

**ЎЗБЕКИСТОН РЕСПУБЛИКАСИ ОЛИЙ ВА ЎРТА МАХСУС
ТАЪЛИМ ВАЗИРЛИГИ
МИРЗО УЛУҒБЕК НОМИДАГИ
ЎЗБЕКИСТОН МИЛЛИЙ УНИВЕРСИТЕТИ**

Т.Н.ДОЛИМОВ, В.И.ТРОИЦКИЙ

ЭВОЛЮЦИОН ГЕОЛОГИЯ

(ЕРНИНГ ГЕОЛОГИК РИВОЖЛАНИШ ТАРИХИ)

**„О‘ҚИТУВЧИ“ НАШРИЁТ-МАТБАА ИЖОДИЙ УЙИ
ТОШКЕНТ—2007**

Мазкур китоб геологик назариянинг муҳим қисми бўлган эволюцион геологияга бағишланган. Китобнинг биринчи қисмида Ернинг тузилиши, эндоген ва экзоген жараёнлар ва геодинамик вазиятлар баён қилинган. Иккинчи қисмида геологик вақт, геохронология ва стратиграфия масалалари батафсил ёритилган. Учинчи ва тўртинчи қисмларда эса Ернинг ривожланиш босқичлари, геодинамик шароитлар кетма-кетлиги, Ер қаватларининг шаклланиши ҳақида қизиқарли маълумотлар берилган.

Ушбу китоб университет талабалари, аспирантлар ҳамда геология, география фани мутахассислари учун мўлжалланган.

Китоб Ўзбекистон Республикаси Вазирлар Маҳкамаси қошидаги Фан ва Янги технологиялар Маркази ва Мирзо Улуғбек номидаги Ўзбекистон Миллий университети ҳомийлигида яратилди.

Масъул муҳаррир: академик *В. Е. Хаин*.

D 1804010000—15
353(04) 2007 — қатъий буюртма 2007

ISBN 978—9943—02—014—6

© „Ўқитувчи“ НМДУ—2007

ИЛМИЙ МУҲАРРИРДАН

Кўп сонли китобхонлар диққатига тавсия этилаётган ушбу китоб профессорлар Т.Н.Долимов ва В.И.Троицкий томонидан ёзилган бўлиб, унда Ер тарихидаги хилма-хил экзоген ва эндоген жараёнлар, уларни белгилайдиган омиллар батафсил ёритилган.

Менинг назаримда, китобнинг асосий ютуқлари қуйидагилардан иборат: *биринчидан*, унда табиатдаги барча геологик жараёнларнинг ўзаро алоқадорлиги ва узвий боғлиқлиги яққол кўрсатилган, эндоген жараёнларнинг устуворлиги алоҳида таъкидлаб ўтилган;

иккинчидан, ушбу экзоген ва эндоген жараёнларни таҳлил қилишда муаллифлар замонавий литосфера плиталари тектоникаси назариясига таянганлар. Бу, экзоген жараёнлар (иқлим, чўкинди тўпланиши, палеобиология, палеогеография ва ҳоказолар)га нисбатан олганда, албатта, муҳим янгилик;

учинчидан, муаллифлар Ер эволюциясини, унинг бетакрор хусусиятларини мукамал ёритганлар.

Ва, ниҳоят, Ернинг эволюциясида ташқи (космик) омилларнинг таъсирига ҳам алоҳида тўхталиб ўтилган. Лекин бизнинг назаримизда, бу омилларни янада кенгроқ талқин қилиш керак эди.

Китобда жуда кенг маълумотлар билан бир қаторда, муаллифларнинг шахсий изланишлари натижалари ҳам келтирилган. Шу боис у нафақат геологларни, балки Ер ҳақидаги фанлар билан шуғулланадиган барча мутахассисларнинг диққатини ўзига тортади. Китобнинг яна бир хусусияти, у китобхондан махсус изланиш, билимни талаб қилмайди, чунки у юқори илмий савияда ёзилган. Менинг фикримча, муаллифлар жуда долзарб ва фойдали ишни бажарганлар, чунки Дунё геологик адабиётида бу турдаги китоб ҳали яратилган эмас.

**Россия ва Европа Фанлар академиясининг
ҳақиқий аъзоси В.Е.Хаин**

МУҚАДДИМА

(I боб)

XX асрнинг иккинчи ярмида геология фанидаги инқилобий ўзгаришлар ўз ниҳоясига етди. Узоқ вақт ҳукм сурган геосинклиналлар назарияси ўз вазифаларини бажариб бўлди ва аста-секин назардан қола бошлади. Унинг ўрнига *литосфера плиталари назарияси* кириб келди ва қисқа вақт ичида бу назариянинг асослари, тамойиллари, янги атамалар базаси яратилди. Спрединг (кенгайиш), субдукция (сўрилиш, ютилиш), коллизия (тўқнашув) каби тушунчалар шулар жумласидандир.

Илмий таҳлил жараёнига бутунлай янги бўлган Беньоф зонаси, чуқур новлар, ороллар ёйи, ёйолди ва ёйорти ҳавзалари, рифтлар каби янги геологик тузилмалар кириб келди ва тезда ўз ўрнини эгаллади.

Геологиядаги бу оламшумул ўзгаришлар унинг фалсафий асосларини ўзгартириб юборди. Натижада геология фани, бошқа табиий фанлар каби, умумий, глобал характерга эга бўла бошлади. Ернинг тузилиши, келиб чиқиши ва ривожланиши, бошқа табиий фанларда бўлганидек, янги, замонавий қарашлар асосида ягона жисм сифатида ўз аксини топапти.

Шу билан бир қаторда, литосфера плиталари назарияси кун сайин янги далиллар ва маълумотлар билан бойиб, нафақат Ернинг устки қисмини (литосферани), балки бутун сайёрамиз таркибини, тузилишини, келиб чиқишини ва ривожланиш тарихини (эволюциясини) ягона нуқтаи назардан ўрганадиган бўлди.

Эволюцион геология нима? Унинг тарихий геология ва геотектоникадан фарқи нимада, деган саволлар табиийдир. Аслида «эволюция» атамаси ривожланиш ёки ўзгариш жараёнини англатади. Шу нуқтаи назардан, **эволюцион геология** — Ернинг ривожланиш тарихини босқичма-босқич тиклаш маъносини билдиради. Ундай бўлса, эволюцион геологиянинг тарихий геологиядан фарқи нимада? Маълумки, XIX—XX асрда шаклланган тарихий геология — бу қитъалар геологияси, қитъалардаги геологик ҳодиса ва воқеалар кетма-кетлигига, таркибига асосланган. XX асрнинг иккинчи ярмидан бошлаб Ернинг 2/3 қисмини ташкил этган океанлар ҳақидаги маълумотлар ва кашфиётлар Ер тарихини бутунлай ўзгартириб юборди.

Океанлардаги Беньоф зоналарининг кашф қилиниши, Дунё рифтлар тизимининг очилиши, қитъаларнинг сурилиши шулар жумласидандир. Эволюцион геология тарихий геологиядан фарқли ўлароқ, бу маълумотлар асосида янги қарашларни шакллантирди. Ўз навбатида, бу янги қарашлар янги услубларни вужудга келтирди.

Эволюцион геологиянинг объектлари Ер, қитъалар, океанлар ва денгизларни ўз ичига олади. Булардан ташқари, жинслар, формациялар тарқалиши, таркиби ҳам бу фан объектларига киради. Табиийки, эволюцион геология Ер қобикларини ҳам ўрганади. Эволюцион геология ўз тадқиқотларида *стратиграфия, петрология, геохимия, минералогия* ва бошқа фанлар ютуқларига таянади. Ўз навбатида, эволюцион геология ўтмишидаги геологик воқеа ва ҳодисаларни тиклайди, уларнинг ривожланиш босқичларини белгилайди ва шу асосда Ердаги бетакрор ўзгаришлар сабабларини аниқлайди.

Эволюцион геологиянинг асосий тамойиллари *актуализмга, қиёсий литологик, магматик, геохимик* тадқиқотларга асосланган. Шунини алоҳида қайд қилиш зарурки, эволюцион геология Ер тарихидаги қайтарилмас ҳодисалар ва жараёнларга алоҳида урғу беради. Масалан, Ер тарихида «кул ранг гнейсларнинг» пайдо бўлиши, коматиит ва анортозитларнинг шаклланиши шулар қаторига киради. Бундай ҳодисалар Ернинг маълум йўналишда ривожланишидан далолат беради. Ўз навбатида, ҳар бир давр, ҳар бир босқич фақат унга хос қазилма бойликларига эга ва эволюцион тарзда олиб борилган тадқиқотлар бу қазилмаларни башорат қилиш имкониятини яратади.

Эволюцион геологиянинг мақсади — Ер тарихини тиклаш, ундаги геологик ҳодисалар ва воқеаларнинг ўзаро алоқаларини аниқлаш ҳамда замон ва маконда ўзгариш қонуниятларини ўрганишдан иборат. Бу мақсадни амалга ошириш учун жуда мураккаб ва оғир вазифаларни ҳал этишга тўғри келади.

Биринчидан, Ер тарихини илмий далиллар асосида даврийлаштириш зарур. Органик моддаларнинг жуда нотекис тақсимланиши, архей-протерозой даврида уларнинг деярли ҳосил бўлмаганлигини инобатга олсак, бу нақадар оғир масала эканлигини тасавур қилиш унча қийин эмас. Бу масалани ечишда хилма-хил геохронологик ва изотоп усуллар ёрдам беради.

Иккинчидан, Ер тарихида содир бўлган хилма-хил эндоген ва экзоген жараёнлар (магматик, метаморфик жараёнлар; эвстатик тебранишлар, океанларнинг очилиши ва беркилиши ва ҳоказолар)ни қайтадан тиклаш ва уларнинг кетма-кетлиги, таркиби, тузилишини ўрганиш лозим.

Эволюцион геологиянинг ўрганиш усуллари кўп. Улар мумтоз *петрология*, *геохимия*, *минералогия*, *стратиграфия*, *палеонтология* услубларига таянади. Албатта, ҳозирги замон *астрономия*, *геофизика*, *космология* фанлари ёки усуллари ҳам шулар жумласига киради.

Юқорида биз литосфера плиталари номи билан маълум бўлган нисбатан янги назария ҳақида сўз юритган эдик. Яна шуни қўшиб айтишимиз мумкинки, бу назария ҳозирги вақтда литосферадаги деярли барча воқеаларни мантиқан тўғри талқин қилади. Аммо бу назариянинг асосий ғоялари геологик ва географик амалиётда кам қўлланилади ва унга татбиқ қилиниши бир қатор қийинчиликларга учрамоқда. Геологлар бу назариянинг асосларини, унинг амалий аҳамиятини, тамойилларини ҳозирча батафсил ўрганмаганлар. Бу ҳол тайёрланаётган ушбу соҳа мутахассисларига салбий таъсир қилапти. Бу соҳада янги дарсликнинг йўқлиги — бунинг асосий сабаби десак, хато қилмаган бўламиз. Шуни ҳам айтиш керакки, охириги 10—15 йил мобайнида дунёда бир қатор янги дарслик ва монографиялар яратилди. Булар сирасига В.Е.Хаиннинг «Қитъалар ва океанлар тектоникаси», «Тарихий геодинамика», «Геодинамика асослари ва тарихий геология», Л.П.Зоненшайннинг «Геодинамика» ва «Тарихий геодинамика», Л.Кеннетнинг «Денгиз геологияси», Х.Редингнинг «Чўкиндилар ва фациялар» каби асарлари киради.

Ана шундай вазиятда биз, ўз тажрибамиздан келиб чиқиб, ушбу китобни яратишга киришдик. Китоб 4 қисм ва 35 бобдан иборат. Китобнинг ўзбек тилидаги вариантини яратишда ўзига хос қийинчиликлар мавжуд бўлганлигини таъкидлаб ўтмоқчи эдик.

Биринчидан, бу ўзбек тилидаги геологик атама ва тушунчаларнинг ниҳоятда танқислиги. Бу вазиятда биз Халқаро геологик атамаларни ишлатишни тўғри деб топдик. Айниқса, инглиз ва француз тилидаги атамалар бунга мисол бўла олади.

Иккинчидан, китобдаги маълумотлар, мисоллар бутун дунё бўйича келтирилган. Бу, ўз навбатида, китобхондан маълум савияни талаб қилади.

Шуни алоҳида қайд қилиш керакки, ўқувчида физика, химия, дунё географиясидан умумий маълумотлар бўлмаса, китобдаги кўп ғояларни ўзлаштириш қийин. Чунки қитъаларнинг узоқ ўтмишдаги ўрни, у ерда тарқалган ётқизиклар, содир бўлган оддий, аммо жуда муҳим ўзгаришлар бутун дунё маълумотлари асосида келтирилган. Муаллифлар яна бир қийинчилик туғдирадиган ҳолатни эслатмоқчилар. Бу, яна атамалар. Улар биз ўйлаганимиздан кўп учрайди, маъноси ҳар хил мутахассислар томонидан турлича изоҳланади (масалан, слэб тушунчаси). Бу вазиятда ҳозир рус ва ўзбек тилларида нашр қилинган луғатлар ёрдам беради, деган умиддамиз. Ва, ниҳоят, китобнинг ўзбек тилидаги варианты рус тилидагисидан бирмунча фарқ қилади. Чунки таржима жараёнида матн анча соддалашган, баъзи бир узундан-узоқ жумлалар қисқартирилган.

Ўзбек тилидаги таржимада ЎЗМУ геология факультетининг бир қатор профессор-ўқитувчилари (Т. Н. Долимов, Х.А.Тўйчиев, И. Н. Ғаниев, А. А. Мусаев, Х. Чиниқулов, А.Х.Мусаев, А. Х. Жўлиев) қатнашганлар. Умумий таҳрир, кўпчилик бобларни қайтадан ёзиш ва таржима қилиш профессор Т. Н. Долимов томонидан амалга оширилган.

Ниҳоят, китоб ёзилиши даврида РФА академиги В.Е.Хаин ўз ёрдами аямади. Бир қатор чигал масалаларда бу олимнинг фикрлари, маслаҳатлари бизга жуда катта ёрдам берди. Шу боис муаллифлар В.Е.Хаинга ўз миннатдорчиликларини билдирадилар.

Муаллифлар ЎЗМУ раҳбарияти, петрография ва қазилма бойликлар кафедраси ходимларининг, хусусан, А.В.Азимова, Н.А.Фердманнинг хизматларини алоҳида таъкидлаб ўтмоқчилар. Ниҳоят, шуни ҳам айтиш керакки, ўзбек тилида бундай китоб биринчи марта тайёрланган ва шунинг учун унда баъзи бир камчиликлар, нуқсонлар бўлиши мумкин. Шу сабабдан барча танқидий мулоҳазаларни муаллифлар миннатдорчилик билан қабул қиладилар.

БИРИНЧИ ҚИСМ

ЕРНИНГ ТУЗИЛИШИ ВА РИВОЖЛАНИШ ЖАРАЁНЛАРИ

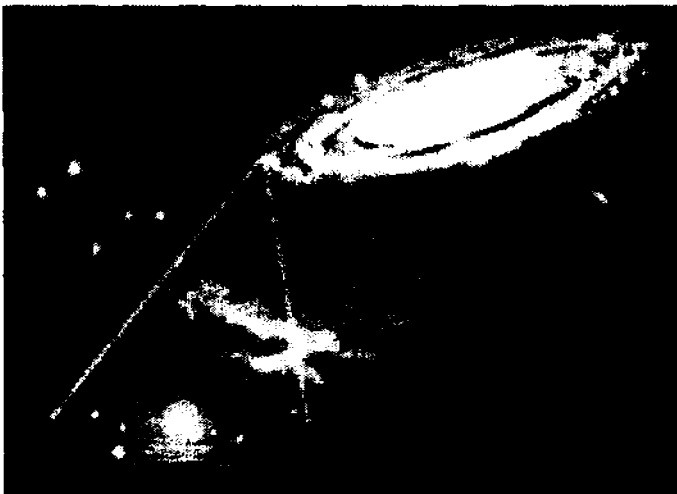
II БОБ. ЕРНИНГ ТУЗИЛИШИ, ТАРКИБИ ВА КЕЛИБ ЧИҚИШИ ҲАҚИДАГИ УМУМИЙ ТАСАВВУРЛАР

2.1. Қуёш тизимидаги сайёраларнинг келиб чиқиши

Ҳозирги астрофизик ва космогоник маълумотларга кўра, Қуёш тизими 4,7—5,0 млрд йил аввал пайдо бўлган. Юлдузлараро модданинг қуюқлашиши ва совуқ сайёра туманлигига ўта бошлаши ва унда янги юлдузнинг портлаши натижасида ҳосил бўлган тўлқиннинг таъсири остида, ушбу модда сиқилиб, ниҳоятда катта диск (гардиш) шаклини олган. Қуёш тизимининг пайдо бўлиши ушбу жараёнлардан бошланган. Юқорида қайд қилинган дискнинг жуда катта қисми (99,2%) унинг марказига тўғри келган ва бу марказдаги бирламчи модда кейинчалик ёш юлдуз — Қуёшнинг пайдо бўлишига олиб келган. Юлдузлараро модданинг қолган 0,2% қисми диск атрофида нотекис тақсимланган. Қуёшнинг термик таъсири, тизимнинг айланиши, Қуёш шамолининг ҳаракати натижасида қисқа (100 млн й.) вақт ичида газ ва чангдан иборат бирламчи, ибтидоий модда парчаланган ва Қуёш атрофида ҳалқасимон йўналиш бўйича ҳаракат қила бошлаган (Сатурн атрофидаги ҳалқаларни эслаш кифоя) (2.2—2.3- расмлар.) Айни бир пайтда ҳалқаларда планетезималлар шакллана бошлаган ва улар ҳисобига Қуёш атрофидаги сайёралар ташкил топган (2.1- расм).

Бирламчи модданинг парчаланиши ва сараланиши, унинг вақт ўтган сари сиқилиши икки гуруҳ сайёраларнинг пайдо бўлишига олиб келган. Меркурий, Венера, Ер, Марс каби сайёралар Қуёшга яқин сайёралар ёки Ер гуруҳи сайёрлари номини олган. Улар ўз таркибида кислород ва темир-магнийли силикат моддаларни мужассамлаштирган. Иккинчи гуруҳ сайёралар Қуёш тизимининг четиде жойлашган. Улар қаторига Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон каби сайёралар киради. Уларнинг таркибида, асосан, газлар ва нисбатан енгил моддалар (водород, гелий, CO_2 , метан) тарқалган. Темир-магнийли силикатларнинг бу сайёралардаги ҳажми унча кўп эмас.

Марс ва Юпитер каби сайёралар орасида астероидлар минтақаси шаклланади. Астероидлар таркиби темир, тоштемир метеоритлардан иборат. Баъзи бир сайёраларнинг йўлдошлари мавжуд. Ой — Ернинг йўлдоши шулар жумласидандир. Ойнинг келиб чиқиши тўғрисида бир қатор тахминлар мавжуд: планетезималларнинг Ер орбитасининг қуюқлашиши, Ернинг чанг ва газсимон булутлар орасидан ўтаётганда Ой моддасини ўзлаштириши, Ер моддасининг бир қисми узилиб, Ойга айланиши ва ҳоказо. Ниҳоят, баъзи бир олимларнинг фикрича, Ерга жуда катта астероид тушгану, Ой орбитасига чиқариб ташланган моддадан янги Ер йўлдоши ҳосил бўлган.



2.1- расм. Галактикада Қуёш ва Қуёш тизимининг ўрни (Ж.Б.Мерион).

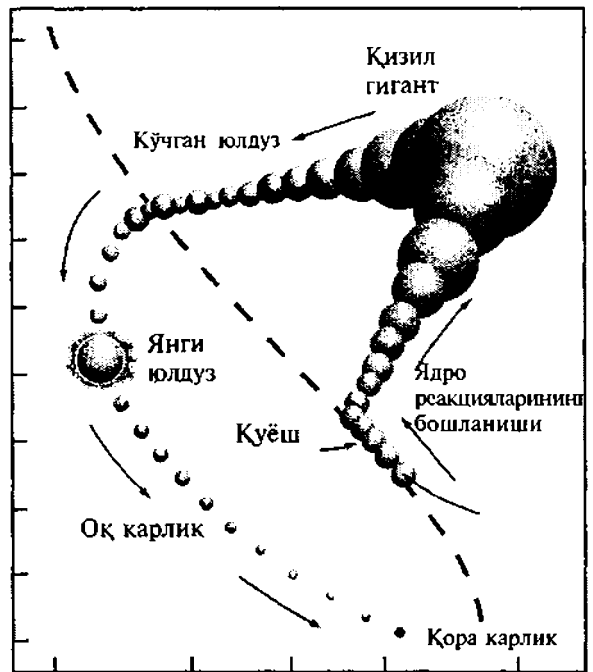
Ойнинг пайдо бўлиши Ернинг сайёра сифатида ривожланишига анча катта таъсир кўрсатган. Масалан, бу икки сайёранинг ўзаро гравитацион алоқадорлиги натижасида, Ойнинг ўз ўқи атрофида айланиши тезлашган. Бунинг ҳисобига Ой Ердан узоқлаша бошлаган. Ушбу жараён натижасида Ердаги кеча ва кундузнинг (сутканинг) давомийлиги ўзгарган. 4,5 млрд йил аввал Ер ўз ўқи атрофида — 2 соатда, протерозойда — 17 соатда, девонда — 22 соатда айланган, ҳозир бу кўрсаткич 24 соат. Ернинг ўз ўқи атрофида айланишининг секинлашиб бориши 1 млн йилда 24 секундни ташкил қилган.

Тадқиқотчиларнинг фикрича, юқорида кўрсатилган ички ва ташқи сайёраларнинг келиб чиқиши ҳар хил сабабларга боғлиқ. Ички сайёралар планетезималларнинг қуюқлашиши, бир-бири билан уйғунлашиб кети-

ши. ташқи сайёралар эса бирламчи, ибтидоий модданинг сиқилиши (коллапс) натижасида ҳосил бўлган. Шунинг ҳам айтиш керакки, Куёш тизимидаги сайёраларнинг барчаси ҳозирги вақтда қатламланган ҳолатда учрайди. Масалан, Ерда ядро, мантия, Ер қобиғи ажратилади. Бошқа сайёралар ҳам шунга ўхшаш қаватлар ёки қатламлардан иборат. Сайёраларнинг бундай тузилишига нима сабаб бўлган, қандай кучлар қатламланиш жараёнларини бошқариб борган, деган саволлар туғилиши табиий.

Жавоб тариқасида қуйидаги гипотезани кўрса-тишимиз мумкин. Унга асосан сайёраларни ҳосил қилган ибтидоий модда жуда мукаммал ўзаро аралашган ва кейинчалик гравитация кучлари таъсирида (оғирлигига қараб) йирик қатламларга бўлинган (масалан, Ердаги ядро, мантия, қобиқ, атмосфера, гидросфера). Ўз навбатида, ҳар бир «қатлам» ичида ҳам таркибан сараланиш жараёнлари ривожланиши мумкин. 4—4,5 млрд йиллик Ернинг геологик ривожланиши натижасида «қатламлар» ҳозирги кўринишга эга бўлган.

Ҳозирги вақтда бу соҳада тўпланган маълумотлар Ер қатламларининг таркиби, пайдо бўлиши, уларга таъсир қилган кучлар ва сараланиш механизмларини тиклаш имкониятини беради. Шу билан бир қаторда, тўпланган геологик, астрофизик маълумотлар Ернинг келажакдаги ҳолати, уни нима кутиши тўғрисида башоратлар қилишга имкон беради.



2.2- расм. Куёшга ўхшаш юлдузнинг эволюцияси (Ж.Б. Мермон).

2.2. Ернинг геологик ва геофизик модели

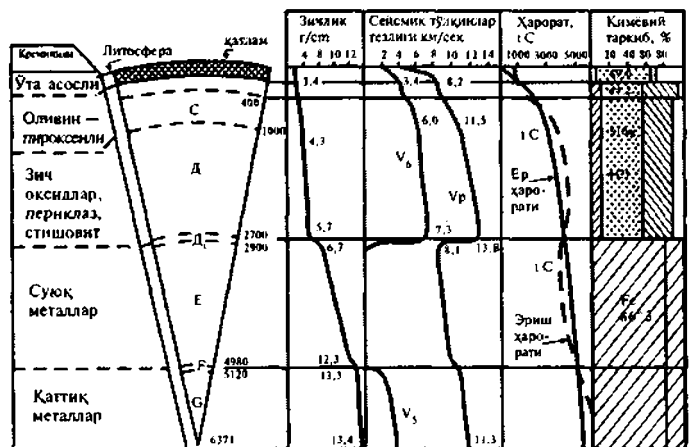
Ҳозирги замон геологик усуллар фақат Ернинг устки қисмини бевосита ўрганиш имкониятини беради. Ердаги жинс қояларини, архейдан то кайнозойгача бўлган қатламларни, океан туби жинсларини ўрганиш шулар жумласидандир. Бу усуллар қаторига чуқур бурғилар ва шахталар ўтиши ҳам киради. Кола ярим оролидаги энг чуқур бурғи 12610 м га етиб борган, Жанубий Африка ва Ҳиндистондаги энг чуқур шахталар 4 км чуқурликка эга. Ернинг 12—15 км дан чуқурроқ қисмини ўрганишда магматик жинслар таркибида кенг тарқалган ксенолитларни таҳлил қилиш катта аҳамиятга эга. Улар Ернинг 150—180 км гача бўлган таркиби тўғрисида муҳим маълумотлар беради. Хулоса қилиб айтганда, Ернинг ички қисми ҳақидаги маълумотлар анча чегараланган.

Бу вазиятда геофизик усуллар ягона ўрганиш воситаси сифатида сақланиб қолади. Геофизик усуллар тўғрисида гап борганда, биз, биринчи навбатда, сейсмик тўлқинларнинг тарқалиши, сейсмо-томография, магнитотеллуриқ зондлаш каби усулларни назарда тутамиз.

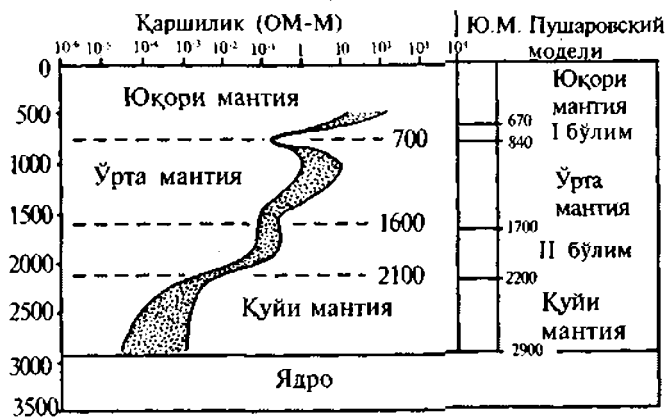
XX асрнинг иккинчи ярмида олиб борилган геофизик тадқиқотлар Ернинг қатламсимон тузилишини исботлаб берди. Унинг умумий ҳажми $1,083 \cdot 10^{27}$ см³, массаси — $5,98 \cdot 10^{22}$ г, зичлиги 5,52 г см³ га тенг. Ер қобиғидаги жинсларнинг ўртача зичлиги 2,5—2,9 г/см³ га тенглигини инобатга олсак, Ернинг ички қисмига қараб зичлик ошиб боришини кузатамиз.

Зичликнинг ер ички қисмида тарқалиши сейсмик тўлқинларнинг ўзгариши орқали ҳам аниқланади. Бўйлама (V_p) ва кўндаланг (V_s) тўлқинларнинг тарқалиши жинслар зичлиги, ҳарорати ва қайишқоқлиги билан боғлиқ. Ушбу физик хусусиятларнинг кенг қўламда ўзгариб бориши ернинг қатламланганлигини, унинг таркибида бир неча мустақил, йирик қаватлар мавжудлигини кўрсатади.

Яқин вақтларгача тан олинган моделлардан бири К.Е.Буллен (1963) модели бўлиб келган. Бу моделда қуйидаги қатламлар ажратилган эди (2.3- расм).



2.3- расм. Ер тузилишининг аниқланган модели (К.Е.Буллен бўйича).



2.4- расм. Ер тузилишининг анъанавий модели (К.Е. Буллен бўйича).

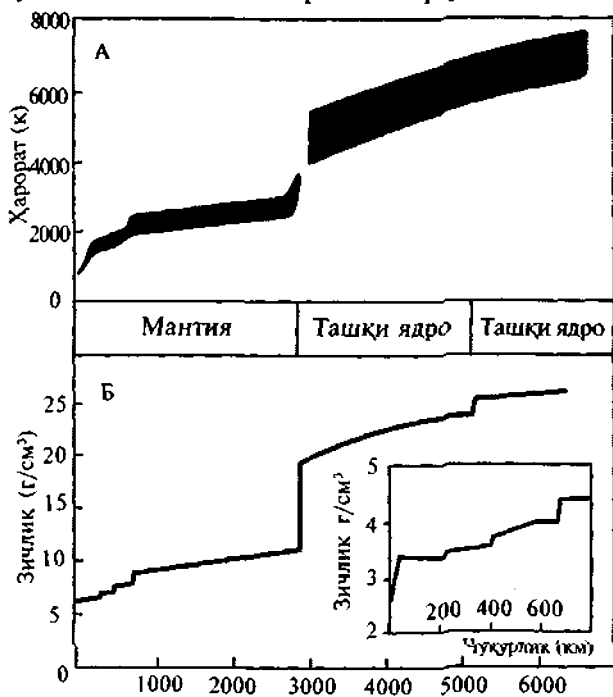
ўртача тезлиги 0,5—7,0 км/секдан то 7,4 км/секгача, кўндаланг тўлқинлар тезлиги 3,7—3,8 км/сек.

Ушбу тўлқинлар тезлигининг ошиб бориши (7,9—8,0 то 8,2 км/секгача) Ер пўстининг пастки чегарасини аниқлаб, бевосита «Моховичич юзаси» номини олган.

Ер мантияси 2900 км гача тарқалган ва, ўз навбатида, Ер пўсти каби бир неча қатламларга бўлинган. Анъанавий тарзда мантия юқори, ўрта (1600—1700 км гача) ва қуйи (2900 км гача) қисмларга бўлинади. Бундай бўлиниш мантиянинг геоэлектрик ва зичлик хоссалари билан ҳам исботланади (2.4, 2.5- расмлар).

Юқори мантия ниҳоятда мураккаб тузилишга эга. Унинг Моховичич юзасидан пастки қисми сейсмик тўлқинларнинг катта тезлиги билан ажралиб туради (8,1—8,2 км/сек) ва модданинг қаттиқ, кристаллик ҳолатда эканлигини кўрсатади. Адабиётларда бундай хоссага эга бўлган мантияни «деплетлашган», яъни ўзидан баъзи бир элементларни чиқариб юборган, тўйинмаган мантия деб номланган. Унинг пастки чегараси океанларда 180—120 км дан то 200—250 км ларгача, қитъаларда эса 50—70 кмга тўғри келади. Қитъаларнинг фаол чеккаларида, океанлардаги марказий тизма рифтларида бу юза 20—25 кмгача кўтарилиши мумкин. Аксинча, платформа ва шунга ўхшаш ҳудудларда бу чегара анча пастга тушиб кетади.

Ушбу мантиянинг кристаллик қисми Ер қобиғи билан бирга *литосфера* ёки *Ернинг қаттиқ (тош) қобиғи* дейилади. Ўз навбатида, литосфера бир неча бўлақларга— литосфера плиталарига бўлинади ва улар нисбатан зич бўлмаган, бирмунча пластик, оқувчанлик хусусиятига эга бўлган жинслар устида жойлашади. Улар *астеносфера* номи билан маълум.



2.5- расм. Ернинг ҳарорати (А) ва зичлигининг (Б) ўзгариши.

А — Ер қобиғи (33 км гача); В — мантия (33—413 км; С — 413—984 км; Д — 984—2898 км) ва Ер ядроси Е — (2898—4982 км); F — 4982—5121 км; G — 5121—6371 км. Кейинчалик К. Буллен Д қатламини Д^I (1084—2700) ва Д^{II} (2700—2900 км) га бўлган (2.3- расм).

Ҳозирги вақтда бирмунча мураккаблашган бошқа турдаги моделлар ҳам мавжуд.

Ернинг ички тузилишида бир қатор глобал, кенг тарқалган чегаралар ажратилган: Мохо чегараси, 410 км, 670 км, 2900 км, 5146 км да жойлашган чегаралар шулар жумласидандир.

Ер қобиғи (пўсти) Ернинг энг юқори қисмида жойлашган. Қалинлиги океанларда 5—12 кмдан 20 км гача, платформа (текислик)ларда 30—40 км, бурмаланган ўлкаларда 50—80 км га тенг. Сейсмик тўлқинларнинг

Астеносферанинг асосий хусусияти ундаги сейсмик тўлқинларнинг (кўндаланг тўлқинларга нисбатан) тезлигини бирмунча камайиб боришидан иборат (Мохо юзасига нисбатан). Шу билан бир қаторда, жинсларнинг геоэлектрик ўтказувчанлиги юқори бўлади. Бу хусусиятлар астеносфера жинсларининг зичлик, қайишқоқлик жиҳатдан Ер қобиғи, юқори мантияга нисбатан фарқини кўрсатади.

Астеносферанинг қуйи чегараси 400—420 км да жойлашган. 660—670 км чуқурликдан сўнг сейсмик тўлқинларнинг кескин (11,3—11,4 км/секгача) ўсиб кетиши кузатилади. Бу хусусият зичликнинг ошиб бориши ва жинсларнинг қайишқоқлик хоссаларини ўзгариб кетиши, моддаларда полиморф реакциялар, бир минералнинг иккинчи зичроқ минерал турига ўтиши (кварц → коэзит) билан белгиланади. Шуни ҳам айтиш керакки, субдукция жараёнлари натижасида сўрилиб бораётган океан литосфераси шу чуқурликкача етиши мумкин. Бунда, Ю. М. Пушаровскийнинг фикрича, жинсларнинг нафақат минералогик, балки кимёвий таркиби ҳам ўзгариб боради.

Ўрта мантияда сейсмик тўлқинларнинг юқори тезлиги ва уни ташкил қилган жинслар деярли бир

хиллиги билан ажралиб туради. Куйи чегараси 1700 км га тенг. Бу чегарадан пастроқда 1700—2000 км гача гравитацион массаларнинг ҳажми ҳам, таркиби ҳам анча ўзгарувчан.

Куйи мантия 2900 км гача тарқалган. Сейсмиқ тўлқинларнинг тезлиги 13,6 км/сек га тенг бўлиши мумкин. Ушбу қатламнинг тубида Ернинг асосий геофизик чегараси жойлашади ва у „Д“ чегараси номи билан маълум. Ушбу чегара атрофида (2700—2900 км — Д^{II}) сейсмиқ тўлқинлар тезлиги 13,6 км/секдан 8,1—8,0 км/сек гача пасайиб кетади, кўндаланг тўлқинлар эса, умуман, бу қатламдан ўта олмайди ва мантияга кириб бормайди. Бундай кескин ўзгаришлар модда физик хусусиятининг ўзгаришига бориб тақалади, яъни модда деярли суюқ ҳолатда эканлигидан далолат беради.

Д^{II} сатҳида куйи мантия моддасининг сараланиши, парчаланиши, бир-бирдан ажралиши билан боғлиқ бўлган мураккаб петрогенетик жараёнлар содир бўлади. Ер ядросидан чиқиб келаётган энергия ва иссиқликнинг нотекис тақсимланиши Д^{II} қатламининг чегараларида ниҳоятда катта ўзгаришлар мавжуд эканлигини кўрсатади. Д^{II} қатламининг тубида кўндаланг тўлқинлар деярли сўнади ва бу хусусият моддалар суюқликка айланганлигидан далолат беради.

Ер ядроси икки қисмдан иборат. 5146 км гача — ядронинг ташқи қисми, 6371 км гача — ички қисми ажратилган. Ядронинг ташқи қисмида сейсмиқ тўлқинлар тезлиги 8,2—8,1 км/секдан 10,4—10,5 км/сек гача етиб бора олмайди.

Хулоса қилиб шуни айтиш мумкинки, сейсмиқ тўлқинларнинг тарқалишига кўра ўрта ва юқори мантия қаттиқ, кристаллик жинслардан ташкил топган ядронинг ташқи қисми суюқлик хоссаларига эга. Агар бу тахмин тўғри бўлса, ташқи ядро да хилма-хил модда оқимлари шаклланади ва, ўз навбатида, бу оқимлар Ернинг магнит майдонини шакллантиради.

Ернинг зичлиги ҳам босқичма-босқич, дискрет шаклда ўзгаради. Ўзгаришлар, асосан, Ер қобиғининг куйи қисмида, ўрта ва куйи мантияда, ядронинг ташқи ва ички қисмларида содир бўлади. Д^{II} — қатламининг алоҳида аҳамияти барча тадқиқотларда ўз исботини топиб борапти.

2.3. Эндоген жараёнларнинг энергия манбалари

Юқорида кўрсатилганидек, Ернинг ҳосил бўлиш даврида таркиби бир хил бўлган чанг ва газсимон ибтидоий моддадан ташкил топган. Ҳозир, яъни деярли 4,5 млрд йил ўтгандан сўнг, у ниҳоятда мураккаб қатлам ва қаватларга ажралган (Ер қобиғи, астеносфера, литосфера, мантия, ядро). Демак, ушбу узоқ вақт давомида сайёрамизнинг табақаланишида қандайдир механизмлар мавжуд бўлган. Ўз-ўзидан маълумки, бу жараёнлар кечиши учун жуда катта энергия керак бўлган. Энергия манбаларини аниқлаш табиий фанлар, хусусан, геология олдида турган энг долзарб ва жуда мураккаб масалалардан ҳисобланади. Фақат бу масалаларнинг ижобий ечимини топганимиздагина, Ернинг ривожланиш тарихини тиклаб олиш имкони яратилади.

Кўп йиллик геофизик, астрофизик тадқиқотлар шуни кўрсатадики, маълум маънода, Ер ўзига хос „иссиқлик машинаси“ ва бу фикрнинг жуда кўп исботлари мавжуд: вулқонларнинг ҳаракати, юқори ҳароратли лаваларнинг ер юзасига отилиши, чуқур бурғилар, шахталардаги ҳароратнинг чуқурлик сари ортиб бориши, иссиқ сувларнинг пайдо бўлиши ва ҳоказо.

Ер заминида нафақат иссиқлик шаклланади, балки уни ер юзасига чиқариш имконияти ҳам бор. Ерда ҳосил бўлган иссиқлик барча магматик жинсларни, улар билан боғлиқ бўлган гидротермал тизимларни, метаморфизм жараёнларини вужудга келтиради. Ер юзаси орқали атроф-муҳитга $4,2 \cdot 10^3$ Вт энергия юборилади. Бу жуда катта энергия қаерда ва қандай механизмлар орқали ҳосил бўлади? Бу саволлар геология шакллана бошлангандан бери мутахассислар олдида турибди.

XIX асрда Кант-Лаплас назариясига биноан, Ернинг иссиқлик режими унинг аста-секин совиб бориши билан боғланган. Бу назария асосида Ернинг ички қисмида жуда катта ва юқори ҳароратдаги эритма мавжуд. Унинг аста-секин совishi минералларнинг кристалланишига сабаб бўлади. Ўз навбатида, минераллардан қаттиқ магматик жинслар ташкил топади ва Ернинг қаттиқ қобиғи шаклланади, деб тахмин қилинарди. Шу нуқтага назардан Ернинг ёши бир неча юз млн йилга тенг деб уқтирилди. Аммо Ернинг ёши ҳозирги вақтда 4,5—4,7 млрд йилга тенг. У совуқ газ ва космик чангнинг қуюқлашуви натижасида ҳосил бўлган.

Узоқ вақт давомида XIX—XX асрда кашф қилинган радиоактив парчаланиш жараёнларини Ернинг асосий иссиқлик манбаи деб кўрсатишган.

Радиоактив элементларнинг (U, Th, K) парчаланиши натижасида радиоактив энергия ҳосил бўлади. Булар сирасига қисқа давр яшайдиган бошқа изотоплар ҳам киради. Ўз даври учун бу қарашлар тўғри бўлган ва ҳозир ҳам баъзи бир жиҳатлари билан ўз аҳамиятини сақлаб қолган. Дарҳақиқат, радиоактив парчаланиш натижасида анча катта энергия ҳосил бўлади ва у Ернинг иссиқлик балансида катта роль ўйнайди.

Аммо Ернинг чуқурлик иссиқлигини фақат ушбу жараён билан боғлаш бир қатор қарама-қаршиликларга учради. Биринчидан, радиоактив элементлар, асосан, Ер қобиғида шаклланган нордон

жинсларга мансуб. Мантия ҳосиласи бўлган жинсларда унинг миқдори жуда кам (2.1- жадвал) ёки умуман учрамайди. Иккинчидан, радиоген парчаланиш натижасида ҳосил бўлган иссиқлик фақат Ер қобиғига тўғри келади ва бошқа қатламларда ҳосил бўлмайди.

2.1- жадвал

Тоғ жинсларида ҳосил бўладиган радиоген иссиқлик

Тоғ жинслари	Иссиқлик миқдори, кал/(г·с)
Гранит	$2,6 \cdot 10^{-13}$
Базальт	$3,8 \cdot 10^{-14}$
Перидотит	$2,9 \cdot 10^{-16}$
Дунит	$6,0 \cdot 10^{-17}$
Хондритли метеорит	$1,2 \cdot 10^{-15}$
Темир метеорит	$1,0 \cdot 10^{-18}$

Агар Ер заминидан чиқаётган иссиқлик энергияси $4,2 \cdot 10^{20}$ эрг/сек бўлса, радиоген энергия фақат $1,1 \cdot 10^{20}$ эрг/секни ташкил қилади (26%). Шулардан фақат 1% энергия мантияга тўғри келади. Демак, радиоген иссиқлик энергияси Ернинг дифференциацияси билан боғлиқ жараёнлар учун унча катта аҳамиятга эга эмас. Энергиянинг бошқа манбаларини қидириш зарурияти туғилади.

Гравитацион парчаланиш, саралаш энергияси Ер иссиқлигининг муҳим манбаларидан ҳисобланади. Юқорида биз Ер зичлигининг ўзгариши, минералларнинг бир турдан иккинчи турга ўтишини кўрсатишга ҳаракат қилдик. Гравитацион дифференциация энергиясининг пайдо бўлиши асосида зичликнинг ўзгариши, моддаларнинг қайта тақсимланиши, минералларнинг зичроқ турларга ўтиш реакциялари (кварц → коэсит, пироксен → омфацит) натижасида ҳосил бўлган энергия ётади. Бу соҳада бир қатор энергетик сатҳларни белгилаш мумкин.

Ядро ва мантия чегарасидаги сатҳ (D'' , 2700—2900 км). Бу сатҳда мантия моддасининг силикат ва металлалашган қисмларга ажралиши кузатилади. Юқори босим ва юқори ҳарорат шароитида „қаттиқ“ эритмалар парчаланаяди, темир оксидлари силикатлар панжарасидан чиқа бошлайди, алоҳида суяқ темир массалари сифатида тўпланади. Бу жараёнлар мантиянинг қизишига олиб келади. Ҳисоблар ва тадқиқотлар шуни кўрсатадики, бу сатҳда ҳосил бўлган энергия умумий ер энергиясининг 75%ини ($3,0 \cdot 10^{20}$ эрг/сек) ташкил қилади. Айни бир пайтда қизиган ва анча енгил бўлган литофил моддаларга тўйинмаган оқимлар юқорига интилади ва плюмларни шакллантиради.

Ер ядросининг ички ва ташқи чегараларида ҳам гравитацион дифференциация кенг ривожланган. Маълумки, Ер ядросининг ички қисмида кенг тарқалган темир билан бир қаторда кислород, олтингурут, кремний ва бошқа элементлар мавжуд. Уларнинг ичидан нисбатан енгил литофил элементларнинг мантияга чиқариб юборилиши, соф темирнинг пайдо бўлиши иссиқлик ажралишига сабаб бўлади.

Ер магнит майдонининг, ундаги конвектив оқимларнинг пайдо бўлиши ушбу жараёнлар билан боғланган.

Навбатдаги иссиқлик пайдо бўладиган сатҳ ўрта ва юқори мантия орасида жойлашган. Бу ерда мантия моддаларининг дифференциацияси, минералларнинг бир турдан иккинчи зичроқ турга айланиши кузатилади. Ниҳоят, анча катта ҳажмдаги иссиқлик астеносферада перидотит эритмаларидан базальтларнинг келиб чиқиши, ўта асосли жинсларнинг парчаланиши натижасида ҳосил бўлади.

Ернинг тортишиш кучи энергияси Ой ва сайёрамиз ўртасидаги ўзаро гравитацион алоқалар натижасида пайдо бўлади. Ўзаро тортишиш натижасида Ер юзасида катта тўлқинлар пайдо бўлади. Ҳозирги вақтда улар Ерда ҳар суткада шаклланади (океанлар сувининг кўпайиши ва камайиши). Бу ҳаракатлар геологик ўтмишда Ерни тебрантирган ва натижада катта энергия вулжудга келган.

Астероидлар ва планетезималларнинг Ер юзасига тушиши натижасида ҳосил бўлган иссиқлик энергияси ҳам катта аҳамиятга эга. Бундай астероидлар томонидан ернинг бомбардимон қилинишини Ой юзасида тарқалган беҳисоб кратерлар мисолида кўриш мумкин. Астероидлар Ер юзасига тушганда ҳосил бўлган тўлқинлар 500—700 км чуқурликкача ўз таъсирини сақлаб қолади. Бу жараёнлар „импакт жараёнлар“ дейилади. Бундай ҳодисалар натижасида Ер моддаси кўпинча эрийди, нисбатан оғир мантия ва енгил базальт қисмларга ажралади. Ҳосил бўлган кратерлар эса базальтлар билан тўлиб боради, кратерлар остида махсус оғир массалар — масконлар пайдо бўлади.

Хулоса қилиб айтганда, радиоген иссиқлик, Ой ва Ернинг ўзаро тортилиш кучининг секинлашиши, астероид ва планетезималларнинг Ерга тушиши билан боғлиқ бўлган энергия Ернинг эоархей давридаги ривожланишига жуда катта таъсир кўрсатган. Бу даврда бирламчи астеносфера ҳосил бўлган, унинг 50—80% қисми эриб кетган ва, ўз навбатида, архейдаги „магматик океанни“ ташкил қилган.

Архей даврида Ернинг ядроси шаклланиши муносабати билан энергиянинг янги гравитацион механизми шаклланган. Зичлик, кимёвий таркиб билан боғлиқ бўлган дифференциация жараёнлари ернинг ҳалқасимон қаватларининг ажралишида, табақаланишида асосий механизм сифатида намоён бўлган ва энг асосийси, Ер ўзи ривожланадиган мустақил тизим ҳосил қилган.

Юқорида кўрсатилган энергия манбаларининг нисбий аҳамияти 2.5, 2.6- расмларда кўрсатилган.

О.Г.Сорохтин, Н.Л.Добрецов, С.А.Ушаковларнинг фикрича, Ернинг ривожланиш тарихида ҳар бир босқичда энергиянинг пайдо бўлиши ўз хусусиятларига эга. Архей-эоархей босқичида импакт, тортишиш, аккреция ва радиоген парчаланиш жараёнлари натижасида ҳосил бўлган энергия биринчи ўринда турган (3,4—4 млрд й.). Кейинчалик (архей-протерозой) энергиянинг асосий манбаи гравитацион дифференциация билан боғлиқ бўла борган.

2.4. Иссиқлик ва мантиянинг реологик хусусиятлари

2.4.1. Иссиқлик оқимлари

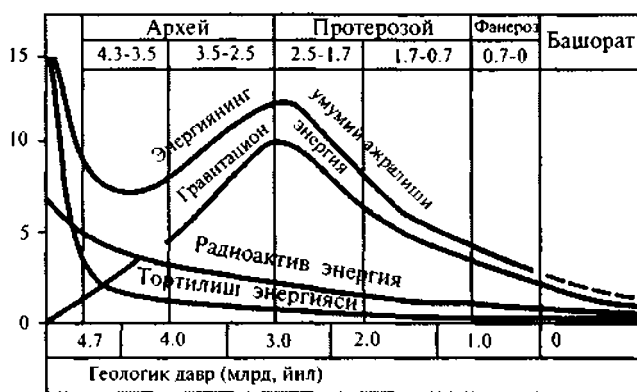
Иссиқлик энергиясининг пайдо бўлишидаги ягона кўрсаткич — иссиқлик оқимларининг шаклланишидир. Иссиқлик оқими Ернинг ривожланиш тарихида йўқотаётган иссиқлик миқдори билан белгиланади. Ҳозирги вақтда бир йилда Ер юзаси орқали йўқолаётган иссиқлик $4 \cdot 10^{13}$ Вт га тенг. Унинг 75% и океанларга ва 25% қитъаларга тўғри келади. Умуман, Ер бўйича олинган иссиқлик оқимининг ўртача миқдори 61 Вт/м^2 га тенг.

Ернинг иссиқлик майдонини ўрганиш унда жуда катта тебраниш мавжудлигини кўрсатди.

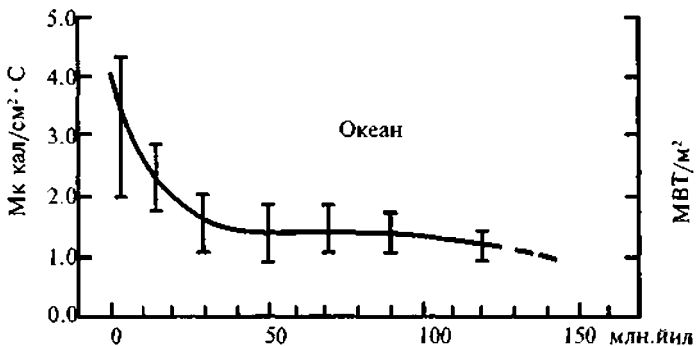
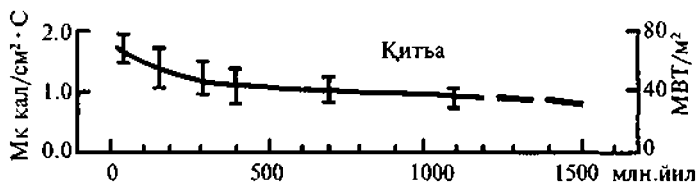
XX асрнинг 60- йилларигача иссиқлик оқимларини, асосан, Ер қобиғида радиоген парчаланиш жараёнлари билан боғлаб келинган. Кейинчалик бу иссиқликнинг 60% мантиядан ва фақат 40% Ер қобиғидан эканлиги аниқланди. Океанлардаги литосфера фақат 5—10% иссиқликни бера олади (2.7- расм). Иссиқлик оқимини ўлчаш ва тадқиқ қилиш оқимлар жинслар ёшига ҳам боғлиқ бўлишини кўрсатди. Океанларда иссиқлик оқимининг энг катта ҳарорати марказий тизмалар ва рифтларга тўғри келади, энг кам ҳарорат эса чуқурсув новлар билан боғлиқ.

Қитъаларда иссиқлик оқимининг энг юқори рақамлари кайнозой бурмаланган ўлкаларига тўғри келади, энг кичик рақамлар — токембрийда шаклланган платформалар ва қалқонлар билан боғлиқ. И.Вителло, Х.Н.Поллакнинг тадқиқотларига кўра, қитъалардаги иссиқлик оқимлари қуйидаги уч манба ҳисобига шаклланган: а) Ер қобиғининг юқори қисмидаги радиоген парчаланиш билан боғлиқ бўлган иссиқлик (40%); б) у ёки бу ҳудуддаги охириги тектоник воқеадан сўнг сақланиб қолган иссиқлик (30%); в) мантиядан келаётган иссиқлик (55—60%).

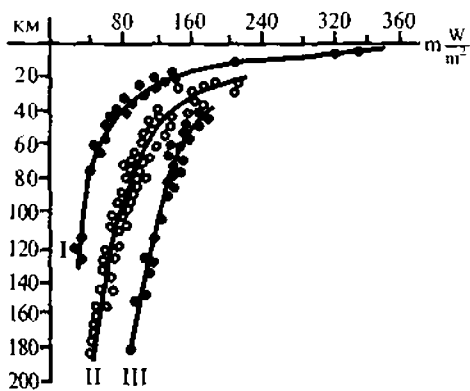
п · 10²⁰ эрг/сек



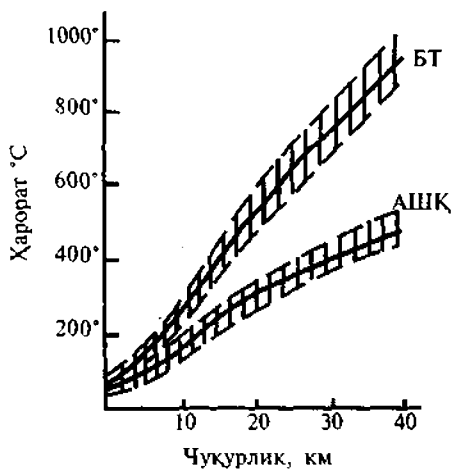
2.6- расм. Ернинг геологик тарихида эндоген иссиқлик энергиясининг ҳосил бўлиши ва тақсимланиши (О. Г. Сорохтин бўйича).



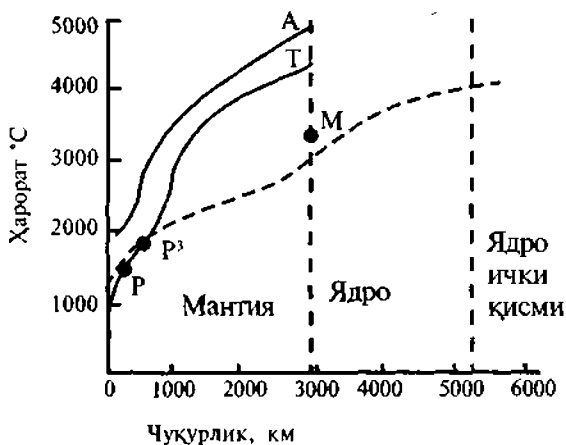
2.7- расм. Қитъалар ва океанларда иссиқлик оқимининг тарқалиши (D.S.Chapman, H.N.Pollack).



2.8- расм. Иссиқлик оқими ва литосферанинг қалинлиги (Л.Э.Левин буйича): I-II — Тинч океани фаол чеккаси (I — океаник қобик, II — қитъа қобиғи), III — альп, киммерид, герцин даврида шаклланган Ер қобиғи



2.9- расм. АҚШнинг ғарбий ва шарқий қисмида ҳароратнинг ўзгариши: БТ — ҳавзалар ва тизмалар худуди, АШҚ — АҚШнинг шарқий қисми



2.10- расм. Ерда ҳароратнинг тақсимланиши (D.P. Mc-Kenzie, F.D. Stacey). P — PF — ўрта мантйя, M — ядро ва мантйя чегараси. A — океанлар; T — қитъалар.

қисмида (400—700 км) — минераллар бир турдан иккинчисига ўтиши мумкин бўлган сатҳда, ҳарорат 1900° га етади. Ниҳоят ядро ва мантйя чегарасида ҳарорат 3000—3800° га тенг (2.10- расм).

2.4.2. Адиабатик шароитлар

Ер моддаси хоссаларининг ҳарорат ва босим натижасида ўзгариб боришини адиабатик шароитлар билан боғлайдилар. Масалан, босимнинг ошиб бориши модданинг зичлигини оширади, аммо ҳароратнинг кўпайиб бориши, аксинча, зичликни пасайтиради. Шунинг учун модданинг табиий хусусиятлари адиабатик шароитлар билан чамбарчас боғлиқ. Модда ернинг ички қисмида қаттиқ (кристаллик), эриган (суюқлик) ҳолатида бўлиши мумкин. Бу хусусиятлар жинсларнинг эриши билан боғлиқ.

Адиабатик шароитлар модданинг реологик хусусиятларини белгилаб беради, яъни унинг қайишқоқлиги, деформацияларга мойиллиги, эрувчанлиги ва ҳоказо. Бундан ташқари, тоғ жинсларининг чўзилиш, эриш қобилияти мантйя ва астеносферанинг ҳолатини белгилайди.

Масалан, астеносферада ҳароратнинг перидотит минераллари солидусига яқинлашиб бориши унинг қисман эриб кетганлигини билдиради. Аммо шундай вазиятлар ҳам бўладики, ҳарорат ошиб борса ҳам жинслар эримайди. Бунинг сабаби босимнинг катталигидадир. Босим кўтарилган сари жинсларнинг эриш қобилияти чекланади ва жинслар кристаллик ҳолатида сақланиб қолаверади.

2.4.3. Мантйянинг реологик хусусиятлари

Реология — жинсларнинг қаттиқ ҳолатда оқувчанлик хоссаларини акс эттирувчи тушунча. Тоғ жинсларининг катта босим ва ҳарорат таъсирида кристаллик ҳолатидан пластик ҳолатга ўтиши — жуда кўп мисоллар билан исботланган ҳодиса. Айниқса, буни метаморфик жинслар мисолида кўп

хуриш мумкин. Хилма-хил дисгармоник бурмалар, томирлар, „қатлам“ ва „қатламчалар“ ҳосил қилган метаморфик жараёнлар бунга яққол мисол бўла олади.

Тоғ жинсларининг „оқувчанлиги“ уларнинг ёпишқоқлик хусусиятлари, ёпишқоқлик хусусиятлари эса ўз навбатида, жинсларнинг кимёвий таркиби, босим ва ҳарорат билан боғлиқ.

Ҳар қандай тоғ жинслари учун босим ва ҳароратнинг кўпайиб бориши, унинг ёпишқоқлигини тасайтиради ва оқувчанлигини оширади. Жинсларнинг ушбу хусусиятларини махсус фан — реология—механиканинг махсус бўлими ўрганadi.

Ер қобиғининг ва қаватларининг реологик хусусиятлари анча ўзгарувчан. Океан литосфера жинслари учун унинг ёпишқоқлик коэффиценти 10^{19} — 10^{20} п (пуаз), қитъаларда — 10^{21} — 10^{22} пуаз. Астеносферада бу коэффицентлар анча паст, яъни астеносфера жинслари Ер қобиғига нисбатан анча оқувчан.

2.5. Ернинг геотермик майдонини районлаштириш

Иссиқлик энергиясининг хилма-хиллиги, келиб чиқиш усуллариининг ранг-баранглиги, Ер юзасидаги ҳар хил ҳудудларда ўзига хос иссиқлик оқимининг мавжудлиги Ердаги геодинамик жараёнлар билан уйғунлашиб кетганидан далолат беради. Айниқса, мантиядаги геодинамик жараёнлар буни яққол кўрсатади (2.11- расм).

Ер куррасида иссиқлик оқимининг тарқалиши жуда нотекис (350 Вт/м^2 — 20 Вт/м^2 гача). Биринчи навбатда, океан туридаги тизмаларда иссиқлик оқимининг юқори эканлигига аҳамият бериш зарур. Ҳар бир бундай тизма ва ундаги рифт тузилмалари иссиқлик оқимининг юқорилиги билан ажралиб туради ва Ерда ягона рифтлар тизимини ташкил қиладилар.

Бундай тизимларга Атлантика-Антарктида, Ҳинд ва Тинч океани ҳудудидаги термик аномалиялар киради. Гоҳо улар қитъаларда ҳам давом этади (Шимолий Америкадаги тизмалар ва ҳавзалар ҳудуди, Шарқий Африка рифтлари). Бу ерларда иссиқлик оқимининг миқдори 80 Вт/м^2 дан кўп. Океанлардаги марказий рифт тизимларида эса бундай юқори термик аномалиялар уларни кесиб ўтаётган трансформ ёриқлар билан боғлиқ.

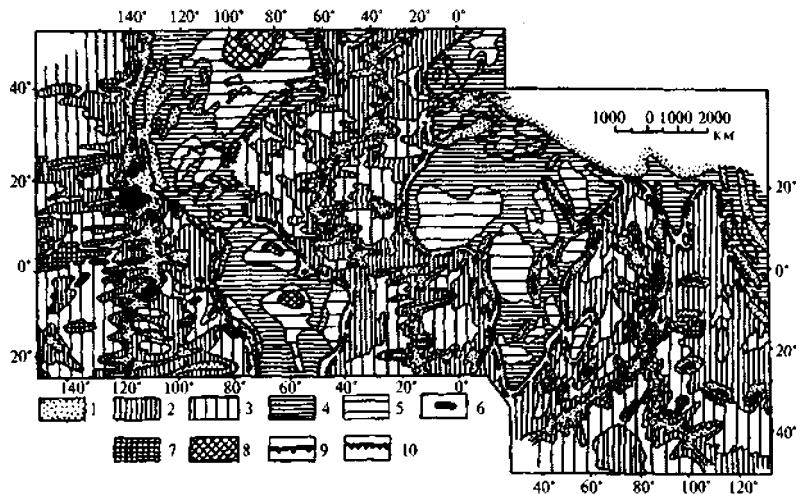
Океандаги тизмалардан ташқари, юқори ҳароратли аномалиялар якка жойлашган океандаги вулқон оролларига ҳам мансуб (Гавай, Император ороллари, 80 Вт/м^2).

Қитъаларда юқори ҳарорат, биринчи навбатда, уларнинг фаол чеккаларига тўғри келади. Иссиқлик аномалиялари Тинч океаннинг атрофида йирик ҳалқасимон тузилма ташкил қилиб, худди шу ҳудудларда тарқалган вулканик ўлкалар ва минтақалар билан боғлиқдир. Ушбу вулканик ўлкаларда термик аномалиялар жуда қатта бўлиб, 200 — 350 Вт/м^2 ни ташкил қилади.

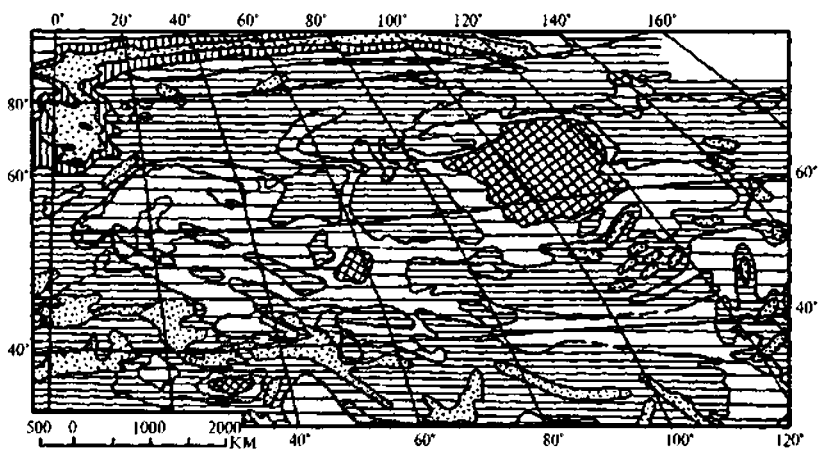
Қитъаларнинг ичида юқори ҳарорат бурмаланган ўлкалар (Альп-Ҳимолай тоғ тизмалари, Тянь-шан, Копетдоғ ва ҳоказо), қитъалараро рифтлар ва рифт тизмаларига (Байкал, Иссиқкўл) тўғри келади.

Шу билан бир қаторда, Ерда иссиқлик оқими паст ёки жуда паст бўлган (10 — 20 Вт/м^2 ҳам) ҳудудлар ҳам учрайди. Улар қаторига океандаги текисликлар ва платформалар киради. Океанларда ҳарорат марказий океан тизмасидан абиссал, чуқурсув текисликларига қараб 80 Вт/м^2 дан 15 — 20 Вт/м^2 гача қисқаради.

Шундай қилиб, Ер геотермик майдонининг тузилиши иссиқлик энергиясининг мантиядан жуда нотекис келишидан далолат беради. Иссиқлик оқимининг энг кўп қисми океандаги рифт тизимларига, қитъаларнинг фаол чеккаларига, субдукция жараёнлари кечаётган ҳудудларга тўғри келади (2.12, 2.13-расмлар.)



2.11- расм. Ҳинд, Тинч, Атлантика океанларидаги, Африка ва Америка қитъасидаги иссиқлик оқимининг тақсимланиши (Л.Э.Левин бўйича): 1—8 — иссиқлик оқимининг зичлиги, 1—80 дан ортиқ океан ва қитъаларда, 2—3 — океанларда, 4—5 — қитъаларда, 6 — юқори оқим (80 дан ортиқ), 7—8 — паст оқимлар, 7 — океан, 8 — қитъа, 9 — субдукция ҳудуди, 10 — қитъа ёнбағри.



2.12- расм. Евросиёдаги иссиқлик оқимининг тақсимланиши (Л.Э.Левин буйича).



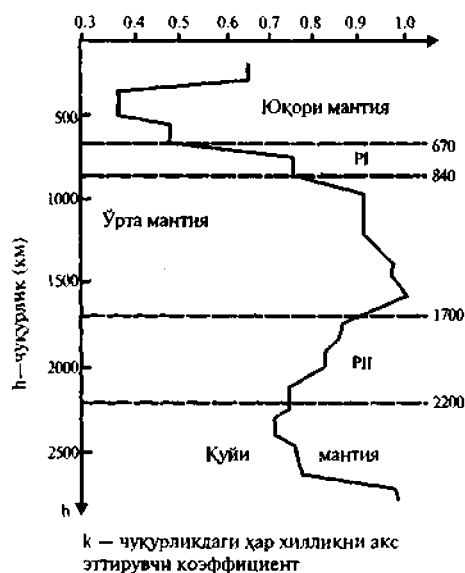
2.13- расм. Арктика ҳудудида иссиқликнинг тақсимланиши.

2.6. Ернинг гравитацион хилма-хиллиги

Юқорида кўрсатганимиздек, Ернинг ички тузилиши тўғрисидаги асосий маълумотлар, биринчи навбатда, геофизик усуллар туфайли пайдо бўлади. Улар орасида кўп каналли сейсмик профиллар ўтказиш, сейсмотомография, гравиметрия, магнитометрия, магнитотеллурик зондлаш ва геотермик услубларини кўрсатиш мумкин. Олинган натижалар Ернинг ички қисмида моддаларнинг тақсимланишини моделлаш имконини берувчи тажрибалар ва экспериментлар билан тўлдиради. Геофизик ва петрологик усулларни тадқиқ этиш Ернинг ички тузилишини, ҳажмини тасвирлаш имконини беради. Пировардида ер қатламланган ҳолатда эканлиги, ҳар бир қатлам ҳам ниҳоятда мураккаб тузилганлиги ва ҳар бир қатламнинг табиий ҳолати ва кимёвий таркиби ўзгарувчанлиги аниқланди.

Кўндаланг, бўйлама ва юза тўлқинларнинг тарқалишини таҳлил қилиш шуни кўрсатадики, Ер таркиб жиҳатдан бир хил эмас. Ундаги геосфералар ҳам бир хилликдан узоқ. Ер ва унинг қаватларидаги горизонтал хилма-хиллик ва ранг-баранглик унинг асосий хусусиятларига киради.

Ернинг бу хусусиятини юқори ва паст тезликдаги тўлқин аномалиялари¹ ташкил қилади. Бу ҳол моддаларнинг совуқ (юқори тезликдаги) ва иссиқ (паст тезликдаги) оқимлар сифатида талқин қилиш имконини беради. Улардан ташқари моддаларнинг таркиб жиҳатдан хилма-хиллиги бу фикрни исботлайди (2.14- расм).



2.14- расм. Турли чуқурликлардаги мантиянинг сейсмик ранг - баранглигининг ўзгариши (R.D. Hilst, H. Karason буйича).

Р.Д.Хилст ва Х.Карасон ушбу номуъерийликларнинг тарқалишини статистик жиҳатдан таҳлил қилиб, ҳар хил чуқурликларни қиёслаган. Табиийки, минимал корреляция Ер пўсти учун характерли бўлиб, у континентал ва океан туридаги пўстларнинг гравитацион хилма-хиллиги билан боғлиқ.

Юқори мантия ҳам оғирлик жиҳатдан нотурғун тизим (чуқурлик бир жинсли эмас, корреляция коэффициенти 0,4 дан паст) деб қаралади, сейсмик тезликларнинг кескин ўзгариши ва ўсиши кузатиладиган оралик қобикларда (670—800—900 км) моддаларнинг (минералларнинг) бир турдан иккинчисига ўтиши ҳисобига зичликнинг ошиши кузатилади.

Ўрта ва қуйи мантия нисбатан яқка жинсли тузилишга эга. Бу эса бир жинсли эмасликнинг юқори даражадаги корреляциясини белгилайди. 1700—2300 км чуқурликда корреляция коэффицентининг бирмунча пасайиши (0,85—0,7 гача) мантиянинг физик параметрлари шу ораликларда ўзгариши мумкинлигини кўрсатади.

Сейсмотомографик маълумотларни қайта ишлаш геосфераларнинг сейсмотомографик кесмалари мажмуасини яратиш имконини берди. Бундан ташқари, мантиянинг ички

¹Аномалия— номуъерийлик. Меъёрдан кўп ёки кам.

тузилишининг ҳажмий тасвирини яратиш мумкин бўлди. Худди шундай ишлар Ер ядроси учун ҳам бажарилди. Натижада, чуқурлик ошган сари Ернинг ҳалқасимон геосфераларини белгиловчи сейсмик тўлқинлар тезликларининг ошиб боришидан ташқари, кесмада зичлиги ва қизитилиш даражаси бўйича фарқланувчи, тик ва қия жойлашган жисмлар ажратилди. Улар мантиянинг ядро билан чегарасигача тарқалган (2.10, 2.15- расмлар).

Уларни икки турга ажратиш мумкин. Биринчиси — апвеллинглар ва плюмлар. Улар расмда кўрсатилганидек, мантиядан Ернинг ядросигача тарқалиши мумкин. Иккинчиси — слэб ёки даунвеллинг дейилади. Таркиби „совуқ“ океан пўстидан деярли фарқ қилмайди, бўйлама тўлқинлар тезлиги анча юқори (7,8—8,2 км/сек).

Ушбу тадқиқотлар мантиянинг тузилиши нақадар мураккаблигини аниқлаш билан бир вақтда, унда конвектив оқимлар мавжудлигини ҳам кўрсатади. Мантиядаги конвектив оқимлар мавжудлигининг аниқлангани литосфера плиталари ва глобал геодинамика назариясининг фундаментал асосларини сезиларли даражада мустаҳкамлайди.

Инверсия шкаласида мантиядаги V_p ва V_s сейсмик тўлқинлар тарқалиши бўйича олинган маълумотлар бу ерда зичлик якка жинсли эмаслигини кўрсатади. Тезлик аномалиялари „нормал“ ҳолатига нисбатан фоизларда берилган. Шкала тезликнинг ўртача миқдоридан четлашганликни кўрсатади. Манфий қиймат зичлашганликни, мусбат қиймат эса зичликнинг пасайганлигини билдиради. Бу уларнинг совиганлик ёки қизиганлик даражасига тўғри келади.

Апвеллинглар ёки суперплюмлар D'' қатламидан бошланади ва мураккаб тузилган. Сейсмик тўлқинлар паст тезликли жисмлардан иборат бўлиб, мантиянинг устки қисмида кўплаб шохобчаларга ажралиб кетади. Уларнинг ер юзасига чиқиш жойлари океан рифт тизими, китъалардаги рифт вилоятлари ҳамда „иссиқ нуқталар ва майдонлар“ га тўғри келади.

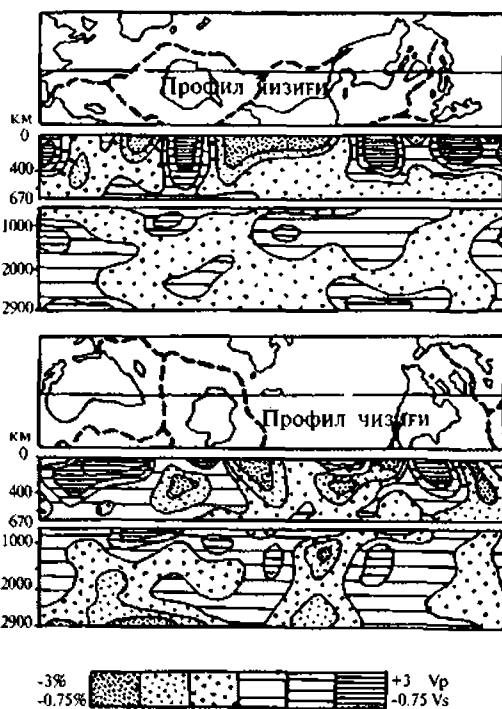
Апвеллингларнинг тарқалиши 2.16, 2.17- расмларда кўрсатилган.

Мантияда қизиган моддаларнинг юқорига қараб интилган оқимларини вужудга келишини кўпчилик тадқиқотчилар маълум чуқурликда содир бўлган мантия моддаларининг сараланиши билан боғлайдилар. Уларнинг вужудга келишида D'' сатҳи муҳим роль ўйнайди. Бунда ядронинг ҳосил бўлиши билан боғлиқ жараёнлар ривож топади. Бу мантия моддасининг грануляр оралик бўшлиғидан диффузия натижасида силикат кристалларидан темир оксидлари чиқади. Бунда темир ажралиб чиқади. Эриш ҳароратининг пастлиги сабабли у суюлади ва шу туфайли ядрога қайтиб оқиб тушади.

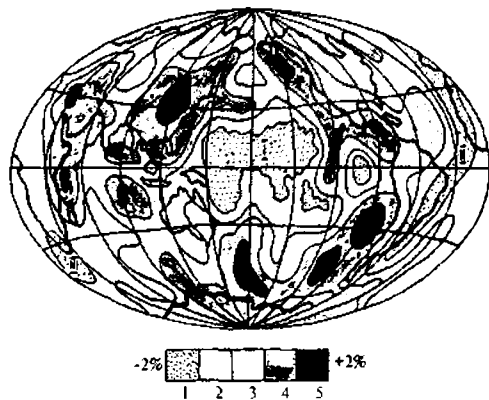
Мантиянинг бу қисмида адиабатик шароитлар силикатлар ва бошқа оксидларнинг ёппасига суюқланиш имкониятини чеклашни таъкиллаб ўтиш лозим. Дифференциация жараёни натижасида катта миқдорда иссиқлик энергияси ажралиб чиқади. Мантия моддасининг қизиши сабабли у оқувчанлик хусусиятига эга бўлади, конвектив оқимнинг юқорига кўтарилувчи тармоғи вужудга келиш имконияти яратилади.

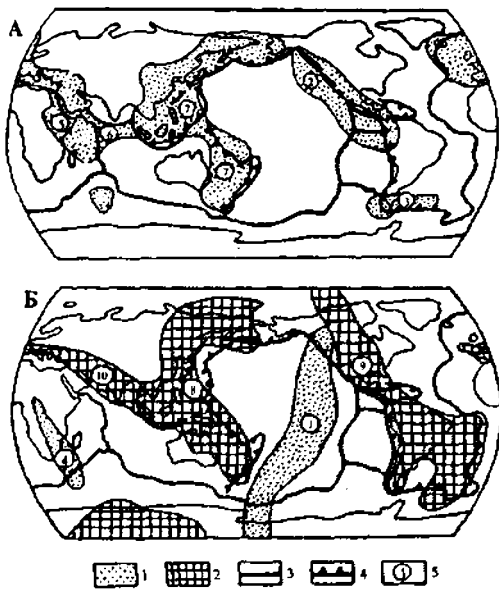
2.16- расмда тасвирланганидек, ҳозирги замон мантиясида йирик апвеллинглар илдизлари Тинч океани, Ҳинд-Африка ва Атлантикада D'' қатламларида жойлашган. Сейсмик тўлқинлар тезлигининг „совуқ“ вилоятларга нисбатан контрастлиги 7—8% гача етиши мумкин. Бу иссиқлик оқимининг юқори суръатини билдиради. Ўрта мантияда (2.17- расм) Ҳинд-Африка плюмининг ҳолати сақланиб қолади, Тинч океани апвеллиги эса субмеридионал йўналишга эга бўлади.

2.16- расм. 2850 км чуқурлик учун мантия асоси (D'') сатҳигача Ернинг сейсмотомаграфик модели (Su W., R.L. Woodward, A.M. Dziewonski): 1 — 5 турли сейсмик тезликли вилоятлар: 1, 2 — секин, 3 — ўртача қийматга яқин, 4, 5 — тез; Е.Н.Меланхолина, С.В.Руженцев ва А.А.Моссаковский бўйича апвеллинглар ҳосил қилувчи вилоятларга тўғри келадиган паст тезликли аномалиялар: I — Тинч океани, II — Атлантика ва III — Ҳинд-Африка; тўқ кул рангли майдонлар — юқори тезликли аномалиялар — литосфера „мозорлари“ (слэблар).



2.15- расм. Мантиянинг сейсмотомаграфик кесмаси (D.Wudhauz, A.M.Dziewonski).





2.17- расм. Юқори (А) ва ўрта (Б) мантнядаги апвеллинглар ва даунвеллинглар ҳолатига мос келувчи йирик тезлик аномалияларининг жойлашиш схемаси (Y.Fukao, S.Maruuama, M.Obayashi, H.Inoue, W.J.Su, R.L.Woodward, A.Dziewonski): 1 — паст тезликли ва 2 — юқори тезликли аномалиялар; 3 — ўрта океан тизмаларини Дунёвий тизими ҳолати; 4 — Дунё океани фаол чеккалари; 5 — Е.Н. Меланхолина, С.В.Руженцев ва А.А.Моссаковский бўйича тезлик аномалиялари; асосий апвеллинглар ва уларни ташкил қилувчи паст тезликли аномалиялар: 1 — 3 — Тинч океани апвелинги (аномалиялар: 1 — Тинч океани, 2 — Шарқий Тинч океани, 3 — Скотия); 4 — 6 — Ҳинд-Африка апвелинги (аномалиялар: 4 — Марказий - Африка, 5 — Шарқий Африка, 6 — Трансҳинд океани); 7 — паст тезликли мантня аномалияларининг ёйорти Фарбий Тинч океани вилояти; 8 — 10 — асосий даунвеллинглар (юқори тезликли аномалиялар); 8 — Фарбий Тинч океани, 9 — Шарқий Тинч океани, 10 — Тетис.



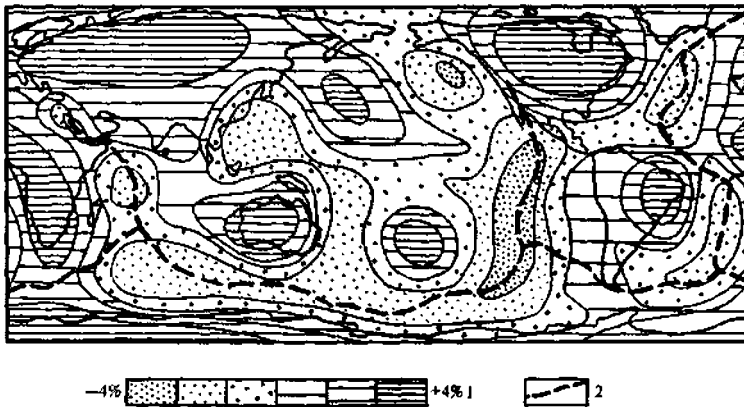
Мантняда юқорига интилган оқимлар—плюмлар ҳолати мураккаблашиб боради. Бунинг сабаби 660—670 км чуқурликда мантня физик ҳолатининг ўзгариши деб тахмин қилинмоқда. Юқори ва ўрта мантнянинг чегарасида фазавий ўзгаришлар салбий градиентига эга бўлган эндотермик эффект билан бирга кечади. Мантнянинг бу сатҳи геосфералар орасида модда ва энергия алмашуви учун тўсиқ вазифасини ўтайди. Баъзи ҳолатларда кўтарилаётган плюм уни ёриб ўтади. Тўсиқни ёриб ўта олмаган ҳолларда юқори мантнянинг пастки қисмида янги термал аномалиялар —иккинчи тартибдаги плюмлар манбалари шаклланади (2.17-расм, А).

Литосферага яқинлашган сари тасвир янада мураккаблашади. Бу Марказий океан тизмаларининг ўқ қисмида, рифт вилоятлари юзасида магматизм фаолияти тарихида ҳамда „қайноқ нуқталар ва доғлар“ сифатида намоён бўлади.

Литосфера плиталарининг бир-биридан ажралиши натижасида базальт магмасининг бевосита астеносферадан кўтарилишига шароит яратилади (2.18- расм). Бунда ўрта океан тизмаларининг ҳолати баландга кўтарилувчи суперплюмлар ҳолатига мос келмаслиги мумкин.

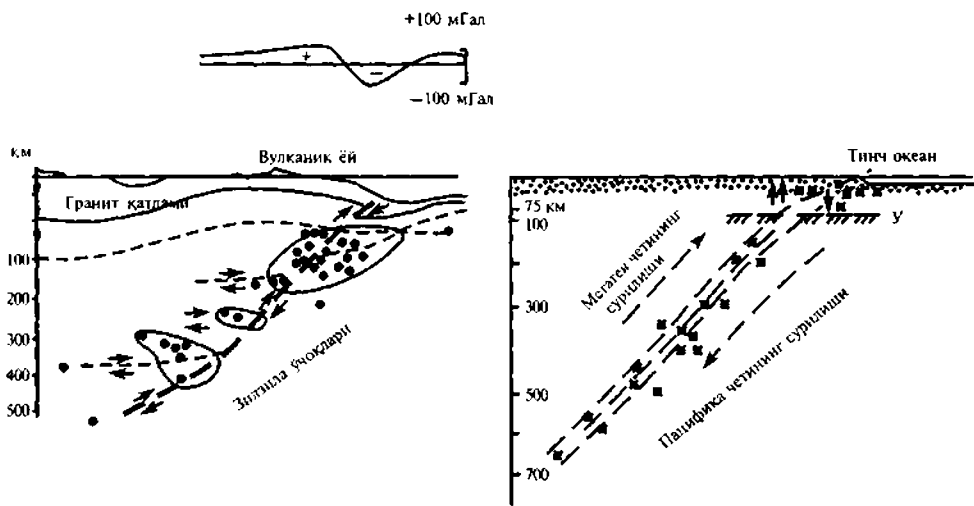
Йирик плюмлар литосферага яқинлашиб, унинг остига суриб кириши мумкин ва бунда у алоҳида вулқонлар („иссиқ нуқталар“), континентлардаги трапп майдонлари ёки океанларда вулканик платолар ҳамда рифтли вилоятларда ўзига хос магматизм шаклида юзага келади. Улар литосфера ва Ер пўстида кучсизланган ҳудудларда тарқалиши мумкин. Бунда йирик плюмлар илдири бошқа ҳолатда бўлиши мумкин ва Ер пўстида базальт магматизми ривожланган жойга проекцияланиши шарт эмас.

Даунвеллинглар ёки слэблар мантнянинг ядро билан чегарасигача ботувчи совиган литосфера массасидан иборат. Бундай ботиш мумкинлиги ўтган асрнинг 30- йилларида исботланган эди. Ф.Венинг-



2.18- расм. Юқори мантнядаги 150 км чуқурликда сейсмик тўлқинларининг тарқалиш тезлиги ва зичлигининг ўзгариши бўйича аниқланган геотермик ва зичлик аномалияларининг тақсимланиши (Д. Ж. Вудхауз, А.Дзевонски): 1 — тезлик инверсияси шкаласи (2.15.-расмга қаранг), 2 — ўрта океан тизмалари.

Мейнес Индонезияда гравиметрик кузатувларни таҳлил қилиш жараёнида чуқур сувости новлардаги бир қатор салбий аномалияларни аниқлади. Беньоф зонаси бўйлаб енгил қобиқ массаларининг сўрилиши тўғрисида хулоса чиқарилди. Кейинчалик К.Вадати бу жараён қитъа остига кириб борувчи қия жойлашган, зилзила ўчоқлари мужассамлашган ҳудудда сейсмофокал зонада содир бўлишини аниқлади. Б.Гутенберг, Ч.Рихтер, Х.Беньоф, А.Н.Заварицкий тадқиқотлари туфайли К.Вадатининг сейсмофокал зоналари океан литосферасининг қитъа остига сўрилиб кириши жараёнини акс эттириши ва бу жараённинг чуқур фокусли зилзилалар ўчоқ-



2.19- расм. А.Б.Гутенберг ва Ч.Рихтер (чапда) ва Г.Штилле (ўнгда) бўйича Беньоф зонаси ҳақидаги тасаввурлар.

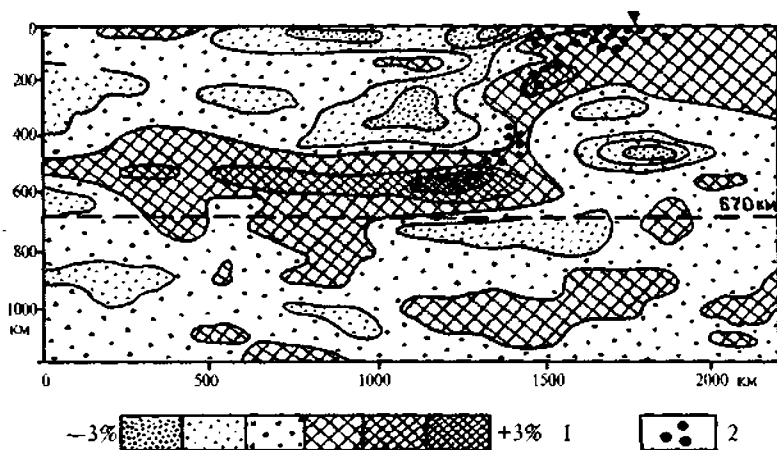
ларида улкан сейсмик энергия ажралиб чиқиш билан бирга кечиши исботланди (2.19- расм). Г.Штилле океан пўстининг ботиб бориши жараёнида, унинг қайта эришини тахмин қилган. У бу жараённинг ҳосиласи сифатида ороллар ёйидаги вулқонларни кўрсатган. Бу жараённинг ёрқин мисоли қилиб Тинч океани чеккасидаги вулқонлардан ташкил топган „оловли ҳалқа“ни кўрсатиш мумкин. Кейинчалик океан литосферасининг қитъа остига сўрилиш жараёни субдукция номини олди.

Мантияда субдукция зоналари яққол кўриниб туради ва ядро чегарасигача кириб борувчи қия ёки деярли тик жойлашган юқори тезликли геологик жисмлар аниқланган. Чўқаётган литосфера ўзининг юқори қайишқоқлик хоссалари ва сейсмик тўлқинларнинг юқори тезлиги билан ажралиб тургани учун у мантиядан анча фарқ қилади. Бундай океан литосфераси чўқаётган сейсмофокал зоналар тузилишининг бир қанча турлари (даунвелинглар ёки слэблар) кузатилади.

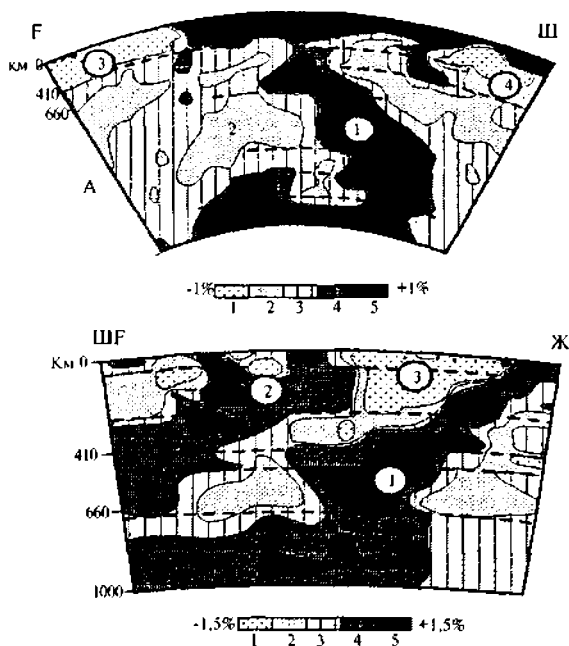
Баъзи ҳолларда турли қиялик бўйича чўқаётган литосфера юқори ва ўрта мантия чегарасигача (660—670 км гача) ботади ва уни бутунлай кесиб ўтмасдан субгоризонтал уюмлар ҳосил қилади (2.20- расм). Бундай ҳолнинг сабаби чуқурликнинг бу оралиғида мантиянинг ўзига хос ҳолатда бўлишидир. Бунда шпинел – перовскит минералларнинг ўрин алмашув реакцияси эндотермик ҳисобланиб, атроф-муҳитдан иссиқлик ютади ва тўсиқ эффекти ҳосил бўлади.

Бошқа ҳолларда эса субдукция натижасида чўқаётган океан литосфераси шу чегарадан пастроқдаги 660—1000 км оралиқда йиғилиб (2.21- расм,А) совуқроқ ва зичроқ моддалар тўпламини ҳосил қилади. Критик массага етиш жараёнида чўқаётган ва сўрилайётган литосфера қуйи мантиянинг остки чегарасигача чўқиши мумкин (2.21- расм,Б). Бундай жойлар океан литосфераларининг „гўрстони ёки мозори“ деган номга эга бўлган. У пастки мантия асосидаги D'' қатлам кесмасида яққол ажратилади (2.16- расм).

Баъзан субдукция жараёнлари натижасида чўқаётган литосферанинг зичланиши ва ундаги базальтлар эклогитга айланиши туфайли унинг пастки қисми узилиши мумкин. Натижада, бу оралиқда „астеносфера дарчаси“ ҳосил бўлади ва ундан қизиган, қисман суюқ астеносфера маҳсулотлари ер юзасига чиқиши мумкин. Бундай плюмларнинг чиқиши туфайли Ер пўстида мантия магматизми содир бўлади ва улар билан боғлиқ бўлган маъданлар шаклланади.



2.20- расм. Изду-Бонни субдукция зонасининг сейсмографик кесмаси (R.Van der Hilst): 1 — зичлик инверсияси шкаласи, 2 — зилзила ўчоқлари.



2.21- расм. Ҳозирги пайтда чуқайтган ва қадимги слэбларнинг сейсмомографик тасвири. А — Курил-Охота минтақасида Фарбий Тинч океани даунвелингидаги ҳозирги (1) ва қадимги (2) слэбларнинг тузилиши (Н.Вijwaard, W.Sparkmfn, E.R.Engdahl ва E.Меланхолина кўшимчаси билан). Доирадаги рақамлар: Ҳозирги Курил (1) ва бўр даври Шарқий Осиё (2) субдукция зонаси, Жанубий Охота ёйорти ҳавзаси (3), 4 — Филиппин ороллари. Б — АҚШ жанубидаги Шарқий Тинч океани даунвелинги (Н.Вijwaard, W.Sparkmfn, E.R.Engdahl, S.P.Grand, R.D. Van der Hilst, S.Widiantora ва E.Меланхолина кўшимчаси билан). Доирадаги рақамлар: Шимолий Америка даунвелинги (1), Тинч океани (3) ва Атлантика (4) апвелинглари; белгилар: 1 — 5 турли сейсмик тезликли мантия участкалари (1,2 — секин, 3 — ўртача қийматга яқин, 4,5 — тез), очроқ нуқталар — зилзила ўчоқлари.

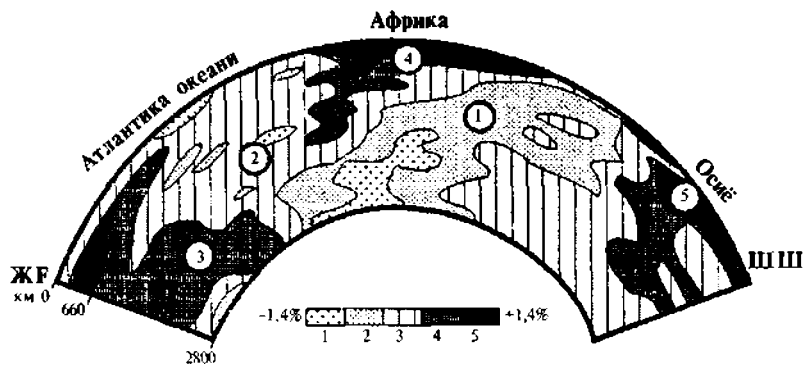
Юқорига (апвелинглар, плюмлар) ва пастга (даунвелинглар, слэблар) йўналган мантия моддасининг йирик оқимлари Ер структурасида бош радиал элементларини ташкил этади. Бу Ердаги модда айланиши ядродан бошланиб ва яна унга қайтувчи чуқурликдаги конвектив оқимлар туфайли унинг гравитацион майдонида дифференциация мавжудлигининг исботидир.

А.Вегенер тахминича, қитъаларни ҳаракатга келтирувчи асосий куч сифатида Ернинг ўз ўқи атрофида айланишидан вужудга келган Кориолис кучлари саналади. Кейинчалик литосфера плиталари назариясида бу омиллар ҳисобга олинмаган ёки уларга етарли аҳамият берилмаган. Шундай бўлсада, улар ҳаво ва океан оқимларини шакллантиради ва, албатта, Ер қаърининг динамик ҳолатига таъсир кўрсатади.

Ротацион омиллар мантия жинсларининг горизонтал силжишига ва турли сатҳларда: М юзасида, юқори ва ўрта мантия оралигидаги ўтувчи қатламда (410, 520, 660, эҳтимол 1100 км) чуқурлик узилмалари ҳосил бўлишига олиб келади. Бунда сейсмомографик кесмалар бўйича (2.21- расм) сферик юзалар бўйлаб слэбларнинг силжиши кузатилади.

Ўрта ва қуйи мантия орасидаги чегара унча яққол эмас. Ниҳоят, Д^{II} қатламида латерал яхлитлик йўқ бўлгани учун, мантия массасининг жадал сурилиши тахмин қилинади. Мантия массасининг латерал сурилиш векторлари Ҳинд-Африка апвелингининг устки қисмида, асосан, шарққа йўналганлиги бунга мисол бўлади (2.22- расм).

Ротацион омиллар тоғ жинсларининг планетар дарзлашувига, ер ёриқлари тўрининг жойлашувига ва, умуман, Ер пўстидаги узилмаларнинг регматик тизимига таъсир этади. Магнит майдони ҳосил бўлишида қатнашувчи ва унинг қутблари алмашинишига олиб келувчи ташқи ядродаги оқимларнинг шаклланишида Кориолис кучи асосий роль ўйнаши тўғрисида ҳам фикрлар айтилган. Ички ядронинг мустақил ҳолда Ерга нисбатан тезроқ айланиши экватор атрофидаги вилоятларда литосферага таъсир кўрсатувчи қўшимча инерцион кучларни вужудга келтиради.



2.22- расм. Ҳинд-Африка апвелингининг кўндаланг тўлқинлар сейсмомография маълумотлари бўйича тузилиши (J.Ritseta, H.J. van Heijst, J.H.Woodhaus ва E.Н.Меланхолина кўшимчаси билан). Доирадаги рақамлар билан Ҳинд-Африка (1) ва Атлантика (2) апвелинглари, Шарқий Тинч океани (3) даунвелинги, Африка континентал литосфераси участкалари (4) ва Евросиё (5) кўрсатилган; тезликлар белгиси 2.21- расмда берилган.

2.7. Мантиядаги конвектив оқимлар

Ернинг энергетик баланси муаммолари орасида энергиянинг узатилиш механизми жуда долзарб ҳисобланади. У бир неча усуллар билан амалга ошириши мумкин. Ернинг ички қисмидан иссиқлик узатилишининг самарали механизми сифатида иссиқлик ўтказувчанлик ва иссиқликнинг кондуктив ўтказилиши эҳтимоли кам. Ҳисоб-китобларга қараганда мантия орқали иссиқлик узатиш учун 5 млрд йилга яқин вақт керак. Бу вақт эса Ернинг ёшидан ҳам ортиқ. Нурланиш орқали иссиқлик узатиш ҳам мумкин эмас, чунки бунда нур энергияси атроф-муҳитга ютилади. Энергия узатишининг энг самарали усули конвекция механизmidир.

Конвекция деганда, суюқлик массасининг ҳаракатини назарда тутамиз. У суюқликнинг турли қисмида зичлик ва ҳароратнинг кескин фарқи туфайли гравитацион беқарорлик натижасида вужудга келади. Иссиқлик ва кимёвий таркиб мувозанати бузилганда енгил массаларнинг юқорига ва оғирларининг пастга ҳаракати туфайли энергия ажралиб чиқиши билан кечади ва тоғ массаларининг ўзи иссиқлик ўтказиб туради.

Мантиядаги конвектив оқимлар Ер моддаларининг чуқурликдаги дифференциациясини тушунтириб берувчи ягона механизм ҳисобланади. Агар чуқурликдаги иссиқлик Ер юзасига кондуктив йўл билан одатдаги иссиқлик ўтказиш усулида ташилганда эди, сайёрамизнинг бутун ёши давомида унинг юзасига етиб бормаган бўлар эди. Бундай ҳолда Ер қаърида иссиқлик тўпланиши туфайли у бутунлай суюқланиб кетар эди. Конвектив массанинг иссиқлик ўтказувчанлиги Ернинг жуда қизиқ кетишининг олдини олади.

Иссиқлик конвекцияси назарияси суюқликлар ҳаракатини ўрганиш мисолида яратилган. Унинг асосий тамойиллари мантиядаги конвектив оқимлар назариясининг асосини ташкил этади. Эркин ва мажбурий конвекция турлари мавжуд. Эркин конвекция деб иссиқлик ташувчи массанинг иссиқликдан кенгайиши тушунилади. Бу унинг зичлиги пасайиши билан кечади. Гравитацион кучлар таъсирида иссиқлик ташувчи масса (суюқлик) ҳаракатга келади. Бундай конвекция иссиқлик конвекцияси дейилади. Конвекция таркиб ва зичлик билан боғлиқ бўлиши мумкин. Бунда конвекцияга турли кимёвий таркибдаги моддалар жалб этилади. Бунга мисол қилиб, ядро ва мантия чегарасида темирнинг ядрога чўкишини, алюмосиликатли ва бошқа енгил литофил бирикмаларнинг кўтарилиб чиқиш жараёнини кўрсатиш мумкин. Шаклланаётган конвектив оқимлар пастга ва юқорига ҳаракатланувчи векторларга эга бўлиб, улар ҳароратнинг керакли градиенти ёки модда миқдори етарлича бўлганида давом этади. Таркиб ва зичлик конвекцияда, яъни енгил моддаларнинг сузиб чиқиши ва оғирларининг чўкишидаги жараён, уларнинг тўлиқ қайта тақсимланишига қадар давом этади. Масалан, ядро ва мантия чегарасидаги дифференциация жараёни туфайли вужудга келган конвекция темирнинг сараланишидан сўнг тўхтайд.

Мажбурий иссиқлик конвекцияси ташқи сабаблар таъсирида вужудга келади. Бунга мисол сифатида иситиладиган бинога қувурлар орқали иссиқлик ташувчи модданинг мажбурий ҳаракатини кўрсатишимиз мумкин. Мажбурий конвекцияга литосфера плиталарининг субдукцияси ҳам киради.

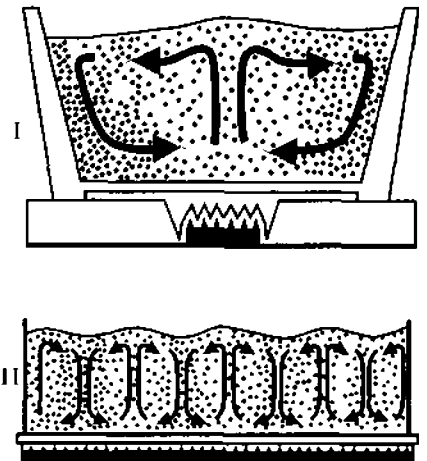
Мантиядаги конвекция гравитацион турғунликнинг фақат маълум чегаравий параметрлари мавжудлигида ривожланиши мумкин. Назарий ҳисоблар шуни кўрсатадики, конвекциянинг вужудга

келиш шarti сифатида Релей сонининг критик миқдорининг ошиши аҳамиятга эга, бунда $R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot \frac{gh^3}{\nu\alpha}$.

Биринчи кўпайтувчи $\frac{\Delta\rho}{\rho}$ ўрганилаётган қатламнинг ости ва устидаги зичликнинг нисбий фарқини акс эттиради. Бу зичлик ўзгариш кўрсаткичи ҳисобланади. Иккинчи кўпайтувчи оғирлик кучи тезлашувини (g), қатлам қалинлигини (h), унинг кинематик қовушқоқлигини (ν) ва ҳарорат ўтказиш коэффициентини акс эттиради. Бунда кинематик қовушқоқлик модда қовушқоқлигининг зичлигига бўлган нисбатини ($\nu = \eta/\rho$) акс эттиради ва стоксларда ўлчанади ($\text{см}^2/\text{с}$). Ҳарорат ўтказиш коэффициенти $\alpha = \frac{x}{\rho c}$, бунда x — иссиқлик ўтказувчанлик, c — эса нисбий иссиқлик сифими.

Конвектив оқимлар ёпиқ занжир шаклига эга бўлади. Уни оддий тажрибада текшириб кўриш мумкин. Бунга ўқувчи кастрюлькадаги сувни газ горелкасида иситиш йўли билан ишонч ҳосил қилиши мумкин (2.23- расм).

2.23- расм. Суюқликда конвектив оқимларнинг вужудга келишини кўрсатувчи тажриба (А.Сох, R.B.Hart). Тартибли (I) ва нотартиб (II) конвектив занжирларнинг ҳосил бўлиши.



Идиш тубидаги ҳароратнинг кўтарилиши натижасида ҳарорат градиенти ва юқорига қаратилган иссиқлик оқими юзага келади. Қизиган сув баландга кўтарила бошлайди, юзаси бўйлаб ёйилади ва совиши туфайли, идишнинг девори бўйлаб пастга тушади. Бу ҳолда суюқлик барча қатламларни конвекцияга жалб этади. Ҳосил бўлган конвекция тартибли ва бир ярусли бўлади. Агар бир қанча горелкадан фойдаланилса, конвекция тартибсиз ҳолга келади. Аммо ҳар икки ҳолда ҳам сувнинг бутун қатлами конвекцияда иштирок қилади ва бир ярусли бўлади. Бошқа тажрибада ўзаро аралашмайдиган суюқликларнинг икки қатламли (сув, мой) моделидан фойдаланамиз. Уни қиздириш жараёнида конвекциянинг икки сатҳи вужудга келади ва уларнинг ҳар бирида мустақил занжирлар ҳосил бўлади. Бу ҳолда конвекция икки сатҳли ёки икки ярусли ҳисобланади.

Ер мантиясида ҳам, суюқликлар билан ўтказилган тажрибадаги сингари, конвектив оқимлар вужудга келади. Аммо бу жараён жуда мураккаб бўлиб, бир қатор омиллар билан боғлиқ. Энергия ҳосил бўлишининг турли сатҳларида ва турли жадалликда кечиши, жинсларнинг юқори қовушоқлиги, мантия ва пўстлоқнинг қатламларга ажралганлиги шулар жумласидандир. Улар тоғ жинсларининг кимёвий таркиби, зичлиги билан боғлиқ.

Юқорига ҳаракатланувчи оқимлар мантия ва ядро чегарасидан бошланади. Бу ерда мантияни кремний оксиди, алюминий, магний ва кальций оксидлари билан бойишига олиб келувчи моддаларнинг гравитацион дифференциацияси амалга ошади. Мантия асосида юқоридаги қатламлардан $0,05 \text{ г/см}^3$ га фарқ қилувчи зичлик аномалиялари ҳосил бўлади. Бу эса қизиган енгил массанинг юқорига кўтарилиш имкониятини яратади. Улар ер юзасига модда ва энергияни олиб чиқади, яъни конвектив оқим тўла амалга ошади. Унинг миқёси ядро ва мантия чегарасидаги жараёнлар билан, яъни Ер ядросининг ўсиш жадаллиги билан боғлиқ. Ер юзасида бундай модда ва энергия чиқадиган жой—океан марказидаги ўрта тизмалар ва рифтлардир.

Плиталар литосферанинг аста-секин совиши, унинг қалинлиги ва зичлиги ошиши ҳисобига кинетик энергия олади. Литосферанинг остки юзаси энергия манбаидан (ўрта океан тизмаси ўқи бўйича плюмнинг чиқиши) узоқлашган сари пасайиб боради, плитанинг ўзи эса уни мантиянинг пастга йўналган конвектив оқими тортиб кетиши сабабли, қўшимча тортиш энергиясини олади. Субдукция зонасида оғирлашган, сузувчанлигини йўқотган литосфера мантияга чўка бошлайди. Бу ҳақда сейсмотомография бўйича аниқланган чуқур фокусли зилзилаларнинг ўчоқлари ва совиб, субдукцияланган оғир массаларнинг ҳолати далолат беради. Ядрога етиши билан совиб чўкаётган масса конвектив оқимни туташтиради. Шу орқали мантиядаги конвектив оқимларнинг планетар тизими шаклланади.

Иссиқлик энергияси ва унинг ер юзасига чиқиши, конвектив оқимларнинг вужудга келиши каби, Ернинг тузилиши ва ривожланиши ҳақидаги замонавий дунёқарашнинг фундаментал асоси сифатида қаралади. У янги геодинамик назариянинг пойдевори саналади. Адабиётларда конвектив оқимлар характери ҳақидаги икки муаммо муҳокама қилинади.

Бир гуруҳ тадқиқотчилар мантия массасининг гравитацион беқарорлигини белгилувчи термик омилга асосландилар. Бошқалар эса модданинг кимёвий таркиби ўзгаришини — термокимёвий конвекцияни ҳам ҳисобга оладилар. Юқорига кўтарилувчи плюмлар ва пастга чўкувчи слэбларнинг кимёвий таркибидаги фарқ ва уларнинг термик ҳолати иккинчи нуқтаи назарни тасдиқлайди.

Умуммантия бир ярусли (бир ва икки занжирли) ва икки ярусли конвектив оқимлар билан қамраб олинган мантиянинг тузилиши ҳам муҳим муаммо саналади. Бир ярусли умуммантия конвекцияси тарафдорлари сейсмотомография ёрдамида аниқланган мантияни ёриб ўтувчи ядро ва литосфера орасидаги модда айланиши ва алмашувини тушунтирувчи апвеллинглар ва даунвеллингларнинг планетар тизимига таянади. Геохимиклар томонидан қўллаб-қувватланаётган бошқа нуқтаи назар бўйича, мантиядаги конвекция икки ярусли тизим бўйича амалга ошади. Магма ҳосил қилувчи ўчоқлар мантиянинг турли гипсометрик сатҳларида жойлашган ўрта океан тизмалари ва океан оролларидаги магмаларнинг кимёвий таркибидаги фарқ бунинг исботидир. Бунда асосий эътибор юқори ва ўрта мантия оралиғидан ўтувчи зонага (660—670 км) қаратилган бўлиб, баъзи субдукцияланувчи слэблар ундан пастга тушмайди.

Литосфера плиталари тектоникаси геологиядаги иккита асосий муаммони ечишга имкон берди. У ўзига хос тузилишга эга бўлган океан ва қитъаларнинг пайдо бўлишини тушунтириб бера олди. Уларнинг шаклланиши ва ривожланиши жуда мураккаб. Ернинг тарихида океан литосфераси спрединг ҳудудларида субдукция ва коллизия жараёни воситасида қитъа туридаги Ер пўстига айланади. Бу асосий эволюцияни белгилувчи жараён ҳисобланади. Бу жараёнлар мантиядаги конвектив оқимлар билан бевосита боғлиқ.

Эҳтимол, Ер тарихида бир занжирли умуммантия конвекцияси икки занжирли ва икки ярусли режимлар билан бир неча марта алмашган бўлиши мумкин (2.24, 2.25- расмлар).

Континентал турдаги пўстга ва литосферага эга бўлган ҳудудлар вақт-вақти билан ўзаро бирикиб, суперконтинентлар ҳосил қилган. Бунга Вегенернинг юқори палеозой Пангеяси мисол бўлади.

Аудди шундай суперконтинентлар архейнинг охирида, протерозой даврида ҳам юзага келган. Кейинчалик улар яна парчаланиб, янги океанлар вужудга келган.

Мезозойдан бошлаб Ер пўсти шу йўл билан ривожланмоқда. Бунга мисол қилиб ёш Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанларини кўрсатиш мумкин.

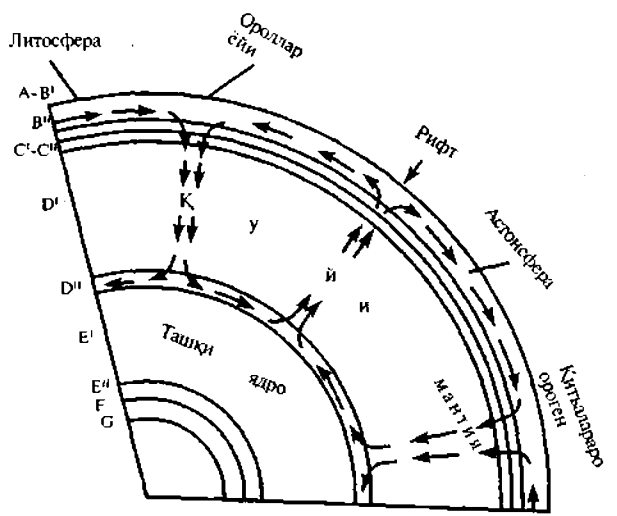
Ер пўсти ва литосфера массаларининг ўзаро муносабати ва суперконтинентал цикллари сабабларини чуқур мантиядан излаш жоиз. Улар конвекция ҳолати билан боғлиқ. Шу орқали мантиянинг тузилишини, унинг конвектив оқимлари қайта тузилишини тушунтириш мумкин.

Суперқитъа остига қараб ҳаракатланувчи даунвеллинг ва Ернинг қарама-қарши томонида эса юқорига ҳаракатланувчи апвеллинг бир занжирли конвекция шаронтида ҳосил бўлган. Бунда суперқитъа барча тарафдан субдукция ҳудудлари билан ўралган бўлади.

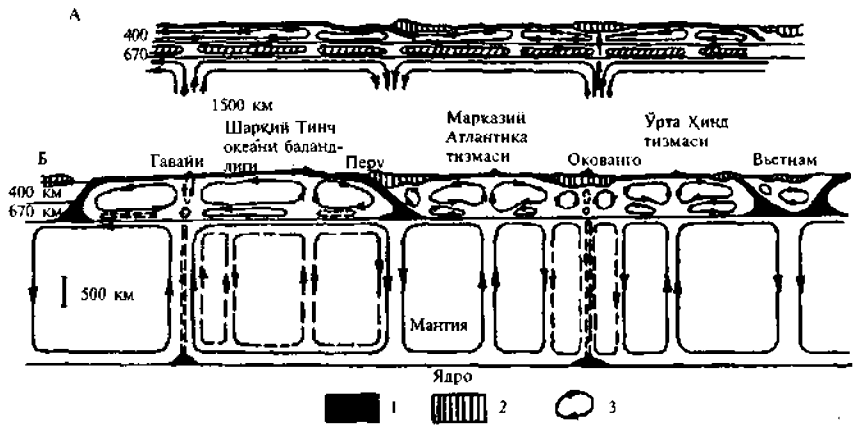
Шу туфайли қитъа остида дифференциалланган мантия моддасининг йирик массалари гўлланган. Натижада пастга ҳаракатланувчи оқимлар ўрнида юқорига ҳаракатланувчи кучли оқим — апвеллинг вужудга келган. У ва унинг тармоқлари қитъа литосферасини синдирган. Бу эса суперконтинентнинг парчаланишидан ҳосил бўлган литосфера бўлақларининг турли томонларга марказдан қочма дрейфига сабаб бўлган. Бу жараёнда юқори мантия ва астеносфера орасидан ўтувчи қатлам (410—660 км) асосий аҳамиятга эга. Ўзаро узоқлашаётган қитъалар орасидаги бўшлиқда юқори ярус конвектив оқимлари ҳосил бўлган. Улар океанларнинг янги авлоди шаклланишига сабабчи бўлган. Ҳозирги вақтда уларнинг қаторига ёш Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлари қиради. Уларнинг шаклланиши юқори палеозойдаги Пангея II суперконтинентининг парчаланиш давридан бошланган (2.26- расм).

Шундай қилиб, Ер юзасининг термик майдон тасвири, астеносферанинг геотермик зоналиги, турлича сейсмик тезликлар ва ядро юзаси рельефи хусусиятлари билан ифодаланган субвертикал модданинг ранг-баранглиги Ерда юқорига ҳаракатланувчи конвектив оқимларнинг ривожланганлиги ҳақида далолат беради. Улар Ер моддасининг чуқурлик дифференциациясини таъминлайди ва литосфера плиталарини ҳаракатга келтиради. Зичлиги пасайган зоналарнинг субвертикал тузилиши қизиган мантия моддасининг юқорига кўтарилувчи конвектив оқимнинг ҳолатини ифодалайдиган

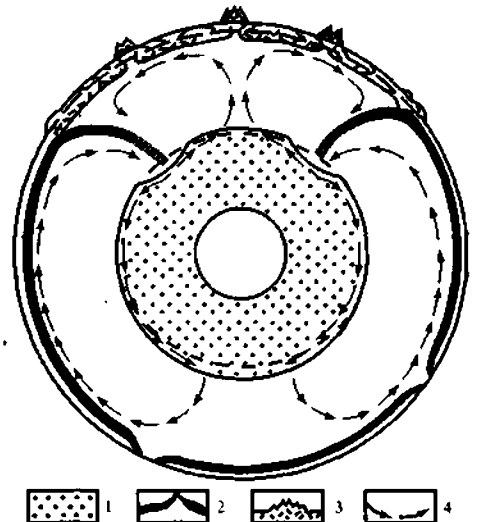
2.26- расм. Суперконтинентларнинг парчаланишига олиб келувчи икки занжирли умуммантия конвекцияси модели. Унинг парчаланиш механизми конвекция режимининг ўзгариши билан боғлиқ бўлиб, остидаги юқорига ҳаракатланувчи янги оқимнинг ҳосил бўлиши туфайли юз берган (О.Г.Сорохтин). 1 — ташқи ядро, 2 — океаник пўст, 3 — континентал литосфера, 4 — конвектив оқимлар.

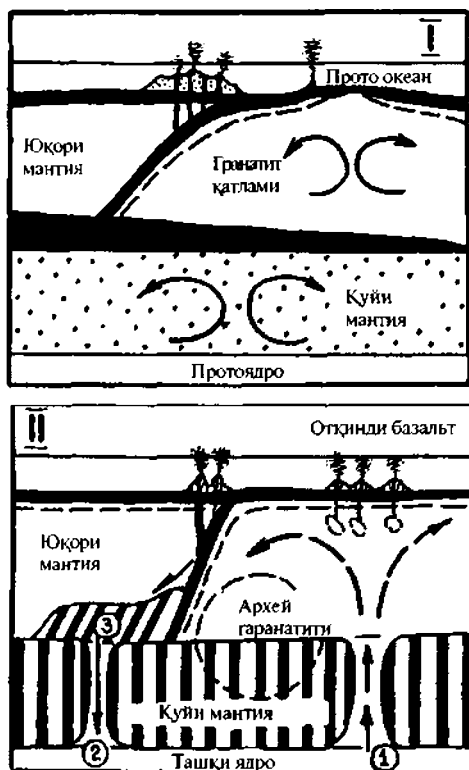


2.24- расм. Мантиядаги бир ярусли конвекциянинг модели (С.А.Ушаков).



2.25- расм. Мантиядаги икки ярусли конвекциянинг модели (А — Т. Ирвин буйича, Б — Н.Л.Добрецов ва А.Г.Кидряшкилар буйича): 1 — океан литосфераси, 2 — континентал литосфера, 3 — конвектив оқимлар.





2.27- расм. Ер тарихида мантия конвекцияси турлари (S.Maguana): I — икки саҳтли конвекция, II — бир саҳтли конвекция: 1 — плюмлар апвелинги, 2 — слэблар даунвелинги, 3 — юқори мантия пастки қисмида субдукцияланган литосфера совуқ массасининг тутилиб қолиши.

нинг оғир моддалари тўпланиши ва кейинчалик унинг пастга йўналган планетар слэб („аваланж“) шаклида қуйи мантияга ёриб кириши билан боғлиқ. Бу мантия ва ядро чегарасида юқорига йўналган компенсацияловчи апвелингнинг (суперплюм) ҳосил бўлишига олиб келади. Агар у суперконтинент остида жойлашган бўлса, суперконтинентнинг алоҳида бўлақларга парчаланиб кетишига ва уларнинг орасида океанлар ҳосил бўлишига олиб келади (2.28- расм).

2.8. Ер қобикларининг кимёвий таркиби ва тузилиши

Иссиқлик энергиясининг ҳосил бўлиши ва шу туфайли шаклланган гравитацион майдонда моддаларнинг дифференциацияси Ернинг ривожланишини белгиловчи асосий жараёнлар ҳисобланади. Бу мураккаб жараёнлар натижасида Ернинг темир-никелли ядро, магнезиал-силикатли мантия (сима) ва алюмосиликатли Ер пўсти (сиал) қобиклари вужудга келади. Дифференциация жараёнлари натижасида гидросфера ва атмосфера ҳам ҳосил бўлади. Икки асосий жараён туфайли Ер қобикларга ажралади. Улардан бири Ернинг турли сатҳларида магматик жараён ўчоқларини пайдо бўлиши ва бу ўчоқларда магматик эритманинг дифференциация жараёнларининг ривожланиши. Бу жараён моддаларнинг таркибига, солиштирма оғирлигига қараб ажралишига ҳамда кимёвий ва минерал таркиби бўйича турли магматик жинсларнинг ҳосил бўлишига олиб келади. Бундай дифференциациянинг асосий сатҳлари ядро ва мантиянинг чегарасида, D'' қатламида ва Ер пўстига етказиб бериладиган магма ва флюидларнинг асосий массаси ҳосил бўладиган астеносферада кечади. Магма ҳосил қилувчи ўчоқлар Ер пўстининг турли сатҳларида ҳам шаклланади. Ернинг қобикларга ажралишидаги иккинчи сабаб — тоғ жинсларидаги турли минералларнинг бир турдан иккинчи турига ўтиши, таркибини ўзгартиришидир. Бунда уларни ташкил этувчи кимёвий элементларнинг умумий миқдори сақланиб қолади.

Ўтган 4,6 млрд йил давомида Ер протомоддасининг¹ қатламларга ажралиш жараёни натижасида Ер қобикларининг ҳар бирида қуйидаги ҳажм ва массанинг нисбатларига олиб келган: ядро — 16,38%

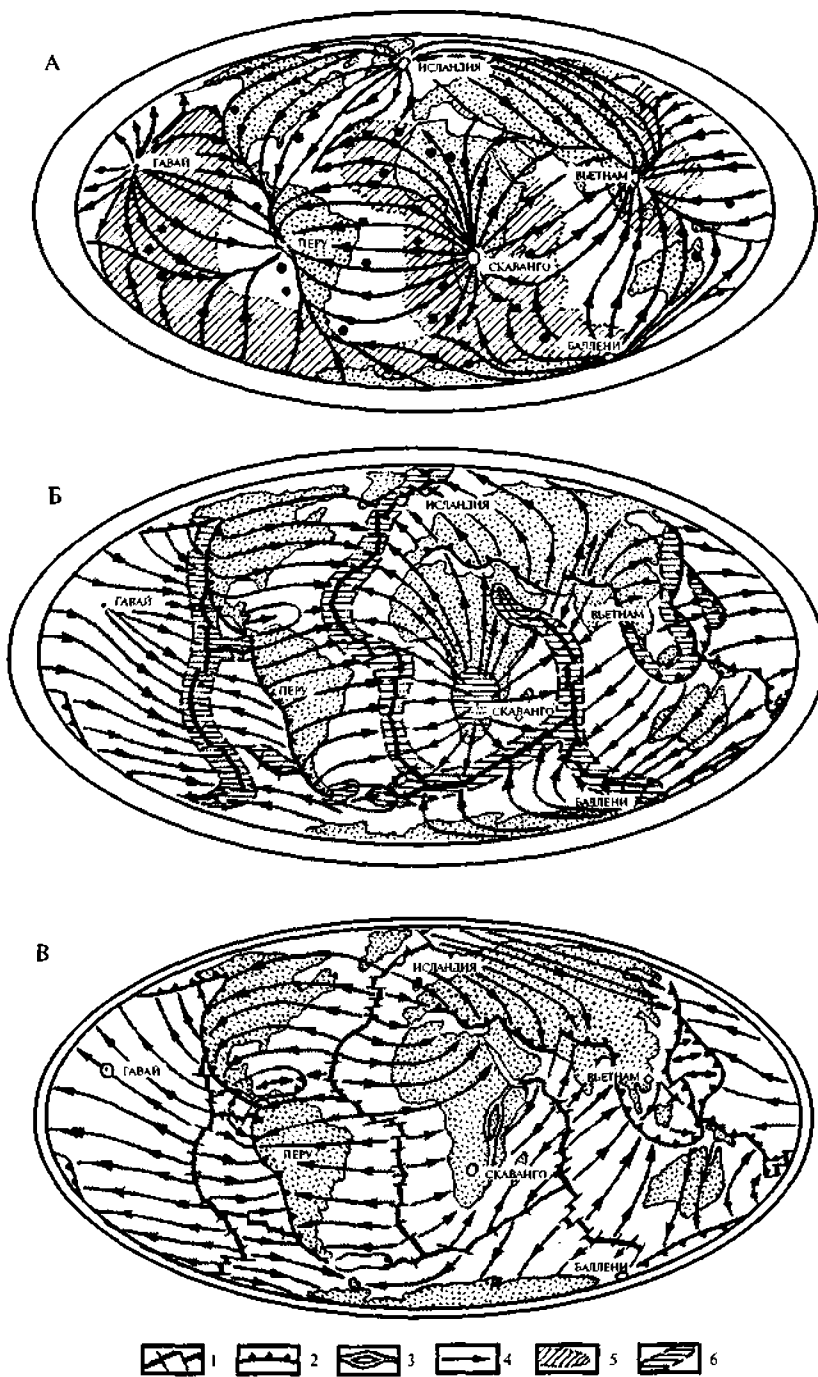
¹ Протомодда — Ерни ҳосил қилган дастлабки ибтидоий, бирламчи модда.

иссиқлик оқимининг йўналишини кўрсатади. Шу билан бир вақтда, океан литосферасининг совиган массасининг чўкаётганлигини аниқлаш пастга йўналган конвектив оқимлар мавжудлигининг ишончли исботи ҳисобланади. Бунда чўкаётган слэблар нисбатан совуқ, компакт массаларининг уюмлари тўпланиши билан ҳосил бўлганлигини кўзда тутиш лозим (2.27- расм).

Бундай уюмлар сейсмотомаграфик кўрсаткичлар бўйича яққол ажратилади. Апвелинглар ва турли хилдаги плюмлар бошқача тузилишга эга. Уларнинг илдизи мантиядаги турли сатҳларда жойлашган бўлиши, ўзлари эса турли шаклларда, жумладан, апвелинглар (суперплюмлар) ва уларнинг тармоқлари сифатида юзага келиши мумкин. Литосферага яқинлашиши билан улар замбуруғсимон шаклни эгаллаши ва, ўз навбатида, кичик плюмларни — „қайноқ нуқталар“ ва „майдонлар“ изларини шакллантириши мумкин. Плюмлар субдукция зоналари устида (орол ёйлари ва ёйорти ҳавзалари) ҳамда субдукцияланаётган литосферанинг пастки қисми узилганда (астеносфера дарчаси) ҳосил бўлади. Шунинг учун ҳам магматик жинсларнинг жисмлари ўзининг кимёвий таркиби ва миқёси бўйича турли-туманлиги тасодиф эмас.

Бундан қуйидаги хулоса чиқади: мантияда жадал кечадиган йирик миқёсли конвекция мавжуд бўлиб, у Ер моддаларининг дифференциацияси ва унда таркиби, физик хоссалари турлича бўлган геосфералар ҳамда уларни кесиб ўтувчи апвелингларнинг (плюмлар) ва даунвелинглар (слэблар)нинг шаклланишига ёрдам беради. Шу туфайли мантия зичлиги турлича бўлган конвектив оқимлар билан қамраб олинган, уларнинг ўзлари эса D'' қатламида мантия моддаси дифференциацияси жараёнлари ва қайноқ мантияга совуқ океан литосферасининг чўкиши туфайли ҳосил бўлади.

Япон олимларининг фикрича, конвектив оқимлар тузилиши ва уларнинг ривожланиши устқи ва ўрта мантия чегарасида (660 км) субдукцияланувчи океан плиталарининг



2.28- расм. Қуйи ва юқори мантияда конвектив оқимларнинг тахминий тарқалишини кўрсатувчи Ер картаси (Т.Ирвин): А — қуйи мантиянинг устки қатлами, 670 км чегарадан пастда; Б — 400 км чуқурликдаги чегара; В — астеносферанинг устки қатлами. 1 — спредингнинг ҳозирги зоналари, 2 — субдукция, 3 — Африка рифт тизими, 4 — оқимлар йўналиши, 5 — 670 км ли чегара тахминан совитилган соҳа, 6 — юқори иссиқ оқим регионлари.

ва 31,79%, мантия — 83,2% ва 67,77%, Ер пўсти — 0,5% ва 0,42 %, атмосфера, гидросфера, муз — 0,02%. Континентал қобик массаси Ер таркибининг 1 200 қисмини ташкил этади. Ер қобикларининг кимёвий таркиби 2.2- жадвалда кўрсатилган. Бу маълумотлардан кўриниб турибдики, Ер моддасининг муҳим элементлари бўлиб O, Fe, Si, Mg саналади ва улар умумий массанинг 91% ини ташкил этади. Ni, S, Ca, Al камроқ тарқалган элементлар гуруҳини ташкил этади. Менделеев даврий jadвалидаги бошқа элементлар тарқалиши иккинчи даражали аҳамиятга эга. Аммо Ер пўстида уларнинг юқори миқдорда тўпланган жойлари, шу жумладан, кўплаб маъданли конларда уларнинг аҳамияти кескин ошади.

Ядро, мантия ва Ер пўстидаги кимёвий элементларни умумлаштириш орқали Ернинг бирламчи моддасининг ўртача таркиби аниқланади (2.2- жадвал). Метеорит таркиби ядро ва мантиянинг кимёвий таркибига асос қилиб олинган. Кўпчилиги астероидлар камаридан бизга келиб тушадиган

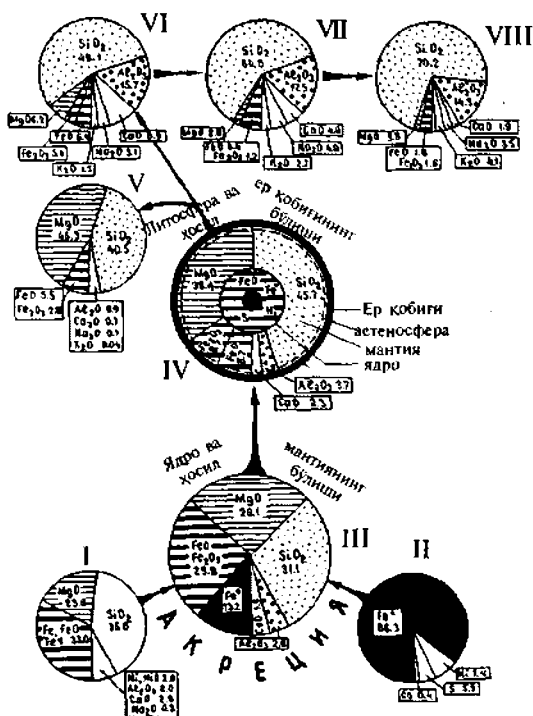
метеоритлар, кўплаб тадқиқотчиларнинг фикрича, Ер моддасининг таркибига яқин. Улар темирли ва тошли турларга бўлинади. Темирли метеоритлар асосан темирдан (4—20%) ва бошқа металлларнинг арзимас қўшимчаларидан таркиб топган. Тошли метеоритлар, хондритлар (оливин—40%, пироксенлар—30%, плагиоклазлар—10%, темир ва никель—10—20%) ва ахондритлар (пироксенлар, плагиоклазлар—90% гача, оливин—10% гача, темир ва никель қўшимчаси) иборат. Углеродсимон хондритлар (серпентин, хлорит, оливин, темир оксидлари, карбонатлар, сульфатлар ва органик бирикмалар) муҳим гуруҳни ташкил этади. Темир, кремний ва магний етакчи элементлар саналади. Шундай қилиб, метеоритлар таркибига асосланиб, Ернинг бирламчи таркиби силикатлар, айниқса, магнезиал силикатларнинг соф темир ва оз миқдорда унинг сульфидлари ва оксидлари билан аралашмасидан иборат, деган хулосага келиш мумкин. Темирнинг кўп қисми, албатта, металл шаклида бўлган. Акс ҳолда темир метали кўп бўлган ички ядро ҳосил бўлишида унинг тикланиши учун мантияга ва Ер пўстига H_2O ва CO_2 ажралиб чиқиши лозим эди. Бу ҳол эса кузатилмайди.

2.2- жадвал

Ер қобикларининг кимёвий таркиби (А.П.Виноградов, А.А.Ярошевский, О.Г.Сорохтин)

Кимёвий элементлар оксидлари, %	Ернинг бирламчи моддаси таркиби	Дифференциация маҳсулотлари					
		ядро	ҳозирги мантия	литосфера			
				деплетлашган мантия		Ер пўсти	
				магматик жинслар тури			
ўта асосли	асосли	ўрта	нордон				
Fe	13,1	43,410	—	—	—	—	—
Ni	0,56	0,56	8,7	5,5	6,37	6,1	1,78
Fes	2,17	6,69	—	—	—	—	—
FeO	22,76	49,34	8,7	5,5	6,37	6,1	1,78
Fe ₂ O ₃	—	—	8,7	2,8	5,38	1,2	1,57
SiO ₂	30,78	—	45,5	40,5	49,06	60,6	70,2
Al ₂ O ₃	2,52	—	3,67	0,9	15,7	17,5	14,5
MgO	25,77	—	38,35	46,3	6,17	2,0	0,98
CaO	1,56	—	2,28	0,7	8,95	4,0	1,89
Na ₂ O	0,3	—	0,43	0,1	3,1	4,0	3,48
K ₂ O	0,016	—	0,012	0,04	1,52	2,7	4,11

Ер моддасининг темир-никелли ядрога, магнезиал-силикатли мантияга (сима) ва алюмосиликатли Ер пўстига бўлиниши жараёнлари, асосан, икки сатҳда — мантия ва ядро чегарасидаги D'' қатлами ҳамда ядрога, астеносфера ва литосферада амалга ошади. Ер моддасининг ички дифференциацияси қаторида кимёвий элементлар ўзини турлича тутати. Масалан, марказга интилувчи элементлар, энг аввал темир, никель, хром, кобальт ядрога, магний эса мантияда тўпланади. Марказдан қочувчи элементлар мантиядан Ер пўстига сиқиб чиқарилади. Бундай элементлар қаторига алюминий, ишқорий ва ишқорий-ер ва бошқа элементлар кириди. Улар учун ионизациянинг юқори потенциали ва кичик атом ҳажми характерлидир. Масалан, континентал қобикда никель ва хром миқдори метеоритлардагига нисбатан 500 марта кам. Ва, аксинча, ионизациянинг паст потенциали паст ва юқори атом радиусига эга элементлар мантиядан ядрога қараб ўтади. Дифференциация кетма-кетлиги Ер қобиклари кимёвий таркиби ўзгариши билан ифодаланган (2.29- расм).



2.29- расм. Ер қобиклари шаклланиши жараёнида кимёвий дифференциациянинг кетма-кетлиги (А.П. Виноградов, А.А. Ярошевский, А.Б. Ронов, О.Г. Сорохтин маълумотлари бўйича тузилган). Ернинг кимёвий таркиби: I—III—Ернинг протомоддаси (I—тош метеоритлар, II—темир метеоритлар, III—ернинг протомоддаси); IV—ҳозирги Ернинг ядро ва мантияси; V—VIII—литосфера (V—деплетланган мантиянинг рестити, VI—VIII—Ер пўсти: VI—базальтлар, VII—андезитлар, VIII—гранитлар).

2.8.1. Ер мантияси

Ернинг 83,2% ҳажми ва 67,77% массаси мантияга тўғри келади. Мантия Ер қобиқларининг ҳосил бўлиш жараёнида, модда парчаланиши ва сараланишида муҳим аҳамиятга эга. Мантия таркиби ядронинг ўсиши ва Ер пўстининг шаклланиши жараёнида доимо ўзгариб турган, яъни Ер моддасидан темир-никелли ва алюмосиликатли Ер пўсти шаклланишига сарф бўлган моддани тўхтовсиз таъминлаб турувчи сатҳ сифатида тасаввур қилиш мумкин. Бу моддаларнинг ажралиш жараёни қуйидаги икки сатҳда — Д^{II} қатламида ва астеносферада ривожланади.

Ер қаърининг ҳолати ҳақида тоғ жинсларининг геофизик хоссалари, назарий ҳисоблар, юқори босим ва ҳарорат шароитларида ўтказилган тажрибалар асосида фикр юритилади. Мантиянинг устки қисминигина бевосита ўрганиш мумкин. Уларнинг таркиби ҳақида базальт ва кимберлитлардаги ксенолитлар ҳамда бурмаланган ўлкалардаги офиолит қопламалар жинслари ва трансформ ер ёриқлар бўйлаб мантиянинг очилмалари бўйича хулоса чиқарилади. Шу усулларга асосланиб қуйи, ўрта ва юқори мантиянинг ички тузилиши ва кимёвий таркиби тўғрисида тасаввур ҳосил қилинган.

Мантия таркибида перидотитлар кенг тарқалган. Улар, асосан, хромшпинелид, магнетит, оливин ва пироксендан иборат. Минералогик таркиби бўйича пироксенли (гарцбургитлар, лерцолитлар, верлитлар) ва норитлар ёки оливинли габброларга ўтувчи плагиоклазли, слюдали ва гранатли перидотитлар ажратилади.

А.Рингвуд ва Д.Грин юқори мантия умумий таркибининг 75% перидотитдан ва 25% океан пўстининг асосли жинслари — толеитли базальтлардан ташкил топган дейди. Ушбу модданинг номи — пиролит. Унинг таркиби оливиндан, ромбик ва моноклин пироксен ва гранатдан иборат (2.3-жадвал).

2.3-жадвал

Пиролитнинг минералогик таркиби (М.Акаги)

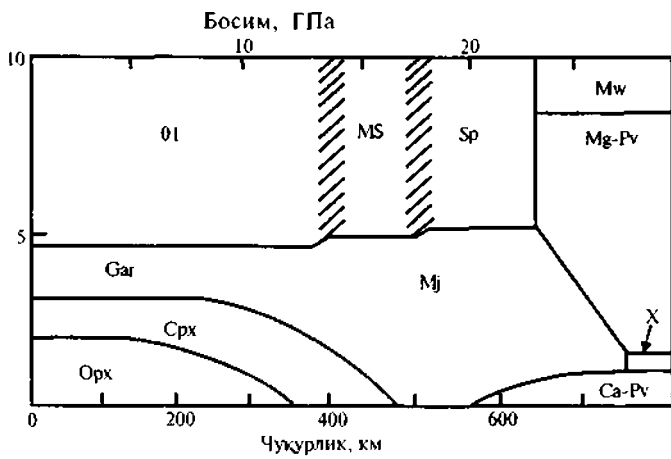
Минерал	Кимёвий формула	Ҳажмий миқдор, %
Оливин	$(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4$	57
Ромбик пироксен	$(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$	17
Моноклин пироксен (омфацит)	$(\text{Ca, Mg, Fe})_2 \text{SiO}_6 - \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$	12
Гранат (пироп)	$(\text{Mg, Fe, Ca})_3(\text{Al, Cr})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	14

Юқори мантия Ернинг ривожланишида муҳим аҳамиятга эга. Ер пўстининг шаклланиши у билан боғлиқ. Унинг юқори чегараси Мохоровичич юзасидан, қуйи чегараси 660—670 км дан ўтказилади.

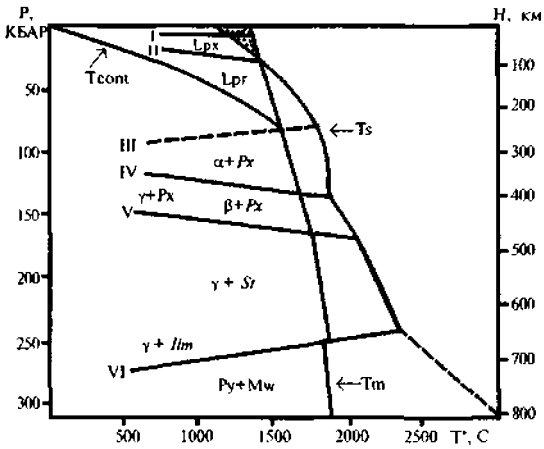
Ҳозирги вақтда юқори мантия базальт ва ўта асосли жинслардан ташкил топган. Сейсмик тўлқинларнинг юқори тезлигига эга бўлган устки қисми ажратилади. Ер пўсти билан бирга у литосфера таркибига киради. Унинг остидаги қисми мустақил қатлам сифатида **астеносфера** деб номланган. Ундан пастда мантия моддаси ўзининг умумий кимёвий таркибини сақлаган ҳолда фазавий ўзгаришларга учрайди ва шу туфайли унинг физик хоссалари ўзгаради. Бундай ўзгаришларни бир неча сатҳи кузатилади. Уларнинг орасида 410 км ва 660—670 км чуқурликдаги сатҳлар жуда муҳим ҳисобланади. Ер кесмаси устки қисмидаги бундай қатламланиш Ер пўсти, Ернинг тузилиши ва ривожланишини англашда катта аҳамиятга эга.

Юқори мантия тузилишидаги бош хусусият, 410 км дан бошлаб чуқурликда сейсмик тўлқинлар тезлигини ошиб кетишидан иборат. Бундан 660—670 км чуқурликкача тезликнинг (11.3—11.4 км/сек гача) ва тоғ жинслари зичлигининг жуда юқорилиги кузатилади.

Ф. Берг ўзгаришлар сабабини силикат моддаларнинг полиморф қайта ўзгариши ҳисобига юқори зичликдаги минераллар турига ўтиши эканлигини назарий томондан исботлаган. Масалан, мантиянинг турли сатҳларидаги юқори босим ва ҳарорат шароитида таркиби турлича бўлган минераллар ўзгариши бўйича ўтказилган кўплаб тажриба натижалари буни яққол исботлайди. Бунга қуйидаги реакциялар: энстатитнинг форстерит ва коэзитга ($2\text{MgSiO}_3 \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightarrow \text{SiO}_2$), шпинелнинг ильменит ва коэзитга ($\text{MgSiO}_4 \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightarrow \text{SiO}_2$), шпинелнинг ильменит ва периклазга ($\text{MgSiO}_4 \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_3, \text{MgO}$) парчаланиши мисол бўлади. Айни вақтда мазкур ўзгаришлар атомларнинг зичроқ жойлашиши ҳисобига ривожланган. Масалан, коэзит— SiO_2 нинг тўртлик координациядаги зич шакли стишовитга—кремнийнинг олтилик координациядаги полиморф турига айланади. Кварцнинг зичлиги 2,53г/см³, коэзитники—2,93г/см³, стишовитники (стиповерит)—4,35г/см³. Полиморф ўзгаришлар турли ҳароратларда амалга ошади. Масалан, гексагонал α — кварц 573°C ҳароратда, тридимит—876°C да, кристобалит эса — 1470°C да β кварцга айланади. Умумлаштирилган қайта ўзгариш тартиби 2.30, 2.31- расмларда кўрсатилган.



2.30- расм. Юқори мантия кесмасида пиролит минераллар ҳажмий нисбатининг ўзгариши (М. Akagi). Минералларнинг шартли белгилари: Ol—оливин, Gar—гранат, Crx—моноклин пироксенлар, Opх—ромбик пироксенлар, Ms—„модификацияланган шпинель“ ёки вадслеит ((Mg, Fe)₂SiO₄), Sp—шпинел, Mj—меджорит Mg₂(Fe,Al)₂(SiO₄)₃, Mw—магнезиовүстит (Mg, FeO), Mg—Pv—Mg—перовскит, Ca—Pv—Ca—перовскит, X—ильменит, Ca—F ёки голландит структураси туридаги тахминий Al ли фазалар.



2.31- расм. Юқори мантия моддасида адиабатик шароитлар, солидус ва моддаларнинг фазовий ўзгариши (О.Г. Сорохтин): T_s—мантия моддасининг солидуси ҳарорати; T_m—мантиянинг адиабатик ҳарорати; T_{cont}—архей кратонлари остидаги геотерма; нуқталар билан мантиядаги ювинил суюқланиши вужудга келувчи зоналар кўрсатилган. Экзотермик фазовий ўзгаришлар: I—плагиоклазидан гранатли лерцолитларга ўтиш; II—пироксенлидан гранатли лерцолитларга ўтиш (Lgr); IV—оливиниларнинг (а) шпинел структураларига ўтиши (g ва b); V—кремнеземнинг стишовит структурасига ўтиши (St) ва пироксенларнинг ильменит структурасига ўтиши (Ilm). Эндотермик ўзгаришлар: III—поликристалли моддаларнинг пластик ҳолатга ўтиши; VI—пироксенларнинг перовскит (Pv) ва магнезиовүстит структураларига (Mw) ўтиши.

Мантиянинг «пиролит» моделидан келиб чиққан ҳолда (2.3- жадвал, 2.29, 2.30- расмлар), ундаги фазовий ўзгаришлар экзотермик реакциялар шароитларида тоғ жинсларининг нафақат термик ҳолати, балки уларнинг физик хоссалари ўзгариши орқали амалга ошади. 660 км чуқурликда субдукция натижасида кириб қолган слэблар тўхтаб қолиши, экзотермик эффектлар юқори мантияда плюмларнинг шаклланишига (икки томонлама конвекция) ёрдам бериши мумкин.

Ўрта ва қуйи мантия жинсларнинг юқори зичлиги билан ажралиб туради. Ҳисоблар шуни кўрсатадики, ҳозирги вақтда маълум бўлган тоғ жинсларининг ҳеч бири ушбу чуқурликдаги ўта юқори босим ва ҳарорат шароитларига мос келмайди. Фақат баъзи минералларгина бундан истиснодир.

Ҳозирги вақтда кўпчилик тадқиқотчилар ўрта ва қуйи мантия перовскитсимон фаза (Mg, Fe) SiO₃ ва магнезиовүститдан (Mg, Fe)O иборат деган фикрга қўшиладилар. Уларда перовскитнинг ҳиссаси 70% ва магнезиовүститники ~20%.

Қолган қисми стишовитдан ва Ca, Na, K, Al нинг оксидли фазаларидан иборат. Уларнинг кристалланиши турли шаклларда амалга ошиши мумкин. Mg — перовскитнинг (MgSiO₃) 2000°K ҳароратда ва босими атмосфера босимидан 1,3 млн. марта ортиқ бўлган шароитлардаги синови 2800 км чуқурлик, яъни мантия ва ядро оралиғидаги чегара шароитларини моделлаштиради. Бунда минерал ўзининг структураси ва таркибини ўзгартирмаган. Л.Лиу, Е.Ниттл ва Р. Жанлозлар бу минерал Ерда энг кўп тарқалган ва Ер массасининг деярли ярмини ташкил этади, деб ҳисоблайдилар. Эксперимент ўтказиш жараёнида юқори босим таъсирида магнезиовүститдаги икки валентли темирнинг бир қисми уч валентли темирга ўтиши ва минерал структурасига кириши, бошқа қисми эса нейтрал темирга айланиши аниқланган. Шу маълумотлар асосида мантиянинг ядро билан чегарасида мантиянинг эҳтимолий дифференциацияси механизми яратилган.

2.8.2. D^{II} қатлам — мантия моддасининг дифференциациясидаги биринчи асосий сатҳ

Бу сатҳ Ер ядроси ва мантия орасида жойлашган бўлиб, К.Е.Буллен томонидан ажратилган. Унинг қалинлиги 200 км дан 300 км гача ўзгаради. Қатлам юзасининг нотекислиги эса ядро рельефига мос келади.

D^{II} қатламининг қовушқоқлиги ниҳоятда ўзгарувчан. Унинг термик ҳолати, зичлиги ва кимёвий таркиби хилма-хил ва ўзгарувчан. Қатламнинг остки қисмида модданинг юқори даражада суюқ-

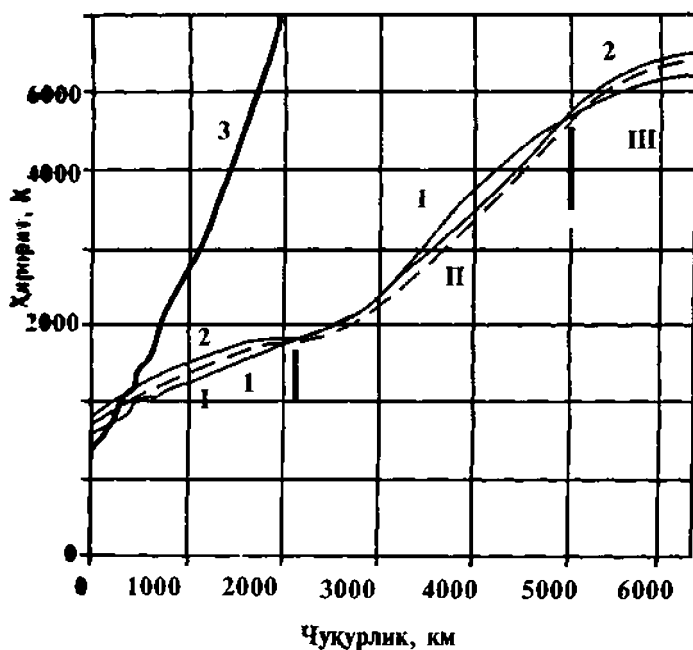
ланишидан далолат берувчи ўта паст тезликдаги зона ажратилган. О.Г.Сорохтин ва С.А.Ушаков бу оралик қатламни (20 км) Берзон номи билан аташган. Д^{II} қатлами Ернинг ривожланишида жуда муҳим аҳамиятга эга. Бу ерда мантия моддасининг дифференциацияси натижасида жуда катта миқдорда иссиқлик энергияси ажралиб чиқади, ядронинг темир билан бойиши содир бўлади. Д^{II} қатламида сўрилаётган океан литосферасидан ташкил топган слэблар уюми ва шаклланаётган суперплюмларнинг илдиэлари жойлашади. Қатламнинг остида моддалар қовушқоқлиги кескин пасаяди ва улар суюқланган ҳолатдалигини кўрсатади. Ернинг дастлабки моддасида темирнинг турли шаклдаги миқдори умумий массанинг қуйидаги фоизларини ташкил этган: Fe — 13,1, FeO — 22,76, FeS — 2,17. О.Г.Сорохтин ҳисоби бўйича ҳозирги вақтда мантияда FeO — 4,37% ва Fe₂O₃ — 4,15% миқдорда мавжуд, ядро эса бутунлай темирдан таркиб топган (Fe₂O₃ — 43,41%, FeO — 49,34%, FeS — 6,69%) ва Ni қўшимчаси — 0,56%. Ядро таркибида темир миқдорининг қўпайиб бориши сабаблари нимадан иборат? Бу жараёнлар Ер ривожланишининг қайси босқичида бошланган?

Прессларда олмос ячейкалари қўлланилган ва лазер нурлари ёрдамида ўтказилган тажрибалар Ернинг ички ядросигача бўлган турли сатҳлардаги термобарик вазиятларга мос келувчи шароитларни тиклаш имконини берди. Бу маълумотларни сейсмик кўрсаткичлар билан таққослаш ядронинг энг реал модели унинг икки қатламли тузилишга эга эканлигини кўрсатди. Ички қаттиқ ядро темир-никелли таркибга эга, ташқи ядро эса суюқ ҳолда бўлиб, темир оксидининг Fe₂O(Fe·FeO) суюқлигидан иборат. Бунда Fe·FeO эвтектик қотишмасининг суюқланиш ҳарорати дастлабки компонентларнинг суюқланиш ҳароратидан сезиларли даражада пастлиги маълум бўлди. Бундан ташқари, Ер кесмасида қотишма солидус ҳарорати мантия ва ядро ҳароратнинг адиабатик тақсимланишидан паст бўлган зоналар ажратилади. Бундан қуйидаги муҳим хулоса келиб чиқади: Ер кесмасида силикатлардан металл оксидлари ажралиб чиқиши ва уларнинг суюқланиши мумкин бўлган оралик ажратилади (2.4-жадвал, 2.32-расм).

2.4-жадвал

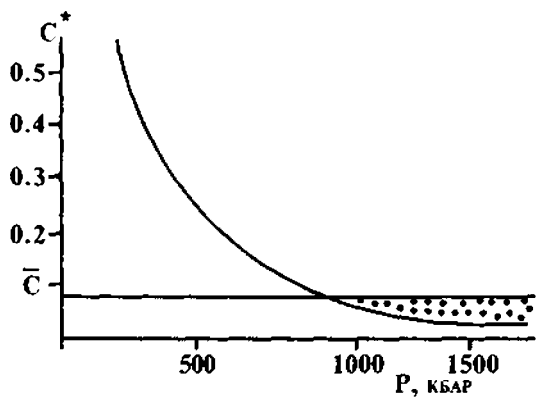
Адиабатик ҳарорат ва Ер кесмасида „ядро“ моддасининг бошланғич суюқланиши (солидус) (Fe, Fe·FeO) (О.Г.Сорохтин)

Чуқурлик, км	Ердаги ҳарорат, К	Солидус Fe·FeO, К	Солидус Fe, К	«Ядро» моддасининг ҳолати
200	1770	1860	1840	қаттиқ
1800	2640	2650	2770	
2200	2820	2750	2840	«суюқ»
2886	3130	3100	3100	
3000	3310	3220	3320	
5120	5710	5650	5710	
5400	5890	5940	6000	қаттиқ
6371	6140	6360	6410	



Бу маълумотлар мантиядаги темирнинг ҳолати ва унинг ядрога турли шаклларда тўпланиши ҳақидаги асосий қондани исботлаш имконини беради. Темир 2200 км дан 5120 км гача чуқурликда суюқ ҳолда бўлиши аниқланди. Бу мантиянинг пастки қисми ва ташқи ядрога тўғри келади. Тажриба натижалари ва сейсмик кўрсаткичлар бўйича ички ядро темир-никелли таркибга эга. Ибтидоий Ернинг бирламчи темир шакллари

2.32- расм. Ҳозирги кунда Ердаги ҳароратнинг тақсимланиши (О.Г. Сорохтин): 1—темирнинг суюқланиши бўйича ўтказилган экспериментлар билан мувофиқлаштирилган Ернинг адиабатик геотермаси, 2—темирнинг суюқланиш ҳарорати (узлуксиз чизик) ва эвтектик қотишма Fe·FeO (узлукли чизик), 3—силикатларнинг суюқланиш ҳарорати; темирнинг турли ҳолатдаги Ер кесмаси оралиқлари: I, III—қаттиқ фаза, II—суюқ фаза.



2.33- расм. Силикатли мантияда қаттиқ эритмаларнинг темир оксидлари билан тўйиниши чегаравий концентрациясининг босимга боғлиқлиги (О.Г. Сорохтин).

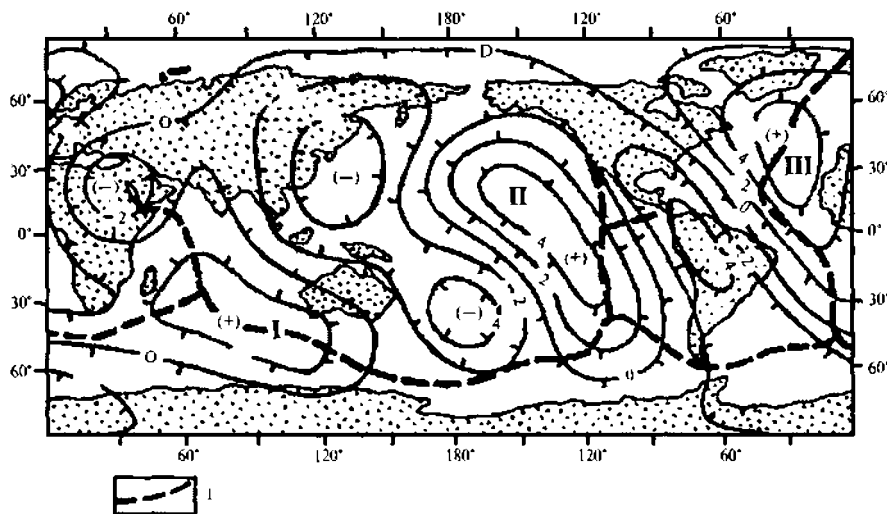
темир оксидлари диффузия орқали ўтади. Бу шароит 2000 км чуқурликдан (босим 890 Кбар) бошлаб 2730°C га яқин ҳароратда вужудга келади ва то ядро юзасигача кузатилади (2.33-расм). Темир суюқлиги вужудга келиши билан биргаликда кечадиган қуйи мантия моддасининг дифференциацияси геофизик маълумотлар билан тасдиқланади. 2000 км чуқурликдан бошлаб сейсмик тўлқинларнинг сезиларли даражада сусайиб бориши ва уларнинг мантиядаги силикатлар суюқланмасдан туриб кам қовушқоқ суюқлик хоссасига эга бўлган D'' қатламида тўлиқ ютилиши кузатилади. Ернинг ибтидоий моддасида темирнинг асосий шакллари бўлиб нейтрал темир ва силикатлар таркибига кирувчи темир эканлигини қайд қилиш муҳимдир. Ядронинг шаклланиш жараёнидаги дастлабки босқичда нейтрал темирнинг асосий массаси ажралиб чиққан. Силикатларнинг қаттиқ эритмалари парчаланиш жараёни ва у билан боғлиқ бўлган Fe_2O нинг эвтектик суюқлиги ажралиши ҳозирги кунда ҳам давом этмоқда ва у Ернинг иссиқлик энергиясини ҳосил бўлишини таъминлайди.

Темир оксидлари бародиффузия майдони ва унинг мантия силикатларидан ажралиши 2.33-расмда нуқталар билан кўрсатилган. Суюқ темир генерацияси максимал миқёси D'' қатламида кузатилади.

Ядрога яқинлашган сари бародиффузия жараёни кучаяди, аста-секинлик билан кристаллар оралиғидаги алоқалар бузилади ва ядро яқинида алоҳида суюқланган Fe_2O оксиди силикатларнинг кристаллари ва доналарини ўраб олувчи плёнкаларга бирлашади. Бу жараён оқибатда қуйи мантиянинг қаттиқ силикатли компонентларга ва темир оксидлари суюқлигига ажралишига ва кейингисининг ядрога оқиб ўтишига олиб келади.

Темирнинг сараланиши ва унинг ядрога келиб қўшилиш механизми ҳақида ядро юзасининг рельефи гувоҳлик беради. Сейсмотомографиянинг янги олинган маълумотларига кўра Ер ядроси рельефида амплитудаси ± 6 км бўлган кенг баландликлар ва йирик ботиқликлар бор. Учта мегабаландлик — Тинч океани, Ҳинд океани ва Атлантика мегабаландликлари ажратилади (2.34- расм).

Кузатилаётган ядрога рельеф тепаликлари апвелдинглр — юқорига ҳаракатланувчи супер-



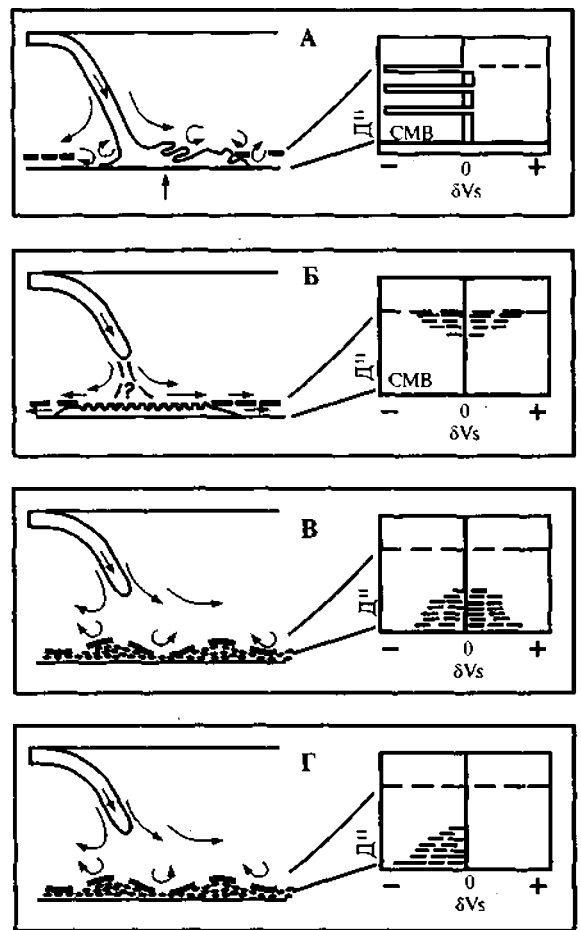
2.34- расм. Сейсмотомография маълумотлари бўйича ядро юзаси рельефи тепаликлари (L. Morelli, A. Dziewonski): I—Ҳинд океани, II—Тинч океани, III—Атлантика мегабаландликлари; изочизиқлар ҳар 2 км дан ўтказилган.

плюмларга, ботиқликлар эса ядрогача етувчи даунвеллинглар (слэблар)га мос келади (2.16- расм).

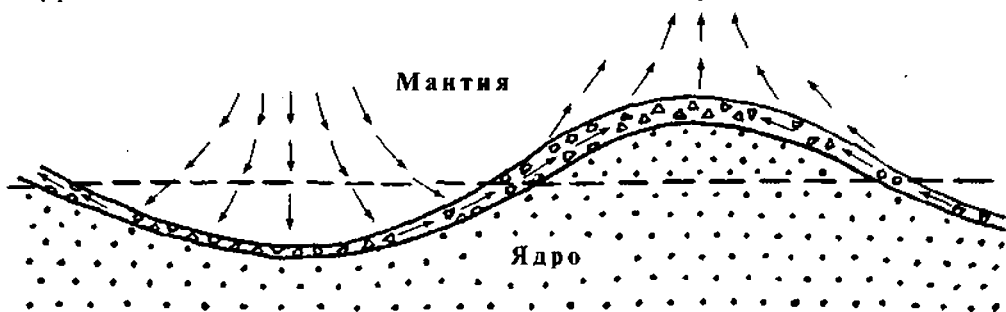
Ернинг ичига сўрилайётган слэблар таркибидаги океан литосфераси моддасини D'' қатламида бародиффузия йўли билан қаттиқ силикатли қисм ва темир суюқлигига ажралиш жараёни, қаттиқ эритмаларнинг парчаланиши ва ўта юқори босим шароитида қаттиқ эритмаларнинг реал ҳолати экспериментлар билан эсосланган, мантия ва ядронинг сейсмотомографик тадқиқотлари натижалари билан тасдиқланган. Сейсмотомография таркибида юқори ва паст тезликдаги аномалиялар ажратилувчи D'' қатламининг латерал бир хиллиги эмаслигини аниқлаш имконини берди. Уларнинг асосида мантия ва ядро чегарасига ботиб бораётган океан слэбларининг парчаланиш модели ишлаб чиқилди. Слэбларнинг парчаланиш кетма-кетлигининг узлуксиз қатори ажратилади (2.35- расм). Литосферанинг катта массаси ўпирилишида улар мантия ва ядро чегарасида литосфера маҳсулоти йирик уюмларни ҳосил қилади (2.35- расм А). Шу қирқимнинг паст тезликдаги аномалияси (2.16- расм) слэбларнинг деструкцияси паст ва юқори тезликли қатламлари тўпламидан тортиб (2.35- расм Б, В), то тўлиқ парчаланган паст тезликли қизиган массасигача кетма-кетлик қаторидан иборат (2.35- расм, Г). Планада уларнинг ҳолати шаклланаётган апвеллинглар томирига мос келади (2.16- расм).

Ботаётган слэбларнинг парчаланиш жараёни мантия моддасининг иккинчи бўлинишини таъминлайди. Бир томондан кристаллар, иккинчи томондан темир суюқлиги ҳосил бўлади. Ядрога пастга йўналтирилган, нисбатан оғир оқимлар остида ботиқликлар (2.36- расм) ҳосил бўлади, парчаланган маҳсулот эса уларнинг томири остидан сиқиб чиқарилади. Бунда ажралиб чиққан темир суюқлиги ядрога ўтади, қолган иссиқ ва енгил силикатли масса архимед кучи таъсири туфайли юқорига ҳаракатланувчи конвектив оқимларни — апвеллингларни ҳосил қилади (2.36- расм).

Шундай қилиб, оралик D'' қатлами Ернинг ривожланишида муҳим аҳамиятга эга. Мантия ва ядро чегарасида модданинг гравитацион дифференциацияси туфайли, ядронинг суюқ темирли ва мантиянинг қаттиқ силикатли қисмларга ажралиши содир бўлади. Бунда ажралиб чиқадиган иссиқлик энергияси, енгилроқ силикатли массаларнинг ажралиши билан бир қаторда, Ердаги иссиқлик масса ташилиши ва модда дифференциациясини таъминловчи мантиядаги юқорига ҳаракатланувчи конвектив оқимларни келтириб чиқаради.



2.35- расм. Мантия ва ядро чегарасидаги D'' қатламга ботиб борувчи океан литосфераси слэблари деструкциясининг сейсмотомографик модели (Ed. J. Garnero). Чапда — D'' қатламида слэб деструкцияси модели, ўнгда — сейсмик тезликнинг фондаги миқдорига нисбатан ошиши (+) ва камайиши (-); СМВ—мантия ва ядро чегараси; А—паст тезликдаги юпқа қатламларнинг қисман суюқланган бирламчи океан литосферасининг бурмаланган, деформацияланган слэблар уюми („мозори“); Б— D'' қатлами юзасида паст ва юқори тезликли қатламлар алмашуви шаклидаги дезинтеграцияланган моддаларнинг тўплами; В—паст ва юқори тезликдаги модда оқувчанлиги сабабли оқимлар ҳосил бўлиши билан кечадиган слэбнинг тўлиқ дезинтеграцияси; Г—мантия ва ядро чегараси устидаги суюқланган модда юқори тезликли мантия оқимининг кесмаси.



2.36- расм. Мантия ва ядро чегараси яқинидаги конвектив оқимлар схемаси ва мантияда юқорига ҳаракатланувчи оқимлар (апвеллинглар-суперплюмлар)нинг пайдо бўлиши (О.Г.Сорохтин).

2.8.3. Ер ядроси

Ер ҳажмининг 16,38% ва массасининг 31,79% и ядрога тўғри келади. Ядро жуда юқори зичликдаги (11г/см^3) моддадан иборат. Ташқи ядро нисбатан суяқ, ички ядро эса қаттиқ моддалардан иборат. Янги тадқиқотлар ички ядро анизотроп эканлигини ва ташқи ядродан ўқ айланишининг катта тезлиги билан фарқ қилишини аниқлади. Ташқи ядрога икки — жадал конвекция билан ажралиб турадиган пастки ва устки геосфералар ажратилади.

Мантия ва ядро, ички ва ташқи ядролар ўртасидаги чегаралар Ер кесмасида яққол ажралиб туради. Бу модданинг зичлиги ва кимёвий таркибини кескин ўзгарувчанлиги билан боғлиқ. Кўплаб тадқиқотчилар ташқи ядро, асосан, бир валентли темир оксидлар Fe_2O суюқлиги ва юқори босимга чидамли бўлган Fe ва FeO нинг эвстектик қотишмасидан иборат деб фараз қиладилар. Ички ядро темир-никелли қотишмадан $\text{Fe}_{0,9}\text{Ni}_{0,1}$ иборат. Уларнинг орасида кўшимча сульфид таркибли FeS оралиқ қатлам (К. Е. Буллен бўйича F қатлам) ажратилади.

Ядронинг кимёвий таркиби тўғрисидаги масала ҳар доим олимлар ўртасида катта мунозарага сабаб бўлган. Масалан, Лодочников-Рамзей тахминларига қараганда ядро металлшан силикатли маҳсулотдан иборат. Аммо назарий ҳисоблашлар ҳамда ядро шароитларига мос келувчи жуда юқори босим ва ҳарорат шароитларида силикатларнинг ўзини тутиши бўйича ўтказилган синовлар бу тахминни рад этади. Ядрога металлшан водород мавжудлиги тўғрисида ҳам тахминлар бор. Бу тахминлар тўғри бўлиши мумкин. Сейсмологик ўлчашлар сферанинг ҳар иккала томони темир-никелли моделга бирмунча кам зичлиги билан ўхшайди. Ядрога темир бирикмаларидан ташқари, темир билан қотишма ҳосил қилувчи бошқа элементлар — Si , O , H мавжудлиги тўғрисида хулоса қилинади. Атмосфера босими шароитида темир суюқлигида водород эрувчанлигининг пастлиги ядрога унинг мавжуд бўлишини чеклайди. Аммо жуда юқори босим остида ўтказилган тажрибалар темир гидридининг (FeH) барқарор эканлигини кўрсатади. Ядрога унинг мавжудлигини ядро зичлигининг сейсмология маълумотлари қийматига пасайиши билан тушунтириш мумкин.

Темирнинг мантиядан ядрога доимий оқиб ўтиши ядронинг ўсишини таъминлайди. Япон олимлари томонидан «Ернинг ички ядроси ўсишининг тектоник модели» ишлаб чиқилган. Уларнинг тушунчаси бўйича ички ядро суяқ ташқи ядродан «қаттиқ» темирнинг (FeNi) чўкиши ҳисобига ўсган ва ҳозир ҳам ўсмоқда. Бу жараённинг таъсир даражаси экваторда катта ва юқори кенгликларда кичик ўсиш тезлигига эга бўлган Кориолис кучи билан назорат қилинади. Э. М. Галимов фикрича, ташқи ва ички ядро чегарасида мантияга қараб йўналган иссиқлик энергияси Ер энергетикасига қўшилган муҳим ҳисса ҳисобланади.

Кейинги йилларда геодинамик жараёнларнинг ривожланишида ядронинг аҳамиятига катта эътибор берилмоқда. Ой ва Куёшнинг ўзаро тортишиш кучи таъсирида суяқ ташқи ядро ичида ички ядро ўзининг ҳолатини ўзгартиради ва бу Ернинг айланма ҳаракатининг ўзгариши билан бирга кечади. Бунда ҳосил бўладиган кўшимча инерция кучи Ернинг барча қобикларига, айниқса экваторбўйи кенгликларида, кучли таъсир кўрсатади. Б. В. Левин томонидан бажарилган сейсмик фаолликнинг тақсимланишини статистик таҳлили, «иссиқ нуқталар» ҳолати ва ер юзаси рельефининг амплитудаси, уларнинг пастки кенгликларда тўпланиши ички ядронинг айланма ҳаракати режими билан боғлиқлигини кўрсатади. Куёшнинг тортиш майдонида Ер ва Ой орасидаги ўзаро таъсир нафақат ядронинг, балки бошқа қобикларнинг ҳам айланиш орбитал параметрларини ўзгартиради ва уларнинг геодинамик ҳолатига таъсир кўрсатади. Ер айланиш тезлигининг ўзгариши, унинг ўқи силжиши каби, иқлимга, магнит майдонининг инверсиясига ва, эҳтимол, бошқа кўплаб геологик жараёнлар ва ҳодисаларга таъсир кўрсатади.

2.8.4. Астеносфера — дифференциациянинг иккинчи асосий сатҳи

Ер пўсти ва мантияни бир-бирдан ажратувчи M юзаси Ер кесмасидаги муҳим геофизик чегаралар жумласига киради. Бунда, ядро ва мантия чегарасидагидек, модданинг нафақат табиий ҳолати, балки унинг кимёвий таркиби ҳам ўзгаради. Агар мантиянинг пастки қисмида бародиффузион дифференциация жараёнлари ва ундан темирнинг суяқ қисми ажралиши етарли даражада оддий бўлиб кўринса, унинг устки қисмида модда дифференциацияси мураккаб кечади. Бу эса юқори мантиянинг ҳам, уни қоплаб турувчи Ер пўстининг ҳам жуда мураккаб тузилганлигида ўз аксини топган. Шу нуқтаи назардан, литосфера астеносферада кечадиган магматик дифференциация жараёнларининг якуний маҳсулоти ҳисобланади.

Сейсмик тўлқинлар бўйича кузатувлар ёрдамида океанлардаги 50 км дан кам чуқурликларда, қитъаларда эса 80 ва 120 км ораллигида тўлқинларнинг тарқалиш тезлиги мантиянинг устки қисмидагига нисбатан камайиши аниқланган. Бу пасайган тезликлар қатлами пастдан ҳам катта сейсмик тезликлар сфераси билан чегараланган. Ушбу юзалардан тўлқинларнинг қайтиши туфайли улар асосан шу қатламнинг ичида тарқалади. Шунинг учун ҳам у сейсмик „волновод“ деб номланган. Уни астеносферага айнан ўхшатишади. У латерал йўналиш бўйича бир жинсли эмас.

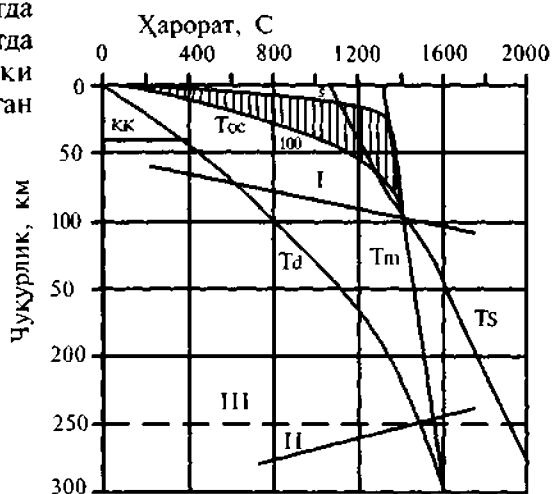
Океанларда унинг устки юзаси 50 км га яқин ва ўрта океан тизмалари остида ер юзасига 10—15 км гача яқинлашиб келади. Остки юзанинг чуқурлиги 400 км дан ошмайди. Континентларда ўзининг тўзлиши бўйича астеносфера турли таркибга эга. Ёш тоғли ўлкалар остида (Альп, Кавказ, Тяньшан) унинг устки юзаси 80 км гача, рифт зоналарида эса 50—60 км гача кўтарилади. Ер пўстининг энг турғун вилоятлари—қадимий платформалар қалқонлари остида астеносфера кучсиз ифодаланган. 100 дан 200 км гача чуқурликларда у бир-биридан ажралган астенолинзалардан тузилган, нисбатан кичик қалинликдаги қатламдан иборат. Бу ерда астеносфера фақат кўндаланг тўлқинлар тезлигининг эзроқ пасайиши билан қайд этилади. Қадимий платформалар қалқонлари остида астеносферани аниқлашдаги қийинчилик баъзи тадқиқотчиларнинг астеносфера кенг тарқалмаганлиги, фақат океанлар тагида аниқ ифодаланган астенолинзалар тизимидан иборатлиги ва қадимий қалқонлар остида амалда мавжуд эмаслиги тўғрисидаги фикрга асос бўлган. Бундай хулосага қўшилиш мумкин эмас. Агар тектоник томондан турғун минтақалар остида астеносфера мавжуд бўлмаса, Антарктидадаги ва Гренландиядаги ҳозирги музлик шароитида ёки унинг Канада ва Болтиқ қалқонларида голоцендаги музликнинг чекиниши туфайли Ер пўстининг юқори даражадаги изостатик мувозанатини тушунтириб бўлмас эди. Бу минтақаларда астеносферанинг литосферадан фарқи унинг суюқланиш даражаси, модданинг аморфланиши ва турли квазипластик хоссалари билан ажралиб туради. Шу билан литосфера плиталари назариясига қарши бўлган тадқиқотчиларнинг астеносфера юзаси бўйлаб плиталарнинг сурилиши имкониятини рад этувчи танқидий фикрларига ўрин қолмайди.

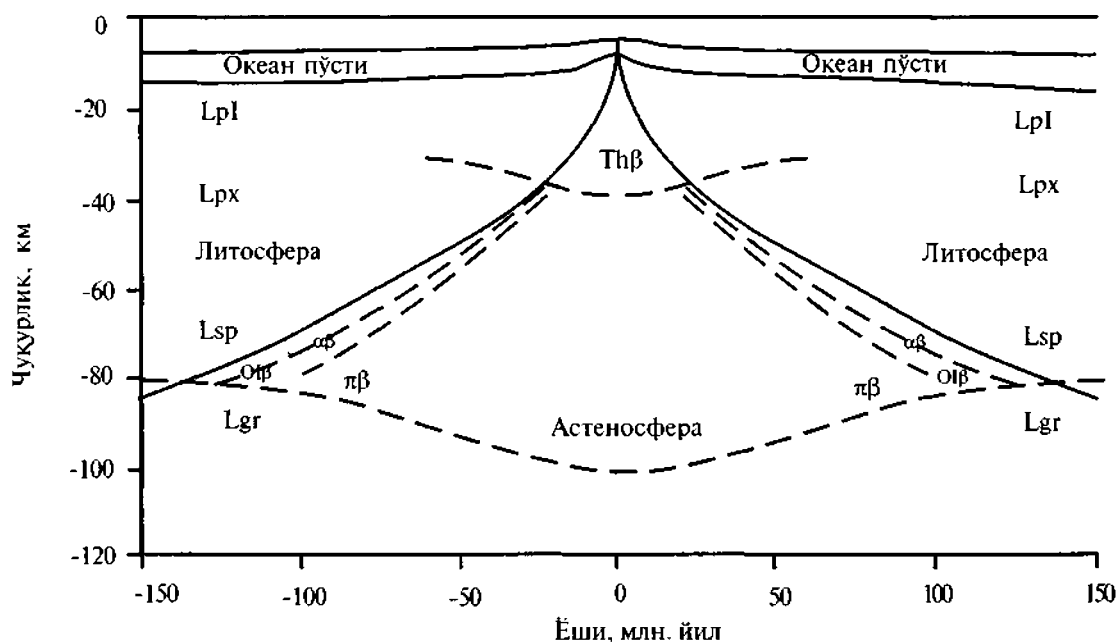
Аммо астеносферада базальт магмаси ҳосил бўладиган ўчоқлар жойлашганлиги тўғрисида муҳим хулоса ҳам бор. Бу хулосалар ўтган асрнинг 60-йилларида, Б.Гутенберг ва бошқа сейсмологлар томонидан мантия моддасининг қисман (1—10%) суюқланиши туфайли астеносферада моддалар зичлигининг пасайиши исботлангандан кейин пайдо бўлди. Кейинчалик юқори мантия кесмаси оралиги юқори электр ўтказувчанликка эга эканлиги аниқланди. Ер пўсти ва литосферанинг ривожланиш тарихига тааллуқли бир қатор муаммоларни ечишда асосий ҳисобланган юқори мантиянинг қисман суюқланган ёки аморф қисмида турли оқимларни шакллантира оладиган астеносфера моддасининг реологик хоссалари тўғрисидаги масала асосий ҳисобланади. Уларнинг ечими мантия зичлигининг нотекис пасайганлиги, мантиянинг турлича қизиганлиги сабабларини ўрганиш билан боғлиқ. Нима учун баъзи минтақаларда, масалан, ўрта океан тизмалари ва рифтлар остида литосфера жуда аниқ ифодаланган, қалқонлар остида эса бир-биридан ажралган ва кучсиз ифодаланган астенолинзалардан иборат?

Табиийки, бунга сабаб нафақат мантиянинг петрохимёвий таркибидаги фарқ, балки, энг муҳими, геотермик режим, геостатик босим ҳамда заминнинг чўзилиш-сиқилишидаги кучланганлик даражасидир. Зичликнинг пасайиши ва суюқланишда чўзилиш, айниқса қулайдир. Ер кесмасида модданинг ҳолати унинг кимёвий таркиби ва термобарик шароитлар (ҳарорат—босим) билан боғлиқлиги ҳаммага маълум. Ҳароратнинг ошиши минерал массаларнинг суюқланишига олиб келади, босимнинг ошиши эса, аксинча, уларнинг суюқланишига қаршилик кўрсатади. Чегаравий шароитлар адиабатик градиент ва мантия моддасининг солидуси билан белгиланади.

Юқори мантия ва литосферада, шу жумладан, Ер пўстида, ҳароратнинг тақсимланиши динамик вазият ва иссиқлик режимига боғлиқ. Астеносферадаги магматик жараёнлар эса фақат магмагенерация ўчоқлари вужудга келгандагина ривожланиши мумкин. Турли чуқурликдаги минераллар ва улар аралашмаларининг суюқланиш ҳарорати (солидус) бу жараённинг тавсифи бўлиб ҳисобланади. Масалан, 1 бар босимда минералларнинг суюқланиш ҳарорати периклаз учун — 2530°С ни, форстерит учун — 2163°К ни, энстатит учун — 1830°К ни, диопсид учун — 1664°К ни, альбит учун — 1378°К ни, мусковит учун — 1000°К ни ташкил этади. Ҳозирги вақтда юқори мантиядаги вазиятга мос келувчи босим ва ҳароратда мантиядаги асосий жинсларнинг (лерцолитлар ёки перидотитлар) суюқланиши бўйича катта тажриба тўпланган (2.37-расм).

2.37-расм. Адиабатик ҳарорат, юқори мантия ва литосфера солидуси ҳарорати (О.Г.Сорохтин): T_{∞} — океан плиталари ҳарорати (рақамлар билан плиталар ёши кўрсатилган); T_m — юқори мантиянинг адиабатик ҳарорати; T_c — мантия моддаси солидуси ҳарорати; T_d — қадимий (архей) континентал литосфера плиталарининг геотермаси; КК — континентал пўстининг остки юзаси; I — базальтларнинг эклогитга фазавий ўтиши чегараси; II — континентлар остидаги қаттиқ литосферанинг пластик ҳолатга эндотермик ўтиши; III — континентал литосфераси архей участкаларининг остки юзаси.





2.38- расм. Океан литосфераси таркиби, ўрта океан тизмаси зонасида базальт лавалари суюқланиш вилоятлари (О. Г. Сорохтин). Литосфера таркиби: LpI — плагиоклазли лерцолитлар, Lpx — пироксенли лерцолитлар, Lsp — шпинелли лерцолитлар, Lgr — гранатли лерцолитлар. Базальтларнинг суюқланиш вилоятлари: Thβ — оливинли, αβ — ишқорли, ОIβ — оливинли, пβ — пикритли.

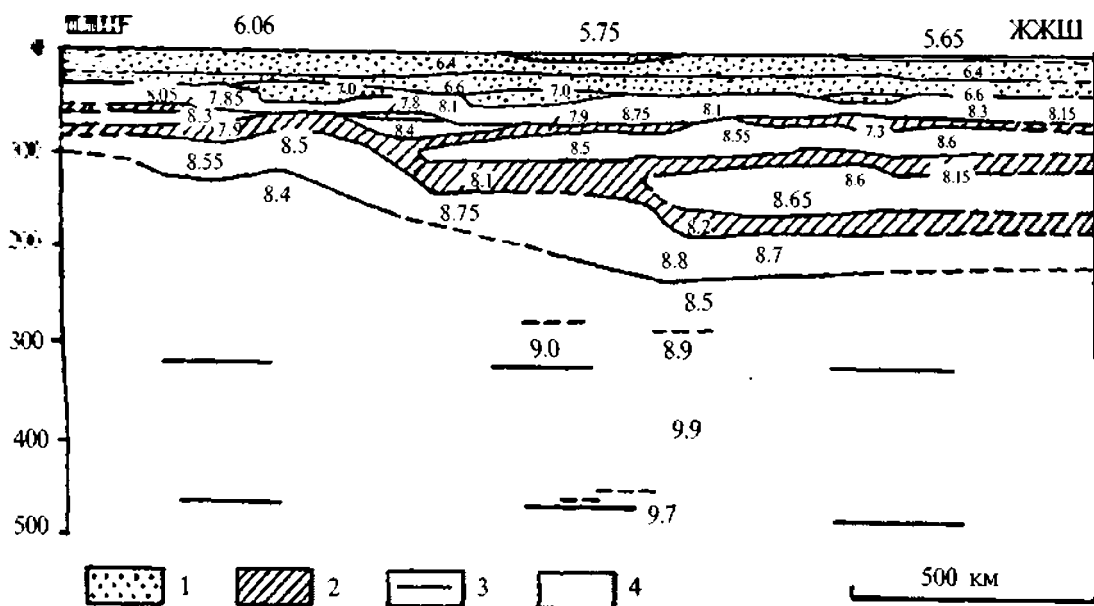
2.37-расмдан кўриниб турибдики, мантиянинг адиабатик ҳарорат чизиғи мантия жинслари солидуси эгри чизиғи билан 80—100 км чуқурликда кесишади. Бундан базальтнинг эклогитга ўтиш зонасидан пастда базальт лавалари ҳосил бўлмаслиги ҳақидаги хулоса келиб чиқади. Бу сатҳ, О. Г. Сорохтин фикрича, магма ўчоқлари ҳосил бўлиш чуқурлигини ва литосферада, шу жумладан, Ер пўстида, магматик жинсларнинг турли-туманлигини келтириб чиқарувчи магматик дифференциация жараёнларини чегаралайди.

Базальт магмасининг асосий қисми ажралаётган литосфера плиталарнинг спрединг зонасига астеносферадан келиб тушади. Магма ўчоқларининг гипсометрик сатҳига қараб бу ерда толеитли, ишқорли, оливинли ва пикритли базальтлар ҳосил бўлади (2.38-расм).

Астеносфера спрединг зоналарида шаклланган океан пўстидаги асосли жинслардан ташқари, рифт вилоятлари, траппли майдонлар, океанлардаги вулқон ороллари, тизма тоғлари ва платолардаги базальт лаваларининг кенг туркумини ҳосил қилади. Шу қаторга олмосли кимберлитлар, лампроитлар, карбонатитлар, ишқорли ўта асосли жинслар, шу жумладан, нефелинли сиенитлар ва архей коматитлар кирди. Астеносфера сатҳи билан боғлиқ бўлган тоғ жинсларининг турлари ва хилларининг кўплиги бир қанча омиллар — дастлабки магма таркиби, ҳарорат режими, магманинг ер юзаси томон ҳаракатидаги дифференциация хусусияти ва бошқалар билан боғлиқ. Мантиядаги магма ўчоқларининг гипсометрик ўрни ҳам улкан аҳамиятга эга.

Юқори босим ва ҳарорат туфайли мантия жинсларининг ўзгариш вазиятини моделлаштирувчи тажрибалар шуни кўрсатдики, катта босим остида суюқланган базальтларда паст ҳароратда суюқланган базальтлардагига нисбатан ишқорлар миқдори кўп бўлади. Ўтказилган тажрибаларга асосланиб базальт суюқликлари келиб чиқиш модели яратилган. Юқори глиноземли, оливинли толеитлар 30 км гача чуқурликда, ишқорли оливинли базальтлар 30—60 км орасида, пикритлар эса 90 км га яқин чуқурликда ҳосил бўлади. Олмосли кимберлитлар ва уларга яқин жинслар, эҳтимол, катта чуқурликдаги магмалар билан боғлиқ.

Астеносфера Ернинг тош қобиғи — литосферанинг шаклланишида муҳим аҳамиятга эга. Унда магма ва Ер пўсти моддасининг парчаланиш ва сараланиш жараёнлари бошланади. Литосфера плиталари ҳаракатини таъминловчи астеносферанинг геодинамик хоссалари ҳам катта аҳамиятга эга. Астеносфера латерал йўналишда яқка жинсли эмас. Океанлар тагида у аниқ ифодаланган ва катта қалинликка эга. Қадимий континентал плиталар, айниқса, архей кратонлари остида уларнинг остки қисми мантиянинг 200—350 км ва ундан ортиқроқ чуқурликларига кириб борувчи жойларда юқори мантиянинг тузилиши мутлақо бошқачадир. Бу вилоятларда литосфера мантия билан туташиб кетади (2.39-расм). Баъзи тадқиқотчиларга бу астеносфера бўйлаб литосфера плиталарининг планетар ҳаракатланиши мумкинлигини инкор этишга асос бўлди. Шу билан литосфера плиталари тектоникаси назариясининг асосий қоидалари инкор қилинади.



2.39- расм. FENNOLORA ўта узун профилдаги ГСЗ маълумотлари бўйича Болтиқ қалқони ва Норвегия каледонидлари майдонда юқори мантиянинг тезликли структураси (G. Calagnile, P. Pierri, V. Del Gaudio, S. Muller). 1 — Ер пўсти, 2 — мантия астеноқатламлари, 3 — чуқурлик чегаралари, 4 — кўндаланг тўлқинлар тезлиги.

Аммо қадимий платформалар кратонлари остида астеносферанинг мавжуд эмаслиги уларнинг горизонтал сурилишини инкор этмайди. Астеносфера сатҳида зичлик пасайиши зонаси аниқланган бўлиб, унинг сиртида моддаларнинг дифференциал латерал оқиши юзага келади ва узилмалар ҳосил бўлади. Улар мантияга уланган континентал литосфераларнинг сузишини таъминлайди.

2.8.5. Литосфера

Литосфера ёки Ернинг тош қобиғи юқори мантиянинг деплетлашган устки қисмини ва Ер пўстини ўз ичига олади. Унинг тузилиши ва таркиби Ернинг геологик тарихи ва моддасининг дифференциацияси хусусиятларини тўлиқ акс эттиради. Унинг перидотитли магнезиал-силикатли қўйи ва асосан, алюмосиликатли устки қисмига ажралиши аниқ акс этган бўлади. Уларнинг орасидаги чегара Ер кесмасидаги бош петрофизик бўлимлар қаторига киритилиши бежиз эмас.

Реститли қатлам литосферанинг пастки қисмини ташкил этади. Қисман эриш натижасида базальт фазаси чиқиб кетади ва юқори мантия анча қийин эрийдиган минераллардан иборат. Адабиётларда бундай жинслар рестит номини олган. Қисман эриган ва базальт қисмини йўқотган мантия «деплетлашган» деб юритилади. Унинг таркиби тўғрисида бурмали вилоятлардаги офиолит комплекслар, ўрта океан тизмаси рифт водийлари ва трансформли ер ёриқлари бўйлаб мантиянинг ҳозирги замон очилмалари ҳамда Ер пўстидаги магматик жинслар ичидаги турли ксенолитлар таркиби бўйича хулоса қилинади. Базальтларда тарқалган мантия жинсларининг ксенолитлари, бевосита офиолит сериялари, альпинотип гипербазитлар, кимберлитлар ва олмослардаги қўшимчалар шулар жумласидандир. Дифференциация маҳсулотлари жинсларнинг таркиби тўғрисида маълумот беради. Юқори мантиянинг магма ҳосил қилувчи ўчоқлари билан юқори ҳароратли коматитлар, коматитли, ишқорли ва толеитли базальтлар ва уларнинг интрузив муқобиллари боғлиқ. Андезит қаторидаги жинслар, кимберлитлар каби, мантия манбаларидан келиб чиққан. Жинсларнинг хилма-хиллиги бирламчи магма ўчоқлари таркибининг ранг-баранглиги билан ҳам, магманинг ҳаракатланиш йўлида ўзгаришлари билан ҳам боғлиқ.

Литосфера остки қисмининг шаклланиш йўллари биринчи бўлиб А. П. Виноградов ва А. А. Ярошевскийлар ўрганган. Уларнинг фикрича, мантия жинсларининг сараланиш жараёни зонал эриш йўли билан амалга ошади. Бунда эриш зонасини ишқорли, ишқорий-ер ва радиоактив элементлар тарк этади. Улар билан биргаликда Al, Ca, Ti, Zr, Hf, Nb ҳам чиқиб кетади. Базальтлар таркибида улар мантияни тарк этади ва кейинчалик базальтли Ер пўсти таркибига киради. Кейинги магматик дифференциация жараёнида континентал қобикда уларнинг қайта тақсимланиши содир бўлади. Шунинг учун ҳам литосферанинг пастки қисми литофил элементларнинг бир қисмини йўқотган ўта асосли жинслардан иборат бўлади (2.5-жадвал).

**Мантия жинслари ва уларнинг дифференциация
маҳсулотлари таркиби (Б. Г. Лутц)**

Оксид-лар	Лерцолит (пиролит А. Рингвуд, Д. Грин бўйича)	Гарц – бургит	Гранатли перидотит	Альпинотип гипербазит	Мантия эклогити	Океан пўсти
FeO	3,6	2,2	4,19	5,06	6,07	6,23
Fe ₂ O ₃	5,1	6,8	3,32	2,88	3,56	2,29
SiO ₂	45,7	45,0	44,04	40,49	45,26	48,65
MgO	38,4	42,6	41,57	41,31	16,72	6,79
Al ₂ O ₃	3,7	1,7	2,12	1,49	14,78	16,52
TiO ₂	0,2	0,1	0,16	0,16	0,45	1,40
CaO	2,3	0,7	1,87	0,99	9,16	12,28
Na ₂ O	0,3	0,2	0,44	0,04	0,79	2,57
K ₂ O	0,1	0,1	0,10	0,01	0,19	0,37

Магматик дифференциацияга учраган мантиянинг ўзгариши ҳар хил ўта асосли жинсларнинг пайдо бўлишига олиб келади. Бундай қайта ўзгаришга учраган мантия деплетлашган дейилади. Шу ўзгаришларнинг олий даражаси литосферанинг қобиқости қисмини ташкил этувчи рестит ҳисобланади.

Мохоровичич юзаси мантия ва Ер пўстини ажратиб турадиган чегара. Бўйлама тўлқинлар тезлиги 7,5—7,8 км/сек дан 7,9—8,2 км сек гача кескин ўзгариши билан ифодаланган. Бу чегара нафақат тоғ жинсларининг физик хоссалар ўзгаришини, балки уларнинг кимёвий таркибининг ҳам ўзгаришини кўрсатади. Юқорида айтилганидек, литосферанинг мантия қисми перидотит (гарцбургит, лерцолит) ва баъзан дунит каби жинслардан иборат. Ер пўсти жуда мураккаб тузилиши ҳамда кимёвий ва минерал таркиби бўйича фарқ қилувчи магматик, чўкинди ва метаморфик жинсларнинг турлитуманлиги билан ажралиб туради. Ер пўсти ва юқори мантиянинг устки қисми орасидаги кимёвий фарққа қарамасдан улар нисбатан қаттиқ ва мўрт қобиқни — литосферани ташкил этади. Унинг реологик хоссалари, унда ривожланган қатламланган бир жинсли эмасликнинг турли қовушқоқлиги ва қайишқоқлигига қарамасдан, астеносферанинг реологиясидан кескин фарқ қилади. Худди шу фарқлар литосферани Ернинг устки тош қобиғи сифатида ажратишнинг бош мезони ҳисобланади.

Ер пўсти. Ер пўсти бир неча турларга ажратилади. Улар бир-биридан таркиби, қалинлиги билан фарқ қилади.

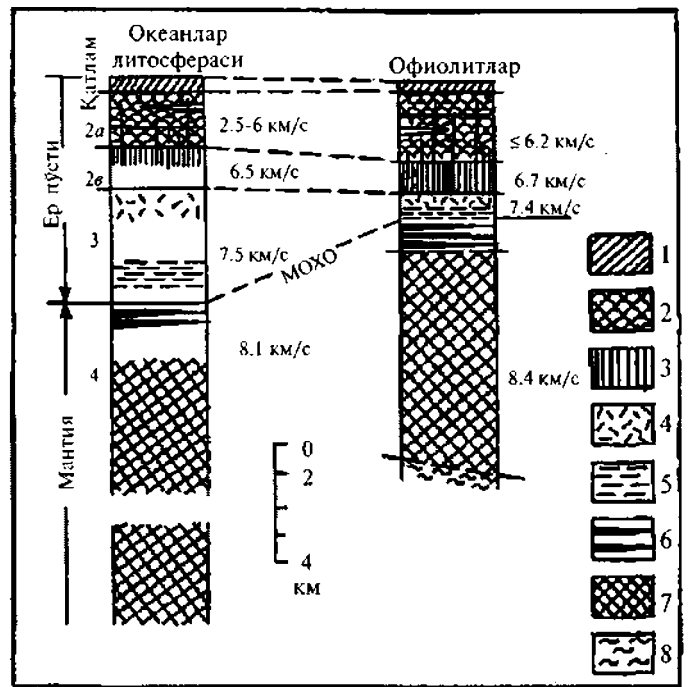
Океан тубидаги Ер қобиғи ҳозирги замон океанлар ва чекка денгиз майдонларида ривожланган бўлиб, унинг қалинлиги 1—15 км ни ташкил этади. Унинг юқоридан пастга қараб тузилишида биринчи чўкинди қатлам, асосан базальтлардан иборат иккинчи ва таркибида асосли тўла кристалланган магматик жинслар кўпчиликни ташкил этувчи учинчи қатлам қатнашади. Уларнинг таърифини стратиграфик кетма-кетликда ёритиш мақсадга мувофиқ (2.40- расм).

Океан пўстининг *учинчи қатлами* устки қисми хилма-хил габброидлар ва остки қисми эса габбро ва ўта асосли жинслардан ташкил топган. Булар орасида ҳар хил кумулятлар, ўта асосли жинслар кенг тарқалган.

Иккинчи қатламнинг пастки қисми дайка комплексидан ва устки қисми қатламланган базальтлардан иборат. Базальтлар учун ёстиқсимон ажралиш юзалари (пиллоу-базальтлар) характерли бўлиб, улар чуқурсувли гилли, кремнийли ёки карбонатли пелагик чўкиндилярнинг аҳён-аҳёндаги қатламчалари билан алмашилиб ётади. Умумий қалинлиги 1,5—2,0 км га тенг. Иккинчи қатламнинг таркиби паст ишқорли базальт—толеитларнинг таркибига мос келади. Одатда, базальтлар ва уларни қоплаб ётувчи чўкиндилярнинг ёши бир хил бўлади.

Биринчи (чўкинди) қатлам океан пўсти кесмасини яқунлайди ва таркиби бўйича турли чуқурсувли пелагик ётқизиқлардан — гиллардан, карбонатлардан ва кремнийли жинслардан иборат. Уларнинг тарқалиши ҳавза чуқурлиги ва унинг иқлимий кенгликлардаги ўрни билан назорат қилинади. Чўкинди қатламининг қалинлиги океанда 500—1000 м ни ташкил этади ва у қитъалар этакларида 15 км гача етиши мумкин.

2.40 - расм. Ҳозирги замон океанлари литосферасининг жамлама кесмаларини офиолитли обдукцияланган аллахтонлар кесмалари билан таққослаш (D.Sprey). 1 — пелагик чўкиндилар, 2 — ер юзасига қуюлган базальтлар, 3 — параллел дайкалар (долеритлар) комплекси, 4 — устки (қатламланган) габброидлар ва габбро-долеритлар, 5,6 — қатламланган комплекс (кумуляторлар): 5 — габброидлар, 6 — ультрабазитлар, 7 — тектонизацияланган перидотитлар, 8 — базальтли метаморфик ореол.



Океан тубидаги Ер қобиғининг магматик жинслари ягона формацион комплексни ташкил қилади. Унинг таркибидаги пастки қатлам бир қатор магматик ўчоқларни ўз ичига олади ва қотиб қолган, маълум даражада қатламланган интрузивлардан иборат. Бу ўчоқларнинг пастки қисми юқори ҳароратли, қийин эрийдиган оливинлар ва пироксенлардан иборат. Юқори қисми эса ҳар хил габбролардан, ўта асосли жинслардан ташкил топган. Габбролар ва ўта асосли жинслар бири-бири билан «қатламланган» ҳолатда ҳам учрайди. Бу қатламнинг энг юқори қисмини габбролар эгаллайди.

Ушбу океан пўстининг фанерозой бурмали ўлкалардаги муқобили сифатида у ерда тарқалган офиолитларни кўрсатишимиз мумкин. Одатда, уларнинг кесмаси обдукцияланган тектоник қопламаларнинг асосида жойлашган бўлади. Уларнинг ички тузилиши ёш океанларнинг кесмаси билан тўлиқ мос келади. Илгари офиолитларнинг шаклланишини эвгеосинклиналларнинг чўкинди-вулканоген қатламларига габброидларнинг ёриб кириши билан боғланган. Фақат XX асрнинг 60-йилларига келиб, серпентинлашган гипербазитлар ва габброидлар, пиллоу-базальтлар ва радиоляритлардан иборат бўлган геологик ўтмишдаги океан пўстининг офиолит комплексларидан иборатлиги исботланган.

Океан пўстининг ва офиолитларнинг шаклланиши оддий тарзда амалга ошади. Ўрта океан тизмалари базальтлари деб номланувчи океанлар пўсти базальтлари турли даражада дифференциалланган астеносферанинг базальт магмаси маҳсулотларидан иборат. Уларнинг континентал базальтлардан асосий фарқи ишқорлар миқдорининг пастлигидир. Х. Нидхел ва Ж. Франтишонинг маълумотлари бўйича, толеитли базальтларнинг 5 тури — плагиоклазли, пироксенли, пироксен-оливинли, оливинли ва пикритли турлари ажратилади. Уларнинг орасида оливинли турлари кўпчиликни ташкил этади. Ўрта океан тизмаларининг характери магма ўчоқлар ривожланувчи турли даражада деплитланган мантиядаги аномал моддаларнинг таркиби ва ҳолати билан боғлиқ.

Океан пўсти кесмасининг магматик қисми қалинлигининг текис ўзгаришида юқори қалинликка (25—30 км гача) эга аномал зоналар ажратилади. Улар қаторига вулқон ороллари ва тизмалари, атолллар, гийотлар ва магматик океан тепаликлари комплекси — платолар киради. Ўрта океан тизмаларига нисбатан мураккаб бўлган магматик жинсларнинг кимёвий таркиби пўстлоқ кесмасининг бош хусусияти ҳисобланади. Ишқорлар ва некогерентли элементлар билан бойиган базальт магмаларининг мукамалроқ дифференциалланган маҳсулотлари шулар қаторидадир. Дифференциация қатори ишқорли базальтлар, андезитлар ва камроқ даражада нордон магматик жинслардан таркиб топган. Кесмаларнинг петрокимёвий таркибининг шаклланиши депелитланмаган астеносферада магма ҳосил қилувчи ўчоқларнинг чуқурлигига бориб тақалади. Уларнинг тутган ўрни манбаси юқори мантиянинг турли сатҳларида жойлашган, баландга йўналган оқимлар (плюмлар) билан назоратланади.

Қитъа пўсти континентлар ва уларга туташган шельф денгизларида тарқалган. Пўстининг континентал тури океанлар ичида жойлашган микроконтинентлар кесмасини ҳам характерлайди. Пўстлоқнинг ўртача қалинлиги 30—40 км ораликда ўзгаради. Платформаларда у 35—40 км га, ёш тоғ қурилмалари остида эса 70—75 км гача боради. Йирик грабенлар остида пўстлоқ қалинлиги 25—30 км гача қисқаради. Қалинликларнинг камайиши, асосан, жипслашган пўстнинг устки қисми туғаб бориши ҳисобига континентлар чеккасида ва субокеан ботиқликларда кузатилади.

Континентларда, океанлардаги каби, пўстлоқнинг чўкинди ва жипслашган қисми ажратилади. Кейингиси устки ва пастки қатламларга бўлинади. Континентал пўстлоқнинг тузилиши, таркиби ва келиб чиқиши океан пўстидан бутунлай фарқ қилади.

Чўкинди қатлам платформалар майдонида ривожланган бўлиб, кичик қалинликдаги (то 3—5 км) кесманинг чўкинди қопламасидан иборат. Субокеан ботикликларида, платформаларнинг рифтоген ва чекка букилмаларида, бурмали минтақаларнинг ички ва олд букилмаларида чўкинди қопламининг қалинлиги 10—20 км га етиши мумкин.

Бу структураларнинг чўкинди тўлдирмалари континентал ва саёз денгиз ётқизикларидан иборат. Баъзан бунда нисбатан чуқур сувли ётқизиклар ҳам учраши мумкин. Фаол вулканизм вилоятларидаги чўкинди қатлами тузилишида, асосан, асос таркибли эффузив ва интрузив магматик жинслар ҳам қатнашиши мумкин. Бу ётқизикларнинг ёши кенг ораликда — замонавий ётқизиклардан то мезопротерозойгача ўзгариши мумкин. Улар шу хусусияти билан ёши юрадан қари бўлмаган океанлардаги чўкинди қопламадан фарқ қилади.

Жипслашган пўстлоқ геофизик кўрсаткичлари бўйича икки қатламга: бўйлама тўлқинлар тезлиги 6,0—6,5 км/сек гача бўлган устки ва у 6,4 — 7,7 км/сек бўлган пастки қатламга бўлинади.

Яқин ўтмишгача бундай пўстлоқ кесмаси физик хоссаларининг ўзгаришини тоғ жинслари таркибидagi петрологик фарқ билан тушунтирилган. Шунинг учун устки қатлам «гранитли» ёки „гранит-гнейсли“, пасткиси эса „базальтли“ ёки „гранулит-базитли“ қатлам номини олган. Уларнинг орасидаги ажратувчи чегара биринчи марта уни аниқлаган геофизик олим Конрад номи билан аталади. Бу чегарадан пастда бўйлама сейсмик тўлқинларнинг тезлиги 6,6 км/сек гача ошади. Кейинги тафсиллий тадқиқотлар пўстлоқда бошқа қайтарувчи горизонтлар ҳам мавжудлигини кўрсатди.

Пўстнинг устки қатлами. Унинг таркиби тўғрисида қадимий платформа қалқонлари юзасида кристаллашган жинсларнинг очилмалари бўйича хулоса қилинади. Улар тахминан 50% гранитлардан, 40% гнейслардан, кристаллашган сланецлардан ва метаморфизмнинг амфиболит босқичидаги метаморфик жинслардан тузилган. Қалқонлар майдоннинг тахминан 10% да метаморфизмнинг гранулитли ва эклогитли фациялари ҳамда нисбатан кучсиз метаморфизмга учраган кварцитлар, филлитлар, мрамарлар ва асосли отқинди жинслар ривожланган. Шунинг учун ҳам бу қатлам «гранит-гнейсли» қатлам номини олган. Шу билан бирга, бурмали структуралар ядроси ва ёш платформаларнинг пойдевори гранитлардан ва метаморфизмнинг яшилтош, баъзан амфиболит фацияларининг камроқ метаморфизмга учраган жинсларидан иборат. Шунинг учун уларни, одатда, «гранит-метаморфик қатлам» номи билан бирлаштиришади.

Ер пўстининг пастки қатлами гранат ва пироксенли плагиогнейслар ҳамда метаморфик интрузив ва эффузив жинсларнинг анортозитлари, чарнокитлари, коматиитлари ва бошқалардан таркиб топган метаморфизмнинг гранулит фацияси жинсларидан иборат. Физик кўрсаткичлари бўйича бу жинслар дастлаб «базальтли» қатлам деб номланган. Аммо сейсмик маълумотлар бўйича пастки қобикда асосли магманинг қатламлараро ёриб кириши деб талқин қилинувчи кўплаб параллел қайтарувчи юзаларнинг мавжудлигини ҳисобга олиб, пастки қатлам «гранулит-базитли» қатлам номини олган.

Кайтган тўлқинлар билан узлуксиз сейсмик профилаш Ер пўстининг ички тузилишининг бутун тасвирини олиш имконини берди. Профиллар структуравий зоналарнинг барча тоифаларини: бурмали минтақалар, султ континентал четларни, қадимий платформалар қалқонларини, чўкинди ҳавзаларни кесиб ўтган. Пўстлоқнинг жипсланган қисмининг икки қатламли тузилиши ҳар доим ҳам етарли даражада яққол ажралмаслиги аниқланди. Кўп ҳолларда пўстлоқ устки қисмида ҳам, пастки қисмида ҳам қия юзалар билан қирқилган. Улар, одатда, Мохоровичич юзасида туташади, баъзан эса уни ҳам қирқиб ўтиб, юқори мантияга кириб боради. Бурмали минтақаларда континентлар ва ороген қамбарларнинг туташув чоклари — Бенъоф зоналарида пўстлоқнинг ютилиш излари ва ниҳоят, пўстлоқнинг қоплама-бурмали тузилиши кузатилади.

Энг қадимий кристалланган комплекслардан тузилган платформаларнинг турғун вилоятларидаги Ер пўсти ҳам икки қаватли эмас, балки мураккаб тузилишга эга. Пўстлоқнинг икки қаватли тузилишга эгаллиги тўғрисидаги тахминга асосан Кола ўта чуқур бурғи қудугининг ўрни асосланган эди. 7,5 км чуқурликда у Конрад чегарасига етади ва кейинчалик «базальтли» қатламга ўтади, деб ҳисобланган. Аммо 12261 м чуқурликкача қазилишга қарамасдан, бурғи қудуғи «гранитли» қатламдан чиқмаган ва кутилган пастки чегарадан бурғи қудуғи забойигача (12261 м) тахмин қилинган «базальтли» қатламга ҳос жинслар учрамаган (2.41- расм). Бу Ер пўстининг икки қатламли петрологик модели, унинг гранулит-базитли ва гранит-гнейсли қатламларга бўлиниши тўғрисидаги тушунчани тафтиш қилиш сабабларидан бири бўлиб ҳисобланади.

Шу маълумотлар асосида пўстлоқ таркибида ажратилган горизонтал қатламланиш, биринчи навбатда, Конрад юзаси билан ажралган «базальтли» ва «гранитли» қатламлар тоғ жинсларининг

2.41) - расм. Кола ўта чуқур бурги қудугининг кесмаси (В. С. Ланев, М. С. Русанов, Ю. П. Смирнов бўйича, содалаштирилган): 1 — пироксенли ва пикритли порфиритлар қатламчаларига эга бўлган авгитли диабазлар; 2 — асосли таркибдаги туфлар ва туффитлар; 3 — туф қатламчаларига эга филлитлар, алевролитлар; 4 — ритмик қатламли кумтошлар, алевролитлар ва филлитлар; 5 — актинолитлашган диабазлар; 6 — доломитлар, аркозли кумтошлар; 7 — серицитли сланецлар; 8 — метадиабазлар; 9 — доломитлар, полимикт кумтошлар; 10 — диабазли профиритлар ва сланецлар; 11 — полимиктли конгломератлар, гравелитлар; 12 — биотит-плагиоклазли гнейслар; 13 — мигматитлашган ва гранитлашган биотит-плагиоклазли гнейслар; 14 — магнетит-амфиболли сланецлар; 15–17 — интрузив ҳосилалар (15 — андезитли порфиритлар, 16 — верлитлар, 17 — габбродиабазлар); 18 — ер ёриқлари. Қатламлар: I, III, V, VII — амфиболит игналарига эга мусковит-биотит-плагиоклазли гнейслар (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат); II, IV, VI — биотит-плагиоклазли гнейслар, биотит-амфибол-плагиоклазли гнейслар ва амфиболитлар.

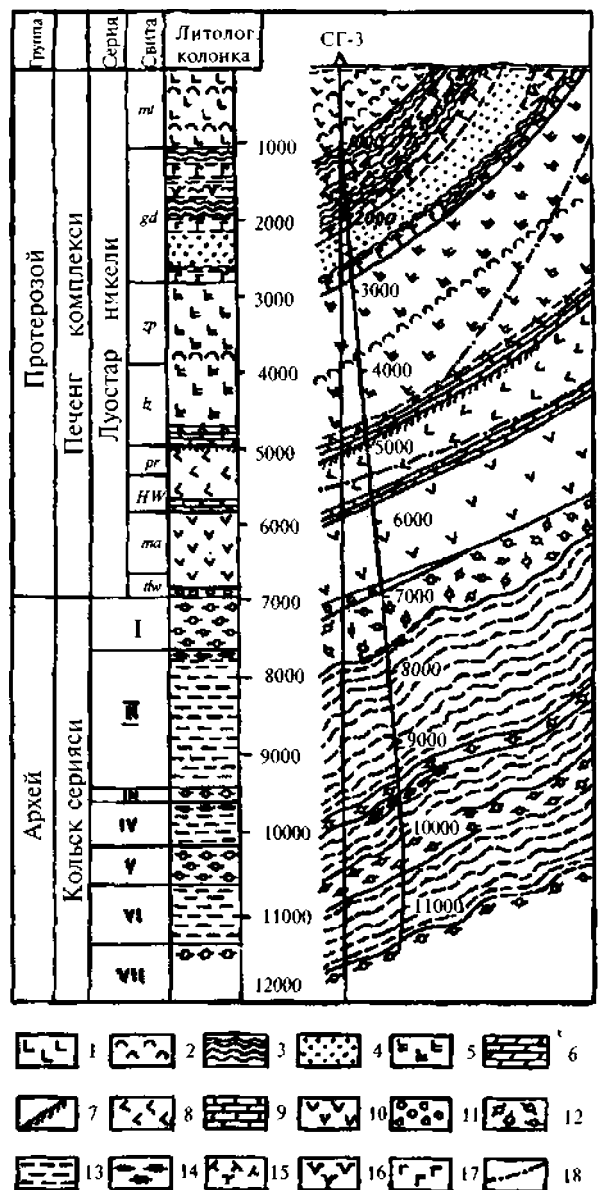
петрокимёвий таркиби алмашилиши билан эмас, балки уларнинг физик ҳолати, турлича мустаҳкамлик ва реологик хоссалари бўйича вужудга келган, деб хулоса қилинган.

Баъзи жойларда (Альп, Пиреней, Скандинавия, Арабистон ва б.) тоғ жинсларининг очилмаларида ўрганилган тезлик (6,5–6,6 км/сек) ва зичлик (2,7–2,8 г/см³) континентал пўстлоқнинг энг пастки қисмига ва юқори мантияга тўғри келади. Пастки пўстлоқ гранулитлар, гнейслар, гранатли ва гранатсиз амфиболитлардан иборат. Сув тутувчи минераллар миқдорининг камлиги юқори зичликни ва сейсмик тўлқинларнинг катта ўтиш тезлигини таъминлайди.

Пастки пўстлоқдаги бундай жинслар реологик хоссаларининг лаборатория тадқиқотлари ва уларни бир хил ҳарорат ва босим (P-T) шароитларида океан пўсти асосли жинслари билан таққослаш континентал ва океан пўстлоқларининг реологиясида катта фарқ борлигини кўрсатади.

Оливин таркибли океан пўсти кварц-дала шпатли континентал пўстлоққа нисбатан мустаҳкамроқ бўлади. Айниқса, бу ҳарорат юқори бўлмаган ва босим катта чуқурликка тўғри келувчи Ер пўстининг пастки қисмига тааллуқлидир. Бундай шароитларда кварц-дала шпатили жинслар таъсирчан бўлади ва кучланиш таъсирида сланецланиш зоналари ҳосил қилувчи пластик оқиш хусусиятига эга бўлади.

Шунинг учун ҳам ҳозирги пайтда континентал пўстлоқни устки мўрт ва пастки пластик қатламларга бўлиш барча тадқиқотчилар томонидан тан олинган бўлиб, бу литосфера плиталари назариясига қўшилган муҳим ҳисса ҳисобланади. Квазипластик астеносфера ва қаттиқ литосферанинг мавжудлиги ҳақидаги тушунча континентал пўстлоқнинг пастки қисмида астеноқатлам ва астенолинзалар янги квазипластик горизонтининг шаклланганлиги билан тўлдирилди. Литосферага ёпишган континентлар литосфера геодинамикаси қонунарига бўйсунган ҳолда горизонтал силжийди. Ер пўстининг континентал бўлаклари ичида бир вақтнинг ўзида, айниқса, конвергенция ва коллизия шароитларида, стресс кучланишлар субгоризонтал ва қия узилишлар, улар билан бирга кечадиган шарьяжлар ва устсурилмалар, яъни ороген қамбарлар ва платформаларнинг қоплама-бурмали структуралари ҳосил бўлишига сарфланади. Континентлар Ер пўстининг икки қатламлигини асослаш, унинг таркибида ажратилган устки мўрт ва пастки нисбатан квазипластик қатламлар кесмаларнинг реологик хоссалари ўзгариши билан боғлиқ устки пўстлоқда зилзилалар ўчоқларининг тўпланишини, коллизия вилоятларида бурмали структуралар дисгармониясини ва бошқа кўплаб ҳодисаларни тушунтириш имконини берди. Айнан шу ҳол литосфера



плиталари тектоникасининг умумий назариясини, яъни уларнинг икки тоифали геодинамикасини мукамаллаштиришга асос бўлиб хизмат қилди (Л. И. Лобковский).

Шундай қилиб, Ернинг геологик ва геофизик тузилиши ҳақида умумий моделни келтиришга ҳаракат қилдик. Энг асосий хулоса шундан иборатки, 4 — 4,5 млрд. йил давомида Ер ниҳоятда мураккаб қатламланган тузилишга эга бўлган. Биз қандай моделни қабул қилишимиздан қатъи назар, бир нарса аниқки, Ернинг табақаланиши, ундаги қаватлар, қатламлар қонуний равишда 4—4,5 млрд. йил ичида ҳосил бўлган. Бу жараённинг сабаблари кўп бўлса керак, биз фақат энг муҳим томонини — дифференциация жараёнларини кўрсатиб ўтдик. Аммо шу билан бир қаторда, ликвация, ассимиляция ва бошқа жараёнлар ҳам мавжуд ва биз уларни кейинги бобларда кўрсатиб ўтамиз.

III БОБ. ГЛОБАЛ ТЕКТНИКА ВА ГЕОДИНАМИКА АСОСЛАРИ

3.1. Геотектоника ва геодинамика

Ер ҳақидаги фанлар орасида **геотектоника** асосий фанлардан бири ҳисобланади. Кўпчилик тадқиқотчилар геотектоникани Ернинг ривожланиши, литосферанинг тузилиши, ҳаракатлари, деформациялари ҳақидаги фан деб ҳисоблашади. Ҳозирги вақтгача тектоник ҳаракатларнинг асосий манбалари астеносферада деб тушунилган. Шунинг учун геотектониканинг ўрганиш объекти литосферадир. Бироқ Ер мантияси ва ядросини ўрганишдаги ютуқлар шуни кўрсатадики, Ер қаърида улкан иссиқлик энергияси мужассамланган. Бу иссиқлик бевосита тектоник ҳаракатлар режимига ва Ер пўсти, литосфера тузилмаларига таъсир кўрсатади. Тектоносфера мантиянинг қаватларини ва литосферани ўз ичига олади. Тектоносфераладаги ҳаракатлар натижасида бир қатор тектоник структуралар вужудга келади. Бундан ташқари, ядродаги жараёнлар ҳам литосфера тектоникасига бевосита ўз таъсирини кўрсатади, ҳозирги вақтда улар ҳақида ҳам кўплаб маълумотлар пайдо бўлмоқда. Демак, геотектоникани ўрганиш объекти бутунлай Ер бўлиб қолмоқда.

Геодинамика — Ер қобиқларининг тузилишини, таркибини ҳаракатга келтирувчи жараёнлар ва кучларни ўрганувчи фандир. Яқин кунларгача у динамик геологиянинг бир қисми, тектоник деформацияларнинг механик табиатини ўрганади деб келинган. Охириги йиллар мобайнида Ер ҳақидаги фанлардан асосий учтасини—геология, геофизика ва геокимёнинг ютуқларини синтез қилиш натижасида у геологик назарияда ва амалиётда асосий ўринни эгаллади.

Геодинамик нуқтаи назардан, Ер куррасини ташкил этувчи ҳалқасимон қаватлар ёки геосфералар (ядро, мантия, литосфера, Ер пўсти) ўзаро узвий боғлиқдир. Тадқиқотлар кўламига қараб умумий ва ҳудудий геодинамика ажратилади, уларнинг ҳар бири ўз мақсади ва вазифаларига эга ҳамда геодинамик тиклашда ўз услублари билан ажралиб турадилар.

Умумий геодинамика Ерни яхлит қамраб олади, унинг қобиқларини, тузилиши ва ривожланишини қайта тиклашга ҳаракат қилади. Умумий геодинамиканинг тадқиқотлар кўлами Ернинг ички қобиқларини ҳам ўз ичига олади, ички ҳаракатлар жараёнларини, моддалар дифференциясини аниқлайди. Баъзида уни чуқурлик геодинамикаси ҳам деб аташади.

Хусусий геодинамика ёки литосфера плиталари геодинамикаси Ернинг юқори қобиқларини—литосферани ва уни ташкил этувчи литосфера плиталарини ўрганишни ўз олдига мақсад қилиб қўяди. Бу йўналиш, асосан, литосфера плиталарининг тарихига асосланади. Унинг асосий мақсади литосфера плиталари ҳаракатининг кинематикасини аниқлаш, шу билан биргаликда, мазкур жараёнлар мобайнида содир бўладиган океаник пўсти ва қитъа пўстини, айниқса, улар чегаралари шаклланишини қайта тиклашдир. Литосфера плиталари ҳаракатларини аниқ ҳисоблаш мумкин, бу эса магматизм, бурмаланиш, сейсмик ва бошқа жараёнлар жойини олдиндан аниқлаш ва асослаш имконини беради.

Ҳудудий геодинамика, биринчи навбатда, океанлар, Ер пўсти, уларнинг чеккалари, бурмаланган минтақалар ва платформаларнинг ҳосил бўлиши, тузилиши ва ривожланиш қонуниятларини очиб бериш билан шуғулланади. Регионал геодинамика усуллари ёрдамида уларнинг ички тузилишидаги хоссаларини аниқлаш мумкин, бу эса геологик тасвирлаш ишларида, башоратлашда ва фойдали қазилмаларни қидириш, разведка қилишда жуда муҳимдир. Ҳудудий геодинамик тадқиқотлар асосида тектоник районлаштириш бажарилади. Литосфера плиталари ва улар жойлашган ўлкалар хилма-хил палеогеодинамик усуллар ёрдамида қайта тикланади.

Геодинамикани ўрганиш объектлари бўйича соҳаларга ажратиш маълум даражада шартлидир. Чунки ҳудуднинг хоссаларини аниқлаш унинг литосфера плиталари структурасида тутган ўрнини белгилашни талаб қилади. Ўз навбатида, литосфера плиталари тузилмаларини ўрганиш эса Ернинг геодинамик ривожланишини умумглобал миқёсда билишни талаб қилади.

Тарихий геодинамика Ернинг тарихидаги геодинамик жараёнларнинг умумий йўналишини тиклашни ўзига мақсад қилиб қўяди. Мазкур нуқтаи назарга биноан, уни тўла асосда эволюцион геодинамика деб ҳисоблаш мумкин, чунки Ер ривожланишининг бошланғич босқичлардаги геологик жараёнлар ривожланиши бетакрор хусусиятларга эга.

3.2. Литосфера плиталари тектоникаси назарияси

Ернинг тузилиши ва ривожланиши ҳақидаги ҳозирги замон тушунчаларининг шаклланиши узоқ ўтмишга бориб тақалади. Ернинг пайдо бўлиши илоҳий кучлар билан боғлиқлиги ҳақидаги фикрлардан бошлаб, геологик назариянинг фалсафий асослари бир неча бор ўзгарган. Илмий қарашларнинг ўзгариши бир вақтлар доимий, ўзгармас туюлган, аммо далиллар ва маълумотлар кўпайган сари бу қонуниятлар тубдан ўзгариб кетган. Бунга мисол қилиб, геосинклиналлар назарияси ўрнига янги, глобал тектониканинг кириб келишини кўрсатиш мумкин.

Геосинклиналлар назарияси геологияда 100 йилдан кўпроқ ҳукмронлик қилди. Бу назария, авваламбор, Ер пўстининг ривожланиш жараёнларини талқин этишга интилди. Мазкур тизим ягона таълимот эмас эди, балки унинг асосини кўтарилиш, контракция, пульсация, чуқурликдаги дифференциация, ротация, ядровий, радиомиграцион ва бошқа кўплаб бир-бири билан унча боғлиқ бўлмаган тахминлар ташкил этади. Ушбу назария ва гипотезалар бир-бирига зид эканлигига қарамасдан, уларнинг асосий мақсади Ер пўсти ва уни ташкил этувчи худудларда бурмаланган ўлкалар ва платформаларни шаклланиш жараёнларини асослаб беришдан иборат бўлган. Бу қарашларнинг умумий номи фиксизм эди. Ернинг чуқур қисмида дифференциация жараёни етакчи эканлигини тан олган ҳолда, мазкур гипотезалар уни фақат фиксизм нуқтаи назаридан талқин қилади ва бундай ҳолда минерал массаларининг горизонтал ҳаракатлари тан олинмайди. Фиксизм тасаввурларининг устуңлиги даврлари билан бир вақтнинг ўзида геология фанининг ичида моддаларнинг айланма ҳаракати, нафақат тик (вертикал), балки бўйлама (горизонтал) йўналиши ҳақида ғоялар туғилган ва ривожланиб борган. Булар эса Ер пўсти ва Ернинг шаклланиш хусусиятларини тўлиқ тушунтириб беришга янги имкониятларни очиб берган. Мазкур ғоялар ривожланишининг якуни бўлиб, ўтган асрнинг 60-йилларида янги глобал тектоника ёки литосфера плиталари тектоникаси назарияси пайдо бўлди ва тез орада тан олинди, назарий ҳамда амалий геологияда етакчи ўринни эгаллади.

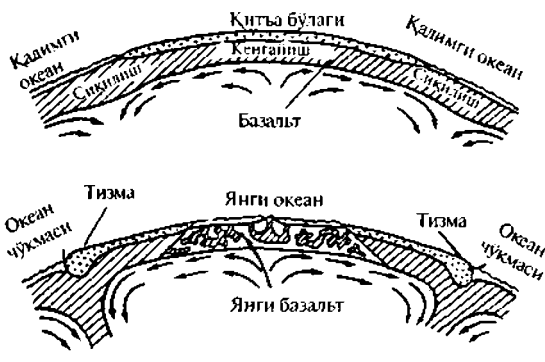
Литосфера плиталари тектоникаси вужудга келиши ҳақли равишда А. Вегенер номи билан боғлиқ. Олим 1912 йил қитъалар дрейфи¹ гипотезасини ишлаб чиққан. Дастлаб қитъалар ҳаракати мавжудлиги ҳақида О. Фишер ва Ф. Тэйлор ҳам таъкидлаб ўтишган. Дрейф гипотезаси Америка ва Африка қитъаларининг чет қисмлари ва геологик тузилиши бир-бирига яқин эканлигига, ўсимликлар ва ҳайвонлар тарқалишига, қадимги музликлар изларига ва бошқа далилларга асосланган.

Кейинчалик қитъаларнинг горизонтал ҳаракатлари ҳақидаги гипотезани ривожлантиришда О. Ампферер, Р. Швиннерларнинг хизмати катта бўлган. Бу жараён механизмни аниқлашда мантия оқимларининг мавжудлиги ғоясини ишлаб чиқишда Ф. Менинг-Мейнес, А. Холмс ва Д. Григслар, континентлар дрейфини мантиядаги конвектив оқимлар билан боғлаб, А. Вегенер ғояларини чуқурлаштириб қолмай, балки литосфера плиталари тектоникаси ҳақидаги тасаввурларнинг ривожланишига катта ҳисса қўшганлар (3.1-расм). Юқоридаги расмда қитъалар парчаланишига қадар бўлган вазият, пастда — парчаланиш ва янги океан ҳосил бўлиши кўрсатилган. Афсуски, ўша йилларда бу ғоялар геологлар томонидан деярли қабул қилинмай қолди. Уларни геосинклиналлар назарияси қониқтириб келган эди.

XX асрнинг 60-йилларида геологик ва геофизик тадқиқотлар океанларда тез суръат билан ривожлана бошлади. Албатта, буларнинг барчаси фан тараққиётида ўз самарасини кўрсатди. Мазкур давр мобайнида геология соҳасида буюк кашфиётлар қилинди. Плиталар тектоникасининг шаклланишига — марказий океаник тизмалар ва марказий рифт чўкмалари кашфиёт қилиниши, чуқур чўкмаларни ўрганиш, спрединг ва субдукция жараёнларини аниқлаш асосий сабаб бўлди. Йўл-йўл магнит майдон аномалияларини ўрганиш муҳим аҳамиятга эга эди. Мазкур аномалияларнинг геологик ва стратиграфик тузилиши Ж. Хейрлцер, У. Питмен, К. Ле Пишон ва М. Тальванилар томонидан ўрганилди. Аномалияларнинг ёшини ўрганиш Ж. Вилсонга конкрет маълумотлар асосида ўрта океан тизмалари марказий қисмидан узоқлашган сари Ер пўсти ёши улғайиб боришини исботлаш имкониятини берди, шу билан бирга, спрединг жараёнлари ҳақиқий эканлигини кўрсатди. Ж. Вилсон океанларда трансформ (кўндаланг) ёриқлар кенг тарқалганлигини ҳам биринчи бўлиб исботлади.

60-йиллардан бошлаб катта ҳажмда олинган янги петрологик, геохимёвий, геофизик маълумотлар Ернинг тузилишини ва ривожланишини қайтадан кўриб чиқиш заруратини туғдирди. Булар жумласига

¹ Дрейф — сузиш, аста-секин бўйлама йўналишда ҳаракат қилиш.



3.1- расм. Конвекция континентлар дрейфи ва янги океаник пўстлоқнинг шаклланиш механизми сифатида (А. Холмс).

Ер пўсти ва юқори мантиянинг янги моделини яратиш, улар таркибида квазипластик астеносфера ва мўрт литосфера мавжудлиги, океан ва қитъа пўстларининг кескин фарқланиши, дунё рифт тизимининг мавжудлиги, уларнинг ўрта океан тизмаларини ўз ичига олиши киради. Бундан ташқари, океанларда ва денгизларда йўл-йўл магнит аномалияларининг борлиги, чуқур сув тагидаги бурғулаш маълумотлари асосида океанлар чўкинди қопламасининг ишончли

стратификацияси, океанлар кесмаларини янгича қайта кўриб чиқиш имкониятини яратди. Қайд қилиб ўтилган барча янгиликлар океанлар тузилиши ҳақидаги шу вақтгача мавжуд тасаввурларга зид бўлиб қолди. Бундан ташқари, янгиликлар геосинклиналлар назариясининг бирон-бир тамойилига тўғри келмай қолди.

Б.Изакс, Ж. Оливер ва Л. Сайкслар томонидан астеносферадаги конвектив оқимлар таъсирида литосфера плиталари силжиш моделининг ишлаб чиқилиши 60-йилларда олиб борилган тадқиқотларнинг натижаси ҳисобланади. Ж. Морган ва К.Ле Пишон плиталар чегараларини асослаб берган ва уларни районлаштиришни таклиф қилган эди. Буларнинг барчаси 1967—1968 йилларда АҚШнинг етакчи геологик журнали «Journal of Geophysical Research» да чоп этилган. Кейинчалик 1973 йилда К. Ле Пишон, Ж. Франшто ва Ж. Боннинлар „Плиталар тектоникаси“ номли ишларида назарияни тўлиқроқ баён этиб берганлар.

Плиталар тектоникасининг дастлабки вариантларида Ер пўстининг умумий кинематик модели тасвирланган.

Литосфера плиталари тектоникасининг дастлабки вариантларида фақат улкан ва ниҳоятда мустаҳкам бир неча плиталарнинг бир-бири билан муносабатлари билан чекланиб қолинган, уларнинг чегаралари сифатида Ернинг сейсмик минтақалари хизмат қилган. Механик энергиянинг катта қисми бир неча тор ороген минтақаларда сарф бўлиб, плиталар чегараларида фаол деформацияланган, деган тасаввурлар назариянинг асосини ташкил этган. Плиталар ичидаги ҳаракатлар фақатгина эпейрогеник хусусиятга эгаллиги сақланган.

Кейинги ўн йиллар мобайнида геологик тадқиқотлар, асосан, ушбу янги плиталар тектоникаси асосида ўтказилди. Ўтказилган тадқиқотлар давомида океанларда 1200 га яқин қудуқлар бурғиланган. Махсус ажратилган геодинамик полигонларда океан плиталари қайта тиклаш усуллари ёрдамида текширилган. Литосфера плиталари назариясининг асосий ҳолатларини геологик амалиёт, асосан, исботлаб берди. Ҳозирги вақтда В. Е. Хаиннинг мулоҳазасига кўра „плиталар тектоникаси геологиядаги биринчи илмий назария сифатида етарли башоратлаш кучига эга“. Унинг фикрига кўра, мумтоз литосфера плиталари назарияси 1968 йилга қараганда қатор муҳим янги далил ва мулоҳазалар билан тўлдирилди (3.1- жадвал).

Ўтган ўн йиллар мобайнида плиталар тектоникаси Ер ҳақидаги геологик билимларнинг умумий ҳолатига улкан таъсир кўрсатди. Литосфера плиталари тектоникаси назарияси геология тарихида биринчи бўлиб, Ер тектоникасини таърифлаб, у билан боғлиқ геологик жараёнларни (магматизм, метаморфизм, сейсмика, геоморфогенез, седиментогенез) асосли равишда тушунтириб берди. Плиталар тектоникаси концепциясининг кейинги тараққиёти ва такомиллашуви уни умумий глобал геодинамика назариясига ўтишга олиб келиши мумкин. Бу эса бизни Ернинг ҳақиқий назариясини яратишга янада яқинлаштиради.

Бунга етарли мисоллар келтириш мумкин. Плиталар тектоникаси ҳақидаги замонавий тасаввурлар Ер ядросида, мантияда ва Ер пўстида бўлиб ўтган жараёнлар бирлигидан келиб чиқади.

Мазкур жараёнлар Ернинг экзоген қаватлари ривожланишида, жумладан, атмосферада, гидросферада ва биосферада ҳам ўз аксини топди.

Тектоник жараёнларнинг Коинот ҳолати билан боғлиқлиги ҳақидаги фикрлар ҳам айтиб ўтилмоқда, унинг таъсири бошқарувчи механизм фаолияти каби Ернинг тектоник фаоллигида бевосита сезиларли.

Янги шаклланаётган Ернинг умумий эволюцияси ҳақидаги концепция эндоген, экзоген ҳамда космик жараёнларни яқка таълимот доирасига бирлаштиришга уринмоқда. Чунки палеоиклим эволюцияси, эвстатик трансгрессия ва регрессия, органик дунёнинг ривожланиш суръатлари ва бошқа кўплаб ҳодисалар олдин белгиланган ва Ернинг ички қисмидаги жараёнлар билан боғлиқлиги аниқ кўриняпти.

Мумтоз ва замонавий плиталар тектоникаси асосий ҳолатларини таққослаш

Классик плиталар тектоникаси (1968 йил)	Замонавий плиталар тектоникаси (1993 йил), В.Е.Хаин
1. Ернинг юқори қисми мўрт литосфера ва пластик астеносферага ажралади.	1. Мустақкам ернинг юқори қисми литосфера ва астеносфераларга ажралади, лекин литосфера дастлаб тахмин қилинганидек яхлит қатламланади. Астеносфера эса сезиларли даражада латерал йўналишда, ўз қалинлиги ва зичлигини ўзгартиради.
2. Литосфера латерал йўналишда бир қатор улкан ва ўрта катталиқдаги бўлақларга ажралган.	2. Литосфера латерал йўналишда улкан, ўрта ва кичик плиталарга ажралган. Улар орасида кичик плиталар йиғиндисидан ташкил топган минтақалар жойлашган. Улкан плиталар эса вертикал ва горизонтал кесимда ҳар хил тузилган.
3. Литосфера плиталари астеносфера юзасида доим нисбий ҳаракатда бўлади, асосий тектоник, сейсмик ва магматик фаоллик уларнинг чегара қисмларида кузатилади.	3. Литосфера плиталари астеносфера юзасида доим нисбий ҳаракатда бўлади. Асосий тектоник, сейсмик ва магматик фаоллик уларнинг чегараларида кузатилади. Лекин кам миқёсда бўлса ҳам, плиталарнинг ички қисмларида ҳам бўлиб ўтади.
4. Литосфера плиталарининг горизонтал ҳаракатларини Эйлер теоремаси асосида талқин қилиш мумкин.	4. Улкан ва ўрта литосфера плиталари горизонтал ҳаракатларини Эйлер теоремасига асосан талқин қилиб бўлади, лекин кичик плиталар ҳаракатлари мураккаброк бўлиши мумкин.
5. Плиталарнинг бир-бирига нисбатан ҳаракатларининг уч хили кузатилади:	5. Плиталар ўзаро нисбий ҳаракатларининг уч хилини кўрсатиш мумкин:
1) дивергенция—ажралиш, рифтинг ва спрединг билан белгиланади;	1) ажралиш (дивергенция) рифтинг ва спрединг билан тасвирланади;
2) конвергенция—туташув, субдукция ва коллизия жараёнлари билан белгиланади;	2) туташув (конвергенция)—субдукция, обдукция, эдукция, коллизия, латерал йўналишда, шу жумладан, сурилмалар бўйлаб ҳам тоғ жинслари массаларининг сиқиб чиқарилиши;
3) трансформ ёриқлар бўйлаб сурилмалар пайдо бўлади.	3) трансформ ёриқлар бўйлаб сурилма ҳаракатлар, баъзида сиқилиш (трансгрессия) ёки чўзилиш (транстенсия) билан бирга.
6. Океанлардаги спрединг автоматик равишда океан чет қисмларидаги субдукция ва коллизия билан тўлдирилади. Шунинг учун Ернинг радиуси ва ҳажми доимий сақланиб туради.	6. Океанлардаги спрединг нафақат субдукция ва коллизия ҳисобига, балки плиталар конвергенцияси билан боғлиқ бошқа жараёнлар (обдукция, эдукция, сурилмалар ва бошқалар) иштирокида тўлдирилади. Лекин қайд этилган жараёнлар сони доим бир хилда эмас. Шунинг учун Ернинг радиуси ва ҳажми чекланган катталиқда ўзгариб туриши мумкин. Бундан ташқари, Ернинг радиуси ва ҳажми умумий совиш натижасида асрий камайиб бориши эҳтимолдан холи эмас.
7. Литосфера плиталарининг астеносферага нисбатан ҳаракатлари астеносферадаги конвектив оқимлар таъсирида содир бўлади.	7. Литосфера плиталарининг астеносферага нисбатан ҳаракатлари, нафақат конвектив оқимлар таъсирида судралишига, балки ўрта океан тизмалари марказидан итарилиши ва субдукция зонасига тортилишига ҳам боғлиқ.

8. Плиталар тектоникасининг асосий манбаи сифатида умуммантиявий конвекция хизмат қилади ва у фақат иссиқлик билан боғлиқ.	8. Плиталар тектоникасининг асосий манбаи сифатида мантиядаги конвекцияни кўрсатиш мумкин, лекин мураккаброқ шаклда ифодаланган, яъни турли сатҳларда турлича, кўп қаватли ва фақатгина термик бўлмай, кимёвий ҳам бўлиши мумкин.
9. Мумтоз плиталар тектоникасида қатор муҳим тектоник ва геодинамик жараёнлар четда қолган ва рифтинг, спрединг, субдукция, трансформ ёриқлар бўйлаб сурилмалар каби асосий жараёнлар юзаки кўриб чиқилган.	9. Кенг миқёсдаги умумий геодинамик концепциянинг яратилишида кўплаб жараёнларни плиталаричи деформациялари ва магматизм, Ернинг даврий эндоген активлигини ҳамда плиталар чегараларидаги ҳаракатлар мураккаблигини, уларнинг вақт давомида ва фазода ўзгарувчанлигини ҳисобга олиш зарур.

Шундай қилиб, плиталар тектоникаси назарияси плиталарнинг ҳосил бўлишини, ўзаро ҳаракатларини, пайдо бўлган деформацияларни, магматизм ва бошқа жараёнларни, Ер пўстининг океаник ва континентал турларининг шаклланишини ҳамда уларда фойдали қазилмаларнинг тарқалишини аниқлаб, тадқиқ қилувчи янги таълимотдир.

Охириги ўн беш йил ичида литосфера плиталари тектоникаси бир қатор йирик кашфиётлар билан бойитилди. Континентал пўстнинг юқори мантияга субдукцияси ва унинг кейинчалик бурмаланган ҳудудларда юзага сиқиб чиқарилиши (экзгумация) мумкинлиги шулар жумласидандир. Катта аҳамиятга эга кашфиётлардан яна бири, субдукцияланувчи литосфера пастки қисмининг узилиши ва мазкур зонада астеносфера „арчасининг“ очилиши мумкинлигидир. Сейсмомография ютуқлари ҳосил бўлаётган суперплюмлар (апвеллинглар) ва мантия билан ядро чегарасига слэблар (даунвеллинглар) томонидан олиб келинган литосфера уюмларини жойланиш қонуниятларини асослаб беришга имкон яратди. Юқорида қайд этилганлар ва ўта юқори босим шароитларида ўтказилган тажрибалар Ер остидаги геодинамик жараёнларни компьютерда моделлаштириш, Ердан туриб Қуёш системасидаги сайёраларни ўрганиш, янги ҳудудий-геологик тадқиқотлар, плиталар тектоникаси назариясини нафақат бойитиб қолди, балки Ернинг ҳақиқий геодинамик моделини ва шу асосда унинг умумий эволюцион назариясини яратишга анча яқинлаштирди. Плиталар тектоникаси янги маълумотлар тўпланиши билан, аслида янги назарияга айланиб, Ернинг нафақат устки қобиқлари шаклланишини, балки Ерни ягона ва яхлит сайёра сифатида ўрганишга интилади. Ҳозирги вақтда геология фани янги глобал геодинамика таълимоти шаклланиш арафасида турган бўлса, ажаб эмас. Геологик назариялар янгиланишининг белгиларини В. Е. Хаин Ер қаватлари дифференциал ҳаракатчанлигида, баъзи қаватларда конвектив оқимларнинг мустақил тизимлари мавжудлигида ва уларнинг ўзаро алоқадорлигида, яъни пастки қаватлардаги конвекция (ядро ва қуйи мантияда) астеносферадаги конвекцияни ўзлаштиришида кўрмоқда. Буларнинг барчаси геологик жараёнларнинг ривожланиш муҳитида, Ернинг кузатиладиган тарихидаги қайтмас эволюция натижасида амалга ошади.

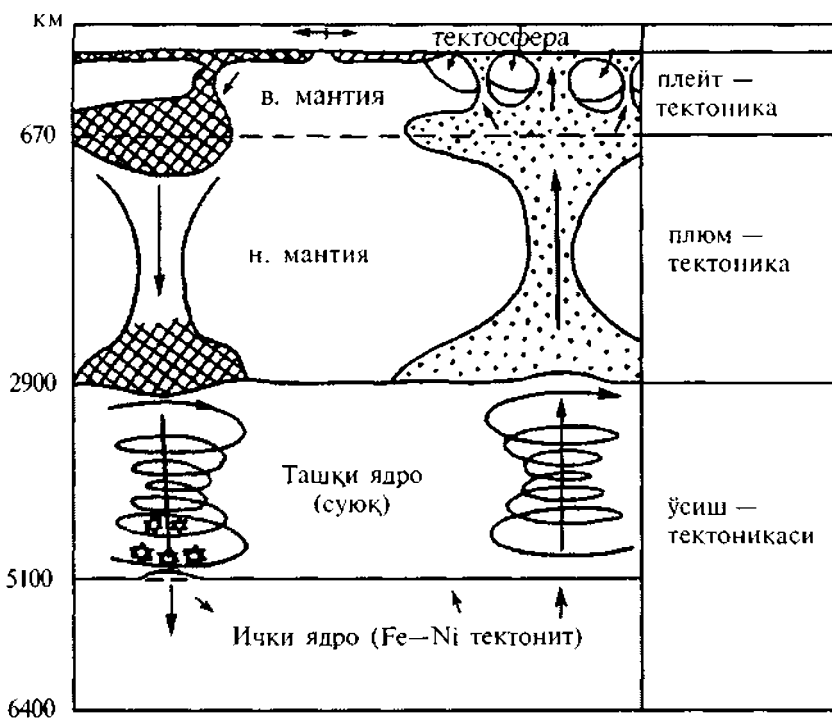
Янги глобал геодинамиканинг асосий чизгилари япон олимлари С. Маруяма, К. Кумазава, С. Кавакама ва бошқалар томонидан белгиланиб, геодинамик жараёнларнинг умумий генетик модели ишлаб чиқилган (3.2-расм).

Схема уч хил шароитда: литосферада, мантияда ва ядрога геодинамик жараёнларнинг ривожланиш хусусиятларини кўрсатади.

Мантиядаги моддаларнинг парчаланиши ва сараланиши натижасида мантия ва ядро чегарасида юқорига интилган оқимлар—плюмлар ҳосил бўлади, улар юқори мантиягача ўтиб бориб, астеносферада дифференциациянинг юқори поғонасидаги конвектив оқимларни шакллантиради. Булар натижасида ҳаракатга келган литосфера плиталари совиб, мантияга чўкади ва қуйига интилувчи оқимлар — слэбларни ҳосил қилади.

670 км чуқурликда тўхтаб қолган литосфера парчалари ва бўлаклари плейт-тектоникани кўзгайдиган юқорига интилувчи оқимларнигина ҳосил қилиб қолмай, балки ядронинг ўсишига ҳам сабаб бўлади ва ядрогаги конвектив оқимларни ўзгартиради.

С. Маруяма ўз моделини яратишда, сейсмомография, ўта юқори босимдаги тажрибалар, компьютерда математик моделлаштириш, коинотдан туриб Ерни ва Қуёш тизими сайёраларини ўрганиш ҳамда регионал геологик тадқиқотлар натижаларидан фойдаланган. Унинг моделининг моҳиятига кўра, литосфера плиталари тектоникасини фақат юқори мантия ва Ер пўстигагина кўллаш мумкин, ундан пастдаги қобиқларда эса геодинамик жараёнлар бошқа қонунлар асосида ривожланади. Уларни ядрогаги ўсиш тектоникаси ва қуйи мантиядаги плюм-тектоника талқин этиб беради. Қайд этилган барча тектоник жараёнлар ўзаро боғлиқдир.



3.2- расм. Ер қобикларида геодинамик жараёнларнинг глобал вертикал зоналлиги ва чуқурликдаги дифференциация схемаси (С. Маруяма, 1993).

Ўсиш тектоникаси — ядродаги геодинамик жараёнларни талқин қилади ва ўрғанади. Маълумки моддалар дифференциацияси ядрога ва унинг мантия билан чегарасида содир бўлади. Сейсмо-томографияга асосан мантияда икки хил субвертикал вазият мавжуд. Биринчиси, қизиган, паст тезликдаги моддалар бўлиб, литосферагача етиб борадиган, юқорига интилувчи оқимлар—плюмларни ҳосил қилади. Иккинчиси, уларга зид бўлган, совиган ва анча зич, юқори тезликка эга, пастга интилувчи оқимлардир. Уларнинг ҳаракатлари океан литосферасидаги субдукция зоналаридан бошланади ва мантияни кесиб ўтиб, ядрога бориб етади. Мазкур совуқ массалар оқими «слэблар» номини олган. Уларнинг ядро билан ўзаро таъсирини ядрогаги конвекция туғдиради. Ядрогаги жараёнлар унинг ташқи ва ички қисмларининг моддалар алмашуви билан белгиланади, натижада ички ядрога ўсиш ва ташқисида эса конвектив оқимлар пайдо бўлади. Ташқи ядрогаги конвектив оқимлар билан Ернинг магнит майдони боғлиқ.

Плюм-тектоника мантияни ўз ичига олиб, юқорига интилувчи—плюмлар ва пастга йўналган — слэблар муносабатини ўрғанади. Юқорига интилувчи оқимлар астеносферага етиб бориб, қисман майда бўлақларга—плюмларга ажралади ва литосферани қиздириб, иссиқ нуқталар ҳамда майдонлар, магматик провинцияларни ҳосил қилади. Шу билан биргаликда, оқим астеносферада конвекцияга сабаб бўлиб, спрединг минтақаларини шакллантиради ва бу ерда янги океаник пўст ҳосил бўлади.

Плейт-тектоника геодинамик жараёнларнинг учинчи даражасини англатади. Улар литосферани шакллантириб, унинг алоҳида плиталарини спрединг зоналаридан субдукция зоналарига ҳаракатлантиради. Натижада совуқ литосфера мантияга чўкиб, пастга йўналган слэбларни ва субдукция ҳамда коллизия зоналарида янги континентал пўстни ҳосил қилади.

Ер тарихида, В. Е. Хаин ва С. Маруяма айтганидек, глобал геодинамик жараёнлар бетакрор тарзда ривожланади. Ядронинг асосий ўсиш даври, асосан, архейга тўғри келади ва бу даврда ўсиш тектоникаси ва плюм-тектоника ҳукм сурган.

Архейнинг охирига келиб плюм-тектоникага нисбатан плейт-тектоника устуворлик қилган. Протерозойдан бошлаб плейт-тектоника тектоносферадаги геодинамик жараёнларнинг асосийси бўлган. С. Маруяма фикрича, литосфера плиталари тектоникасига Ернинг эндоген энергияси сарф бўлавериби, контракцион тектоника билан алмашади. Мазкур жараёнлар мобайнида умумий сиқилиш хусусиятига эга бўлган ягона мустаҳкам пўст — литосфера шаклланади.

Янги шаклланаётган глобал геодинамика ғоялари бир хил тарзда Ер гуруҳи сайёралари тарихига тааллуқли. Янги концепцияга биноан, уларнинг барчаси ягона эволюцион қаторни ташкил қилади. Венера сайёраси плюм-тектоника босқичидан плейт-тектоникага ўтиш арафасида турибди. Ерда плейт-

тектоник жараёнлар ҳукм сурмоқда. Марс ўзининг айрим ёриқлари ва вулканизм билан ўз ривожланишида контракцион босқичга ўтган ва энергетик имкониятларни деярли тўлиқ сарфлаган. Ниҳоят, Меркурий ва Ой „ўлик“ сайёраларни тасвирлаб, яқунловчи терминал ривожланиш босқичига ўтган, уларда вулканизм жараёнлари тўлиқ тугаб, айрим жойларда газлар ажралиши кузатилади.

IV БОБ. ЛИТОСФЕРА ПЛИТАЛАРИ

4.1. Литосфера плиталари ва уларнинг чегаралари

Литосфера таркибига қаттиқ Ер пўсти ва юқори мантия киради. Ўз навбатида, литосфера турли қалинликка, ёшга эга бўлиб, йирик бўлақлар (плиталар) ҳосил қилади.

Литосферанинг яхлитлиги сейсмик минтақалар, Ернинг замонавий тузилишида, плиталарнинг ажралишида асосий мезондир. Ушбу сейсмик минтақаларнинг пайдо бўлишида плиталарнинг ўзаро таъсири ва бир-бирига нисбатан ҳаракатлари асосий аҳамиятга эга.

Кўшни плиталарнинг ўзаро таъсири характери хусусиятларини ўзида акс эттирувчи сейсмик шароитларга кўра, улар орасида уч турдаги чегара ажратилади. Улар пайдо бўлиши, мавжуд Ер ости қуввати хусусиятига боғлиқ чўзилиш, сиқилиш ёки сурилишдир. Биринчи турдаги чегаралар (чўзилиш) литосфера плиталари бир-биридан ажралаётганда, иккинчи тур (сиқилиш) плиталар бир-бирига яқинлашганда ва учинчи тури—сурилиш плиталар бир-бирига нисбатан сирланганда ҳосил бўлади. Қайд этилган чегара турлари ўз номларига эга.

Дивергент ёки конструктив чегаралар — плиталар бир-биридан ажралган ҳолатда пайдо бўлади. Улар орасида вужудга келган бўшлиқ (рифтлар) астеносферадан кўтарилаётган базальт магмаси ҳосилалари билан тўлиб боради.

Конвергент ёки деструктив чегаралар — плиталар қўшилишида (яқинлашувида) вужудга келади. Бу вазиятда плиталардан бири мантияга чўқади. Чўкиш мобайнида плита, қисман, эриб магма ҳосил қиладиган ўчоқлар пайдо бўлишига сабаб бўлади, чўкиш зонаси устида эса вулканизм жараёнлари кузатилади. Мазкур чегаралар бўйлаб янги континентал пўст шаклланади ва бу жараён плиталар бир-бири билан учрашганда, айниқса, жадаллашади.

Плиталарнинг ажралишида ва яқинлашувида содир бўладиган геологик жараёнлар муҳим аҳамиятга эгадир, чунки улар океаник ва континентал пўстлар ҳосил бўлишига сабаб бўлади.

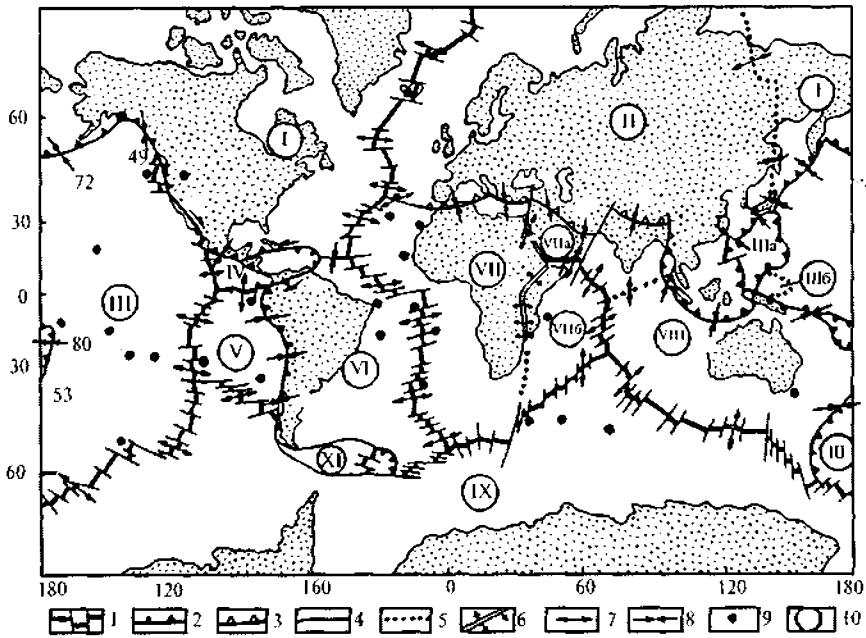
Трансформ ёки сирланиш чегаралари — литосфера кесимини тўлиқ ўтувчи трансформ ёриқлар билан бирга кузатилади. Мазкур ёриқлар бўйлаб плиталарнинг бир-бирига нисбатан горизонтал сирланиши содир бўлади.

Мавжуд сейсмик минтақаларни плиталар чегаралари сифатида қабул қилиб, литосфера плиталарини ажратиш қийин эмас. Улар фақат океаник ёки континентал бўлиши мумкин, баъзида Ер пўсти тузилишига боғлиқ ҳолда океаник ва континентал ҳудудларни ҳам ўз ичига олади. Литосфера плиталарининг асосийлари: Тинч океан, Шимолий Америка, Евросиё, Африка, Жанубий Америка, Ҳинд-Австралия ва Антарктида плиталаридир. Улар таркибида кичиклари ҳам ажралади Наска, Кокос, Скош, Филиппин, Сомали, Арабистон, Хитой-Амур ва бошқалар. Ниҳоят, асосий плиталар чегаралари бўйлаб, улар ўзаро таъсири акс эттириб турувчи кўплаб майда бўлақлар—микроплиталар ҳосил бўлади (4.1- расм).

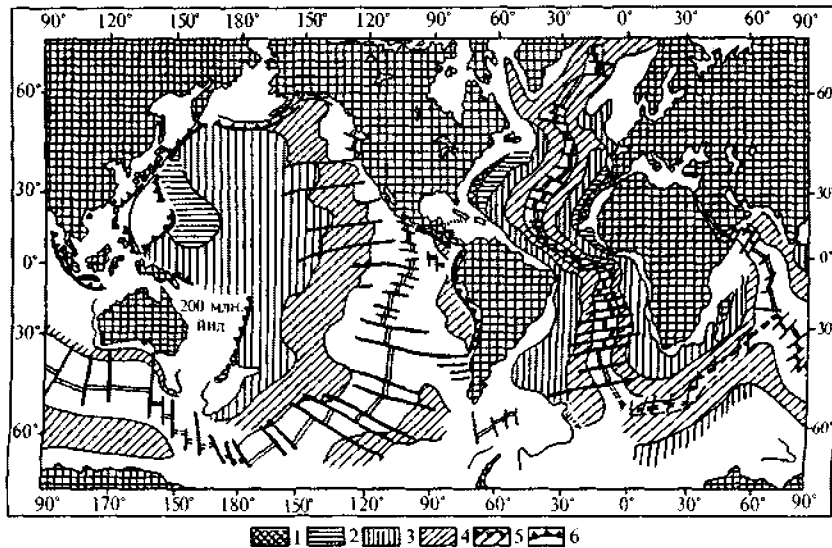
Литосфера плиталарининг ривожланишида уларнинг чегаралари бўйлаб содир бўлаётган жараёнлар алоҳида аҳамиятга эга. Ажралаётган плиталарнинг чегаралари бўйлаб содир бўлаётган асосий жараён—спрединг. Унинг натижасида янги океаник пўст ҳосил бўлади. Мазкур жараёнда ҳосил бўлган марказий океан тизмалари, рифт водийлари ажралаётган плитанинг марказини кўрсатади. Континентал литосфера шароитида плиталар рифт чўкмаларига мос келади.

Конвергент чегаралар бўйлаб бир-бирига яқинлашаётган плиталар шароитида бир плитанинг иккинчиси тагига сўрилиши кузатилади. Океаник плитанинг континентал плита тагига сўрилиши субдукция дейилади, аксинча — океаник плитанинг континентал плита устига сурилиши обдукция дейилади. Умумий сиқилиш натижасида континентал плиталар тўқнашувида бурмаланиш содир бўлади. Мазкур жараён коллизия номини олган ва бунда ҳосил бўлган тузилмалар коллизион тузилма номи билан юритилади.

Литосферанинг ёши жуда ўзгарувчан: океан тизмаларининг марказий қисмида замонавий ётқириклардан бошлаб, қадим платформалар, қалқонларда протерозой ва архейгача боради. Литосфера ёшини аниқлашда, авваламбор, спрединг зонасидаги океаник пўстни ҳосил бўлиш вақтини инобатга олиш зарур. Замонавий океанлар миқёсида ёш муаммоси оддий йўл билан ҳал қилинади. Чунки замонавий океанлар пўсти океан тизмасидан икки четга узоқлашган сари ёши улғайиб боради. Бунга боғлиқ равишда литосфера ёши ҳам ўзгаради. Бундан ташқари, совиш ва астеносфера мантиясининг литосферага қўшилиб, қалинлигининг пастдан ўсиши океаник пўстнинг улғайишига олиб боради.



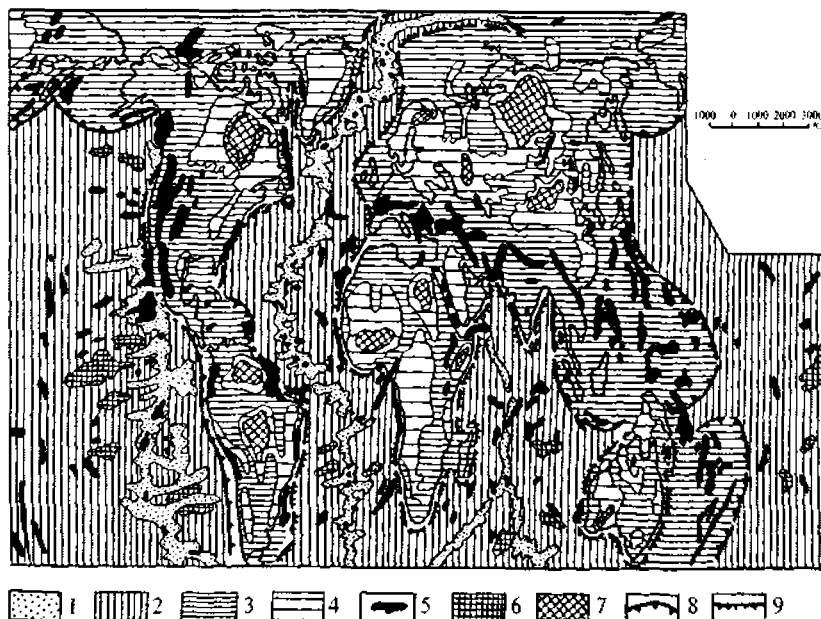
4.1-расм. Замонавий литосфера плиталарини районлаштириш ва уларнинг ҳаракати кинематикаси (С.Лаясман). 1—3 плиталар чегаралари (1—ўсувчи ёки дивергент; 2—чўкувчи ёки конвергент; Б—тури, 3—конвергент А—гурдаги субдукцион), 4—сирпаниш ёки трансформ, 5—плиталар тизими, 7—8—плиталар чегараларидаги ҳаракатлар кинематикаси векторлари: 7—чўзилиш, ажралиш, 8—сиқилиш, қўшилиш, 9—иссиқ нуқталар, 10—плиталар тартиб рақамлари (I—Шимолий Америка, II—Евросиё, III—Тинч океан, IIIa—Филиппин, IIIb—Каролина, IV—Кокос, V—Наска, VI—Жанубий Америка, VII—Африка, VIIa—Арабистон, VIIb—Сомали, VIII—Ҳинд-Австралия IX—Антарктида, X—Кариб, XI—Скотия). Булардан ташқари, кичик плиталар ҳам ажратилади.



4.2 - расм. Литосфера ва дунё океани туби пўстининг ёши схемаси (Л.П. Зоненшайн). Белгилар: 1,4—литосфера ёши (1 — юра, 2 — эрта бўр, 3 — кеч бўр, 4 — кайнозой), 5 — ўрта океан тизмалари, 6 — субдукция зоналари.

Замонавий океанлар пўстининг ёши 160—180 млн. йилдан ошмаслиги сабабли, уларнинг ёшлари ўзгариш чегаралари, плиталар ажралишининг тезлигига боғлиқ (4.2- расм).

Мазкур схемага биноан, асосий литосфера плиталарининг ёши кенг миқёсда ўзгаради. Тинч океан туби ассиметрик тузилишга эга. Ўрта океан тизмасидан шарққа қараб океаник базальтлар ёши 55 млн. йилдан ошмайди, ғарбий тарафда эса бўр ётқизиклари ва ҳатто юра даври базальтлари кенг тарқалади (180 млн йилгача). Мазкур ассиметриянинг сабаби ўрта океан тизмасидан шарқда ва ғарбда океаник литосферанинг чўкиш тезликлари ҳар хиллигидадир. Лекин Атлантик океан таги симметрик тузилишга эга. Чунки тизмадан икки тарафга спрединг бир хил бўлиб ўтмоқда. Бу ерда литосфера ёши ўрта юра - юқори бўрдан ошмайди. Ҳинд океани таги Ҳинд-Австралия, Антарктида



4.3- расм. Литосфера қалинликларининг глобал ўзгариши схемаси (Л. Э. Левин). 1—2 — океаник литосфера қалинликлари (1—25 км дан камроқ, 2—100—110 км), 3—4 — континентал литосфера қалинликлари, чет қисмлари, чет қисмлари билан биргаликда (3—25 дан 150 км, 4—110 дан 35 км гача), 5 — аномал қисқарган қалинликлар (ўрта океан тизмалари ва трансформ ёриқлари бўйлаб 10 км дан камроқ, чекка денгизларда 25 км дан камроқ, бурмаланган минтақалар ва континентал рифтларда 50 км дан камроқ), 6—7 аномал катта қалинликлар (6—океанда энг каттаси 110—114 км дан кўпроқ, 7 — континентда энг каттаси 350—400 км дан кўпроқ), 8 — субдукция зонаси, 9 — континент ёнбағри.

ва Африка плиталари таркибига киради. Шунинг учун океаннинг ёши улғайиб боради. Навқирон Шимолий Муз океани тубининг ёши бўр ва кайнозойга тўғри келади.

Шуни назарда тутиш зарурки, океанлар литосферасининг ёши қитъа литосферасига қараганда анча ёшдир. Континентал литосфера бўлаклари архей ва қуйи протерозойда шакллана бошлаган. Шундай бўлса ҳам, қитъаларнинг бир неча бор парчаланиши ва кейинчалик янгидан қўшилиши натижасида литосферанинг тузилиши тубдан ўзгарган ва янги литосфера плиталари пайдо бўлган.

Литосфера қалинлиги кенг миқёсда ўзгарувчандир, ўрта океан тизмалари марказида бир неча километрлардан бошлаб, қадим платформа қалқонлари тагида 350—400 км ларгача. Литосфера таги рельефи ва шу билан биргаликда унинг қалинлиги литосфера-астеносфера чегараси ҳолати билан боғлиқ, у эса, ўз навбатида, иссиқлик оқими кучига боғлиқ бўлган перидотит солидуси билан мос келади. Мазкур ҳолатда литосфера қалинлиги пўст ёши билан ишончли равишда қиёсланади, яъни пўст ёши қанчалик катта бўлса, литосфера шунчалик қалин бўлади.

Бу эса, юқорида айтиб ўтилганидек, литосферанинг вақт ўтиши билан совиши ва астеносфера қисмидаги жинсларнинг кристалланиши туфайли ўсиб қалинлашуви билан ифодаланади.

В.Е.Хаин ва Л.Э. Левинлар (1989—1999) томонидан геодинамик хусусиятларни ва қалинликни ҳисобга олган литосфера кесмаларининг таснифи ишлаб чиқилган (4.3-расм).

У БОБ. ПАЛЕОГЕОДИНАМИК ҚАЙТА ТИКЛАШ УСУЛЛАРИ

5.1. Палеомагнит усул

Ўтган асрнинг 50- йилларида геологияда янги йўналиш—палеомагнитология шакллана бошлади. Тоғ жинсларининг магнит хоссаларини ўрганиш пайтида уларнинг барчаси, қолдиқ магнитланганлик деб аталувчи, магнит хотирасига эга эканлиги аниқланди. Жинс таркибидаги магнит минераллар (ферромагнетиклар—магнетит, гематит, титаномагнетит, пирротин ва бошқалар) ҳосил бўлиш вақтида қутблар йўналишини кўрсатувчи компас миллари каби, Ернинг магнит майдони кучланиш чизиқларига мувофиқ йўналган экан.

Барча ферромагнит минераллар Кюри нуқтасигача қиздирилганда магнит хоссаларини йўқотади. Магнетит учун бу нуқта— 580°С ни ташкил этади, пирротинники эса — 320°С, титаномагнетитники — 120°С. Табиийки, тоғ жинслари Кюри нуқтасигача совиганда улар магнит хоссалари ёки термоқолдиқ магнитланганликка эга бўлади. Барча магматик жинслар ушбу термоқолдиқ магнитланганликка эга.

Чўкинди жинслар ҳам магнит хотирасига эга бўлади. Уларнинг қолдиқ магнитланганлиги йўналтирилган ёки седиментацион дейилади. У чўкинди ҳосил бўлиш жараёнида магнит минералларининг чўкиши туфайли вужудга келади. Магнит мили хоссасига эга бўлган бу заррачалар Ернинг магнит майдони кучланиш чизиқлари бўйича чўкади.

Қолдиқ магнитланганлик ҳодисасининг кашф этилиши чўкинди ва магматик жинсларни табақалаш ва ўзаро таққослаш имкониятларини яратди ва магнитостратиграфия йўналишининг шаклланишига олиб келди. Литосфера плиталари тектоникаси назариясининг ривожланишида унинг алоҳида аҳамияти бор. Тоғ жинсларининг магнитланганлигини ўрганиш литосфера плиталари ҳаракатларини қайта тиклашда, литосфера плиталари ва блокларининг бир-бирига нисбатан сурилиши ва бурилишини тиклашда бош усул бўлиб саналади. Палеомагнит усул магнит қутбларининг алмашувини (тўғри ва тескари қутбlilik), қутбга қараб йўналганликни (қутбlilik вектори), палеомагнит кенгликлар координаталарини ва, табиийки, магнит қутблар ҳолатини аниқлашга имкон беради.

Геомагнит майдонининг ўзгариши 2,5 млрд. йилдан ҳозирги вақтгача бўлган даврни ўз ичига олган Ер пўстининг барча кесмаларида қайд этилган. Бу қолдиқнинг магнитланганлик ёши 3,4 млрд йил бўлган архей жинсларида ҳам аниқланган. Магнит майдон инверсиясининг¹ мавжудлиги Ернинг турли минтақаларида жойлашган кесмаларни ўрганиш натижасида исботланган. Маълум даврийликда шимолий ва жанубий қутблар ўз ўринлари билан алмашиб туради. Бу жараёнлар эса амалда бирданига содир бўлади. Қутбларнинг ҳозирги пайтдаги ҳолати нормал қутбийлик (N) деб аталади. Қутбларнинг ўзаро алмашуви — тескари қутбийлик (R) деб қайд этилади (5.1- расм).

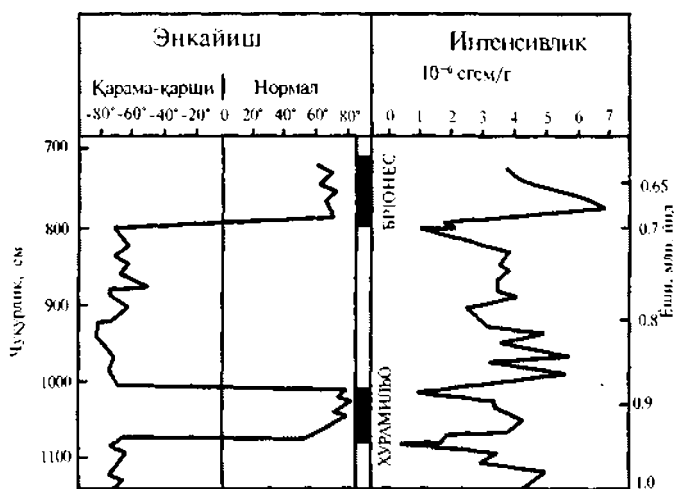
Геомагнит майдон хусусиятини — унинг қутбийлиги алмашувини (инверсиясини) ўрганиш қутбийликнинг умумий магнитостратиграфик жадвалини яратишга имкон берди. Унинг Халқаро стратиграфик жадвал билан боғланиши Ер тарихида кечган геологик жараёнлар ва ҳодисаларнинг кетма-кетлигини аниқлаш ва кесмаларини таққослаш имконини беради.

Қутбланишнинг умумий магнитостратиграфик жадвали тўғри ва тескари қутбийликка эга бўлган магнитозоналарнинг кетма-кет тузилган қаторидан иборат. Магнитозоналар турли тоифалардан — гиперзоналар, суперзоналар, ортозоналар, субзоналар ва микроразоналардан иборат. Уларнинг ҳар бири умумий стратиграфик жадвалнинг маълум оралиқларига мос келади. Қутб алмашув ҳодисаси кесмаларни қатламлаштиришда ва океанлардаги магнит аномалиялар ёшини аниқлашда кенг қўлланилади. Мезозой ва кайнозойда литосфера плиталари ҳаракатларини геодинамик қайта тиклаш уларни таҳлил қилишга асосланган.

Қутбийликнинг алмашинишида Ер магнит майдони кучланганлигининг кескин пасайиши диққатни тортади.

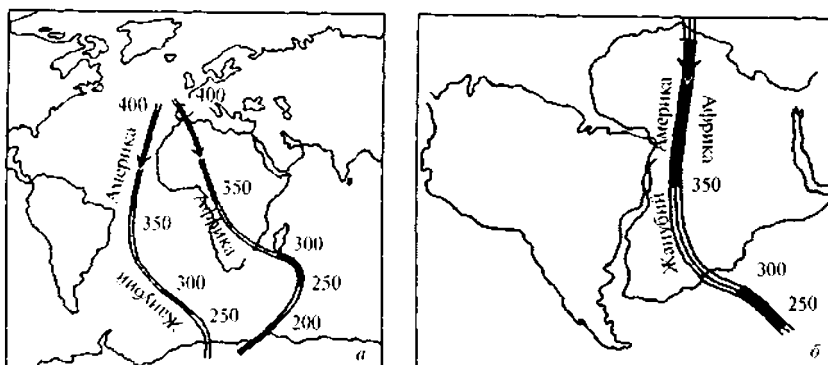
Палеомагнит кенглик ва магнит қутбларининг тутган ўрни. Палеомагнит тадқиқотлар икки параметрни — қутбга қараб йўналиш ва ўрганилаётган кесмаларнинг палеомагнит кенгликларда тутган ўрнини аниқлашдан иборат. Улар биргаликда қутблар ўрнини белгилайди. Компас миллари каби, тоғ жинсларидаги палеомагнит кенгликлар градусларга мувофиқ келувчи магнит энкайиши (I) ва қутб йўналишини кўрсатувчи қутбийлик вектори—магнит оғишида (D) ўз-изларини қолдирган.

Бу усул турли стратиграфик оралиқлар учун ўрганилаётган кесмаларнинг қадимги кенглигини аниқлашга имкон беради. Литосфера плиталари сурилиши ва бурилиши туфайли қутблар ўрни ўзгаради. Улар илгари ер шарининг стереографик проекциясида тасвирланган. Бунда қутблар ўз ўринларини ўзгартиргандек туюлади. Ҳақиқатан эса уларнинг ўзгарганлиги қитъалар дрейфи билан тушунтирилиши мумкин. Стратиграфик кетма-кетликда даврлардан-даврларгача қутбларнинг тутган ўрнини қайд этиш орқали литосфера плиталарининг дрейфи ҳақида хулоса чиқариш мумкин. Бундай ҳолда палеомагнит қутбларнинг ер юзаси бўйлаб қолдирган излари плиталар ва блоklar ҳаракатини акс эттиради. Шунинг учун ҳам уларни қутбларнинг туюлма миграцияси дейилади. Унинг йўналиши бўйича палеомагнит кенгликлар координаталарида плиталар ўрни аниқланади.

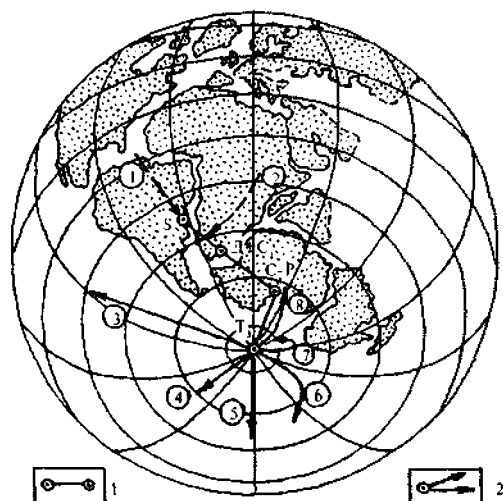


5.1- расм. Тўртламчи давр ётқизикларини чуқур сувли бурғилаш маълумотлари бўйича қутбийлик (энкайиш)нинг алмашуви (D. Nikovich).

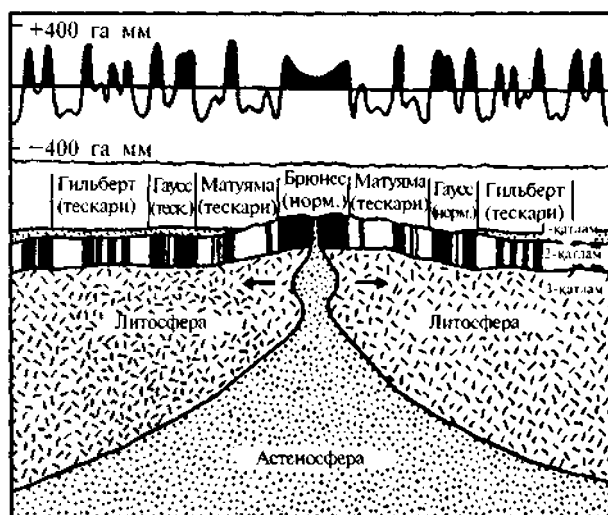
¹ Инверсия — магнит майдоннинг тескари ўзгариши.



5.2- расм. Палеозой Гондванаси таркибидagi Жанубий Америка ва Африка қитъаларининг жойлашишини қайта тиклаш (Е. К. Буллард, Ж. Э. Эверет, А. Г. Смит, М. В. Элхинни). Чапдаги а расм — Гондвана парчалангандан сўнг кутбларнинг туюлма миграцияси эгри чизиклари, ўнгдаги б расм — Жанубий Америка ва Африка палеозойдаги кутблар миграцияси туташтирилган эгри чизиклари уларнинг ягона Гондвана таркибида бўлганлигидан далолат беради.



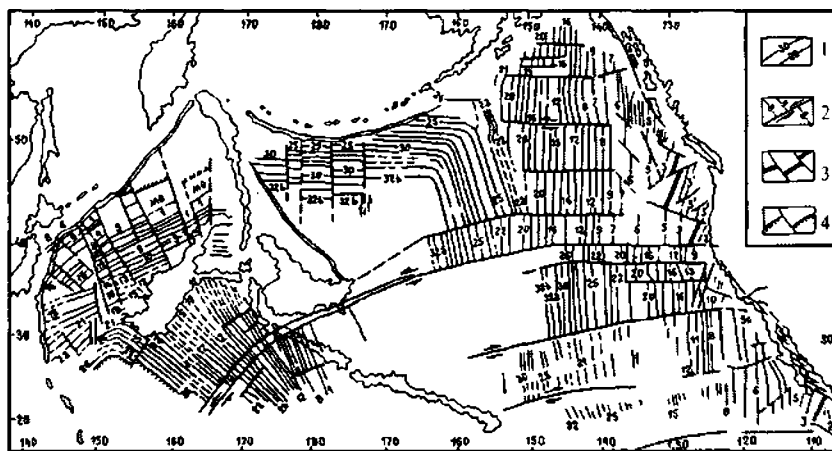
5.3- расм. Силур-триасда Гондвана дрейфида ва унинг кейинги деструкциясидаги палеомагнит кутбларининг ҳаракати ва ёш океанларнинг вужудга келиш схемаси (М. В. Элхинни, А. Н. Храмов қўшимчаси билан). 1 — Гондвананинг палеокутблар ўрни; 2 — Гондвана ва Пангеянинг парчланиши туфайли кутблар миграцияси йўналиши (1 — Ҳиндистон, 2 — Африка, 3 — Европа, 4 — Шимолий Америка, 5 — Жанубий Америка, 6—7 Антарктида, 8 — Жанубий кутб).



5.4- расм. Ўрта океан тизмаларининг марказида магнит аномалияларининг ҳосил бўлиши (В.Х.Фрееман). 2 — қатламнинг қора ва оқ қамбарлари тоғ жинсларининг тўғри (қора) ва тескари (оқ) магнитланганлигига мос келади. Улар Брюнес (нормал кутбийлик), Матуяма (тескари кутбийлик), Гаусс (нормал кутбийлик) ва Гильберт (тескари кутбийлик) даврларида ҳосил бўлган. 1 — қатлам (магнитланмаган) чўкиндиларидан иборат, 2 — қатлам болишли базальтлар қоғламасидан (юқори магнитли) ва уларни озиклантирувчи дейкалардан (мўътадил магнитли) иборат, 3 — қатлам океан пўсти таброларидан (кучсиз магнитли) таркиб топган.

Бахтга қарши, палеомагнит усул ўрганилаётган объект узоқлигини аниқлашга имкон бермайди. Шунинг учун ҳам кутбларнинг туюлма миграцияси бўйича қайд этилувчи плиталарнинг барча ҳаракатлари танланган меридианлардан хоҳлаганидан бири бўйича сурилишни акс эттиради. Плиталарнинг бир-бирига нисбатан ҳаракатини қайта тиклаш ва улар орасидаги масофани ўлчаш учун кутбларнинг туюлма миграцияси траекторияларини таққослаш усули қўлланилади (5.2- расм).

5.3-расмда Гондвананинг фанерозойдаги геодинамик эволюцияси акс эттирилган. Палеозойда Жанубий Америка, Африка, Ҳиндистон, Антарктида ва Австралия қитъалари ягона Гондвана суперқитъасини ташкил этган. Бу геологик маълумотлардан ташқари, Гондвананинг барча қитъалари учун ягона бўлган силур триасдаги ҳамда Пангея учун пермь ва триасдаги жанубий палеокутбнинг тутган ўрни билан ҳам тасдиқланади. Кейинчалик мезозойда ва кайнозойда Гондвана парчланиши натижасида қитъаларнинг турли томонларга сурилиши ва улар орасида Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанларининг пайдо бўлиши туфайли палеокутбларнинг ҳаракати қайд этилади.



5.5- расм. Тинч океани шимолий қисми тубининг тузилиши (Т. Хильд, Н. Ксезаки ва Ж. Вагерман).

1 — магнит аномалиялар ва уларнинг тартиб рақамлари, 2 — трансформ ер ёриқлари ва уларнинг сурилиш йўналишлари, 3 — замонавий спрединг тизмаси, 4 — сокин магнит майдон чегаралари.

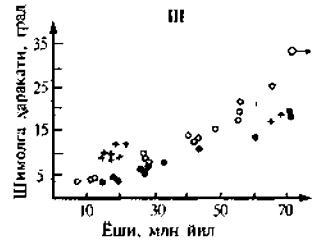
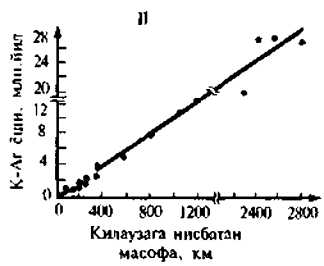
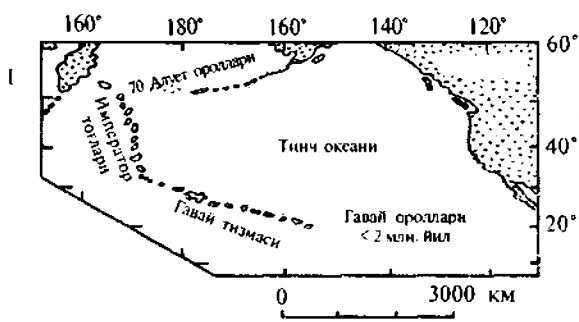
Литосфера плиталарининг ҳаракат динамикаси палеомагнит кенгликлар координатларида тутган ўрни билан тикланиши мумкин. Бунга Гондвана ва Евросиё плиталарининг ўзаро силжиши диаграммаси мисол бўлади (5.4- расм).

Бу чизмалардан Тетис океанининг мезозойда шарққа қараб очилганлиги кўриниб турибди. Фарбга қараб унинг кенглиги 30° ни, шарққа қараб эса 60° ни ташкил этади. Литосфера плиталарининг туташуви сабабли океан ёпилган ва унинг ўрнига Альп-Ҳимолай бурмали ўлка ҳосил бўлган. Бунда Ҳинд йўналишида Ҳиндистоннинг эоцендан бошлаб шимолга сурилиши, Помир ва Тяньшан структураларининг ҳам кескин букилиши билан кечганлиги диққатни жалб этади. Шу туфайли палеомагнит кенгликларни аниқлаш маълумотлари Тяньшан ва Марказий Осиё тоғ тизмаларининг пайдо бўлишини аниқлашга имкон беради. Уларнинг шаклланиши Ҳинд литосферасининг шимолга сурилиши ва унинг олдида Марказий Осиё пўстининг тўдалашуви Помир, Тяньшан ва бошқа тоғ тизмаларини вужудга келтирган.

Магнит аномалиялар усули. Аномалия атамаси номейорлик маъносини англатади. Океанларда аниқланган бир қатор магнит аномалиялар мезозой ва кайнозойда литосфера плиталарини геодинамик жиҳатдан қайта тиклашда энг ишончли саналади. Океанларда магнит майдонни хариталаш натижалари барча океанларда океан тизмаларининг ҳар икки томонида бир-бирига параллел ва симметрик жойлашган магнит аномалияларини аниқлашга олиб келди (5.5-, 5.6-расмлар). Бу аномалиялар океан пўстидаги иккинчи қатлам, яъни пиллоу-базальтларининг тўғри ва тескари магнитланганлигини очиб берди. Бу ҳодисани Л.Морли, А.Ларошель, Ф. Вайн ва Д. Метьюзлар денгиз туби спрединги билан тушунтирдилар. Ушбу жараён давомида Х.Хесс ва Р. Дитц бўйича ўрта океан тизмаларининг ўқ қисмида магматик жараёнлар туфайли янги пўст шаклланади. Янги ҳосил бўлган пўстлоқнинг жойлашуви учун денгиз туби океан тизмаси ҳар икки томонга қараб сурилади ва натижада литосфера плиталари дрейфи содир бўлади.

Иккинчи қатлам базальтларининг магнит аномалиялар минтақалари уларнинг Кюри нуқтасидан пастроқ ҳароратда совиши жараёнида ҳосил бўлган ва шу вақтда мавжуд бўлган тўғри ва тескари қутбийлик даврларига мос равишда термоқолдиқли магнитланганликка эга бўлган. Океанлардаги магнит аномалиялар қутбийлигини, базальтларнинг ва уларни қоплаб ётувчи ҳавза туби чўкиндиларининг мутлақ ёшини аниқлаш асосида мезозой ва кайнозойнинг умумий магнитостратиграфик жадвали яратилган. Аномалияларнинг мутлақ ёши ва кенглигини билган ҳолда литосфера плиталарининг сурилиш тезлигини ҳисоблаб топиш қийин эмас. Спрединг тезлиги 1,0 дан 15—18 см/йил гача ўзгариши мумкин. Аномалиялар йўналиши ва трансформ ер ёриқлари бўйича спрединг йўналиши аниқланади.

Аномалияларнинг миллион йилдаги ёши ва кенглигини билган ҳолда спрединг жараёнидаги тезликни аниқласа бўлади. Аномалиялар йўналишининг ўзгариши плиталарнинг мураккаб ҳаракатини, спрединг йўналишининг ўзгаришини кўрсатади. Қадимий, то мезозой даврлари учун геодинамик қайта тиклашда палеомагнит кенгликлар ва қутбларнинг туюлма миграциясини аниқлаш усулларидан фойдаланилади.



5.6- расм. Тинч океанидаги Гавай тизмаси ва Император тоғлари мисолида литосфера плиталари остидаги қайноқ нуқталарнинг излари: I — жануби-шарқдан шимоли-ғарбга қараб қайноқ нуқталар устидан океан плиталарининг ўтишини умумий схемаси. Вулкан қурилмаларининг ёши 2 дан 70 млн йилгача ўзгаради (Д. Клэки ва б.); II — Гавай тизмаси мисолида ҳаракатланувчи плиталар масофасига боғлиқ вулқонлар ёши ўзгариши. Чизикнинг қиялиги вулканизм йўналиш тезлигини кўрсатади — $9,41 \pm 0,27$ см/йил (И. Мак-Дауган, Р. Дункан); III — вулқонларнинг мутлақ ёши бўйича (доирали белгилар), палеомагнит маълумотлар (қўшув белгилари) ва экваториал вилоятлардаги чўкинди fascia-лар ёши (тўғри бурчакли белгилар) бўйича Тинч океани плитасининг ҳаракат тезлиги (Р. Гордон, Ч. Кейн).

5.2. „Иссиқ нуқталар“ усули

Литосфера плиталари тектоникаси назарияси дивергент ва конвергент чегаралар бўйлаб ривожланган сейсмик вилоятларни, магматизм ва тоғ ҳосил бўлиш жараёнларини мантиядаги конвектив оқимлар билан боғлади. Бироқ шу ҳодисалар қаторида плиталардан анча узоқда жойлашган океанлар ичида ҳам, қитъаларда ҳам фаол вулканик ҳаракатлар мавжудлиги тўғрисида кўплаб мисоллар келтириш мумкин. Масалан, Тинч океанидаги Гавай ороллари ва Император тизмасида, Ҳинд океанидаги Шарқий Ҳиндистон тоғларидаги вулқон занжирлари ва бошқаларни кўрсатиш мумкин. Уларнинг литосфера плиталари ичидаги тутган ўрни мазкур назария қонуниятларига тўғри келмайди. Ж. Т. Вильсоннинг фикрича, мантиянинг чуқур қисмларида магма ҳосил қилувчи ўчоқлар шаклланади. Улардан чиққан иссиқ оқимлар литосферани қиздиради ва алоҳида вулқонларни шакллантиради. Бундай нуқталар устидан литосферанинг ўтиши давомида вулқонлар занжири ҳосил бўлади. Ж. Морган бу фикрни „иссиқ нуқталар“ гипотезасида батафсил изоҳлаб берган.

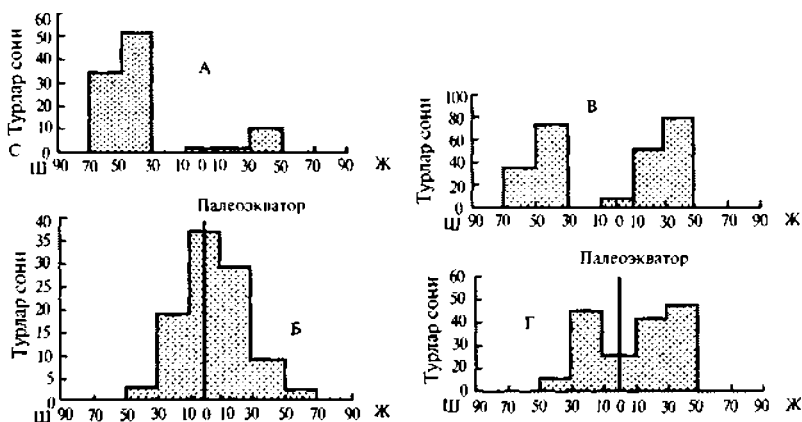
Тинч океанидаги Гавай тизмаси ва Император тоғлари бу гипотезага мисол бўлади (5.6-расм). Ҳозирги вақтда иссиқ нуқта устида 42 млн йилдан ёш вулканизм фаолиятига эга бўлган Гавай ороллари жойлашган. Сувошти Гавай тизмалари майдонидан шимоли-ғарбда иссиқ нуқтадан узоқлашган сари вулқон қурилмалари ёши 10 млн дан 42 млн йилгача ошиб боради. Император тоғлари бу тизманинг давоми саналади. Ундаги вулқонларнинг ёши энг шимолий оролда 43 дан 70 млн йилгача боради. Вулқон марказларининг жойлашуви ва вулқонлар ёшининг қонуний равишда ўзгариши нафақат литосфера плиталари ҳаракат йўналишини, балки унинг сурилиш тезлигини аниқлаш имконини беради (5.6-расм. II, III).

Гавай-Император вулқонлари мисолида Тинч океани плитасининг йўналиши ғарбдан шимоли-ғарбга ўзгариши аниқланади. Ернинг палеозойдаги ривожланиш босқичини палеогеодинамик қайта тиклашда қизиган иссиқ нуқталар усули билан палеомагнит усулларида фойдаланилади. „Қайноқ нуқталар“ билан боғлиқ бўлган платаици магматизм излари Мўғулистон, Жанубий Сибирь ва Болтиқбўйидаги магматик минтақаларда ҳам кузатилади. Бу ҳудудлардаги вулқон жинслари ёшининг ўзгариши Л. П. Зоненшайнга Сибирь ва Болтиқбўйининг дрейфини тиклаш ва уларни ажратиш турган океаннинг ўлчамини аниқлашга имкон берди.

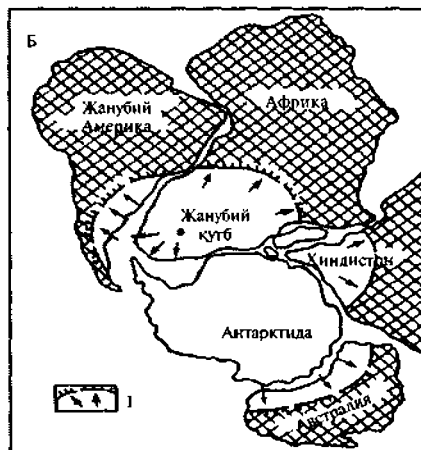
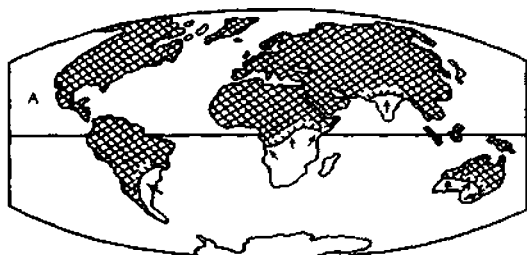
5.3. Палеоиклимий ва палеобиогеографик усуллар

Ер юзасида иссиқликнинг нотекис тақсимланиши билан боғлиқ бўлган иқлимий зоналик, экваториал, тропик, мўътәдил ва нивал иқлим минтақаларининг ажралиши Ер тарихининг барча даврларида мавжуд бўлган. Лекин унинг иссиқлик режими бир неча бор ўзгарган. Бунда иқлим минтақаларининг кенглиги кутблардаги муз қопламаларнинг батамом йўқолишигача ўзгарган. Барча даврларда ҳам гумид ва арид иқлими вилоятлар мавжуд бўлган.

Геологик ўтмишдаги иқлимий зоналикни ажратиш ва иқлимнинг ҳар бир тури табиий ҳолатини аниқлаш бир қатор кўрсаткичларга асосланади. Ҳар бир иқлим зонаси учун тоғ жинсларининг маълум турлари ва уларнинг мажмуалари — тузлар, гиллар, карбонатлар, карбонатли ва карбонатсиз, қизил



5.7- расм. Кечки палеозой (В) ва триас (Г) рептилиялари тарқалниш ареалларининг ҳозирги (А,Б) ва қайта тикланган (В,Г) жойлашуви (D.A. Brown).



5.8- расм. Гондвана қитъаларининг ҳозирги (А) ва тикланган (Б) ҳолати, уларнинг maidонида юқори карбон ва куйи пермь музлик ётқизиқларининг тарқалиши. 1 — музлик формацияларининг ривожланиш maidонлари ва муз массалари ҳаракат йўналишлари (P. В. Монрой ва P. Вакандер бўйича).

рангли жинслар, каолинли гиллар, бокситлар, кўмир, тиллитлар ва кўплаб бошқа жинслар, минераллар мансубдир. Ўсимлик қолдиқларининг таркиби иқлим зоналигига боғлиқ ҳолда ўсимлик қопламаси зоналиги ва турини қайта тиклаш имкониятини беради. Океан ва денгиз ҳавзалари учун иқлимнинг кўрсаткичлари сифатида маржон рифлар, карбонат ва кремний тўпловчи фито- ва зоопланктонлар хизмат қилади. Кислород изотоплари таркиби кальций, магний ва стронций нисбатлари бўйича ҳам қадимги ҳароратни бевосита аниқловчи физик усуллар яратилган.

Палеоиклимни қайта тиклаш усуллари Ер юзасидаги палеоиклимий зоналикни тиклаш имконини яратади. Қитъаларнинг ҳозирги жойлашувини фиксизм асосида палеоиклим индикаторлари туширилса, иқлимий зоналар ғаройиб шаклларга эга бўлади ва улар кенглиги иқлимий зоналик ҳақидаги тушунчаларга мос келмайди. Масалан, тиллитлар ва морена ётқизиқлари билан ифодаланган юқори карбон— эрта пермь музлик иқлим излари ҳозирги кунда экваторга яқин жойлашган Ҳиндистонда ва Африкада топилган. Бу ётқизиқлар таркибида глосоптерияли совуқни яхши кўрувчи флора қолдиқлари мавжуд. Шимолий ярим шардаги Сибирь ҳудудида кечки палеозойда совуқ сеувчи ўсимликлар ривожланган. Шу билан бир вақтнинг ўзида ушбу кенгликдаги Европа ва Шимолий Америкада ўсимлик қопламаси иссиқлик сеувчи субтропик флорадан иборат бўлган. Бундай келишмовчиликлар, агар палеоиклимий қурилмалар фиксизм асосида эмас, балки мобилистик асосида тузилса, анча осон ечилади (5.7, 5.8- расмлар).

Иссиқлик сеувчи юқори палеозой (А) ва триас (Б) рептилияларининг ҳозирги пайт ўлчамларида статистик тарқалиши паст иссиқ иқлимий кенгликлардаги уларнинг яшаш шароитларига зид келади. Уларнинг туган ўрнини қитъалар дрейфини ҳисобга олган ҳолда тиклаш рептилияларнинг яшаш жойи экваториал ва тропик иқлим (Б, Г) вилоятларига тўғри келишини кўрсатади.

Ҳозирги экваториал ва тропик кенгликларда (Африка, Ҳиндистон) Гондвана қитъасида ривожланган кечки карбон—эрта пермь муз ётқизиқларини ўрганиш асосида ҳам худди шундай хулосалар чиқаришга асос бор. А.Вегенер Пангеяни қайта тиклашда муз ётқизиқлар ҳудудларини Жанубий кутб атрофида тўплаган (5.8-расм).

Тоғ жинсларининг типоморф палеоиклимий комплекслари ва органик дунё вакилларининг тарқалиши ўрганилаётган ҳудудни жой кенглиги билан боғлаш тахминий, жуда аниқ бўлмаган натижани беради. Аммо бу маълумотлар Ер қутбларига нисбатан қитъалар ва литосфера плиталарининг олдинги мўлжалланганлиги ҳақида қўшимча, жуда муҳим ва мустақил ахборат манбаи бўлиб хизмат қилади. Агар геодинамик қайта тиклашнинг палеомагнит, палеоиклимий ва бошқа усуллари бирга бажарилган бўлса, чиқарилаётган хулосалар ишончли бўлади.

5.4. Плиталар тектоникасига илова сифатида Эйлер теоремаси

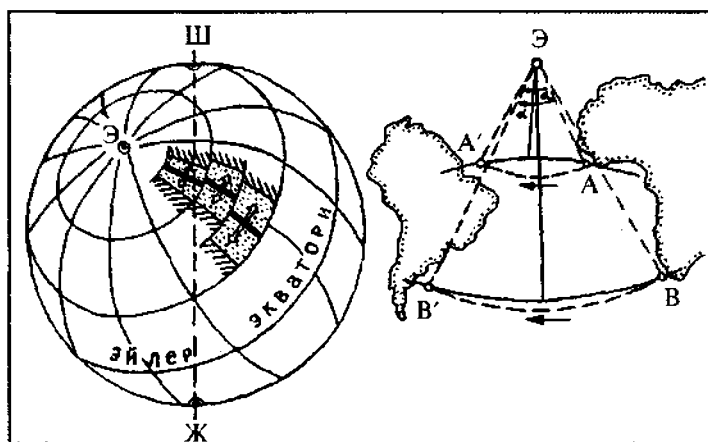
Литосфера плиталари текислик юзасида эмас, балки сфера юзасида ҳаракат қилади. Ўзларининг ҳаракати давомида плиталар Эйлер теоремасига асосланган сферик геометрия қонунларига бўйсунди. Бу теорема ҳар қандай жисмининг шар (Ер) юзасидаги ҳаракати сфера марказидан ўтувчи ўқ атрофидаги ёй бўйича амалга ошади, деб ҳисоблайди. Айланиш ўқи сфера юзасини унинг қарама-қарши томонларида жойлашган икки нуқтада кесиб ўтади. Улар Эйлер қутблари ёки айланиш қутблари деб аталади. Танланган нуқта айланиш қутбдан қанча узоқда жойлашган бўлса, яъни ёй бўйича ҳаракат радиуси қанча катта бўлса, бир хил бурчакка бурилганда қутбга яқин жойлашган нуқтага нисбатан шунча кўп йўл босади (5.9- расм). Шунини эсда тутиш лозимки, Ер юзасидаги барча ҳаракатлар ёй бўйича амалга ошади.

Юқорида баён этилганлардан шу келиб чиқадики, агар битта плитанинг ҳаракатини бошқасига нисбатан тиклаш лозим бўлса, иккита бош параметрни: Эйлер қутби плитанинг айланишига нисбатан тутган ўрнини ва айланиш бурчагини ёки бурчакли ҳаракат тезлигини (млн.йилда градусларда) аниқлаш лозим.

Плиталар айланиш қутбларини ва уларнинг ёй бўйича бурилиш бурчагини аниқлаш литосфера плиталари дрейфини геодинамик қайта тиклашнинг бош вазифасини ташкил этади.

Бу икки мезон плиталар туташганда, ажралганда ёки трансформ ер ёриқлари бўйлаб сурилган ҳолларда қандай ҳодисалар юз беришини башорат қилиш имконини беради. Трансформ ер ёриқлари маркази ҳар доим Эйлер қутби бўлган айлана ёйи бўйича йўналган бўлади. Шунинг учун ҳам унинг тутган ўрни трансформ ер ёриқлари бўйлаб плиталарнинг ҳаракатига мос келувчи ёйларга ўтказилган перпендикулярлар кесишган нуқтада бўлади (5.9- расм). Плитанинг маълум вақтда босиб ўтган йўлини билган ҳолда унинг ҳаракат тезлигини мутлақ рақамларда аниқлаш мумкин. У кенг ораликда ўзгариши мумкин (1,0 дан 15—18 см/йил гача).

Эйлернинг сферик геометрияси қонунига асосланган геодинамик қайта тиклаш бошқа усуллар қўлланилганига қараганда континентларнинг тутган ўрнини ва уларнинг бир-бирига нисбатан сурилишини аниқлашга имкон беради. Бироқ, шунини кўзда тутиш лозимки, бундай тузилмаларнинг ишончлилиқ даражаси геологик тарихга чуқурроқ кириб бориш билан бирга, пасайиб боради. Кайнозой ва мезозой учун қайта тиклаш палеозойникига нисбатан ишончлироқ бўлади.



5.9- расм. Эйлер айланиш қутбига нисбатан литосфера плиталарининг сурилиш схемаси. Чапдаги чизма бир-бирдан узоқлашувчи плиталарнинг ҳаракатини кўрсатади. Улар орасидаги масофа айланиш қутбидан (Э) узоқлашган сари ошиб боради. Бунда трансформ ер ёриқлари „эйлер кенглиги“ ҳолатини кўрсатди. Ўнгда бир-бирдан узоқлашаётган Африка ва Жанубий Америка плиталарининг геометрик ҳолати тасвирланган (К.Ле Пишон бўйича). Айланиш қутблари координаталари А—А' ва В—В' нуқталари орқали ўтувчи катта айлана чизигига перпендикуляр бўлган ўртача кесмалар бўйича аниқланади, α — бир-бирдан узоқлашувчи плиталарнинг сурилишига мос келувчи айланиш бурчаги.

5.5. Ернинг турли ривожланиш босқичлари учун геодинамик қайта тиклаш усуллари қўллаш

Литосфера плиталари тектоникаси назариясига асосланган Ернинг ривожланиш тарихининг янги таълимоти геологик жараёнлар табиати ҳақидаги тушунчаларни тубдан қайта кўриб чиқиш лозимлигини тақозо қилади. Ер юзасининг учдан икки қисмини ташкил этувчи океан ҳавзаларини тадқиқ этиш натижасида олинган маълумотлар бу таълимотни глобал назария даражасига олиб чиқди. Ернинг ички қисмини геофизик ўрганиш натижаларини ҳисобга олсак, уни ўрганиш доираси ҳозирги кунда нафақат Ер пўстини, балки мантия ва ядрони ҳам ўз ичига олади. Ўтган асрнинг 50- йилларида тадқиқотчилар тектоник жараёнлар фақат Ер пўстида, 60- йиллари — литосферада, 70- йиллари эса Ер пўсти ва мантияда кечади, деган фикрда эдилар ва фақат яқиндагина улар тектоник жараёнлар, конвектив ҳаракатлар билан бутун Ер, шу жумладан, унинг ядроси ҳам қамраб олинган деган фикрга келишди. Ернинг ривожланиши фақат тектоник ҳаракатлар билан чегараланиб қолмасдан, балки ядро ва устки геосфера қобқлари орасида модда алмашуви содир бўлиши аён бўлди. Ерда доимий равишда модда айланиши аниқланди, турли сатҳларда у дифференциацияланади. Бу эса унинг кесмасида турли қобқларнинг шаклланишига олиб келади.

Агар бу назария шундай кучли ва оламшумул аҳамиятга эга бўлса, узоқ архей давридаги геодинамик жараёнларни, дастлабки Ер пўстининг хусусиятларини, шаклланишини илмий равишда асослаб бера олармикан? Унинг устига архей давридаги жараёнлар ҳозирги замондагидек кечганми?

Биз юқорида геологик жараёнларнинг бетақдор хусусиятларини кўрсатган эдик, шунинг учун бу саволларга ҳали аниқ жавоб топилган эмас. Бир нарса аён бўлаяптики, архей (4—4,5 млрд.й.) давридаги жараёнларни мумтоз плиталар тектоникаси тамойиллари билан тушуниб бўлмайди. У даврдаги тектоника, асосан, ўсиш ва плюмлар тектоникаси бўлган.

Геодинамик қайта тиклаш усуллари мезозой-кайнозой, кечки протерозой-палеозой ва архей-эрта протерозой учун бир-биридан анча фарқ қилади.

Мезозой-кайнозой босқичини геодинамик қайта тиклаш усуллари. Ернинг бу босқичини қайта тиклаш усуллари ҳозирги замон геодинамик жараёнларига асосланади. Тадқиқотлар қитъаларни ҳам, океанларни ҳам қамраб олган, яъни хулосалар планетар аҳамиятга эга. Шу туфайли улар янги глобал тектоника номи билан маълум.

Ернинг архей-палеопротерозой ривожланиш босқичида геодинамик қайта тиклаш усуллари хусусиятлари қадимий платформа майдонларидаги мураккаб тектоник тузилиш, метаморфизм ва гранитизациянинг юқори даражаси, жинсларнинг ниҳоятда ўзгариб кетганлиги қадимий қобқларни тадқиқ қилиш имкониятларини чеклайди. Унинг тузилишида фанерозойда учрамайдиган яшилтош камарлари ва уларни ажратиб турувчи жипслашган пўстлоқ массивлари қатнашади. Тоғ жинслари таркиби — кул рангли гнейслар, коматиитлар, анортозитлар, жеспилитлар ва бошқалар Ер тарихида деярли такрорланмаган. Уларнинг шаклланиши атмосфера ва гидросферанинг бошқа таркибида, юқори иссиқлик оқими шароитларида кечган.

Бу қадимий формациялар тузилиши ва таркибидаги барча хусусиятлар, уларнинг Ер тарихида такрорланмаслиги, актуализм тамойилидан фойдаланиш ва литосфера плиталари тектоникаси усулини қўллаш имкониятларини сезиларли даражада чеклайди. Бир қатор тадқиқотчилар бу назарияни Ернинг энг қадимий босқичлари учун қўллаш мумкинлигини рад этишади. Бу эса бежис эмас.

Токембрийнинг жуда узоқ давом этганлиги, вақт давомида бир-бирини алмаштирган қадимий пўстлоқнинг бутунлай мустақил ривожланиш босқичлари қаторидан иборат бўлган. Қадимий платформалардаги ёшроқ бўлган жинслар учун пойдевор ҳисобланган қадимий эоархей жинслари „кул рангли гнейслар“ номини олган комплексдан, кучли метаморфизмга учраган вулканик ва интрузив жинслардан иборат. Улар ёши 3,9—3,5 млрд. йил деб баҳоланувчи қадимий Ер пўсти қолдиқларидан таркиб топган. Архейда структураларнинг янги авлоди яшилтош ботиқликлари, ўта асосли (коматиитлар), асосли ва ўрта таркибли вулканиклар ва метачўкинди, кремнийли ва терриген жинслар ҳамда ҳар хил парагенейс минтақаларни ташкил этган.

Палеопротерозой босқичи қитъа платформаларининг парчаланишидан бошланган. Бунда ҳосил бўлган чўзинчоқ яшилтош ботиқликлари фанерозой океанлари структураларига таққосланувчи катта узунликка эга бўлган. Қадимий қалқонлар майдонида чўкинди формациялар — терриген, карбонатли, кремний-темирли (жеспилитлар) жинслар билан тўлган чўкинди ҳавзалари ривожланган. Эрта протерозой охиридаги якуний бурмаланиш, минтақавий метаморфизм ва ялпи гранитизация Пангея I континентида қадимий платформалари континентал пўстлоқининг шаклланишини ниҳоясига етказган.

Шундай қилиб, геологик жараёнларнинг такрорланмаслиги, кучли метаморфизм, ялпи гранитизация ва кучли бурмаланиш генетик хулосаларни жуда шартли қилади. Токембрий структуралари тузилишида

спрединг ва субдукция зоналари ҳосилаларини эслатувчи формациялар ривожланган. Яшилтошли ва парагенейс гранулит қамбарларининг гранит гумбазлари сиал қобиғи бўлаклари билан биргаликда учраши конвектив оқимлар фаолияти ривожланганлигидан далолат беради. Вақт давомида базальтли яшилтош қамбарлари конфигурациясининг алмашилиши тартибсиз ва майда ячейкали конвекция конвектив оқимлари хусусиятининг фанерозой литосфера плиталари тектоникасининг режимига мос келувчи тартибли чизикли конвектив оқимлар стилининг ўзгарганлигини кўрсатади. Магматик жинслар таркибининг петрографик зоналигини ва уларнинг метаморфизм даражасини ҳамда иккиламчи деформацияларни талқин қилиш геодинамик қайта тиклашнинг муҳим усули бўлиб ҳисобланади.

Литосфера плиталари динамикаси назарияси А. Вегенер томонидан ишлаб чиқилган континентлар дрейфи гипотезасидан бошланади. У ўзининг тадқиқотларида фақат геологик ва палеонтологик маълумотларга асосланган. Кейинчалик, тоғ жинсларида қолдиқ магнитланганлик аниқланиши муносабати билан геологларда палеомагнит координаталарида континентларнинг жойлашиш ўрнини аниқлашнинг ишончли усули яратилди, демак, литосфера плиталарининг бир-бирига нисбатан дрейфини қайта тиклаш имконияти вужудга келди. Океанларда турли ёшли магнит аномалияларининг топилиши тафсиллий геодинамик қайта тиклашга имкон яратди. Бунда нафақат плиталарнинг ҳаракат йўналиши, балки уларнинг ҳаракат тезлигини аниқлаш мумкин бўлди. Ҳозирги вақтда мезозой ва кайнозой учун плиталар сурилишининг мураккаб тарихини ва Пангей II суперконтинентининг парчаланишини ақс эттирувчи, етарли даражада тафсиллий палинспатик хариталар тузилган. Палеозойда Ер литосфераларини геодинамик қайта тиклашда маълум ютуқларга эришилди. Токембрий учун бундай схемалар унча ишончли эмас.

VI БОБ. ПЛИТАЛАРАРО ВА ПЛИТАИЧИ ГЕОДИНАМИК ШАРОИТЛАР ВА ЖАРАЁНЛАР

Плиталар тектоникаси назариясининг пайдо бўлиши океан қобиғининг шаклланиш ва унинг кейинчалик қитъа туридаги пўстга айланиш жараёнларини янгира талқин этишга олиб келди. Янги мобилистик қарашлар геосинклиналлар ҳақидаги анча мавҳум тушунчаларнинг ортиқчалигини кўрсатди. Геосинклиналлар ҳақидаги тушунчалар океанлар ва уларнинг четларида кўз ўнгимизда содир бўлаётган жараёнларга асосланган актуалистик мазмун билан бойиди. Турли геодинамик вазиятларга эга бўлган Ер пўстининг ривожланиш босқичларини ўзаро таққослаш имконияти пайдо бўлди. Бу вазиятлар ҳозирги кунда қитъалар ва океанларнинг турли жойларида, ороллар ёйи ва чуқур новларда ва Ернинг бошқа кўплаб структураларида кузатилиши мумкин.

Литосферанинг устки қисмини ташкил этган Ер пўстининг шаклланиш ва ривожланиш даврида бир неча кетма-кет босқичлар мавжуд. Булар қуйидагилардан иборат:

1. Рифтогенез — рифт ботиқликларининг ҳосил бўлиши, қитъа пўстининг парчаланиши; қитъа литосферасининг тўлиқ узилишидан аввал содир бўлади.

2. Спрединг (кенгайиш) — океан марказидаги тизмаларда ва уларнинг ҳар иккала томонида янги ҳосил бўлган океан пўсти. Қитъаларда ҳосил бўлади. Улар мантиядаги конвектив оқимлар устида жойлашган.

3. Океан пўстининг Беньоф зонаси бўйлаб ютилиши (субдукция) ва унинг қайта ишланиб субокеан туридаги Ер пўстига айланиш жараёнлари.

4. Океанларнинг ёпилиши, уларнинг четларининг бир-бири билан туташуви, қитъалар тўқнашуви. Бу жараёнлар янги Ер пўстининг ҳосил бўлишига олиб келувчи коллизия билан якунланади.

Якуний коллизия жараёнлари бурмаланган ўлкаларда янги Ер пўстини шакллантиради. Вақт ўтиши билан улар ўзининг тектоник ҳаракатчанлигини йўқотади ва платформага айланади. Платформаларнинг геодинамик шароити ундан олдинги босқичлардагидан кескин фарқ қилади. Бу, биринчи навбатда, паст амплитудали вертикал тектоник ҳаракатларнинг устунлиги билан ифодаланади.

Плиталар тектоникасининг замонавий тушунчаларига мувофиқ Ер пўстининг шаклланиши рифтогенез, спрединг, субдукция ва финал коллизия босқичларидан иборат.

6.1. Рифтогенез

Рифтогенез — кенг тарқалган геодинамик жараён бўлиб, дивергент тектоник тузилмалар шаклланишига олиб келади. Геодинамик нуқтаи назардан қитъалардаги рифт тизимлари литосфера чўзилишга ва узилишга мойил вилоятлар билан боғлиқ.

„Рифт“ атамаси тор ва кенг маъноларда ишлатилади. Биринчи ҳолда структуравий геологияга мансуб бўлган бу атама иккита нормал узилмалар билан чегараланган грабен маъносини англатади. Иккинчи ҳолда, рифт, рифт зоналари ва минтақаларида ер горизонтал кенгайиш (чўзилиш) содир бўладиган ва мантия моддаларининг кўтарилиши билан боғлиқ бўлган тузилма тушунилади. Бу

жараён Ер пўсти ва литосферанинг юпқаланишига ва чўзилиш ўқлари бўйича рифт ботиқликлари ҳосил бўлишига олиб келади. Уларнинг кенгайиши ва чуқурлашуви нафақат Ер пўстининг чўзилишига, балки спредингга ҳам олиб келади, яъни унинг яхлитлиги тўлиқ бузилади ва очилиш зонасида океан туридаги янги пўст вужудга келади.

Қитъалардаги рифтогенез жараёни доимо спредингдан аввал шаклланади ва ўрта океан тизмалари ҳосил бўлишига олиб келади. Қитъа ва океан рифтлари Дунё рифт тизимининг таркибий қисми ҳисобланади. Континентал рифтогенез вилоятлари қадимий токембрийдан (палеоавлакогенлар, авлакогенлар, рифтлар) маълум ҳамда қадимий ва ёш платформаларда ҳосил бўлади. Рифтогенез ва унинг намоён бўлиши — океан тубининг кенгайиши (спрединг) — литосфера плиталари сурилишининг замонавий геотектоник концепциясининг асоси саналади. Рифтогенез жараёни қитъаларнинг парчаланишини бошлаб беради.

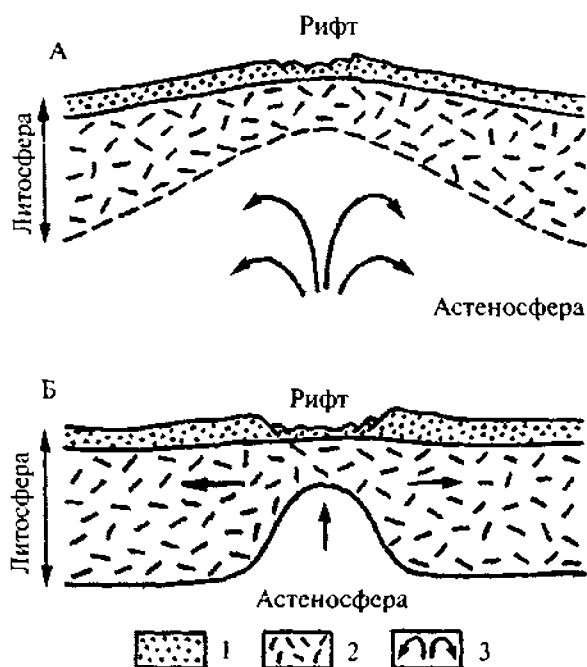
Қитъалардаги рифтларнинг бош геоморфологик белгиси рифт водийларининг шаклланиши ҳисобланади. Улар минглаб километрга чўзилган, анча кен ижобий морфоструктуралардан иборат. Бунга мисол қилиб Шарқий Африка рифт тизимини кўрсатиш мумкин. Шу тоифага Фарбий Европа рифт тизими ва у билан бевосита боғланган Рейн тоғлари, Шварцвальд, Вогез, Марказий Француз массиви тепаликлари киради. Байкал рифт тизими таркибига унга ёндашган Байкалбўйи тепаликларини ҳам киритиш лозим. Кўплаб платформаларда рифтлар ҳосил бўлишдан аввал унинг чўкинди қопламаси ривожланади. Рифтогенез жараёнлари кечки архейдан бошлаб Ер тарихининг барча босқичларида намоён бўлган.

Рифт зоналарини ҳосил бўлиш сабаблари геодинамикада энг муҳим масалалардан ҳисобланади. Барча рифт тизимлари учун, спрединг зонаси каби, мантия диапирлари сифатида астеносферанинг кўтарилиши характерли ҳисобланади. Рифт шаклланиши ва ривожланишининг иккита усули — фаол ва суфт рифтогенез турлари ажратилади (6.1- расм).

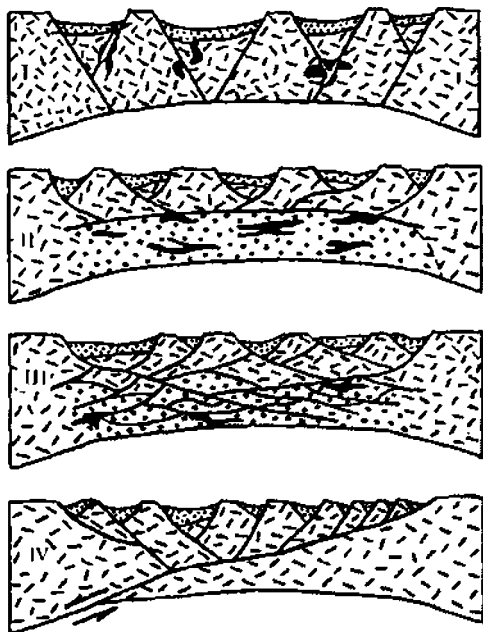
Рифтогенез жараёнлари чуқурликда пайдо бўлган астеносфера моддасининг юқорига кўтарилиши туфайли ҳосил бўлган гумбаздан бошланади. Бундай гумбазлар литосферани кўтаради ва суради. Бу ҳолда рифт зонасининг ўрни мантиядаги конвектив оқимлар кўтарилган жой билан белгиланади. Бундай вазият платформалар ичида ҳам, субдукция зоналари устида ҳам вужудга келиши мумкин. Субдукция зонасида чўқаётган плитанинг термик таъсири остида литосфера бирмунча чўзилади. Бундай зоналар қаторига аксарият рифт ботиқликлари киритилади. Бу ерда мантиянинг кўтарилиши туфайли Ер пўсти юпқаланади ва унинг ёрилишига олиб келади.

Пассив рифтогенез ҳам Ернинг ички қисмидаги жараёнлар билан боғлиқ. Лекин унинг ҳосил бўлишининг биринчи асосий сабаби — горизонтал чўзувчи кучланиш жараёнлари ҳисобланади ва улар литосферанинг умумий чўзилиши ва қалинлигининг камайишига олиб келади. Литосферанинг узилишида рифтогенез спрединг жараёнига ўтади. Чўзувчи кучланиш туфайли босим пасаяди (декомпрессия). Бу эса астеносферанинг қисман суюқланиши ва қовушқоқлигининг пасайишига олиб келади. Натижада мантияда адвектив ва конвектив оқимлар ҳосил бўлади. Пировардида чўзилиш зонаси устида рифтнинг кейинги кенгайиши ва унинг магматизмга ёрдамлашувчи чуқурлик механизми шаклланади. Пассив рифтогенез ўлкаларининг ўрни пойдеворнинг парчаланган ёки унга мойил зонасига тўғри келади. Масалан, Шимолий Атлантиканинг океан сифатида очилиши каледон бурмали ўлкасининг узилмалари кўп бўлган жойларида содир бўлган.

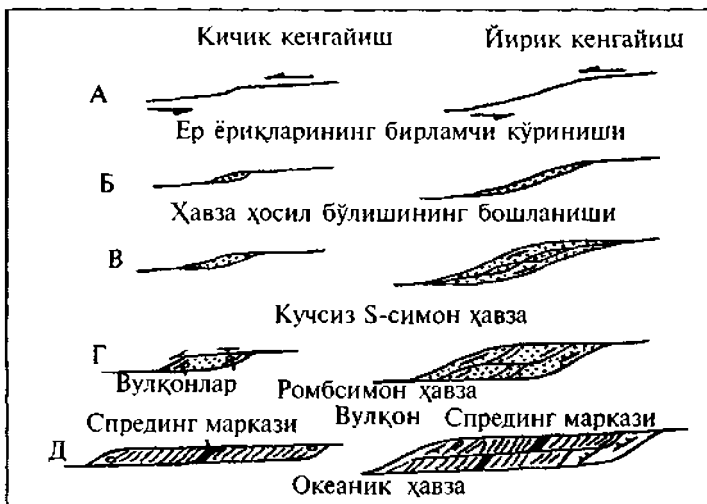
Силжима рифтлар рифтларнинг алоҳида гуруҳини ташкил этади. Улар суриляётган литосфера бўлаклари орасидаги чегара бўйича йирик силжималар бўйлаб шаклланади. Силжима йўналиши ва уларнинг эгри-бугри шакли ўзгариши туфайли маҳаллий чўзилиш ва сиқилиш зоналари юзага келади. Уларнинг кейингилари pull-арағ туридаги силжима рифт ботиқликларининг ҳосил бўлиши билан боғлиқ. Декомпрессия туфайли уларнинг остида «рифт болиши» пайдо бўлади.



6.1- расм. Рифтогенезнинг фаол (А) ва суфт (Б) модели схемаси (М. Wilson). 1 — қитъа Ер пўсти, 2 — мантия, 3 — мантия плюми.



6.2- расм. Қитъа рифтогенези модели (Р. Алмеддингер ва б.). I — симметрик горстлар ва грабенларнинг мумтоз модели; II — Р. Смит модели ва бошқа мўрт ярус билан пластик деформация яруси орасидаги субгоризонтал узилишлар; III — У. Гамильтон модели ва бошқа линзасимон характерли деформациялар; IV — паст нишаблиқдаги узилма асосидаги симметрик деформацияни кўзда тутувчи Б. Вернике модели.



6.3- расм. Ер ёриқлари орасидаги қисқа ва катта масофалар учун силжималар бўйлаб жойлашган (пул-апарт) тўзилиш ҳавзаларининг модели (Р. Mann, M. R. Hempton, D. C. Bradley, K. Burke). А — нопараллел, узлукли, қопламасиз чап томонлама силжималар охирида ҳавзаларнинг пайдо бўлиши; Б ва В — кучсиз S - симон, ер ёриқларининг диагонал кесилган зонасида очилади; Г — ер ёриғи бўйича горизонтал сурилишининг ошиб бориши туфайли ромбсимон ҳавза шаклланади ва унинг ёнбағирларида кўчкилар ривожланади, кенлиги узунлигига синхрон равишда ошади, ер ёриғи бўйича қопланиши сезиларли; Д — ўнлаб миллион йиллар ўтгандан сўнг қисқа спредиинг марказига эга тор субокеан ҳавзаси ҳосил бўлади.

Буге салбий гравиметрик аномалияси ва унга йўлдош бўлган рифт ботикликларининг маҳаллий минимуми, рифт зонаси остидаги мантияда сейсмик тўлқинлар тезлигининг кескин пасайиши, иссиқлик оқимининг юқори қиймати, юқори электр ўтказувчанлик, зилзила ўчоқларининг ер пўстидан ташқарига чиқмайдиган, катта бўлмаган чуқурлиги қитъа рифт ҳудудларининг муҳим белгилари саналади. Бу белгиларнинг барчаси рифт зонаси остида аномал, қобиқ ва мантия аралашмаси деб номланувчи қизиган мантия ёки рифт „болиши“нинг вужудга келишини кўрсатади.

Бу маълумотлар рифтлардаги юқори мантия бир қатор хусусиятларга эга эканлигини кўрсатади. Уларнинг орасида муҳимлари юқори иссиқлик оқими, Буге салбий аномалияси, бўйлама тўлқинлар тезлигининг пасайиши ва юқори электр ўтказувчанлик ҳисобланади. Бу хусусиятлар рифт остидаги мантия моддасининг қисман суюқланганлигидан далолат беради. Шунинг учун ҳам рифтогенез ўзига хос магматизм ва вулканизм жараёнлари билан бирга намоён бўлади.

Магматик жинсларнинг ранг-баранглигига қарамасдан, жинсларнинг ишқорийлиги уларнинг умумий хусусияти ҳисобланади. Рифт вилоятлари учун контраст (базальт-риолит) магматик формациялар мансуб. Контраст магматик формациялар, одатда, ишқорли оливинли базальтлар, трахитлар ва фонолитлар ҳамда риолитлар, лейцититлар ва фонолитлардан иборат. Калийли жинслар турлари орасида лейцититли базальтлар кўпчиликни ташкил этади. Магмогенерациянинг чуқур манбалари билан ишқорли ультрабазитлар ва уларга йўлдош бўлган карбонатитлар боғлиқ.

Магматик жинсларнинг бундай туркуми аномал мантияда ҳам, Ер пўстининг турли чуқурликларида ҳам магма ҳосил қилувчи ўчоқларнинг ҳар хил сатҳларда жойлашганлигини билдиради. Мантия манбалари ҳақида тоғ жинсларининг юқори ишқорийлиги ва уларнинг орасида ультрамафитлар, карбонатитлар ва оливинли базальтлар мавжудлиги далолат беради. Ўрта ва нордон таркибли тоғ жинслар магматик жараёнларда Ер пўсти ҳам қатнашганини кўрсатади. Шунинг учун ҳам қитъалардаги рифт вилоятлари рельефнинг парчаланганлиги, юқори сейсмиклиги ва вулканизми билан ажралиб туради.

Платформаларнинг рифтогенез вилоятига айланиш кетма-кетлиги қуйидагича кечади.

Рифтдан олдинги босқич. Бу босқич қизиш зонасининг пайдо бўлиши ва мантия зичлигининг пасайишидан бошланади. Бу вақтда мантиядан кўтарилаётган плюм устида литосферанинг термик кенгайиши орқали вужудга келган ҳудуднинг умумий кўтарилиши содир бўлади. Фаолланиш зонаси

геоморфологик жиҳатдан ҳали аниқ ифодаланмаган, магматизми эса тарқоқ жойлашган ва ишқорийлиги юқори асосли қатордаги магматик жинслардан иборат бўлади.

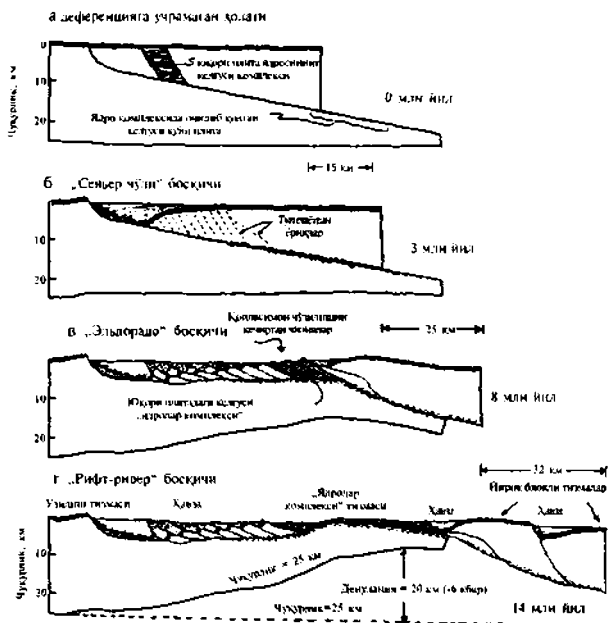
Асосий рифт босқичи ҳосил бўлган гумбазларнинг нураши ва нормал узилмалар билан чегараланган ва тез чўкаётган ботиқлар (авлакогенлар ва грабенлар) ҳосил бўлиши билан ажралиб туради. Олдин катта ҳудудларни эгаллаган чўзилиш кучланиши аста-секин рифт ботиғлигида тўпланади. Вулканизмнинг дастлабки даврларида рифт майдони бўйлаб ишқорли оливинли базальтлар ҳосил бўлади.

Рифтдан кейинги босқич. Аномал қизиган мантиянинг совишига, рифт ботиқлари ва авлакогеннинг сиқилиши, ундаги чўкинди жинслар бурмаланишга ва умумий инверсияга олиб келади. Рифтлар литосферасининг кейинги термик совиши, унинг устида платформа ботиқлиги — синеклизаларнинг шаклланишига имкон яратади.

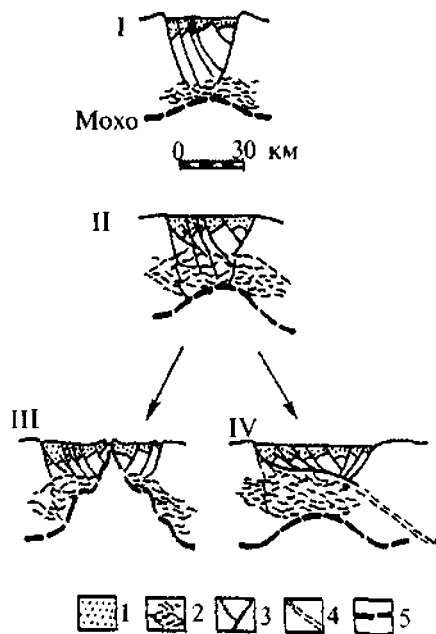
Рифтогенез жараёни ер ёриқларининг мураккаб тизимини юзага келтиради (6.2-расм). Қитъа рифтларнинг мумтоз модели рифт гумбазининг горизонтал чўзилиши ва ёриқлар билан чегараланган грабенлар ҳақидаги тушунчага асосланган. Кейинчалик Ер пўстининг устки қисмидаги бундай мўрт деформациялар билан бир қаторда, чўзилиш давомида тоғ жинсларининг реологик хоссалари ўзгариши натижасида Ер ёриқларини листрик структураларга айланиши исботланган. Чўзиш кучланиши таъсирида Ер пўсти аста-секин юпқаланиб боради. Бундай симметрик рифт тизимлари қаторида осма қаноти паст нишабликдаги сурилиш юзаси бўйлаб сурилган узилмали структуралар туфайли вужудга келган асимметрик рифт тепаликлари ҳам маълум. Узилманинг сурилиш юзаси бўйлаб динамометаморфизм ривожланади, ер юзасига пўстининг метаморфик жинслари чиқиб қолиши мумкин. Бунда кўтарилган қанот одатда фаол вулканизм маҳсулотлари билан қопланади.

Грабен туридаги ботиқларнинг алоҳида тоифасини силжима ҳавзалар ташкил этади. Улар трансформ (кўндаланг) ёки силжима ер ёриқлари бўйлаб литосфера плиталари ёки бўлақларининг бир-бирига нисбатан силжиши натижасида ҳосил бўлади. Плиталарнинг сурилиши давомида силжималар орасида чўзувчи ва сиқувчи кучланишлар алмашуви содир бўлган жойлар вужудга келади. Уларнинг биринчиси билан рифтсимон ботиқликлар, иккинчиси билан эса тепаликлар ҳосил бўлиши боғлиқ. Ер пўстининг чўзилиш миқёсига боғлиқ ҳолда улар пул-апарт туридаги ботиқликлар номини олган типик континентлардан тортиб, то океан ҳавзаларининг кетма-кет қаторини ташкил этади (6.3- расм).

Рифт тизимлардаги магматик жараёнлар барча ҳолларда базальтларнинг ер юзасига чиқишини таъминловчи каналларнинг мавжуд-



6.4- расм. Рифт тизимининг чўзилиш модели (Б. Вернике бўйича). Чўкмаларнинг шаклланиш кетма-кетлигини ва қуйи пўстлоқнинг метаморфик комплексининг юзага чиқишини акс эттиради.



6.5- расм. Чўзилиш шароитларида рифтлар структурасининг ривожланиш вариантлари (С.К. Morley). 1—синрифт ётқизиқлари—пастки пўстлоқда латерал оқиш вилоятлари, 2—узилмалар, 3—4—паст нишабликдаги чуқурлик узилмаси, 5—М чегараси; I—пастки пўстлоқда кам ўлчамдаги чўзилиш ва оқиш шароитларида оддий рифт ботиқлиги; II—мураккаб чўзилиш, чекка ер ёриқларидан бирининг туташи ва унинг пастки пўстлоқда узилмага айланиши; III—IV—пўстлоқнинг бутунлай узилишига ва океан спрединги (III) ёки паст нишабликдаги узилманинг янада ривожланиши ва пастки пўстлоқда интенсив оқиш шароитида асосий чўзининг пастки пўстлоқда сурилиши (IV).

лиги билан ва литосферага мантия астенолитининг (плюм) яқинлашиб келиши билан таъминланади. Пассив рифтогенез вилоятлар магматизми ҳам магманинг ер юзасига чиқиши билан боғлиқ. Бунда магмани олиб чикувчи каналлар ҳосил бўлиши мумкин. Магмани ҳосил қилувчи ўчоқларнинг декомпрессия хусусиятлари вужудга келишида қўшимча омил бўлади (6.4-, 6.5- расм).

6.2. Спрединг

Спрединг (кенгайиш) — бу литосфера плиталарининг дивергент чегаралар бўйлаб янги океан пўстининг шаклланишига олиб келувчи жараён. Спрединг ҳудуди мантиядан юқорига кўтарилаётган конвектив оқимларнинг ер юзасига чиқиш жойига тўғри келади ва ўрта океан тизмасининг сайёравий тизими тутиб турган ўрнини белгилайди. Спрединг ёйорти денгизларида ҳам ривожланиши мумкин.

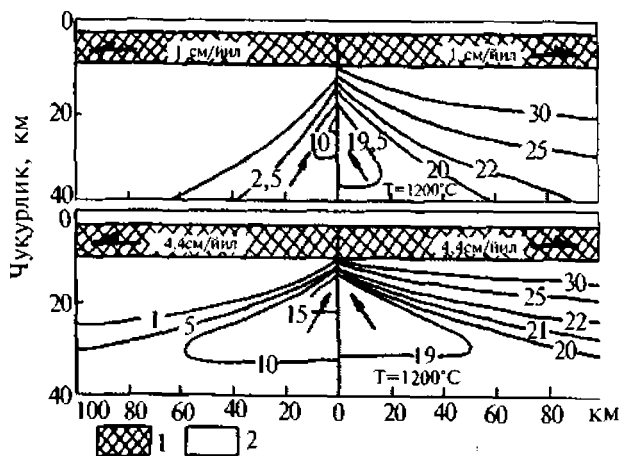
Океан пўстининг шаклланиш механизмлари ҳақидаги ҳозирги тасаввур ва тушунчалар Ер пўстининг иккинчи („базальт“) қатламини ўрганишга асосланган. Бу қатламнинг устки қисми базальтлардан, остки қисми эса параллел долерит дайкаларидан иборат. Океан тубидаги магнит аномалияларининг тузилишини ўрганиш, базальтларнинг мутлақ ёшини аниқлаш литосфера плиталари спрединги тезлигини аниқлаш имконини берди (5.4,5.5- расм). Бу икки параметрни ўрганиш геодинамик қайта тиклашда жуда муҳим ўрин эгаллайди. Бунда иссиқлик оқимининг миқдори, гравитацион майдон, сейсмиклик, магматик жинсларнинг кимёвий таркиби ва бошқа бир қатор мезонлар ҳам ҳисобга олинади.

Спрединг ҳудудида мантия моддасининг қисман суюқланиши, магмани хоссаларининг ўзгариши кузатилади. Қисман суюқланиш даражаси билан аномал мантиянинг ҳарорати ва океан тубининг кенгайиши орасида маълум алоқалар мавжуд (6.6- расм).

Аномал мантиядаги базальт магмани кенгайётган плиталар орасига етказиб беради ва шу орқали янги ҳосил бўлган океан пўстини шакллантиради. Плиталар бир-биридан узоқлашган сари магматик ўчоғлар аномал мантиянинг юқорига кўтарилиувчи конвектив оқимларидан узоқлашади ва совийди. Шу тариқа янги океан пўсти шаклланади.

Ўрта океан тизмалари кўндаланг трансформ ер ёриқлари билан кесилган ва бу тизмани бир неча сегментларга ажратган. Океан пўстини кенгайиш ҳолати доимий эмас, фақат спрединг ўқларининг умумий йўналиши сақланган ҳолдагина уларнинг латерал йўналишда ўзгариши кузатилади. Спрединг зонасининг ўз фаолиятини тўхтатиши ва янгисининг вужудга келиши, конвектив оқимлар фаоллигини ўзгарганлигидан далолат беради.

Спрединг зоналарининг тузилиши палеогеодинамик қайта тиклашда магматик жинсларни ўрганиш алоҳида аҳамиятга эга. Магматик тоғ жинсларининг таркиби бошқа геодинамик шароитлардаги жинслар таркибидан анча фарқ қилади. Адабиётларда улар MORB ёки COX (срединно-океанический хребет) туридаги базальтоидлар номини олган. Улар учун ҳаракатчан (нокогерент) элементлар, айниқса, калийнинг танқислиги



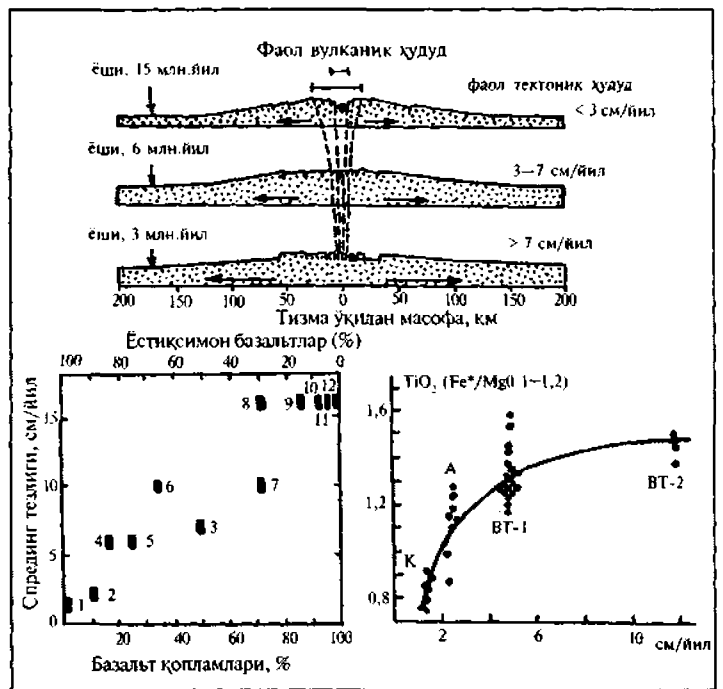
6.6- расм. Ўрта океан тизмаси зонасидаги ҳарорат ва спрединг тезлигига аномал мантиянинг суюқланиш даражасининг таъсири (B.T.R.Lewis). 1 — океан пўсти, 2 — мантия. Расмнинг чап қисмида мантиянинг қисман суюқланиши (%), ўнгда — мантия жинслари қовушқоқлигининг ўзгариш даражаси кўрсатилган, (25 рақами 10²³ дПа/с қовушқоқликка мос келади).

характерли бўлиб, у нисбатан катта бўлмаган чуқурликларда деглетлашган мантиянинг қисман эришини кўрсатади. Мантиянинг юқори даражада эриши ҳақида темир гуруҳидаги (Fe, Ti) элементларнинг миқдори ҳам далолат беради. Хусусан, уларнинг миқдори бўйича спрединг тезлиги баҳоланади.

Спрединг тезлиги нафақат ўрта океан тизмаларининг ташқи кўринишида ва кенгайиш зонасига келиб тушаётган базальт суюқлиги миқдорида, балки базальт магмасининг дифференциацияси хусусиятларида ҳам акс этади. Спрединг нисбатан паст тезликда кечса — унинг дифференциация даражаси ошади. Ўрта океан тизмаларининг бу соҳада икки тури ажратилади. Юқори тезликли спредингга мисол бўлиб Шарқий Тинч океани баландликлари, паст тезликдагисига — Ўрта Атлантика киради. Спредингнинг паст тезлигида океан тубида ёстиқсимон лавалар (пиллоу-лавалар) шаклланади, катта тезлигида эса афир платобазальтлар ҳосил бўлади (6.7- расм).

Спрединг океан литосфера плиталарининг ҳосил бўлиш жараёни бошланишини билдиради.

6.7- расм. Ўрта океан тизмаси рельефи, базальтли лавалар шакли ва уларнинг кимёвий таркибининг спрединг тезлигига боғлиқлиги (Р.Экинъян). I—III — турли спрединг тезлигига эга ўрта океан тизмасининг профили, I — паст тезликли Ўрта Атлантика тизмаси, II—III — юқори тезликли Шарқий Тинч океани тепалиги. Ёстиқди лавалар ва базальтли қопламаларнинг фойзли нисбати (E. Bonatti, C. Harrison): 1 — Қизил денгиз, 2 — Ўрта Атлантика тизмаси, 3 — Галапагос рифти, 4—12 — Шарқий Тинч океани тепалиги. Титан оксиди миқдорининг ўзгариши спрединг тезлигига боғлиқлиги (В.В.Матвиенков): К — Қизил денгиз, А — Ўрта Атлантика тизмаси, ВТ-1, ВТ-2 — 21° ш.к. ва 9° ш.к. даги Шарқий Тинч океани тепалиги.



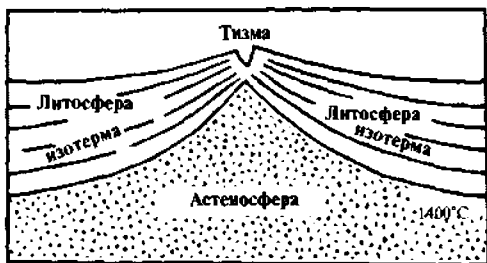
Ўрта океан тизмалари тагидаги литосферанинг қалинлиги доимий эмас. Рифт водийлари марказида у минимал ва астеносфера деярли ер юзасига чиқади. Тизмадан узоқлашган сари, унинг совиши туфайли литосферанинг қалинлиги ошиб боради.

Тизманинг марказий қисмида магма ҳосил қилувчи ўчоқлар 10—15 м дан 2—3 км гача чуқурликларда жойлашган бўлади. Океан пўсти кесмасини ташкил этувчи оқиб чиққан базальтларда дайка комплекси, магматик габбродлар ичига океан сувлари кириши мумкин. Океан пўстининг барча қатлам жинслари сезиларли даражада сувга тўйинган бўлади. Гидратация жараёнлари 10—11% гача боғланган сувга эга бўлган серпентинитларнинг ҳосил бўлишига олиб келади. Базальтларда ва океан чўқиндиларида ҳам сув бўлади. Унинг конвергенция зонасида кейинги дегидратацияда ажраладиган сув субдукция зоналарида ҳосил бўладиган турли магмаларнинг шаклланишида алоҳида аҳамиятга эга.

6.3. Океанлардаги абиссал текисликлар шароити

Океанлар майдонининг 80% дан ортигини унинг туби (абиссал, чуқур қисми) ташкил этади. Уларнинг 77% и 3000—6000 м чуқурликка тўғри келади. Океан ҳавзалари барча томондан қитъалар ёнбағри билан чегараланган чуқур ботиқликни ташкил этади. Океан тубининг майдонида океан туридаги пўст ривожланган. Уни ўраб турувчи қитъалар тузилиши океанларнинг ҳеч бир жойида кузатилмади. Улар қитъа ёнбағриларидаёқ тугайди.

Океанлар туби унга келтириладиган маҳсулотлар билан тўлмаган, чўкаётган ботиқликдан иборат. Океан ҳавзасининг катта чуқурлиги айнан шу билан тушунтирилади. Ўрта океан тизмасидан узоқлашган сари литосферанинг совиши океанлар тубини чўкишининг бош сабаби ҳисобланади. Астеносферанинг совиш жараёнида литосферанинг пастки қисмида базальт магмаси кристалланади. Ҳосил бўлган ўта асосли жинслар (перидотитлар, айниқса, гарцбургитлар) литосферани пастдан ўстириб боради. Океан марказидаги тизмалардан узоқлашган сари литосферанинг қалинлиги ошиб боради ва уни аста-секин изостатик чўкишга олиб келади (6.8- расм).

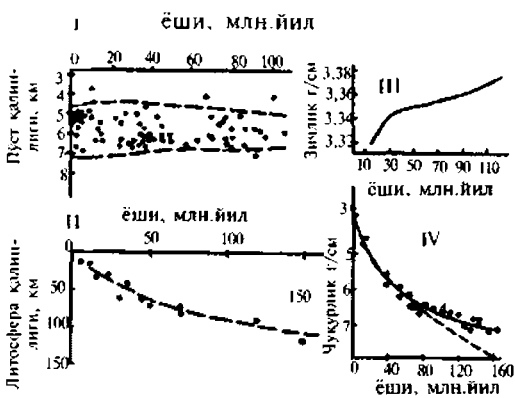


6.8-расм. Ўрта океан тизмасидан узоқлашган сари литосферанинг термик ҳолати ўзгариши.

Ўрта океан тизмасидан ён томонларга қараб литосфера қалинлиги ва зичлигининг ошиб бориши унинг чўкишига сабаб бўлади (6.9- расм).

Текисланган океан текисликларининг тузилишида турли сувости вулқон тизмалари, якка ороллар ва тепаликлар— платолар катта аҳамиятга эга. Уларнинг ҳосил бўлиши ер юзасига базальт лаваларини етказиб берувчи плюмлар фаолияти билан боғлиқ. Бу базальтларнинг таркибида K₂O ва Na₂O миқдори кўпроқ бўлади.

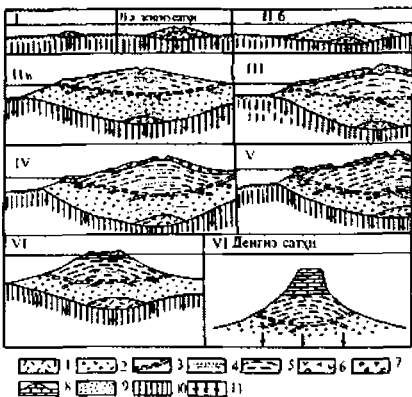
Тинч океанидаги Император-Гавай ва Ҳинд океанидаги Шарқий Ҳинд тизмасида кетма-кет жойлашган вулқонлар тизими мавжуд. Уларнинг ҳосил бўлишига плюмлар устидан ўтаётган литосфера плиталарининг қизиши ва эриши сабаб



6.9-расм. Океан пўстининг қалинлиги, зичлиги ва ёшига қараб унинг чуқурлигининг ўзгариши. I — литосфера ривожланишининг барча даврларида Ер пўсти қалинлигининг сақланиши (Дж.Мак-Клейн, К.Атгалах); II— III—литосфера қалинлиги (II) ва зичлигининг (III) пўстлоқ ёшига боғлиқ ҳолда ўзгариши (И.Сакс); IV — литосфера ётиш чуқурлигининг ёшига боғлиқ ҳолда ўзгариши (Дж. Слейтер, К. Тепскотт).

спрединг вақтида қитъаларнинг парчаланиши билан боғлиқ. Спрединг ўқининг океан марказий қисмига кўчиши океан пўстига ёпишган микроқитъаларнинг вужудга келишига ёрдам берган. Улар пўстининг кесмаси худди қитъаларга ўхшайди. Уларга Африкадан ажралган Мадагаскар ёки Шимолий Америка континентидан ажралган Рокол платоси мисол бўлади.

Вулқон тизмалари ҳаракатланувчи плиталар билан субдукция зонасига тушишида тепаликлар ва сиқилган шаклдаги ботиқликларни ҳосил қилади. Бунга мисол қилиб Курил-Камчатка ва Алеут новлари туташув бурчагининг ҳосил бўлишини кўрсатса бўлади. Коллизион бурмали минтақаларнинг мураккаб тузилиши микроконтинентлар мавжудлиги билан тушунтирилади. Бир-бирига қараб ҳаракатланувчи плиталар орасидаги конвергент чегарага яқинлашишда вулқон тепаликлари ва микроконтинентлар субдукцион жараёнга тўсқинлик қилиши ва ютувчи зонани океан ичига қараб силжитиши мумкин.



6.10- расм. Океандаги вулқон ороллари эволюцияси („Volcanism in Hawaii“ бўйича, қўшимчалар билан). I — сувости босқичи, II — вулқон оролининг ўсишидаги турли босқичлар (IIa, б — вулқон қурилмасининг ўсиши ва унинг ер юзасига чиқиши, II в — кальдера тепалигининг ҳосил бўлиши), III — лава оқмалари ва вулқон чангидан иборат бўлган босқич, IV—V — вулканизмнинг сусайиши ва ороллари эрозиядан сўнг текисланиши, риф қуйқаларининг шакллана бошлаши, VI — чўкиш босқичи ва атоллларнинг ҳосил бўлиши; VII — гийотага айланиш; 1 — дастлабки босқич ишқорли лавалари, 2 — толеитли пиллоулавалар, 3 — сувости босқичи маҳсулотлари, 4 — қадимий кальдеранинг кўмилиши, 5 — толеитли базальтлар, 6—7 — тўпланиш босқичи лава ва пирокластик жинслари, 8 — маржон рифлар, 9 — пелагик океан чўкиндилар, 10 — океан пўсти, 11 — чўкиш йўналиши.

6.4. Субдукция

Субдукция — океан Ер пўстининг қитъалар тагига аста-секин кириб бориши ёки сўрилиши. Субдукция — литосфера плиталарининг конвергент чегаралари бўйлаб ниҳоятда кенг ривожланган геодинамик жараён. Конвергенция худуди сурилиб келаётган океан литосфераси пастга қараб эгилади ва Беньоф юзаси бўйлаб қитъа тагига кириб боради. Субдукциянинг натижаси сифатида океан литосферасининг мантия томонидан ютилиши, унинг қайта эриб, хилма-хил магматик эритмаларни ҳосил қилиши ҳисобланади. Ютилиш жараёнида океандан қитъага ўтадиган қитъаларнинг янги тури ҳосил бўлади.

Қитъаларнинг фаол чеккаларида муҳим тектоник элемент сифатида Беньоф зонаси ажратилади. Бу зона океан литосферасининг мантияга чўкувчи юзаси саналади. Сўрилиш зонаси бўйлаб вужудга келган кучланиш ўчоқлари сейсмофокал зонанинг умумий шаклини ва чўкаётган литосферанинг нишабини ифодаловчи зилзилалар шаклида кўринади. Нишаблик бурчаги турлича бўлиши мумкин. Одатда бу бурчак катталиги 10—35° оралиғида бўлади. 100 км чуқурликдан бошлаб қиялик ошиб боради ва деярли тик даражагача етиши мумкин.

Қитъа тагига чўкаётган литосфера нишабининг ўзгариш сабаби унинг қалинлиги ва сузувчанлик даражасига боғлиқ. Плитанинг чўкиши давомида нишаблик ошиб боради. Зичликнинг ўзгариши турли чуқурликларда литосфера минералларини дегидратацияси (сувсизланиши), габбронинг эклогитга айланиши туфайли содир бўлади ва бунда зичлик ўрта ҳисобда 20% га тенг. 300—350 км чуқурликдан кейин зичлик оливиннинг шпинелга айланиши билан боғлиқ, 650—670 км чуқурликларда одатда чўкаётган литосферанинг ҳаракат йўналиши нишаблиги кескин пасаяди, юқори ва қуйи мантиялар орасидаги чегара бўйича ҳаракатлана бошлайди. Аммо сейсмотомография маълумотлари бўйича субдукцияланувчи литосфера бу чегарани ёриб ўтиб, ядрога чўкиши мумкин.

Субдукция ҳудуди кўндаланг кесмасининг шакли ўзгариши кўплаб сабабларга боғлиқ. Хусусан, бунда чўкаётган плитанинг ёши катта аҳамиятга эга. Литосфера қанча қари бўлса, чўкаётган плита шунча қалин ва оғир бўлади. Бу эса плитанинг катта нишаблик бўйлаб юқори тезликда чўкишини таъминлайди. Кичик қалинликдаги, нисбатан ёш литосфера маълум даражада сузувчанликка эга бўлади ва шунинг учун ҳам унинг чўкиши паст нишабликдаги юза бўйлаб амалга ошади. Литосферанинг чўкиш жараёнида оғирлашиб бориши кўшимча тортиш кучини юзага келтиради ва у астеносфера бўйича океан литосферасининг спрединг зонасидан тортиб то субдукция зонасигача силжишини таъминлайди.

Литосфера плиталарининг ўзаро тўқнашувида субдукция жараёнлари турли шаклда кечади ва бунда ҳосил бўлган геодинамик тузилмаларнинг хилма-хиллигини таъминлайди (6.11- расм).

Тўқнашувларнинг океан тури океан литосферасининг икки бўлагининг ўзаро таъсири туфайли содир бўлади. Бунда чуқур сув новлари, энсиматик ороллар ёйи ҳамда ёйолди ва ёйорти ҳавзалар каби тузилмалар шаклланади. Қитъа чети конвергенцияси океан ва қитъа литосфераларининг тўқнашуви натижасида турли шаклда намоён бўлади. Анд туридаги субдукция зонаси океан литосферасининг континент тагига нисбатан паст қиялик бўйлаб кириб бориши натижасида вужудга келади. Анд туридаги тўқнашув натижасида ороллар ёйи ҳосил бўлмайди. Субдукциянинг Фарбий Тинч океан тури мураккаброқ тузилишга эга ва океан ёки субокеан пўстлоққа эга бўлган чуқурсув нови, энсиматик ороллар ёйи, ёйолди ва ёйорти чекка ҳавзаларидан иборат.

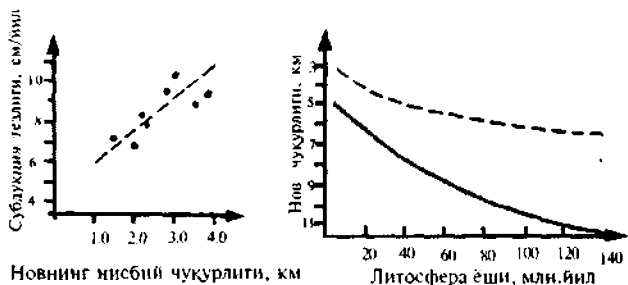
Бир-бирига қараб ҳаракатланаётган ва тўқнашаётган литосфера плиталарининг бевосита туташуви чуқур нов билан ифодаланган (6.12- расм).



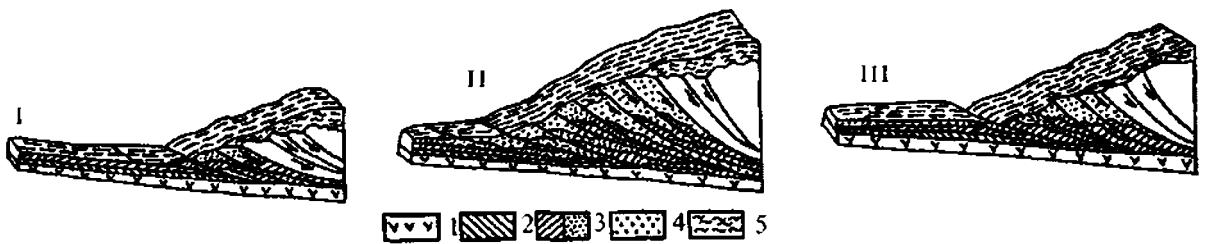
6.11- расм. Плиталар тўқнашувининг уч хил субдукцион модели. (D.W.Sholl, R.Huene, T.L.Vallier, D.J.Howell). А — океаничи тури; Б — қитъа-океан тўқнашуви тури; В — қитъа-қитъа тўқнашганда ҳосил бўлган ороген.

Бу тўқнашув чуқурлиги субдукция тезлигига, чўкаётган плиталарнинг оғирлиги, зичлиги ва ёшига боғлиқ.

Океан томондан ушбу нов эгилаётган литосферанинг кўтарилган тепаликлари билан ажралган. Нов асимметрик тузилишга эга: у океан томондан паст қияликдаги ёнбағир ва иккинчи томондан катта нишабликдаги ёнбағир, одатда ер



6.12- расм. Нов чуқурлигининг субдукция тезлигига ва субдукцияланувчи океан литосферасининг ёшига боғлиқлиги (К.Греле ва Ж.Дюбуа), узик чизиқлар — новлар ташқарисидаги океан чуқурлиги (Б. Парсонс ва Дж. Слейтер).



6.13-расм. Чўкаётган литосферанинг чўкинди қатламини қириб олиш ва деформация туфайли юзага келувчи аккрецион понанинг тузилиши ва ривожланиши (Д.Р.Сили, П.В.Вейл, Дж.Дж.Уолтон). 1—базальтли пўстлоқ, 2—пелагик иллар, 3—юпқа дистал турбидитларнинг турлари, 4—қумли проксимал турбидитлар, 5—континентал ёнбағир ётқиқиқлари.

ёриқлари билан бирга учрайдиган осилиб турувчи литосфера плитаси чеккаси билан чегараланган. Нов чуқурлиги ўзгарувчан. Энг катта чуқурлик Мариан новида (11022 м) кузатилади. Агар новга чўкинди моддалар ва пирокластик маҳсулотнинг катта ҳажми келтирилса, у чўкиндилик билан бутунлай тўлиши ва шу туфайли рельефда аранг ифодаланган бўлиши мумкин.

Конвергент чегаранинг навбатдаги структуравий тури аккрецион понадан (призмдан) иборат (6.13- расм).

Сурилиб келаётган литосферанинг ташқи қисмида бурмаланган ёнбағир ва океан туби ётқиқиқларининг комплекси шаклланади. Унинг кенлиги бир неча ўнлаб километрдан то 200—300 км гача ўзгариши мумкин. Аккрецион понанинг қалинлиги ҳам ўзгаради ва у субдукцияланувчи литосферанинг чўкинди қопламаси тўлиқ сидирилиб олинганда 10—20 км гача боради.

Аккрецион понанинг шаклланиши субдукция жараёни кечишининг ягона тури эмас. Кўп ҳолларда океан чўкинди қопламасининг катта қисми субдукция жараёнларида иштирок этади. Бундан ташқари, океан плитаси ютилиши давомида сурилиб келаётган литосферанинг қуйи қисми ҳам сурилиш жараёнига жалб этилади. Бу жараён „тектоник ёки субдукцион эрозия“ номини олган.

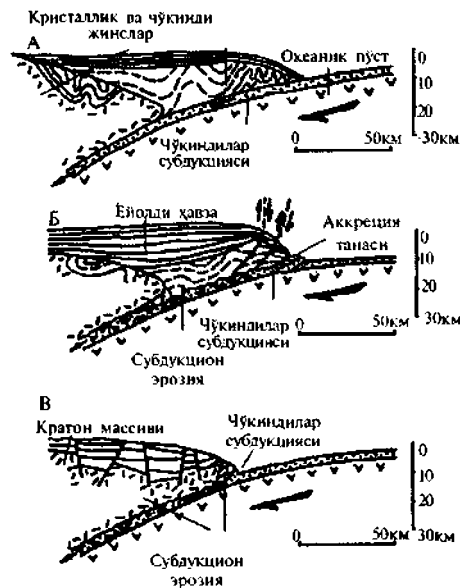
Субдукцион эрозия давомида тўпланган тоғ жинсларининг кўчирилиши ва сиал пўстининг магма ҳосил бўладиган катта чуқурликкача етказилиши, андезитли вулканизм ва плутонизм сабабларини тушунтиради (6.14- расм).

Субдукцион жараёнлар давомида вулқон жинсларининг кимёвий таркиби ўзгаради, масалан, сиалик жинсларининг магма ҳосил бўлиш жараёнига жалб этилишини кўрсатувчи $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нисбати ўсади ва K_2O миқдори ошади.

Магматик жараёнлар, биринчи навбатда, вулканизм, субдукция зонасидаги геодинамик жараёнларнинг хилма-хиллигини исботлайди. Қитъаларнинг фаол четларидаги вулканизмни ўрганиш плиталар тўқнашуви механизмини чуқур ёритиб бериш ва талқин қилиш имконини беради.

Океан чеккалари зоналарининг қитъа билан чегаралари бўйлаб чуқур новлар мавжудлиги ва улардаги вулканизм анча илгари маълум эди. Улар қаторига Тинч океани чеккаларидаги „оловли“ ёки „андезитли“ ҳалқа киради. Г. Штилле биринчилар қаторида Тинч океани ҳалқасидаги андезитли вулканизмни океан пўстининг мантияга кириб бориш жараёнида суоқланиши орқали вужудга келган, деган тахминни илгари сурган. Бунга магматизм фронти кенлиги ва магматик жинслар таркибининг ўзгариши асос бўлган.

Магма ҳосил қилувчи ўчоқларнинг тутган ўрни сейсмофокал юза, аниқроғи, зилзилаларнинг ўчоқлари қайд этилган қисми билан боғлиқлиги аниқланди. Сейсмофокал зонанинг чуқурлиги 80 дан 350 км гача тенг. Унинг устида ҳаракатдаги вулқонлар жойлашган ва асосан, 100—200 км чуқурликда вулқонларнинг



6.14-расм. Чўкиндиликлар субдукцияси ва субдукцион эрозия модели (D.W.Sholl, R.Huene, T.L.Vallier, D.G.Howell). А — океан ётқиқиқларининг субдукцияси; Б — океан ётқиқиқларининг субдукцияси ва сурилиб келаётган плитанинг субдукцион эрозияси; В — субдукцион эрозиянинг сурилган стадияси, отқинди ва метаморфик жинслар новнинг ички деворида очилиб қолган.

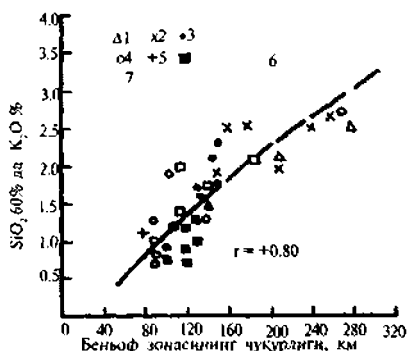
ўчоқлари жойлашган. Демак, сейсмофокал зонада литосфера ўзининг баъзи бир хусусиятларини қизиш ва қисман, эриш ҳисобига ўзгартиради. Ҳосил бўлган ва юқорига интилган магматик суюқлик ва флюидлар ўзининг ҳаракат йўлида фокал зонанинг устида литосфера ва ер пўстининг турли чуқурликларида иккиламчи магма ўчоқларини шакллантиради. Натижада бу жараён магматик жинслар таркибида ўз аксини топади. Вулқон маҳсулотлари таркибининг хилма-хил бўлиши бежиз эмас. Бироқ уларнинг орасида андезитли лавалар етакчи аҳамиятга эга.

Субдукция зонасининг қиялиги бу зона устидаги вулканизм маҳсулотларини баъзи бир хусусиятларини аниқлаб беради (6.15- расм).

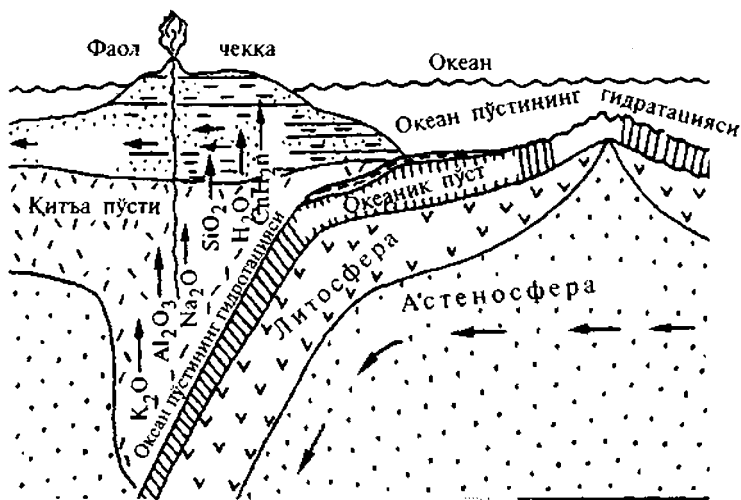
Х. Кунонинг фикрига кўра, литосфера чўкиши давомида вулқон жинслар таркиби қонуний равишда ўзгаради. Масалан, новлар атрофида толеит сериясидаги жинслар (толеитли базальт-темирли дацит) кўпчиликни ташкил этади. Уларни кальций-ишқорли серия (юқори глиноземли базальт-риолитлар) жинслари алмаштиради. Ниҳоят, вулқон минтақасининг ички қисмида шошонит серияси (шошонитли базальт—трахит) жинслари кўпчиликни ташкил этади.

Магматик жинсларнинг кимёвий таркиби субдукция жараёнлари билан боғлиқлиги анчадан бери маълум. Океан литосферасининг устида ҳосил бўлган энсиматик ороллар ёйида вулқон жинслар қатори толеитли базальтлар ва бонинитлардан иборат. Улар ўз таркибида магнетит кўплиги ва титаннинг камлиги билан ажралиб туради. Уларни кальций-ишқорли ва субишқорли шошонитли магматизм алмаштиради. Энсиалик ороллар ёйидаги магматик жинслар орасида базальтлар қатнашмаслиги мумкин, вулқон жинслари орасида андезитлар ва бошқа нордон турлар ҳукмронлик қилади. Уларнинг шаклланишида континентал қобикнинг иштироки яққол кўзга ташланади.

Субдукция зоналарининг қўндаланг кесмасида магматик серияларнинг кимёвий кўрсаткичлари ўзгариши палеогеодинамик қайта тиклашда кенг қўлланилади. Бунга мисол қилиб, субдукция зонасининг қиялиги билан калий миқдорининг боғлиқлигини кўрсатиш мумкин (6.16- расм).

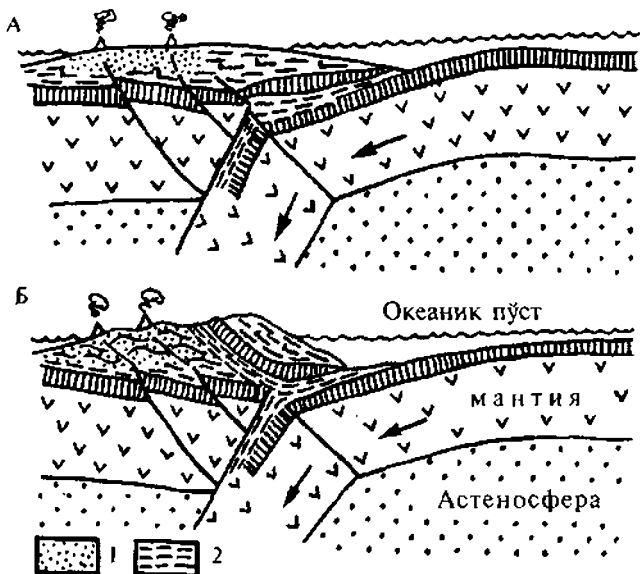


6.16-расм. Вулқонлар остидаги (Беньоф зонасида) зилзилалар чуқурлигига андезитлардаги K_2O миқдорининг боғлиқлиги. 1 — Янги Зеландия—Тонга; 2 — Индонезия; 3 — Япония; 4 — Курил-Камчатка ёйи; 5 — Аляска; 6 — Кичик Антил ороллари; 7 — Марказий Америка.



6.15-расм. Субдукция зонаси ва ороллар ёйи майдонида магматизмнинг кимёвий ихтисослашуви модели (О.Г.Сорохтин).

Субдукция ҳудудидаги магматик жараёнларнинг бўйлама ўзгарувчанлиги чўкаётган литосферанинг термобарик шароитлари ўзгаришини акс эттиради ва ўз ифодасини нафақат магма таркиби, флюид ва гидротермаларда, балки метаморфизм зоналлигида ҳам топган. А. Мясиро субдукция жуфт метаморфик минтақаларни келтириб чиқаришини аниқлаган. Чуқур новлар яқинида субдукцияланаётган плита юқори босим — паст ҳароратдаги метаморфизмни (субдукцияга жалб этилган базальтлар ва океан чўкиндиларининг глаукофан-сланецли метаморфизми) ўз бошидан кечиради. Бу метаморфизм шароитлари горизонтал йўналишда ўзгаради. Вулқон ёйлари тагида, флюидлар ва магмаларнинг кўтарилиши туфайли, литосферанинг осма қанот жинслари паст босимли ва юқори ҳароратли метаморфизм таъсирига учрайди. Паст босимли метаморфизм минтақани гранит плутонизми ва андезит вулканизми ҳудудлари сифатида қараш мумкин (6.17-расм).



6.17-расм. Ороллар ёйида офиолит қопламалари ва метаморфизмнинг жуфт қамбарлари ҳосил бўлиши (О.Г.Сорохтин). 1 — ороллар ёйининг юқори ҳарорат ва паст босимли метаморфизм вилояти, 2 — глаукофанли сланецлар — юқори босим паст ҳароратли метаморфизм маҳсулотлари; А — метаморфизмнинг жуфт минтақалари шаклланиши, Б—офиолит қопламаларининг обдукцияси.

6.5. Обдукция

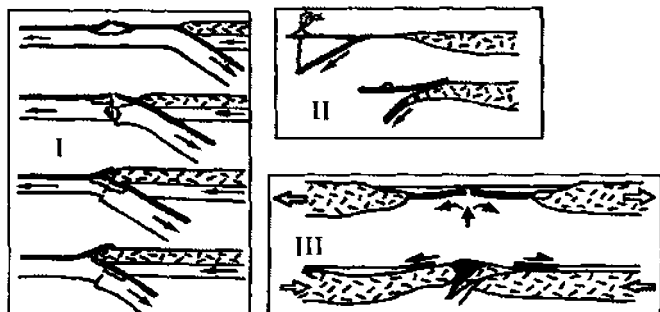
Субдукция жараёни натижасида океан литосферасининг формациялари, одатда, сақланиб қолмайди. Лекин кўпчилик бурмали ўлкаларда офиолит қатламларидан иборат бўлган океан ётқизиқларининг сақланиб қолган қисмлари кўпчиликка маълум. Улар қитъаларнинг фаол ёки суи четларида қопламалар шаклида бўлиши мумкин. Офиолит жинслар ва қатламларининг аллохтон тарзда ётиши океан литосфераси мантия томонидан ютилиши мумкин эмаслиги, аксинча, ер юзасига чиқарилиши ва океанга туташган қитъа устига сурилиб чиққанлигидан далолат беради.

Офиолит қатламларининг аллохтон тарзда ётиши, бошқа жинслар, қатламлар устига сурилиб чиқиши **обдукция** дейилади.

Кўп ҳолларда сурилиб келаётган плитанинг ороллар ёйи, террейн, майда континент ёки ўрта океан тизмаси билан тўқнашиши обдукция жараёнларига сабаб бўлади. Офиолит қопламалари шаклланишининг бир қанча вариантлари мавжуд (6.18- расм).

Океан тизмасининг қитъа билан тўқнашувида обдукция вазиятининг таҳлили чегара зонасида литосферанинг узилиши содир бўлишини ва унинг қитъа устига сурилишини кўрсатади. Бунда янги субдукция зонаси вужудга келади, континентал четда унинг устига сурилган океан литосферасининг бир қисми қолиб кетади. Кўп ҳолларда жараёнда қитъа ёнбағри ва шельф ётқизиқлари ҳам иштирок этади. Шарьяжлар натижасида ҳосил бўлган қатламлар юз ва ундан ортиқ километрларга чўзилиши мумкин. Ороллар ёйининг қитъа билан ёки ўзаро тўқнашувида ҳам шундай вазият сақланиб қолади.

Океан ҳавзаларининг ёпилишида обдукциядан аввал бир-бирига туташаётган қитъаларнинг умумий тўқнашуви бошланади. Улар бир-бирига яқинлашган сари океан ҳавзасининг ички қисми сиқила бошлайди.



6.18— расм. Обдукция шароитида офиолит қопламаларининг шаклланиш вазиятлари: I — фаол қитъа четининг ўрта океан тизмаси билан тўқнашуви (Н.Кристенсон, М.Сэлсбери); II — суи қитъанинг энзиматик ороллар ёйи билан тўқнашуви; III — қитъалар қўшилганда ва уларнинг чеккалари коллизиясида океан ҳавзасининг ёпилиши (Э.Мурс).

Бунда океан литосфераси бир ёки бир неча томонга шарьяжлар орқали сурилади. Сиқиб чиқарилган офиолит комплексининг массаси туташган ҳавзага қоплама шаклида сурилиб тушади. Сурилиб келаётган плита fronti бўйлаб олиостромлар, олистолитлар ва олистоплактлар шаклланади. Ёйорти ҳавзаларининг коллизиясида обдукцияни тектоник меланж ҳосил бўлиш билан кечадиган боттиқнинг тўлиқ эзилиши алмаштириши мумкин.

Қитъа четлари кўндаланг кесмасида офиолит серияларининг пайдо бўлиши субдукцион жараённинг умумий йўналиши бузилганлигидан далолат беради ва қитъа чети ёки қитъалараро коллизиянинг бошланишини акс эттиради.

Обдукцияга нисбатан ёш, кам зичликка эга бўлган ва ҳали совиб улгурмаган литосфера жалб этилиши диққатни тортади. Эҳтимол, бундай изостатик хусусиятлар унинг юқори гипсометрик ўрнини белгилаган. Буни, албатта, обдукциянинг муҳим шартларидан бири деб ҳисоблаш лозим.

Офиолит комплексларнинг обдукцияланган уюмлари одатда қалинлиги 10 км гача борадиган бутун пўстлоқ ва мантия таркибида океан литосферасининг фақат устки қисмидагина қатнашади, яъни литосфера устки қисмининг ажралиши амалга ошади. Унинг қолган перидотитли қисми мантияга чўкишини давом эттиради. Обдукция глаукофан метаморфизми шаклидаги динамотермал таъсир билан бирга кечади (6.17-расм, Б).

Р. Колман ҳисоби бўйича фанерозойнинг барча обдукцияланган офиолитларининг майдони ҳозирги замон океанлари майдонининг 0,001% ни ташкил этади. Бундан океан пўсти субдукция жараёнида тўлалигича ютилади, офиолит қопламаларининг шаклланишини фақат бу жараённинг ноёб ҳодисаси деб қараш керак бўлади. Лекин офиолитли обдукцияланган комплексларнинг аҳамияти жуда катта, чунки улар, тектоник меланжлар билан бирга, ёпилган океанларнинг изини, уларнинг тузилишини белгилайди.

6.6. Коллизия

Коллизия — плиталарнинг ёки улар бўлақларининг ўзаро тўқнашув жараёнини англатади. Ушбу жараёнлар натижасида ниҳоятда мураккаб ички тузилишга эга бўлган бурмаланган ўлкалар ва минтақалар ҳосил бўлади. Уларнинг таркиби океан структуралари (офиолит зоналари), вулқон ёйлари, ёйорти ҳавзалар, майда қитъалар ва бошқаларнинг қолдиқларидан иборат бўлади.

Бурмали ўлкаларнинг икки асосий тури мавжуд: қитъалар оралиғидаги ва қитъаларнинг четидаги минтақалар. Қитъалараро коллизия уларнинг тўқнашуви шароитида вужудга келади. Бунда нисбатан енгил сиалик массалар сиқилиш жараёнида мантияга чўкмайди, балки фаол механик таъсирга учраб, бурмали ўлкалар ҳосил қилади.

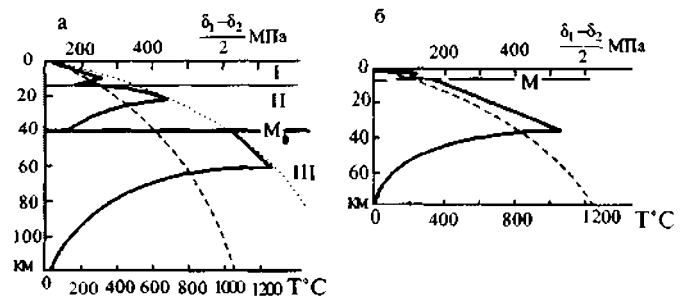
Бир-бирига қараб келаётган плиталарнинг тўқнашуви океан ёки чекка ҳавзасининг ёпилишидан кейин ҳам давом этади. У литосфера конвергенция минтақаларида қоплама-бурмали, устсурилмали структураларнинг ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Коллизия жараёнлари ер юзасида тоғ рельефи ҳосил бўлиши, Ер пўстининг чуқур заминида эса эриш (палингенез) жараёнларининг ривожланиши билан бирга кечади. Айнан шунинг учун коллизион структуралар орасида, асосан, гранитоидлар шаклланади.

Плиталар тўқнашуви океан ва барча чекка ҳавзаларнинг ёпилишига олиб келади. Тўқнашув иккита фаол ёйли тизимларнинг бир-бирига яқинлашуви туфайли, ёй ва майда қитъа ёки вулқон тепалиги орасида кечиши мумкин. Бироқ, энг яққол кўзга ташланувчи жараён ўзаро тўқнашувда бўлади ва булар натижасида бурмаланган минтақалар вужудга келади.

Қитъаларнинг четида бурмаларнинг пайдо бўлиши океан ва қитъа ўртасидаги муносабатлар Беньоф зонаси бўйича амалга ошади. Бунда коллизия жараёнига нафақат фаол четлар ётқизиклари, балки уларга туташган қитъа қисми ҳам жалб этилади (6.20- расм, юқоридагиси). Уларнинг туташув ҳудуди субдукцион зона ҳисобланади. Бу зона бўйлаб қитъанинг бурмали минтақа остига сурилиб кириши содир бўлади. Бунга ўхшаш бурмали-устсурилмали зоналарни А. В. Балли альпинотип ёки А — субдукцияси деб номлаган. Бир-бирига яқинлашаётган қитъалар вазиятида шаклланаётган коллизион тузилмалар А — субдукцион зоналар билан чегараланган. Кучланиш ошиб бориши билан минтақанинг ички тузилиши шакллана бошлайди, унинг ўзи эса чекка ботиқликлар ҳосил бўлиши билан бирга кечади (6.19, 6.20-расм).

Коллизия ҳудудида кечаётган деформациялар юқори босқичли метаморфизм билан бирга кечади. Бу зоналардаги юқори ҳарорат континентал пўстнинг эришига, магма ҳосил бўладиган ўчоқларнинг фаоллигига таъсир этади ва, пировардида, S-турдаги коллизион гранитоидларни юзага келтиради. Бу гранитларнинг хусусияти яхши ўрганилган бўлиб, ишқорий металлларнинг бойлиги билан белгиланади.

Қитъаларнинг ўзаро тўқнашуви жараёнида вужудга келган бурмали ҳудудлар мураккаб ва узоқ тарихга эга ва геодинамик жараёнлар эволюциясида ўз аксини топади. Бундай ўлкалар ҳосил бўлишидан аввал улар барча ривожланиш босқичларини — рифтогенез, спрединг ва субдукция жараёнларни бошидан кечирилади. Спредингнинг тугаши ва океан литосферасининг субдукцион ютилиши ниҳоясига етиши — сиқилиш



6.19-расм. Литосферанинг континентал (а) ва океан (б) кесмалари реологик хусусиятларининг ўзгариши (Л.И. Любковский). I — юқори қобик, II — қуйи қобик, М — Мохо юзаси, III — литосферали мантия, пунктир — ҳароратнинг ўзгариши.



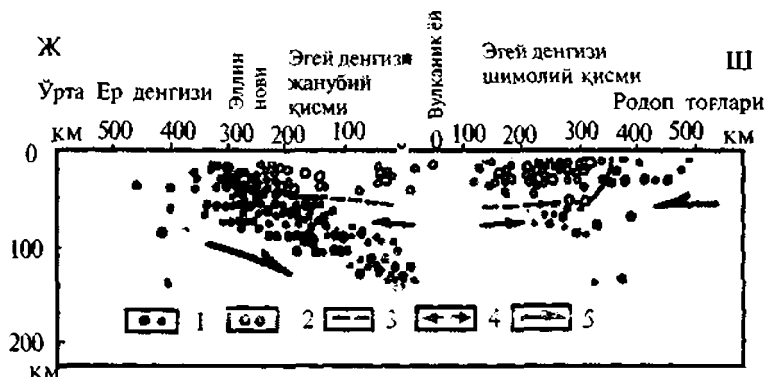
6.20-расм. Бурмали ўлкалар ҳосил бўлиш вариантлари (A.W.Vally). Юқоридаги расм континентал чет бурмали минтақалар структураларини акс эттиради — Кордильера тури, ўртада — қитъалараро оралиғи бурмали қамбари — Химолой тури; пастда — қитъалараро минтақа — Болқон тури.

ривожланиши билан бирга кечади. Бу шароитларда бурмали-устсурилмали деформациялар ороген чеккаларига қараб силжийди ва ички ботиқликлар бўйлаб вужудга келади.

Астеносфера „дарчаси“. Коллизион бурмали вилоятларни сейсмотомографик ўрганиш чўкаётган океан литосферасининг пастки қисми Беньоф юзасида узилишини аниқлашга имкон берди. Бунга мисол қилиб Альборан денгизини кўрсатиш мумкин. Булардан ташқари, бу жараёнлар Африка тизмаларида ҳам аниқланган.

Сейсмотомография чўкаётган слэбнинг пастки қисми узилганлигини ва узилиш зонасида астеносферанинг бир қисми очилиб қолганлигини аниқлашга имкон беради (6.22- расм).

Чўкаётган слэб узилиши натижасида ҳосил бўлган астеносфера „дарчаси“ геологлар учун кутилмаган янгилик эмасди. Беньоф зонасини ўрганишнинг дастлабки босқичларидаёқ сейсмологлар субдукция жараёнлари билан бирга учрайдиган чуқур фокусли зилзилалар ўчоқларининг тақсимланишида уларнинг „тасодифан“ йўқолиши ва катта чуқурликларда яна пайдо бўлишини қайд қилган эдилар. Ҳозирги вақтда слэбнинг узилганлиги Карпат тоғларида, Фиджи оролида ва бошқа минтақаларда аниқланган. Эҳтимол, слэбнинг узилишига ўрта океан тизмалари, ороллар ёйи ёки микроқитъаларнинг яқинлашиб келишида субдукция зонасининг беркилиб қолиши сабаб бўлгандир. Слэбни пастки қисмининг



6.21- расм. Эгей минтақасида фокал механизмлари турлича бўлган зилзила ўчоқларининг чуқурлик бўйича тақсимланиши (L.Parazachos): 1 — фокал механизмларнинг устсурилма (стрессли) типи, 2 — чўзилишни кўрсатувчи стрессли механизм типлари, 3 — сиқилиш (механизмларнинг устсурилма типи) ва чўзилиш (механизмларнинг тип) вилоятлари орасидаги чегара; 4,5 — тектоник кучланиш йўналиши.

узилиши ва янги қитъа пўстининг шаклланиши коллизион босқич билан мос келиши бежиз эмас. Бунда субдукцияланувчи литосфера йиғилиши айниқса самарали бўлади. Бунга литосферанинг чуқур қисмларида сувсизланиш ва эклогитланиш ҳисобига унинг оғирлашуви сабаб бўлади. Шу орқали унинг узилиши ва узилиш зонасида астеносфера дарчаси вужудга келади.

Океан литосфераси пастки қисмининг узилиши ва астеносфера дарчасининг вужудга келиши астеносферадан магма суяқлигининг келиб чиқиши учун йўл очади. Илгари бундай турдаги мантия магматизмининг пайдо бўлиш сабаблари аниқланмаган. Ер пўстининг якуний коллизиясидан кейинги рифтогенез ва унга йўлдош бўлган ишқорий-базальтли магматизм фаолияти ҳам номаълум бўлган. Йирик конлар ана шу босқич билан боғлиқ бўлиши мумкин (платина конлари).

Эксгумация. Турли ёшдаги бурмали вилоятларда ҳар хил субдукцион-аккрецион мажмуалар кенг тарқалган. Уларнинг таркибида 100—300 км чуқурликларга мос келувчи юқори ва ўта юқори метаморфизм жараёнларининг яққол белгиларига эга бўлган тоғ жинслари учрайди. Бунинг исботи сифатида коэсит, олмос, клиноэнстатит ва бошқа минералларнинг эклогитларда, гранатли перидотитларда, гнейсларда, мрамларда ва бошқаларда топилганлигини кўрсатиш мумкин. Океан литосферасининг 400 км дан ортиқ чуқурликка чўкканлигини олмосларда магнезиовюстит, майорит ва феррипериклазнинг топилиши кўрсатади. Уларнинг юқори мантиядан қуйи мантияга ўтувчи сатҳга хос бўлган ўта юқори босим ва ҳарорат шароитларида ҳосил бўлиши бир қатор тажрибалар билан исботланган.

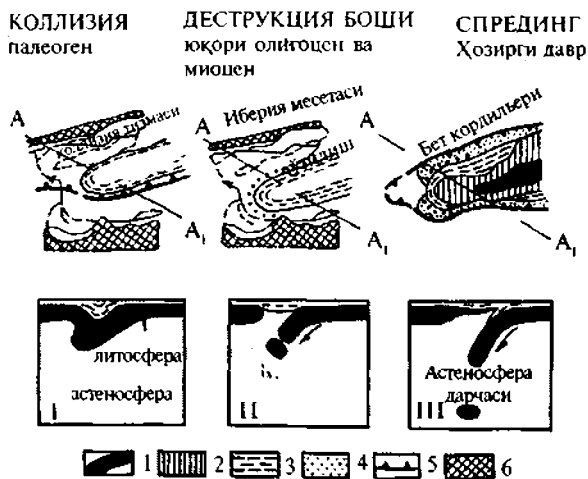
Ўта юқори босим таъсирига учраган тоғ жинслар мажмуаси уюмлар, меланжлар таркибида учрайди. Бундай ҳосилалар икки гуруҳга ажратилади: глаукофан-сланецли (глаукофан-яшил сланецли) жинслар ва офиолитлар ёки метаофиолитлар ҳамда офиолитсиз эклогит-сланец-гнейсли комплекслар мажмуасига эга бўлган метабазит ва метаграувакка таркибли эклогитлар. Улардан биринчиси океан пўсти формациялари юзасида ажратилган бўлиб, иккинчиси эса континентал пўстлоқ жинсларидан, яъни чўкинди жинслар ва гнейсли пойдевор жинсларидан иборат.

Океан пўстининг катта чуқурликка чўккан ва яна юзага чиқарилган субдукцияланиш мисоллари, обдукцияланган офиолит комплекслари ва уларнинг тектоник меланж таркиби анча илгари маълум эди. Гнейслар ва метачўкиндилардан иборат бўлган кристаллашган пойдевордаги қадимий жинсларнинг юзага чиқиб қолиши илгари эҳтимолдан узоқда бўлиб кўринган, чунки у литосфера плиталари тектоникаси назариясининг асосий қондаларига зид келган. Қайси йўл билан, қандай геодинамик механизмлар ёрдамида континентал пўстлоқ пастки мантияга чўккан ва яна юзага чиқиб қолган?

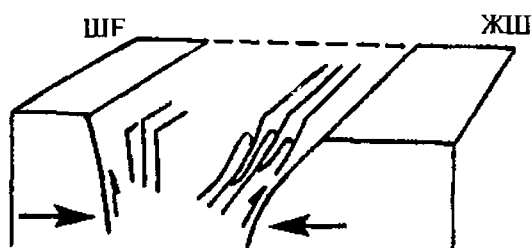
Ер пўсти жинсларининг мантияга чўкиши субдукция жараёнлари натижасида амалга ошган. Бунда океан пўстининг чўкиши Б типидagi (Беньюф) субдукция бўйича, континентал қобикники эса А.В.Балли томонидан асосланган А туридаги альпинотипли континентлараро субдукцияга мос равишда амалга ошган (6.11, 6.14, 6.23- расмлар).

Субдукцияланган комплексларнинг юзага чиқарилиш жараёни эксгумация ёки эдукция номини олган. Бундай ҳосилалар Норвегия ва Қозоғистон (Кўкчатов) каледонидларида, Урал (Моксутов) герцинидларида, Альпда (Дора-Майра), Хитойда (Дабейшань) ва бошқа кўплаб районларда топилган. Уларнинг ёши неопротерозойдан тортиб, то палеозойгача кенг оралиқда ўзгаради. Уларнинг чўкиш эҳтимоллиги, кейинчалик юзага тез чиқарилиши шубҳа туғдиради. Шунинг учун ҳам тектоник ўта сиқилиш (Ф.А.Летников, Л.М.Парфенов), флюидли ўта сиқилиш (Н.Л.Добрецов) ёки натрийли метасоматоз (А.А.Маракушев) тўғрисидаги алтернатив гипотезалар таклиф этилган.

Ҳозирги пайтда кўплаб тадқиқотчилар коллизия жараёнида ороллар ёйи ва қитъа орасида, бир-бирига қараб ҳаракатланувчи қитъалар орасида улкан устсурилма кучланиш сабабли понанинг сиқиб



6.22-расм. Африка литосфера плитасининг узилиши ва астеносфера „дарчасининг“ ҳосил бўлиши натижасида Альборан денгизи субокеан ботиқлиги шаклланиш кетма-кетлиги (M.J.Blanko, W.Spukman). Узилиш слэбнинг пастки қисмида чўзувчи кучланишнинг кучайиши билан боғлиқ. Унинг вужудга келиши базальт ва эклогит қатламларининг дегидратацияси ва кейинчалик метаморфизм (эклогит) ҳосил бўлишига олиб келади; субокеан ботиқликларининг ривожланиш босқичлари: I — коллизион (палеоген), II — бошланғич деструкция (олигоцен-эрта миоцен), III — спрединг (ҳозирги давр); 1 — неоген океан пўсти, 2 — неоген юпқаланган континентал пўст, 3 — бўр-палеоген устсурилма зоналари, 4 — неоген устсурилма зоналари, 5 — бош устсурилма fronti, 6 — форланд.



6.23-расм. 160 км га яқин чуқурликда 50 кбар босимга учраган олмосли жинсларнинг ромбсимон горст шаклидаги эксгумациясини акс эттирувчи (Кумдикўл, Қўкчатов) аккрецион понанинг структуравий схемаси (Н. Л. Добрецов).

чиқарилиши амалга ошадиган „аккрецион пона“ гипотезасини қўллаб-қувватлашади (6.23- расм).

Эксгумация жараёнларини моделлашда субдукцияланувчи литосфера ёки аккрецион понанинг термал ҳолати, субдукция зонасининг геометрияси, понада қовушқоқ оқиш имконияти, ишқаланиш зонасида иссиқлик ажралиб чиқиши, радиоактив элементларнинг тақсимланиши ва улар чиқарган иссиқлик энергия ҳисобга олинади.

Ер пўстининг катта чуқурликка чўккан комплекслар эксгумацияси коллизион жараёнларнинг муҳим диагностик белгилари бўлиб саналади. Аммо шунини таъкидлаш зарурки, таклиф этилган механизмларнинг қўллаб хусусиятлари ҳали аниқ эмас ва янада чуқурроқ ўрганишни талаб этади.

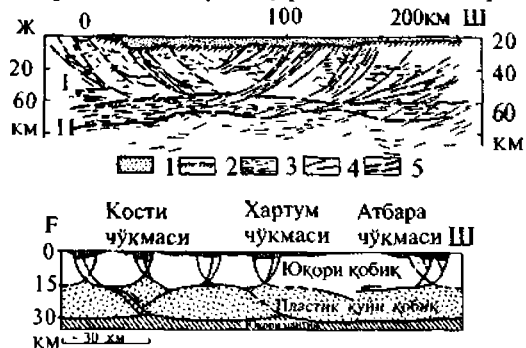
6.7. Қитъалардаги платформалар шароити

Платформа — Ер шаридаги қитъалар таркибидаги асосий элемент ҳисобланади. Платформанинг асосий хусусияти унинг тузилишида пойдевор ва чўкиндилардан иборат бўлган юқори қопламанинг мавжудлигидир. Қадимий платформаларнинг пойдевори юқори даражадаги метаморфизмга учраган, кристалланган архей ва протерозой давридаги жинслардан ташкил топган. Нисбатан ёш платформаларнинг ёши қитъа пўстининг шаклланишини охирига етказган коллизион жараёнларнинг ёши орқали аниқланади. Баъзи тадқиқотчилар, чўкинди қопламасининг ёшига қараб, эпибайкал, эпикаледон, эпигерцин ва эпикиммерий платформаларини ажратишни таклиф этадилар.

Платформаларнинг геодинамик шароити ҳақида гап кетганда, унинг юқори чўкинди қопламасининг шаклланишини таърифлаш лозим. У йирик ҳудудларнинг аста-секин кўтарилиши ва чўкиши шароитларини вужудга келтирувчи эпейрогеник тебранма ҳаракатларнинг устуворлиги билан ажралиб туради. Бундай сокин кечадиган жараёнлар астеносферанинг термик ҳолати ва унинг ўтказётган таъсири билан чамбарчас боғлиқдир.

Платформа шароити астеносферанинг сокин ва тинч ҳолатига мос келади. Унинг қатламланган литосферасининг иссиқлик режими вақт-вақти билан ўзгариб туради. Бу ҳодисалар платформадаги баландликлар ва ботиқликларнинг пайдо бўлишига олиб келади. Умумий тебранма ҳаракатлар астеносфера ҳажмининг ўзгариши билан боғлиқ бўлиши мумкин. Бунда платформа пўстининг гравитацион яқка жинсли эмаслиги унинг термик ҳолатига турлича жавоб беради ва ҳар хил қисмларининг алоҳида ҳаракатини келтириб чиқаради. Уларнинг орасидаги чегаралар ер ёриқлари

билан белгиланади.



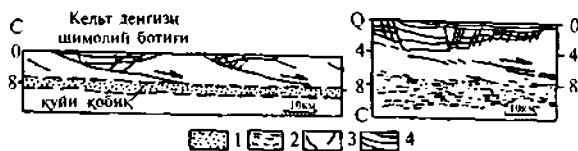
6.24-расм. Чўкинди қоплама шаклланишида платформа пойдеворида листрик ер ёриқларининг аҳамияти. Устки расм — Припят палеорифтининг чуқурлик тузилиши (Р.Г.Гарецкий, С.В.Клушин). 1 — платформа қопламаси ва грабен тўлдирмаси; 2 — пойдевор юзаси; 3 — қайтарувчи майдончалар; 4 — листрик узилмалар; 5 — мантия пўст аралашмалар чегаралари (қат-қатланган пастки пўст). Пастки расм — Судан ҳудудида Марказий Африка рифт тизимининг ички тузилиши (G.J.Jorgensen, W.Bosworth).

Платформа кесмасини қиёсий ўрганиш унинг реологик (механик) хоссалари бўйича қатламланганлиги тўғрисидаги гоёни асослашга имкон берилади. Бунда аниқланган астеносферадаги қатламлар, биринчи навбатда, пастки пўст, маълум геодинамик юкламаларда, турли миқёсдаги қатламлар бўйлаб сурилишга учраши, бир-бирига нисбатан тектоник „оқиши“, горизонтал узилиши ва тойиши билан фарқ қилади. Бу ҳодисаларнинг миқёси турлича бўлиши мумкин. Булар платформаларнинг чўкинди қопламаси кесмасида ҳам маҳаллий қатламлараро сурилишлар, пастки пўстлоқ ҳажмидаги тойиш ҳам бўлиши мумкин. Кейингиси ботиқликлар— синеклизалар шаклланишида, платформачи ғовлар ва тизмалар ҳосил бўлишида ўз аксини топади. Платформаларнинг чўкинди қопламаси шаклланишидан аввал, одатда, рифтогенез ривожланади (6.24- расм).

Баъзи ҳолларда ботиқликларнинг шаклланишиги пойдевордаги узилишлар сабаб бўлади (6.25- расм).

Платформаларнинг геодинамик ҳолатига қўшни

минтақалар сезиларли даражада таъсир ўтказди. Чегаравий, океанга туташган вилоятлар, одатда, интенсив тез чўкади.

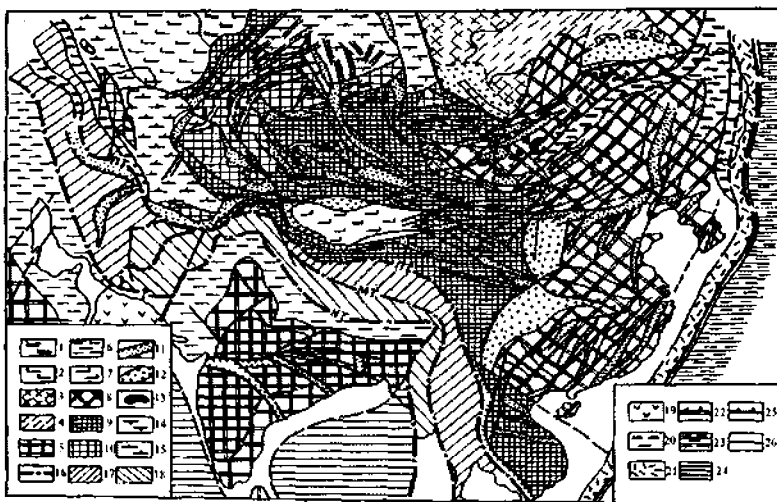


6.8. Қитъаичи ороген шароитлари

Литосфера плиталари конвергент чегараларидаги бурмали тизимлар якунловчи коллизия давомида вужудга келган тоғлардан ташқари, қитъаларнинг ички қисмида ҳам шунга ўхшаш тизимлар кенг ривожланган. Континентал пўстнинг тарихан турлича бўлган бўлақларининг тоғ ҳосил қилиш жараёнига жалб этилганлиги бундай тоғ тизмаларининг асосий хусусияти ҳисобланади. Уларнинг орасида қадимий ва ёш платформалар ўзининг эндоген фаоллигини сарф қилиб бўлган ва текисликка айланган коллизия бурмали тузилмалар бўлиши мумкин. Барча ҳолларда қитъаичи орогенезидан аввал сокин тектоник режим ҳукм сурган.

6.25-расм. Кельт денгизи мисолида паст нишабликдаги пўст узилиши ва уларга йўлдош бўлган листрик ер ёриқлари туфайли ботиқликларнинг ҳосил бўлиши (J. Dymant). 1 — пастки пўстлок; 2 — қайтарувчи майдончалар; 3 — узилмалар; 4 — ботиқликнинг чўкинди қопламаси.

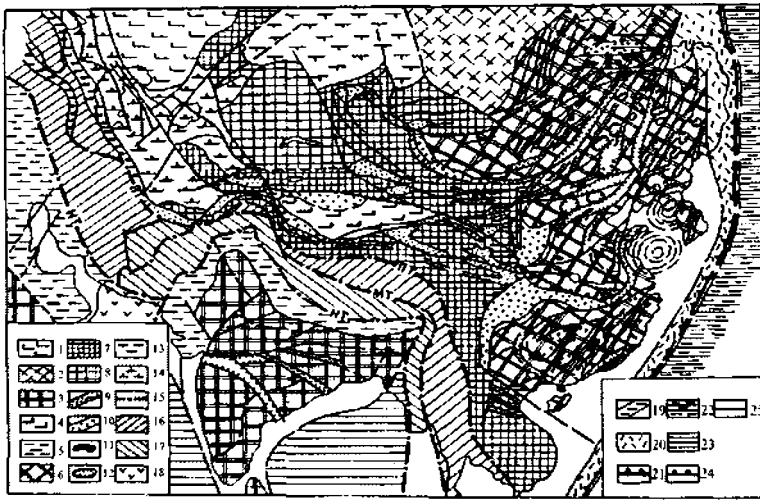
Орогенезнинг асосий хусусияти бундай тузилмаларнинг иккиламчи, эпиплатформа¹ ёки дейтероороген номи билан янги тузилмалар синфини ажратишга имкон берди. Нисбатан тектоник сокинликдан кейин уларнинг шаклланиш жараёни эса тектоник фаолланиш номини олган. Бундай орогенларга мисол қилиб Тяньшан, Олтой, Саян, Байкалбўйи ва Байкалортини ўз ичига олган Марказий Осиё тоғ қурилмаларини кўрсатиш мумкин (6.26, 6.27- расм). Уларнинг қаторига Шимолий Америкадаги қояли тоғлар ва Колорадо платосини, Европадаги Марказий Француз ва Богем



6.26-расм. Осиё дейтероороген тизимларининг кечки триас-қуйи юрадаги районлаштириш схемаси (В.И.Троицкий бўйича). 1—7 — қадимги платформалар: 1—2—Шарқий Европа (1— платформа қалқони; 2 — чўкинди қопламаси); 3—4 — Сибирь (3 — платформа қалқони; 4 — чўкинди қопламаси); 5 — Гондвана платформалари (Ҳинд, Африка); 6 — Гондвана четидаги ботиқлар; 7 — Тарим платформаси; 8 — Шарқий Осиё дейтероороген ўлкаси; 9—10 — Марказий Осиё гумбазли дейтероороген ўлка (9 — табақаланган, 10—бўш табақаланган кўтарилмалар); 11 — рифт ва рифтсимон ботиқлар, чўкмалар; 12 — чет ботиқлар; 13 — интрузив магматизм вилоятлари; 14—15 — ёш платформалар (14 — Фарбий Сибирь; 15 — Скиф-Турон); 16 — Тетиснинг сутуралари (ПТ— Палеотетис — P_2-T_2); МТ-Мезотетис (J_3-K_1), Неотетис K_2-P). 17 — Киммерийнинг майда қитъалари; 18 — Катта Лхаса майда қитъалари; 19 — Тетис ер қобигини қолдиқлари; 20 — субокеаник ҳавзалар; 21 — ороллар ёйи; 22 — Тинч океани субдукция зонаси; 23-Тинч океан литосфераси; 24 — Ҳинд океани литосфераси; 25— коллизия сурилмалар; 26 — сброслар.

массивларини, Шимолий Африкадаги Ахагар ва Тибестини ва бошқаларни киритиш мумкин. Баъзи ҳолларда бундай орогенез магматик жараёнсиз ҳам кечади, бошқа ҳолларда эса магматизм жуда фаол намоён бўлади. Бунда у базальт ва ишқорий-базальт қаторидаги магматик формациялардан иборат бўлади.

¹ Эпи... (лог) — кейин. Эпиплатформа — платформадан кейин, платформа ўрнига.



6.27-расм. Осиёдаги дейтероороген тизимларни районлаштириш (В.И.Троицкий буйича). 1—3 — қадимги платформалар (1 — Шарқий Европа; 2 — Сибирь; 3 — Гондвана (Ҳинд, Африка); 4 — Тарим; 5 — Гондвана четидаги денгизлар; 6 — Шарқий Осиё дейтероороген гумбазли ўлка; 7—8 — Марказий Осиё дейтероороген ўлка; (7 — табақаланган; 8 — бўш табақаланган қўтарилмалар), 9 — рифт, рифтсимон чўкмалар; 10 — чет ботиқлар; 11 — интрузив магматизм ҳудудлари; 12 — вулканизм ҳудудлари; 13—14 — ёш платформалар; 15 — Тетис океани сутуралари (ПТ — Палеотетис, МТ — Мезотетис, НТ — Неотетис); 16—17 — Киммерий майда қитъалари; 18 — Тетис океан қобиғи „қолдиқлари“; 19 — субокеаник ҳавзалар; 20 — ороллар ёйлари; 21 — субдукция зонаси; 22 — Тинч океан литосфераси; 23 — Ҳинд океан литосфераси; 24 — коллизия сурилмалар; 25 — сброслар.

Эпи-платформали орогенлар турли геодинамик шароитларда шаклланган. Улардан баъзи бирлари кўшни коллизия бурмали қамбарлардан ўтадиган устурилма кучланиш шароитларида шаклланган. Бошқалари эса континентал пўст шаклланиши коллизия босқичидан олдинги устурилма кучланишни мерос қилиб олган. Учинчилари эса чўзилиш шароитларида пайдо бўлган ва континентичи рифт ботиқликлари тизимини ҳосил қилган. Устама магматизмнинг пайдо бўлиши „қайноқ нуқталар ва майдонлар“ жараёнлари билан боғлиқ.

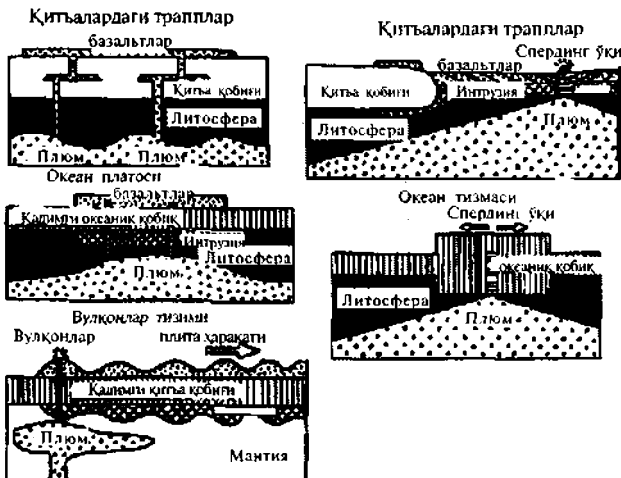
6.9. „Қайноқ нуқталар ва майдонлар“ шароити

Ерда кўлами буйича катта бўлган плитачи магматик вилоятлар кенг тарқалган. Уларнинг шаклланиш механизми ернинг ичида қизитилган магматик маҳсулотларнинг юқорига ҳаракатланувчи оқимлари — плюмлар билан боғлиқ. Плюмларни ҳосил қиладиган ўчоқлар мантиянинг турли сатҳларида, унинг ядро билан чегарасигача борадиган чуқурликларда жойлашиши мумкин. Плитаичи магматизми вилоятларини кўпчиликти тадқиқотчилар мантия плюмлари билан боғлашади. Уларнинг орасида континентал трапплар, қарироқ океан пўсти устидаги базальт вулканизмига эга океан ороллари ва океанлардаги

сувисти вулкан тизмалари ва алоҳида вулканлар, океаничи баландликлар киради. Плюм-тектоника спрединг ва рифтогенез жараёнлари билан боғлиқдир (6.28- расм).

Юқорида кўрсатилган магматик провинцияларнинг барча турлари геохимик маълумотлар буйича аномал қизиган астеносфера билан алоқадорлиги аниқланган. Астеносферага мантиянинг турли сатҳларида жойлашган ўчоқлардан плюмлар шаклида қайноқ магматик маҳсулот етказиб берилади. Шунинг учун ҳам қайноқ нуқталардаги магматик комплекслар асосан базальтлардан тортиб то нишқорли ва ўта-нишқорли магматик комплексларгача учрайди. Кўп ҳолларда улар таркибида ўрта, нордон магматитлар ҳам учраб туради.

Қайноқ нуқталар ва майдонлар магматизми ривожланишининг асосий сабаби — унинг астеносфера билан бевосита боғлиқлигидир.



6.28-расм. Плюм-тектоника шароитларида магматик ҳудудларнинг шаклланиш модели (А.М.Никишин).

VII БОБ. ГЕОДИНАМИКА ВА МАГМАТИК ЖАРАЁНЛАР

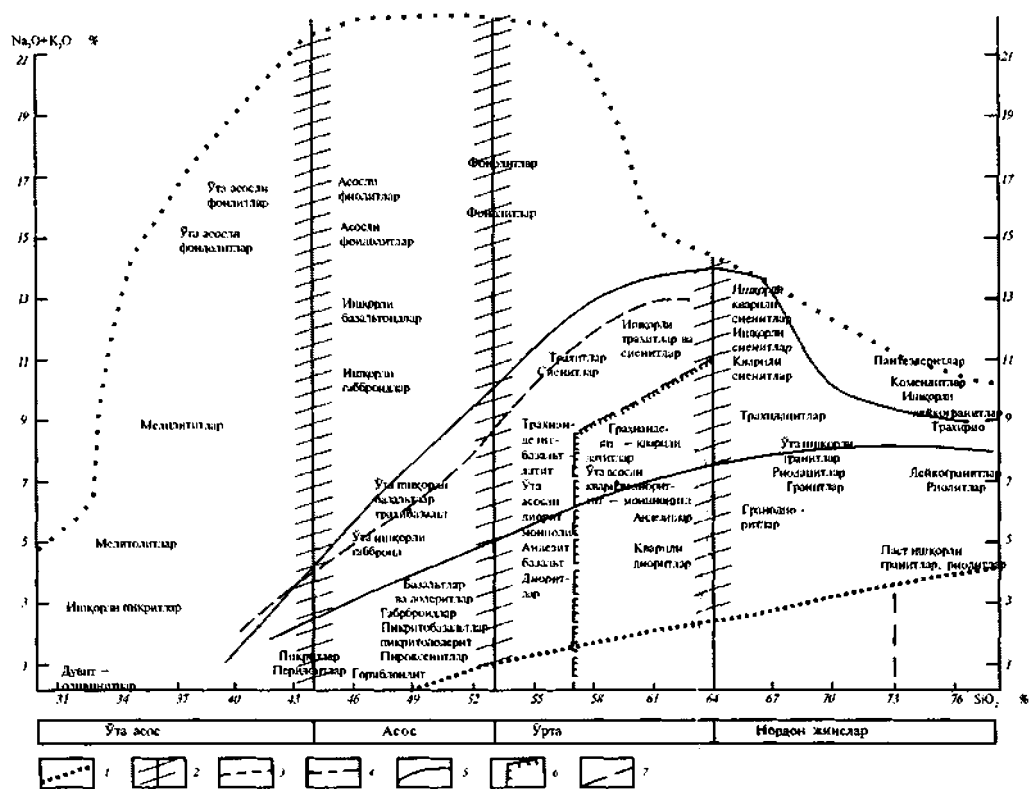
Магматик жараёнлар (магматизм) ва геодинамиканинг ўзаро муносабатлари жуда мураккаб масала бўлиб, замонавий назарий геологиянинг марказида туради.

Ўтмиш геодинамик вазиятларни тиклашда магматик жинслар ва уларнинг табiiй уюшмалари — серия ва формациялар катта аҳамият касб этади. Бунинг сабаби шундаки, магматик жараёнлар Ернинг ички қисмидаги иссиқлик билан бевосита ва билвосита боғлиқ. Соддароқ қилиб айтганда, агар шундай иссиқлик бўлмаса, унинг натижасида моддалар алмашмаса ҳеч қандай магматик жараён ҳам бўлмайди. Ҳозирги вақтда шу нарса аниқландики, бундай жараёнлар плиталар четида ёки уларнинг ички қисмида кенг тарқалган. Бунга яққол мисол сифатида ҳаммага маълум бўлган ҳаракатдаги ҳозирги вулқонларни кўрсатиш мумкин. Иккинчидан, яна шуни таъкидлаш керакки, магматик жинсларнинг таркиби, тузилиши, улардаги минералларнинг бир-бири билан муносабати, улар таркибидаги нодир, кам тарқалган элементларнинг миқдори жуда консерватив, яъни турғун, кам ўзгарувчан, осонгина ўзгаравермайди. Масалан, магматик жинслар ҳосил бўлганидан сўнг содир бўладиган хилма-хил метаморфик жараёнлар ҳам уларнинг таркибини тубдан ўзгартира олмайди.

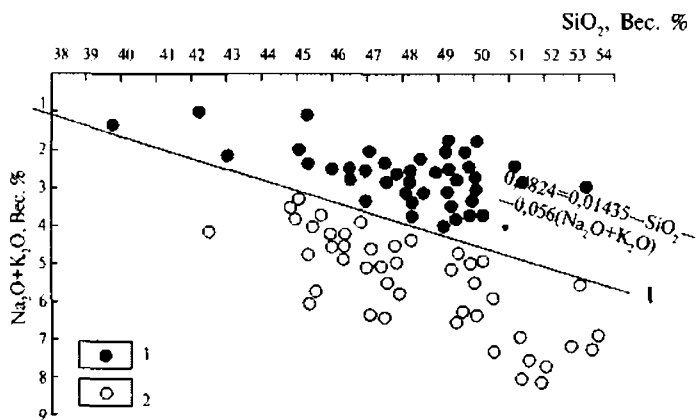
Демак, магматик жараёнлар ва тўғри ажратилган магматик жинслар уюшмалари (формация ва комплекслар) ернинг қаърида шаклланаётган магмалар, унинг ҳарорати, босими, таркиби ҳақида бирдан-бир тўғри маълумот беради ва қадимги геодинамик вазиятларнинг кўрсаткичи бўла олади.

7.1. Магматик тоғ жинслар таснифи

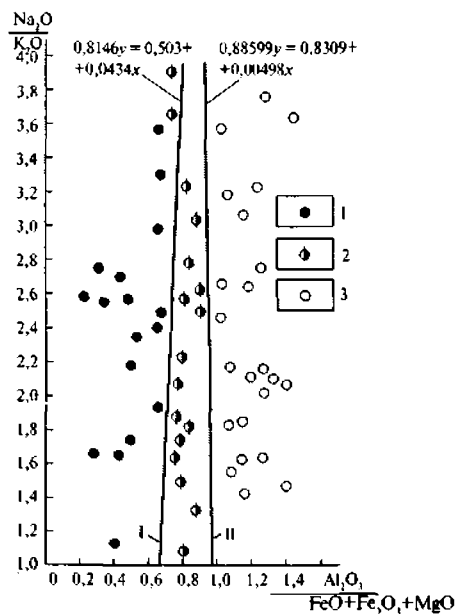
Магматик тоғ жинсларини таснифлашдан аввал, тоғ жинси нима, деган саволга жавоб ахтариш зарур. Ҳозирги кунда магматик тоғ жинси деб магмаларнинг совиши натижасида ҳосил бўлган минераллар ва вулканик шиша йиғиндисига айтилади. Ўз-ўзидан маълумки, бундай йиғиндилар (уюшма, уюмлар) тасодифан шаклланмайди, балки маълум физик ва кимёвий шароитларда ҳосил бўлади. Магматик жинсларнинг кимёвий ва минералогик таркиби ниҳоятда мураккаб ва хилма-



7.1-расм. Магматик тоғ жинсларини SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ бўйича таснифлаш (Е.Д.Андреева ва бошқалар, 1987 й.). 1 — жинслар кимёвий таркибининг тарқалиши; 2 — SiO_2 миқдори бўйича чегаралар; 3 — ишқорий жинсларнинг қуйи чегараси; 4 — ишқорий фельдшпатсиз жинсларнинг қуйи чегараси; 5 — ўрта ишқорий (субишқорли) жинслар чегараси; 6 — кварчининг миқдори 5% ортиқ бўлган ҳудуд; 7 — жинс гуруҳларининг чегаралари.



7.2-расм. Нормал ва ўрта ишқорли базальтларнинг тарқалиши (Е.Д.Андреева ва бошқалар, 1987). 1 — нормал қатордаги базальтлар; 2 — ўрта ишқорли базальтлар. I — нормал ва ўрта ишқорли базальтлар чегараси.



7.3-расм. Нормал қатордаги базальтларнинг $\frac{K_2O}{Na_2O}$ $\frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ координаталарда тақсимланиши (Андреева ва бошқалар, 1987). 1 — паст глинозёмли базальтлар; 2 — ўрта глинозёмли базальтлар; 3 — юқори глинозёмли базальтлар; I—II — чегаралар.

хилдир, шунинг учун бўлса керак, жинсларнинг тури ҳам кўп. Уларни ҳар хил гуруҳ, синф, турларга ажратиш бутун дунё тадқиқотчилари олдида турган энг долзарб масалалардан бири ҳисобланади. Бу жинсларни ётиш шакллари, ҳосил бўлиш шароитлари, жинс ҳосил қилувчи минераллар миқдори, кимёвий таркиби бўйича бир неча синфларга ажратадилар.

Ҳозирги кунда магматик тоғ жинсларни таснифлашдаги асосий мезон — бу уларнинг кимёвий ва минералогик таркибидир (7.1- расм).

Ушбу таснифга биноан, тоғ жинсларининг орасида тур, синф, гуруҳ, қатор ва оилалар белгиланади. Магматик тоғ жинсларининг тури деганда, биз уч йирик турни назарда тутамиз: чўкинди, метаморфик, магматик (кўриниб турибдики, жинсларнинг ҳосил бўлиш шароити бўйича бўлинган). Магматик жинсларга келсак, бу турни икки асосий синфга, яъни интрузив (плутоник) ва вулканик синфларга ажратиш мумкин. Кейинчалик ҳар бир синфга тааллуқли жинсларни кимёвий ва минералогик таркибига биноан яна бир неча қаторларга бўлинади. Масалан, кремний оксидининг (SiO_2) миқдори бўйича ҳар бир синф жинслари 4 та гуруҳга ажратилади: ўта асосли (30—44%), асосли (44—53%), ўрта (53—64%) ва нордон (44—78%).

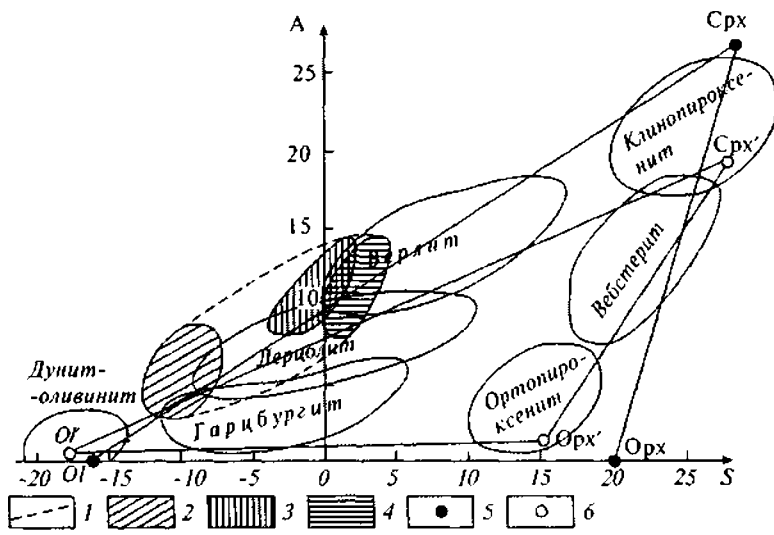
Юқорида қайд қилинган ҳар бир гуруҳ жинслари ишқорий металллар (K_2O+Na_2O) миқдорига қараб яна қуйидаги уч қаторга ажратилади: нормал ишқорли, ўрта ишқорли ва ишқорли (7.2- расм).

Юқорида кўрсатилган гуруҳлар ва қаторлар орасидаги чегаралар нисбий эканлигини алоҳида таъкидлаш зарур. Темирлилик ва глинозёмик даражасининг ўзгариши — муҳим диагностик белгидир (7.3-расм).

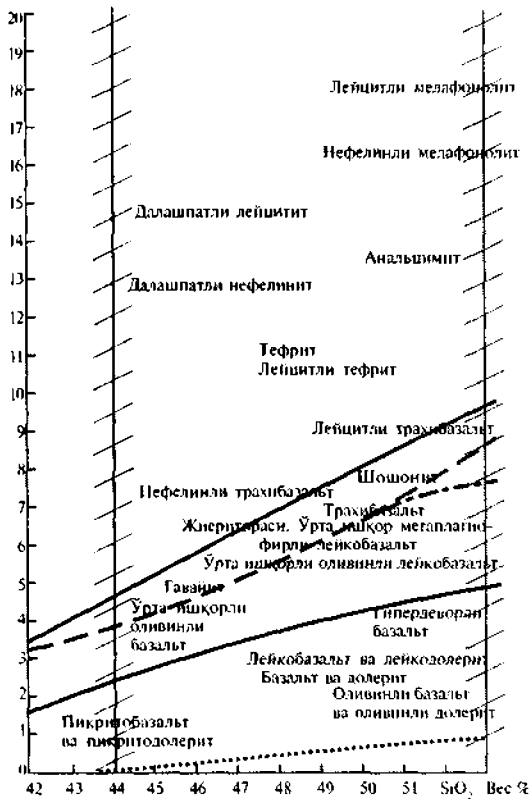
Магматик тоғ жинсларни SiO_2 ва K_2O+Na_2O бўйича таснифлаш кўпчилик мутахассислар томонидан ижобий қабул қилинган, аммо бошқа кимёвий элементлар ва уларнинг нисбатлари магматик тоғ жинсларини бир-биридан ажратишда катта аҳамиятга эга.

Ўта асосли магматик жинслар гуруҳи деярли барча дала шпатсиз жинсларни ўз ичига олади. Ромбик ва моноклин пироксенлар билан оливинлар бу тоғ жинсларининг асосий жинс ҳосил қилувчи минераллари ҳисобланади. Уларнинг ўзаро муносабатлари ўта асосли жинсларнинг номларини белгилайди (7.4- расм).

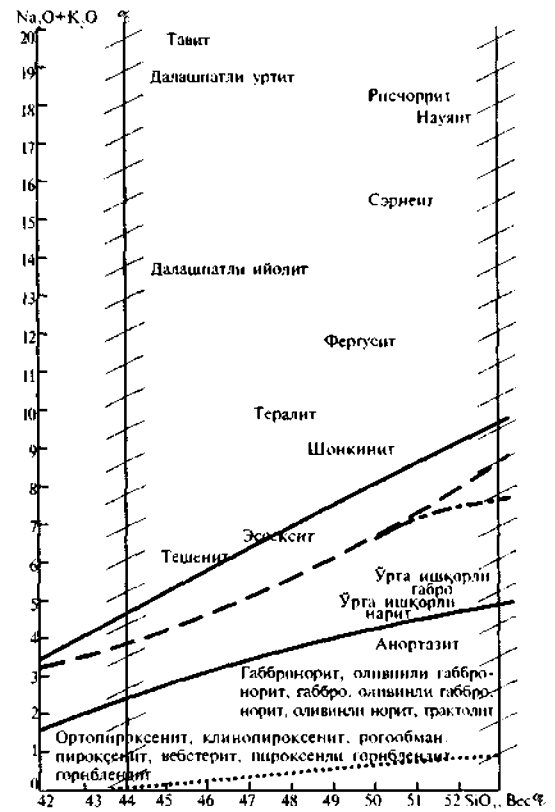
Ўта асосли жинслар мантиянинг асл таркибига тўғри келмайди, чунки улар мантиянинг қисман эриши натижасида ҳосил бўлиб, кўпинча магматик эритманинг энг оғир, кам эрийдиган қисмига тўғри келади. Бундай қисмни мутахассислар рестит ёки кумулат дейишади.



7.4-расм. Интрузив ультрабазитлар ва вулканик пикритларнинг кимёвий таркиби бўйича тақсимланиши (Е.Д.Андреева ва бошқалар, 1987). A — $Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$; S — $SiO_2-(FeO+Fe_2O_3+MgO+MnO+TiO_2)$. 1 — пикритлар таркиби майдоли, 2 — меймечитлар, 3 — пикритлар, 4 — перидотитли коматитлар, 5 — форстерит, энстатит, диопсидларнинг норматив таркиблари (Ol, Орх, Срх), 6 — оливин, ромбик пироксен ва диаллаг таркиблари (Ol', Орх', Срх').

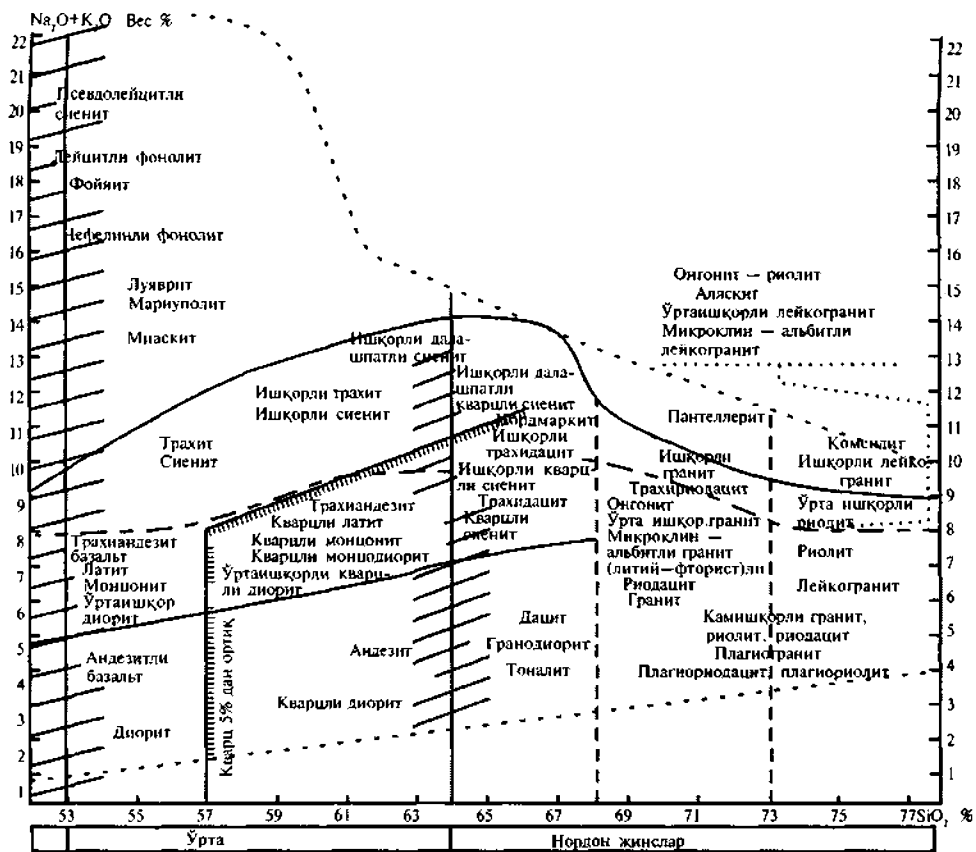


7.5-расм. Асосли вулканик жинсларнинг $SiO_2-K_2O+Na_2O$ координатларидаги таснифи (Е.Д.Андреева ва бошқалар, 1987 й.). Шартли белгиларни 7.1-расмдан қаранг.

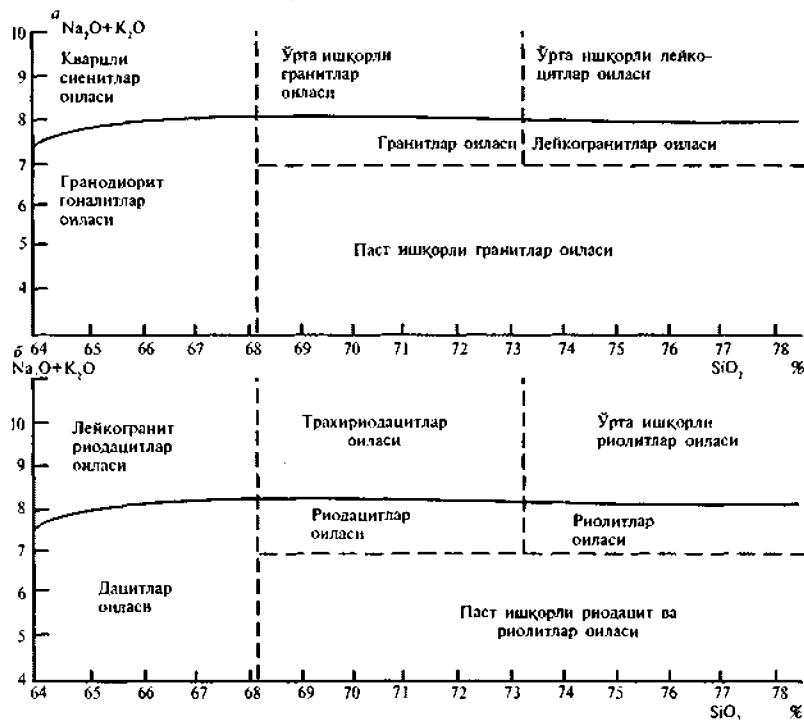


7.6-расм. Асосли плутоник жинсларнинг $SiO_2-Na_2O+K_2O$ координатларидаги таснифи (Е.Д.Андреева ва бошқалар, 1987 й.). Шартли белгиларни 7.1-расмдан қаранг.

Асосли жинслар магматик жинслар ичида энг кўп тарқалган турлар сирасига киради. Уларнинг энг асосий жинс ҳосил қилувчи минераллари — пироксен ва плагиоклазидир. Ишқор элементларининг миқдорига қараб асосли жинслар орасида оддий, ўрта ишқорли ва ишқорли турларини ажратиш мумкин.



7.7-расм. Нордон жинсларнинг $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ координатлардаги таснифи (Е.Д.Андреева ва бошқалар, 1987 й.). Шартли белгиларни 7.1-расмдан қаранг.



7.8-расм. Нордон плутоник (а) ва вулканик (б) жинсларнинг оиласи (Е.Д. Андреева ва бошқалар, 1987 й.). Шартли белгиларни 7.1-расмдан қаранг.

Ўрта асосли магматик жинслар таркибан анча мураккаб бўлиб, нордон ва ўрта плагиоклаз, амфибол, биотит ва баъзи пайтларда кварц ва дала шпатларидан иборат (7.5, 7.6- расм).

Нордон жинслар, биринчи навбатда, SiO_2 кўплиги ва кварц, альбит ва калийли дала шпатларининг ҳукмронлиги билан белгиланади (7.7, 7.8-расм).

7.2. Магманинг ҳосил бўлиши ва дифференциацияси

Ернинг ички қисмида пайдо бўлган оловсимон суюқ силикат эритмани „магма“ дейдилар. Магма ҳосил бўлган сатҳга қараб уларни мантия, Ер пўстининг қуйи ва юқори қисмида пайдо бўлган турларини ажратиш мумкин. Булар ҳозирги ҳаракатдаги вулқон ўчоқларини ўрганиш натижасида ўз исботини топган. Таркиб бўйича магмалар турлича бўлади: базальт, андезит ва гранит таркибидаги магмалар кенг тарқалган. Булардан ташқари, табиатда карбонатит, ўта асосли (коматит) магмалар ҳам учраб туради (Шарқий Африка рифтлари, Араб ярим ороли, Австралия ва ҳоказо).

Магмаларнинг табиатда мавжудлиги узоқ вақт мавҳум бўлган, аммо вулқонлар ҳаракатини ўрганиш бу масалани узил-кесил ижобий ҳал қилиб берди. Магмаларнинг ҳаракатчанлиги улар ҳосил қилган хилма-хил қопламалар, қатламлар, экструзия ва гумбазларнинг миқдори, катта-кичиклиги билан белгиланади. Магматик (вулканик) ҳаракатнинг катта-кичиклигига Ер ички қисмининг ҳарорати, юқори литостатик босим мавжудлиги катта таъсир кўрсатади.

Ушбу магматик эритмаларнинг совиши ва аста-секин парчаланиши (дифференциацияси) натижасида магматик тоғ жинслари ҳосил бўла бошлайди. Бундай дифференциациянинг бир неча турлари мавжуд: кристалланиш, бир-бири билан аралашмайдиган икки суюқликлар ҳосил қилиш, ликвация, фракцияларга ажралиш. Булар натижасида ўзаро фарқ қиладиган, гоҳо «қатламланган» магматик жинслар пайдо бўлади.

Магма дифференциацияси муаммосида у ҳосил бўладиган ўчоқлар, уларнинг катта-кичиклиги, шакли, ҳарорати жуда катта аҳамиятга эга. Ҳозирги ҳаракатдаги вулқонларни ўрганиш шуни кўрсатадики, ҳар бир вулқон остида (то 65—70 км чуқурликкача) бир неча магматик ўчоқ мавжуд. Улар Ер қаърида бир-бирининг устида жойлашиб, магматик ўчоқлар тизимини ташкил қилади. Қадимги (палеозой, мезозой) ётқизиқлар шароитида бу ўчоқлар плутоник жинслардан ташкил топган йирик массивлар, плутонлар ҳосил қилади.

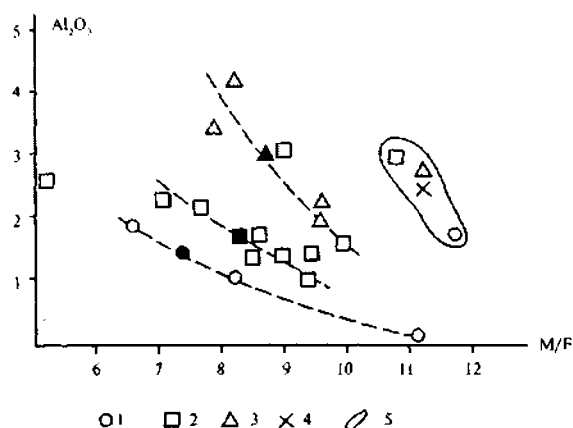
Бу массивлар ва айнаи бир вақтда Ер юзасида ҳосил бўлган вулканик жинслар таркибининг бирлиги, бир қатор геохимик ва геохронологик усуллар билан тасдиқланган.

Дифференциация ва сараланиш жараёнлари магматик тоғ жинсларининг ранг-баранглигида етакчи аҳамиятга эга, айниқса, кристаллизация ва фракцион дифференциация билан боғлиқ бўлган жараёнларни алоҳида кўрсатиш мумкин. Бу жараёнларни Н. Боуэн (1928—1950) ўз шоғирдлари билан батафсил ўрганган. Бундан ташқари, магматик жинсларнинг ранг-баранглигида бирламчи эритманинг бир-бири билан аралашмайдиган икки суюқликка ажралиши катта аҳамиятга эга. Бу жараён ликвация дейилади (7.9- расм).

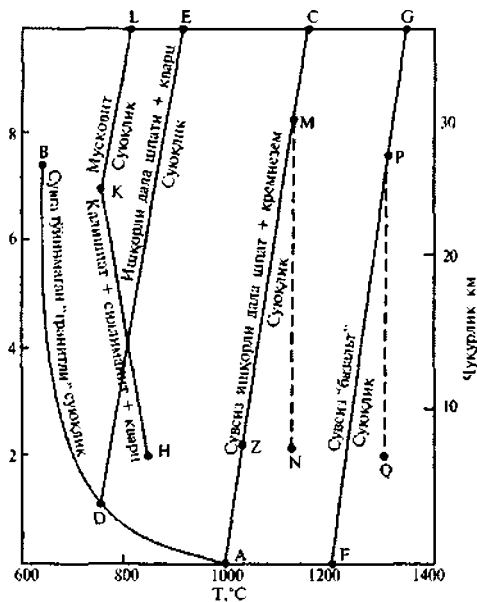
Ниҳоят, магматик жинслар петрологиясида ассимиляция (ўзлаштириш) ва чуқурликдаги контаминацияни ҳам назарда тутиш керак. Ассимиляция ва контаминация жараёнлари магматик жинсларнинг таркибини бирмунча мураккаблаштира ҳам, унинг таркибини тубдан ўзгартира олмайди, шу сабабдан бу жараёнларнинг аҳамияти анча чегараланган.

Мантиядаги магма ҳосил қилувчи бирламчи жинслар кўпинча сақланиб қолмайди ва биз уларни бевосита кузатишимиз қийин. Мантия эриши натижасида бир қатор базальт эритмалари ҳосил бўлади. Тадқиқотчиларнинг фикрича, бундай мантиянинг таркиби пиролит дейилади (А. Рингвуд, 1968). Тажрибалар шуни кўрсатадики, пиролит қуйидаги таркибга эга: 2 та перидотит + 1 та базальт.

Қисқача қилиб айтганда, мантиянинг дифференциацияси, яъни бирламчи эритмани бир қатор янги эритмаларга бўлиниши, ҳар хил базальт суюқликларини пайдо бўлишига олиб келади. Бу жараён Ернинг бутун 4,5—5,0 млрд йил тарихида бош жараён бўлиб келган ва, ўз навбатида, ҳосил бўлган магмаларни Si, Mg, Al, Na, K билан бойитган. Мантия сатҳи магмалар ҳосил бўладиган биринчи сатҳ ҳисобланади. Магмалар ҳосил бўладиган иккинчи сатҳ сифатида астеносферани кўрсатиш мумкин. Астеносфера жинслари, умуман, астеносфера таркиби, бир қатор катта ион радиусли нокогерент элементларни „базальт“ эритмаларига бериб юборгани учун (Si, Al, Ti, K, Na), шу элементларга тўйинмаган ҳолда учрайди. Бундай



7.9-расм. Океан мантиясидаги гарибургутларнинг ўртача таркиби (Г.Л.Кашивцев бўйича). 1— Тинч океан, 2 — Атлантика океани, 3 — Ҳинд океани, 4 — Юқори магнийли гарибургутнинг ўртача қиймати, 5 — тарқалиш ҳудуди.



7.10-расм. Минерал аралашмаларининг ва магматик жинсларнинг турли адиабатик шароитда эриши (Дж.Ферхуген буйича). АВ — альбит, калишпат ва кварцдан иборат энг енгил эрийдиган, сувга тўйинган аралашма (идеал гранит); ДЕ — альбит, калишпатнинг сув танқислигидаги аралашмаси (1 қбар босим шароитида); АС — сувсиз „гранит“; FG — сувсиз „базальт“; НКЛ — мусковит ёки унга мос бўлган дегидратация ҳосилалари; PQ ва NM — эрийдиган ҳосилаларни ўзлаштириш.



7.11-расм. Боуэн қатори. Кристалланиш натижасида минералларнинг кетма-кетлиги.

мантия деплетлашган (камайтирилган, тўйинмаган) мантия дейилади. Шунинг учун океан ҳудудларида, спрединг ўлкаларида, трансформ ёриқлар билан боғлиқ бўлган базальтларда бу элементларнинг миқдори анча кам бўлади (масалан, Исландия оролидаги базальтлар). Бундай мантиядан чуқурроқ (80—100—150 км) вазият анча бошқачароқ. Бу ердаги мантия жинслари ўзидаги катта радиусли литофил элементларни деярли сақлаб қолган. Шунинг учун ҳам, бу шароитда (яъни 80 км дан кўп бўлган чуқурликда) ҳосил бўлган магмалар ишқорий ва бошқа элементларга тўйинган бўлади. Мисол тариқасида лампроитлар ва кимберлитларни кўрсатиш мумкин. Маълумки, уларнинг таркибида Mg, K, Na миқдори бошқа асосли ва ўта асосли жинсларга нисбатан кўп (7.10-расм).

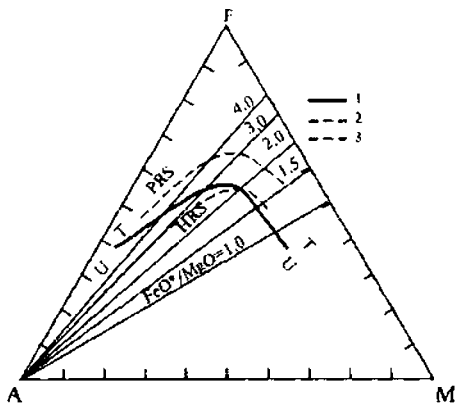
Магмаларнинг келиб чиқиши. Юқорида магмаларнинг келиб чиқиши тўғрисида бир қатор мулоҳазаларни билдирган эдик. Аввал айтганимиздек, магма — бу оловсимон, юқори ҳароратли силикат эритма. У Ернинг ички қисми (астеносфера, литосфера, юқори ва қуйи мантия ва Ер қобиғи)да ҳосил бўлади. Магманинг ҳосил бўлиши юқорида кўрсатилган сатҳлардаги тоғ жинсларининг қисман (селектив) эриши натижасида пайдо бўлади.

Эриш жараёнлари бориши учун албатта, иссиқлик (юқори ҳарорат), босим ва адиабатик шароитлар мавжуд бўлиши шарт. Шу ерда яна бир тушунчани изоҳлаш зарурияти туғилаяпти.

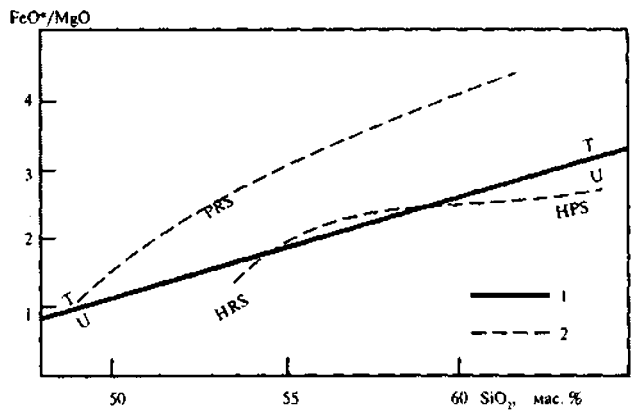
Солидус — ҳарорат. Ундан (ҳароратдан) паст вазиятларда тизимда фақат қаттиқ фаза (кристаллар) мавжуд (7.10, 7.11- расм).

7.3. Магматик сериялар

Ягона магматик, яъни бирламчи она магмадан ҳосил бўлган магматик тоғ жинслари бир серияни ташкил қилади. Магматик серияларни ажратишда А. Н. Заварицкий, Х. Куно, А. Ритман, Ж.Ноккольдс, А. Мияширо каби олимларнинг хизматлари катта. Уларнинг тадқиқотлари асосида барча магматик жинсларни уч асосий кимёвий серияга ажратиш мумкин. Булар: толеит, оҳак-ишқорли ва ишқорли сериялардир. Уларни бир-биридан ажратишда қуйидаги мезонлар ишлатилади: жинслардаги K_2O ва Na_2O нинг миқдори ва ўзаро нисбати, вулканик жинслар мезостазиси (шишасимон асосий қисми) минералогик таркиби, жинсларнинг модал (ҳақиқий) ва норматив (назарий) таркиби, SiO_2 ва CaO нисбати ва ҳоказо. Масалан, толеит ва оҳак-ишқорли серияларни бир-биридан ажратишда темир, алюминий ва кремний оксидларининг ўзаро нисбатлари инобатга олинади (7.12, 7.13- расм).



7.12-расм. Асосий петрохимик серияларнинг AFM диаграммасида тугган ўрни. 1 — толеит (Т) ва оҳак-ишқор (ОИ) серияларининг чегаралари (Г.Ирвин ва В.Барагар бўйича), 2 — FeO/MgO нисбатининг доимий қиймати, 3 — Х.Куно бўйича Япониядаги пижонит (PRS) ва гиперстен (HRS) серияларининг ўртача таркиби.

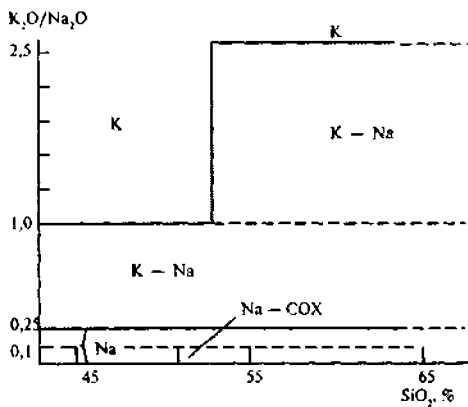


7.13-расм. Толит (Т) ва оҳак-ишқорли (ОИ) серияларни ўрта асосли жинсларга ажратиш схемаси (А.Мияширо бўйича). 1 — FeO/MgO=0,1562·SiO₂ — 6,585 тенглама чизиги, толеитли сериялар чизикнинг юқорисиди; 2 — гиперстен ва пижонит (PRS) сериялар (Х. Куно бўйича).

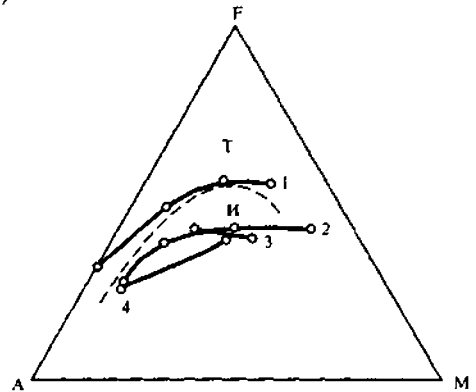
О.А. Богатиков, Е.Д. Андреева, С.В. Ефремовалар (1980) сериялар ажратишда бошқача йўл таклиф қилишади. Уларнинг фикрича, магматик серияларни таърифлаш жараёнида қуйидаги вазифалар бажарилиши керак.

Барча таҳлил қилинаётган жинслар SiO₂—(K₂O+Na₂O) коэффицентига қараб икки катта гуруҳга ажратилади: толеитли (Т) ва оҳак-ишқорли (И+Т). Уларнинг ҳар бири ишқорлар миқдори асосида: ишқорли, ўрта ишқорли, нормал гуруҳларга бўлинади. Кейинчалик пайдо бўлган ҳар бир гуруҳ FeO/MgO—SiO₂ миқдорига қараб толеитли (Т), оҳак-ишқорли (ОИ) серияларга бўлинади. Ишқорли ва ўрта ишқорли сериялар норматив таркибда ферросалитнинг пайдо бўлишига қараб ажратилади. Ва, ниҳоят, ҳар бир ажратилган гуруҳ K₂O/Na₂O бўйича ишқорли, ўрта ишқорли, содда (нормал) серияларга бўлинади.

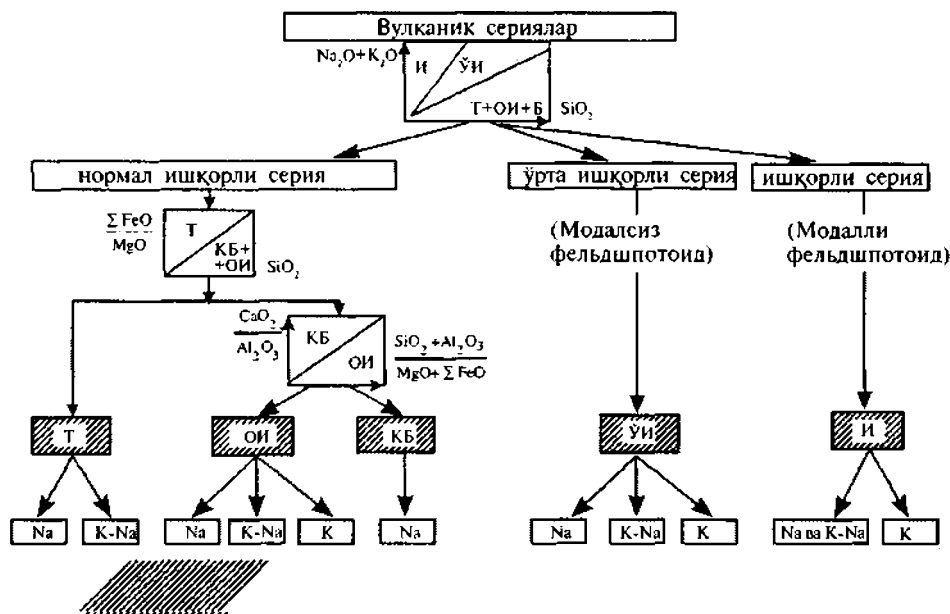
Петрографик жиҳатдан тўғри ажратилган сериялар, бирламчи магмани кристаллизацион дифференциация натижасида ривожланишини тадқиқ қилиш имконини яратади. Юқорида айтилган мезонларга асосланган магматик сериялар таснифи 7.16-расмда келтирилган. Бу тасниф асосида ишқорий элементлар ва кремний оксидининг миқдори ва ўзаро нисбати ётади. Расмда кўрсатилганидек, шу асосда қуйидаги сериялар ажратилади: оддий ишқорли (гиперстен ва кварц бор жинслар), ўрта ишқорли (фельдшпатоид) минералларсиз жинслар ва ишқорли (фельдшпатоидли) жинслар. Бу магматик сериялар бир-биридан ўзларининг кимёвий ва минералогик хусусиятлари билан фарқ қиладилар. Масалан, толеит сериясига мансуб жинслар ривожланиш жараёнида темир оксидларининг кўлайиши билан ажралиб туради (7.14, 7.15, 7.16- расм).



7.14-расм. Серияларни K₂O/Na₂O—SiO₂ коэффицентини ёрдамида бир-биридан ажратиш схемаси (А.Мияширо бўйича). Сериялар: Na — натрийли; Na-COX — марказий океан худудидидаги толеитлар; K-Na — калий-натрийли; K — калийли. Пунктир чизиклар билан кутилаётган чегаралар кўрсатилган.



7.15.-расм. AFM диаграммасида ҳар хил кимёвий серияларининг ўрни (Irvine, Baragar, 1971). 1 — толеит, 2 — оҳак-ишқорли, 3 — калий-натрий ишқорли, 4 — калий-ишқорли.



7.16-расм. Серияларни таснифлаш диаграммаси (Т.И.Фролова бўйича). Серия турлари: Т — толеитли; ОИ — оҳак-ишқорли; КБ — коматиит-бонинитли; УИ — ўрта ишқорли; И — ишқорли; Na — натрийли; К — калийли.

Петрологияда бирламчи, „она“ магманинг табиати ва унинг ривожланиши, серияларнинг пайдо бўлишини аниқлаш оғир ва мураккаб масалалардан ҳисобланади.

Ҳар бир магматик серия (ёки магматик комплекс) келиб чиқиши яқин бўлган, соддароқ қилиб айтганда бирламчи, ягона, она магмадан ҳосил бўлган жинсларни ўз ичига олади. Бу соҳада олиб борилган тадқиқотлар шунини кўрсатадики, бундай бирламчи магмалар кўпинча ўта асосли таркибга эга ва бундай магмалар мантиянинг қисман эриши билан чамбарчас боғлиқ. Аммо ўта асосли магмалар ернинг юзасига чиқавермайди (коматиитларни ҳисобга олмаганда). Уларнинг дифференциацияси ҳисобига базальт таркибида жуда катта ҳажмдаги суюқликлар пайдо бўлади.

Базальт магмалар юқори ҳароратга эга ва шу сабабдан ер юзасига чиқиш қобилияти катта. Бу жараёнда бир қатор оралиқ магматик ўчоқлар ҳосил бўлади. Бу оралиқ магматик ўчоқларда эритма аста совиб боради, ўз таркибидан хилма-хил кристаллар ажратади ва пировардида тоғ жинслар ҳосил қила бошлайди.

Шуни ҳам айтиш керакки, базальт эритмалар оралиқ магматик ўчоқларда қанча узоқ сақланиб қолса, шунча кўп дифференциацияга учрайди ва улардан бир қатор ўзаро боғлиқ бўлган жинслар ҳосил бўлади (габбро-диорит-гранодиорит-гранит), аммо шундай вазиятлар ҳам мавжудки, улар тез ер юзасига чиқиш имкониятига эга. Масалан, спрединг ўлкаларида. Бундай вазиятда магманинг таркиби алоҳида қисмлар ажралиши, бўлиниши (дифференциация жараёни) жуда чекланган бўлади, ундан ҳосил бўлган жинслар афир, ойнасимон тузилишга эга, юқори ҳарорати сақланиб қолади.

Хулоса қилиб шунини айтиш керакки, магма ўчоқларидаги жараёнларнинг ривожланиш суръатига қараб, ҳосил бўлган серия ва формациялар узлуксиз (яъни бир қатор, таркибан бир-бири билан боғлиқ бўлган базальт-андезит-дацит-риолит) контраст, бимодал (таркибан бир-биридан анча узоқ бўлган, базальт-риолит) уюшмалар ташкил қилади.

Бундай серияларни ташкил қилган жинслар магматик ўчоқлардаги эритмаларнинг ривожланиши, таркиби ўзгаришини босқичма-босқич белгилаб боради. Магматик жараёнларнинг ана шу хусусияти ўтмиш геодинамик вазиятларини қайта тиклашда жуда катта аҳамиятга эга.

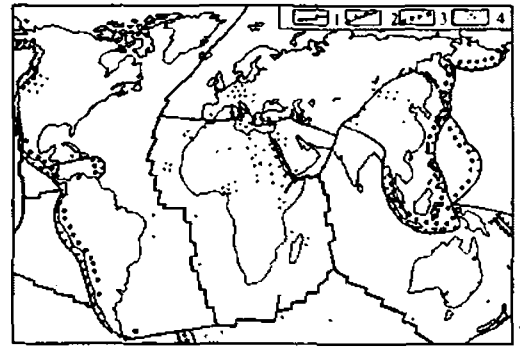
7.4. Геодинамика ва магматик жараёнлар

Ер қобикларининг ривожланишида магматик жараёнлар асосий, бош жараён ҳисобланади. Буни ҳозирги вақтда ҳеч ким инкор қила олмайди. Маълумки, магматик жараёнлар юқорида қайд қилинган плиталар чегараларида жуда фаол кечади. Ушбу хусусиятга асосланиб қитъалар (плиталар) чегараларини биз икки турга (конвергент ва дивергент) ажратган эдик (7.17-расм).

Плиталарнинг чегараларида ҳосил бўлаётган океан қобиғи, унинг қитъалар остига сурилиши, плиталарнинг ўзаро тўқнашуви натижасида аста-секин янги қитъа қобиғига айланади.

Дивергент чегараларда спрединг жараёнлари натижасида янги океан пўсти шакллана бошлайди.

Ҳозирги вақтдаги қарашларга кўра, Ер қобиғининг шаклланишидаги магматик жараёнларнинг кетма-кетлиги Х. Вильсон қоидаларига бўйсунди ва қуйидагилардан иборат: рифтогенез, спрединг, субдукция, коллизия. Бу жараёнлар Ер қобиғининг ривожланиш босқичларини белгилаб беради. Ф. Морган (1970, 1973) фикрича, плиталар ичидаги магматик жараёнлар юқорида келтирилган геодинамик ҳодисаларни мураккаблаштиради. Плитаичи магматизми плиталардаги ўтмиш магматизм жараёнлар билан боғлиқ эмас.



7.17-расм. Магматик жараёнлар ва геодинамик вазиятларнинг алоқадорлиги (40 млн. й. аввал). 1 — плиталарнинг ажралиш чегаралари ва толеитли магматизм; 2 — плиталарнинг тўқнашув чегаралари; 3 — оҳак-ишқорли сериялар; 4 — плитаичи магматизми („Эволюция...“, 1987 й.).

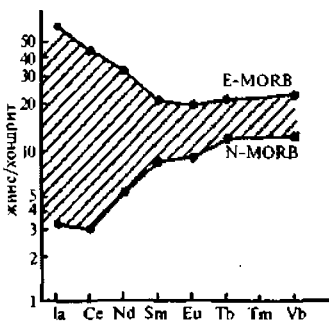
7.4.1. Океанлар магматизми

Марказий океан тизмаларидаги магматик жараёнлар. Спрединг вилоятларидаги океан Ер пўстининг тузилишида фақат асосли ва ўта асосли жинслар иштирок этади. Булар ҳар-хил габбро, базальтлар ва шу таркибга тўғри келадиган хилма-хил дайкалардан иборат (габбро, долеритлар, диабазлар).

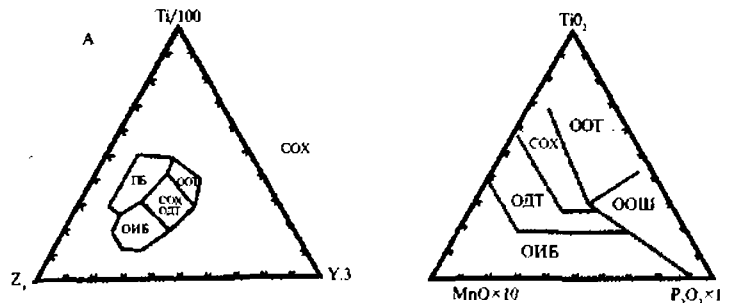
Бу тоғ жинсларининг асосий хусусияти қуйидагилардан иборат: уларда К, Na миқдори анча кам, Ca, Mg, Fe миқдори эса анча юқори. Уларда К гуруҳига кирувчи йирик катионли элементлар (Cs, Rb, Ba, Sr, La) жуда кам учратилади. Юқори валентли (Zr, Hf, U, Th, Nb, Ta, Ti, Yb, P) калий миқдори билан боғлиқ. Спрединг вилоятларидаги магматик жинсларда энгил лантаноидлар миқдори ҳам кўп бўлмайди. Бу хусусиятлар ўрта океан тизмалари (COX — срединно-океанические хребты) базальтларини ҳосил қилувчи эритмаларнинг алоҳида хоссаларини белгилаб беради. Уларнинг кўзга ташланадиган хусусияти ишқорий элементларнинг камлигидир. Шу нуқтаи назардан, улар ўта содда (примитив, N-MORB) ва, нисбатан, K_2O га тўйинган (E-MORB) турларга ажратилади (7.18; 7.19-расм). Базальт ҳосил қилувчи магматик эритмаларнинг бундай хусусиятлари, улар ҳосил бўлган чуқурликка боғлиқдир. Магма ҳосил қилувчи ўчоқлар нисбатан катта чуқурликда шаклланса — улар ишқорий ва бошқа энгил, литофил элементларга тўйинган ҳисобланади ва бундай магмалар ўзгармаган, нодир ва энгил литофил элементларни ўз таркибида сақлаган (деплетлашмаган) мантия ҳисобига пайдо бўлади. Кўпинча булар океан оролларида, трансформ ёриқлар кесишган жойларда учрайди (масалан, Исландия ороли) ва бир қатор ишқорий базальт сериялари, формациялардан иборат бўлади.

Агар базальт магмалар нисбатан ер юзасига яқинлашган шароитда, ўзгарган ишқорий ва энгил литофил элементларни ўз таркибидан чиқарган (деплетлашган) мантия ҳисобига ҳосил бўлса — бундай вазиятларда толеитли базальтлар шаклланади. Умуман олганда, толеитли базальтлар деплетлашган мантиянинг тахминан 200—250 км чуқурликдан кўтарилиши натижасида пайдо бўлади.

Океан рифтларидаги толеит базальтларнинг яна бир хусусияти — уларнинг афир шишасимон тузилишидир. Базальтларнинг бундай тузилиши, яъни порфир ажралмаларнинг камлиги ($\Sigma=0-5\%$ гача), базальт эритмасининг қизиганлигидан ва оралиқ магматик ўчоқларда узоқ вақт сақланмаганлигидан, кристаллизацион дифференциацияга деярли учрамаганидан далолат беради. Шу



7.18-расм. Нодир (P3Э) элементларнинг N-MORB ва E-MORB турдаги базальтларда тарқалиши (J.G.Schilling).



7.19-расм. Геодинамик вазиятларни баъзи бир элементлар нисбатига қараб ажратиш диаграммаси (J.A.Pearce, J.R.Carr). 1. COX — марказий тизмалар базальтлари. 2. OOT — океан ороллари толеитлари. OOB — ороллар ёйлари. ПБ — плитаичи базальтлари. OOT' — ороллар. OIB — оҳак-ишқорли базальтлар.

сабадан бўлса керак, бу базальтлар таркибида TiO_2 миқдоран кўп (~2%), ҳарорати юқори бўлади (1150—1200°). Афир шишасимон тузилишга эга бўлган толеитли базальтлар спрединг жараёнлар суръатини анча тез кечаётганини ҳам кўрсатади.

Агар спрединг жараёнлар суръати секинлашса, аста-секин сокин вазиятга ўтса, базальтларда порфир тузилиш пайдо бўлади. Бундай тузилиш базальт эритмаларини оралиқ магматик ўчоқларда тўпланиб, дифференциацияга учраганини кўрсатади.

Океаничи магматик жараёнлар. Океан тубидаги текисликлар кўпинча якка вулқонлар, вулқон тизмалари ва бошқа турдаги баландликлар билан мураккаблашган. Бундай баландликларнинг келиб чиқишини мантияда шаклланаётган оралиқ магматик ўчоқлар билан боғлайдилар. Тадқиқотчилар бу фикрни бир қатор океан тубидаги вулқонларни ўрганиш натижасида исботлаб берганлар (масалан, Тинч океанидаги Гавай оролларида). Уларнинг фикрича, сувости тизмалар, кўпинча, вулқонлар ва уларнинг уюшмаларига тўғри келади. Шунинг учун бундай ўлкаларда Ер пўстининг қалинлиги анча катта (20—25 км) бўлиши мумкин. Баъзан шу турдаги сувости вулқонлар кўтарилиш жараёнлари натижасида ернинг юзасига чиқиб қолади, бошқалари эса коралл рифлари билан ўралиб қолади ва юзага чиқмайди.

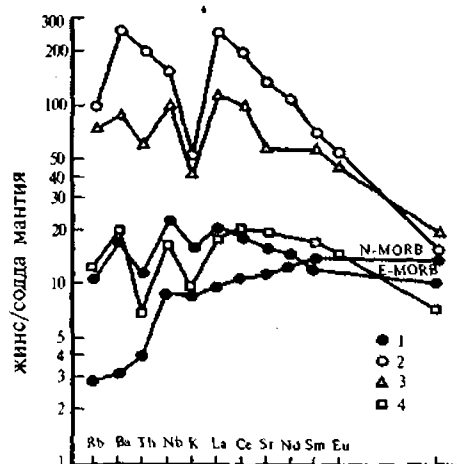
Вулқон оролларидаги магматик жараёнлар натижасида ҳосил бўлган базальтлар бир қатор хусусиятларга эга: улар кўпинча темир оксидларига тўйинган, Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O уларда кам бўлади. Гоҳо MgO ҳам анча камаяди ва бунинг ҳисобига жинсларда Fe/Mg нисбати ошиб боради. Оливиннинг доимий парчаланиши натижасида Ni ва Cr миқдори пасайиб боради (7.20; 7.21- расм).

Уларни марказий океан тизмаларидаги базальтлар (COX — базальтлари) билан қиёслаш шуни кўрсатадики, океан туби, плитаичи базальт-ишқорлар (Na , K) ва улар билан боғлиқ бўлган элементларга бой. Бу плитаичи магматик жинсларнинг энг асосий хусусиятидир.

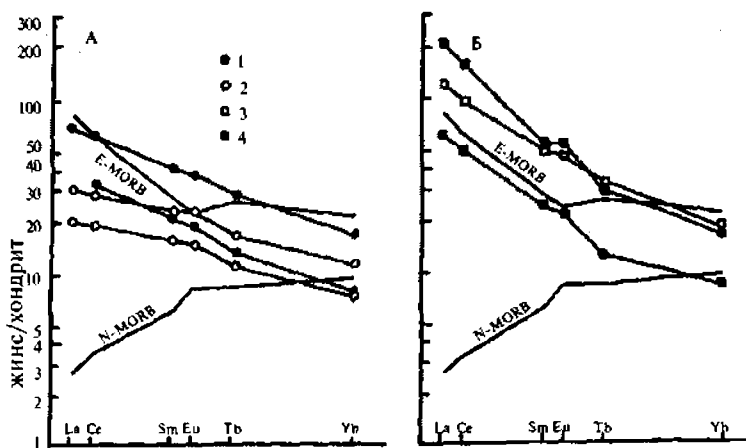
Бу турдаги жинсларнинг иккинчи хусусияти — улар таркибида TiO_2 кўплиги ва минералогик жиҳатдан ильменитнинг мавжудлиги. Титан миқдорининг анча юқорилиги, ўз навбатида, плитаичи базальтларда Zr , Hf , Nb , Ta , U , Th билан бойишга олиб келади.

Океан плитаичи базальтлари марказий океан тизмаларидаги ўз муқобилларидан бир қатор петрографик хусусиятлар билан фарқ қилади. Уларнинг структуравий фарқларини юқорида кўрсатган эдик (7.22- расм).

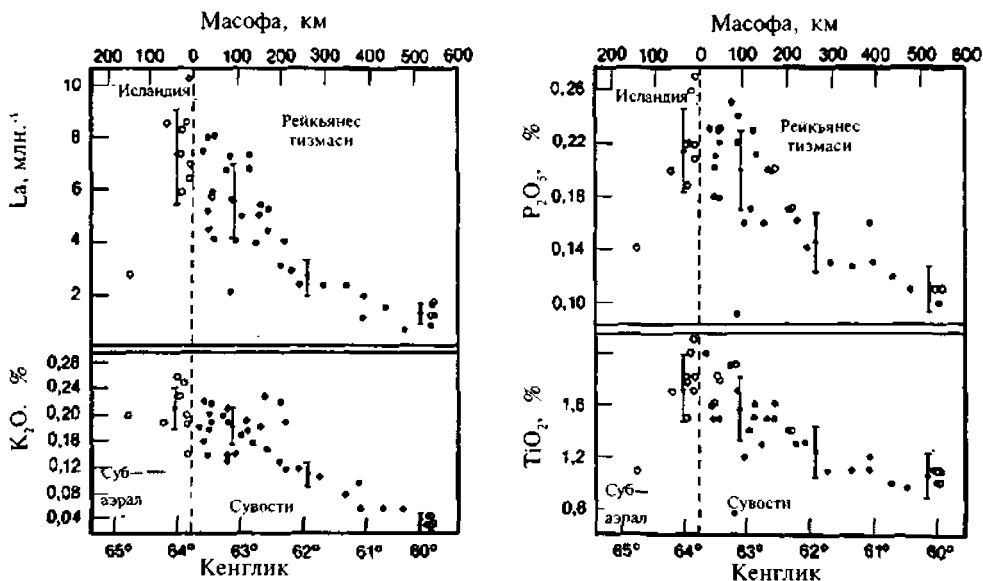
Океан оролларидаги ишқорий базальтларда порфир ажралмалар пайдо бўлади ва уларнинг миқдори 30—25% га етиши мумкин. Ажралмалар орасида оливин, плагиоклаз, пироксен, шпинель ва титаномагнетит мавжуд. Баъзи ҳолларда калийли дала шпати, нефелин, лейцит пайдо бўлади. Базальтлар минералогик таркибининг бундай ўзгариб бориши, магма ҳосил қилувчи „ҳавза“лар (камераларнинг), ўчоқларнинг анча чуқурлашганидан далолат беради. Бу ҳолатни ишқорий базальтлар таркибида учрайдиган ксенолитлар ҳам исботлаб беради. (Масалан, ксенолитлар таркибида лерцолитлар, гранатли перидотитлар мавжуд.) Бу далиллар магматик ўчоқларнинг 30 км дан 100 км гача бўлган чуқурликда жойлашганлигини кўрсатади.



7.20-расм. Гавай оролларидаги вулканик жинсларда микроэлементларнинг тарқалиши, сода мантия таркибига нисбатан (S.S. Sun буйича). 1 — океан базальтлари (N-MORB ва E-MORB); 2-3 — ороллар жинслари (2 — мелилитли нефелинитлар, 3 — ишқорий базальтлар); 4 — оддий толеитлар.



7.21-расм. Нодир элементларнинг базальтларда тарқалиши хондритга нисбатан (Т.И. Фролова буйича). А — толеитли базальтлар. Б — ишқорий базальтлар. 1—3 — Гавай ороллари; 4 — Азор ороллари.



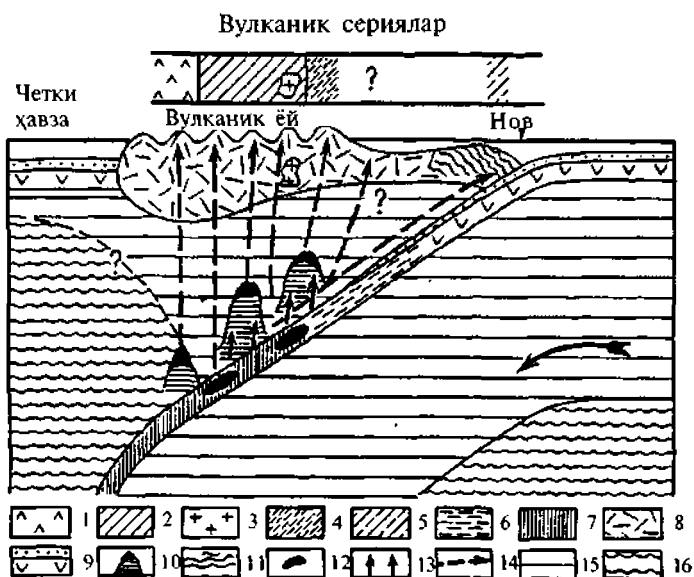
7.22- расм. Рейкьянес тизмасида La , K_2O , P_2O_5 , TiO_2 ning толеит базальтларда Исландиянинг жануби-ғарби томон тарқалиши (J.G.Schilling буйича).

Шундай қилиб, океан плитаичи магматик жараёнлари анча содда, улар бевосита мантия жинслари билан алоқадор. Магма қандай чуқурликда ҳосил бўлса, бу унинг хусусиятига, айниқса, таркиби ва тузилишига катта таъсир кўрсатади.

7.4.2. Қитъалар фаол чеккаларининг магматик жараёнлари

Океан литосферасининг плиталар чеккасида қитъаларнинг тагига сурилиши ва ютилиши жуда фаол, кучли магматик жараёнларга олиб келади. Ўз навбатида, бу магматизм океаник литосферанинг ҳисобига янги қитъа пўсти пайдо бўлишининг асосий омили ҳисобланади. Маълумки, фаол чеккаларнинг тузилишида Беньоф юзаси ва унинг қиялиги катта аҳамиятга эга. Беньоф юзасининг устидаги жинслар мажмуаси мантия понаси дейилади (7.23- расм).

Бир-бирига қарши келаётган океан ва қитъа плиталари тўқнашуви натижасида жуда йирик вулканик жараёнлар содир бўлади ва шу жараёнлар билан боғлиқ бўлган ҳудудларнинг кўндаланг



7.23-расм. Ороллар ёйларидаги Беньоф юзасининг тузилиши (Магматик жинслар эволюцияси, 1987 й.). 1—5 — ёй ичидаги магматик сериялар: 1 — ишқорли ва юқори ишқорли; 2—3 — оҳақ-ишқорли, шу жумладан, гранитоидлар ҳам; 4 — толеитли; 5 — толеитлар ва оҳақ-ишқорли сериялар ўртасидаги жинслар; 6 — амфиболит фация жинслари; 7 — эклогит фация; 8 — толеитли базальтлар, габброидлар; 9—океан чўкиндилари; 10 — мантия диапирлари; 11 — бурмаланиш зонаси; 12 — магма ҳосил қилувчи зоналар; 13 — флюидлар таъсири зонаси; 14 — магма чиқиш йўллари; 15 — мантия; 16 — астеносфера.

зоналлиги шаклланади. Бундай зоналлик (яъни маълум турдаги геологик тузилмаларнинг кетма-кетлиги) қуйдагилардан иборат: чуқурсув нови → вулканик ороллар ёйи → ёйорти ҳавзаси. Магматик жараёнлар ва формациялар ҳам, ўз навбатида, маълум зонал кетма-кетликка эга. Мана шундай хусусиятларга эга бўлган худудлар қитъаларнинг фаол чеккалари дейилади. Уларнинг икки тури: Фарбий ва Шарқий Тинч океан турлари мавжуд.

Биринчи тур Тинч океанининг шарқий қисмида жуда мукамал ўрганилган. Чуқурсув новлари (Мариан чўкмаси), ороллар ёйи (Курил, Алеут, Камчатка, Япон ороллари) бир қатор йирик тадқиқотчилар (Х.Куно, У.Вадати, Дж.Умброве) томонидан жуда батафсил ўрганилган. Қитъалар фаол чеккасининг иккинчи тури — Тинч океанининг фарбий чегараларида Анд ва Кордильер тизмалари мисолида яхши тадқиқ қилинган.

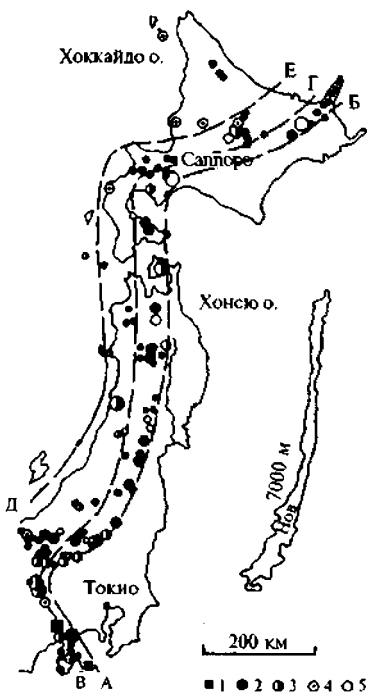
Фаол чеккаларнинг Фарбий Тинч океан тури бир қатор орол ёйлари пайдо бўлиши билан ажралиб туради. Бу ёйлارнинг биринчи, ўзаро аниқ фарқ қиладиган турлари мавжуд. Агар океан литосфераси билан океан литосфераси тўқнашса, навқирон орол ёйлари шаклланади (Алеут ёйи). Булардаги вулканик жинслар таркибида нордон жинслар деярли учрамайди ёки кам учрайди, Ер қобиғининг асосий қисмини базальтлар эгаллаган ва у унча катта қалинликка эга эмас (20 км гача). Навқирон ороллар ёйи энсиматик турга киради. Иккинчи ҳолатда, яъни қитъа билан океан литосфераси тўқнашган вазиятда эса вулканик маҳсулотлар таркибида нордон жинслар ҳажми анча кўп, қитъанинг умумий қалинлиги 30—35 км ни ташкил қилади. Бу вазиятда ташкил топган вулканик ороллар ёйи энсиалик дейилади (Камчатка ярим ороли, Япон ороллари). Умуман, ороллар ёйи шаклланиш жараёнлари маълум кетма-кетликка эга ва бунини Х. Куно (1968—1970) жуда яхши исботлаб берган. Унинг фикрича, ёйнинг олд қисмидан ичкарасига қараб, тоғ жинсларида ишқорлар миқдори мунтазам равишда ошиб боради, толеит таркибидаги базальтлар (ишқорий элементлари кам бўлган базальтлар) аста-секин ўрта ишқорли ва ишқорли турлар билан ўрин алмашади (7.24- расм).

Ороллар ёйларидаги вулканик ва магматик жараёнларнинг ривожланиши деярли якка таркибдаги толеит базальтлардан, дифференциацияга учраган (базальт—андезит—дацит—риолит) узлуксиз магматик қаторлар томон ривожланиб боради. Бу қаторлар таркибидаги толеит базальтлар океан геодинамик вазиятда ҳосил бўлган муқобилларига анча ўхшаш, аммо оҳак-ишқор таркибидаги узлуксиз қатор жинслари алоҳида, мустақил серияларни ташкил қилади.

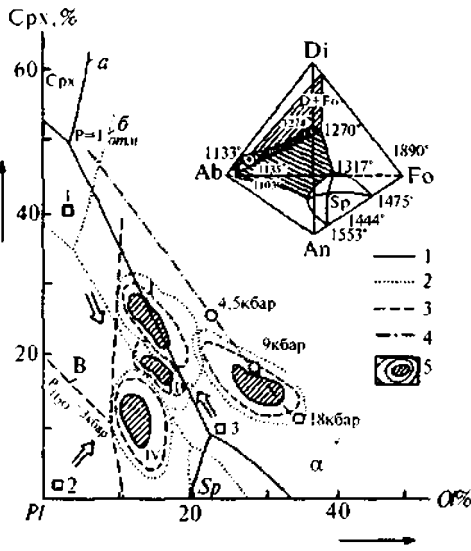
Ороллар ёйидаги вулканик жинсларнинг таркиби, океан шароитида ҳосил бўлган ўз муқобилларига нисбатан анча мураккаб. Улар орасидаги фарқ нафақат магманинг ҳосил бўлиш сатҳи (чуқурлиги), балки ороллар ёйидаги базальтлар шаклланишида сувнинг (ОН—1) иштироки билан белгиланади (7.25-расм). Субдукцияга учраган, қитъа тагига сўрилиб бораётган океан литосфераси ўз таркибида (ОН⁻¹) ни йўқотади ва бу, ўз навбатида, уларнинг таркибидан ишқорий металлларнинг чиқиб кетишига сабаб бўлади. Масалан, бу соҳада глиноземнинг ўзгаришига аҳамият бериш зарур (7.26- расм).

Ороллар ёйидаги вулканик жинсларнинг кўндаланг минералогик ва кимёвий зоналлиги (кетма-кетлиги) магма ҳосил бўлган ўчоқларнинг гипсометрик сатҳини ҳам белгилайди. Ёйнинг олдидан унинг ички қисмига қараб магмаларнинг умумий ҳажми камайиб боради, ишқорлар миқдори кўпаяди, лантаноидлар миқдори ва La/Yb нисбати пасайиб боради. Худди шу йўналишда K/Rb , Rb/Sr , Sr/Ca нисбатлари ҳам пасаяди. Бу каби бир қатор геохимик ва петрографик далиллар нафақат магма ҳосил қилувчи ўчоқларининг чуқурлаб боришини, балки мантиянинг ҳам Беньофф зонаси узра ўзгаришини яққол кўрсатади (7.27-расм).

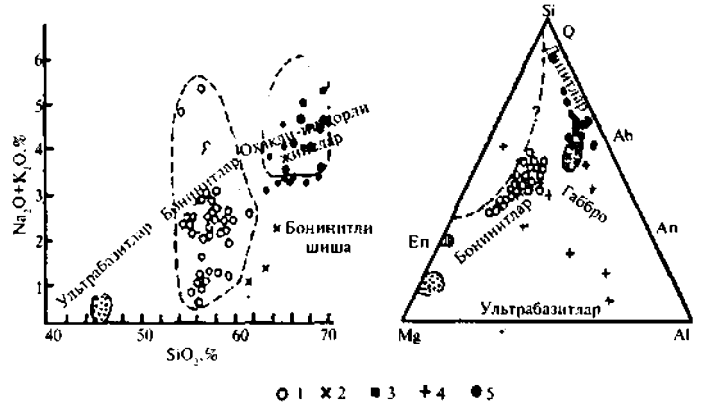
Масалан, вулканик оролларнинг ички қисмида паст калийли баъзи бир сериялар қитъага ўтган сари йўқолиб кета бошлайди. Бирламчи магмалар ҳосил бўлиш сатҳлари чуқурлашиб борган сари,



7.24-расм. Япон ороллар ёйидаги тўртламчи давр вулқонларининг тақсимланиши (Х.Куно ва Т.И.Фролова бўйича). 1 — базальтлар (юқори глиноземли ва ишқорли); 2 — пироксенли андезитлар (оҳак-ишқор серияси); 3 — пироксенли, амфиболли андезитлар; 4 — биотитли андезитлар; 5 — дацитлар ва риолитлар. АБ — вулқон ҳосил қилувчи худуднинг чуқурсув новга нисбатан ўрни; ВГ—толеит ва оҳак-ишқор сериялар чегараси; ДЕ—оҳак-ишқор ва ишқор сериялар чегараси.



7.25-расм. Базальтлар таркибидаги статистик максимумларни P1-Srx-O1 диаграммасида ўзаро қиёслаш (Т.И.Фролова буйича). I — океанлар; II — океан ороллари; III — энсиматик ороллар ёйлари; IV — энсиалик ёйлар. 1 — фигуратив нуқталарнинг зичлиги (15% — 2,5% гача).



7.26-расм. Жинслардаги ишқорлар ва кремиезем миқдорининг бонинит (1) сериясида ва уларнинг шишаларида (2) тарқалиши ва ультрабазитлар (3), габбролар (4) ва оҳак-ишқорли сериялар (5) билан қиёслаш (Л.Л.Перчук буйича).

уларнинг таркибида мантия маҳсулотлари кўпроқ иштирок қилаверади ва бу, ўз навбатида, юқорида кўрсатилган кўндаланг кетма-кетликнинг сабабини очиб беради.

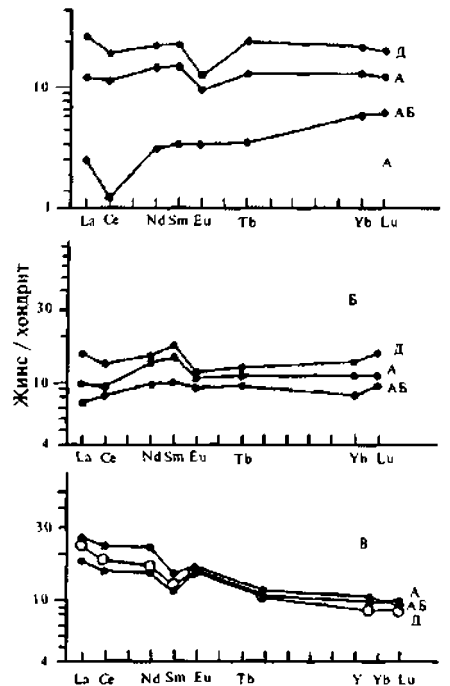
Ороллар ёйи литосферада ҳар-хил чуқурликда жойлашган магматик ўчоқлар, ҳар бир сериянинг дифференциация жараёнларини бошқариб боради. Умумий қоида шундан иборатки, бу жараёнлар натижасида жинсларда SiO_2 , K_2O , Na_2O аста-секин кўпайиб, нордон (гранит-риолит) жинслар ҳосил қилади ва янги «гранит» қатламининг пайдо бўлишига асос солади (7.28- расм).

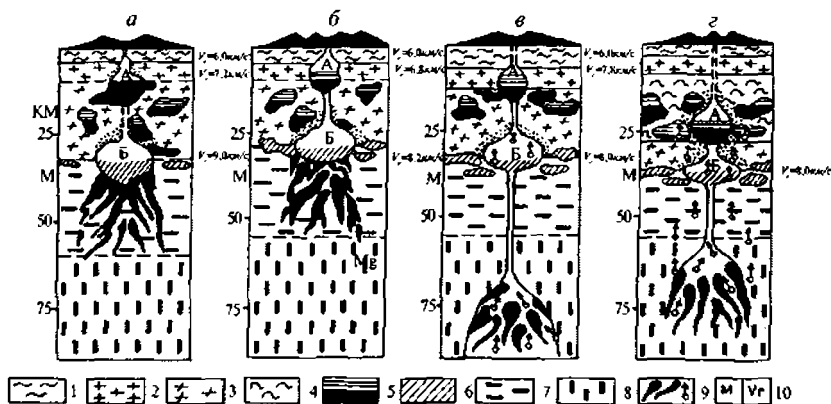
Мантия маҳсули бўлган базальт таркибидаги эритмалар атроф-муҳит жинслари билан бўлган алоқаси натижасида ўрта (андезит) ва нордон магмалар ҳосил қилиши мумкин. Жараённинг бориш суръати реакцияларда иштирок этадиган метаморфик жинслар ҳажмига боғлиқ (Ф. Осборн, 1966; Долимов, 1981).

Ғоҳ бу реакциялар шундай кечадик, базальт магмалар аста-секин андезит таркибидаги эритмалар билан ўрин алмашади.

Ороллар ёйлари навқирон туридан тўлақонли энсиматик турларга қараб ривожланишида магматик серияларнинг таркиби ҳам шу йўналишга мос равишда ўзгариб боради. Бу ўзгаришлар, биринчи навбатда, нордон (риолит, дацит) жинсларнинг ҳажми, ранг-баранглиги билан белгиланади. Навқирон орол ёйларида нордон жинслар камёб бўлади ва деярли учрамайди. Тўлақонли ёйларда эса, аксинча, нордон жинслар ниҳоятда кўп ва хилма-хилдир. Иккинчидан, навқирон ёйлардаги вулканик ва магматик жинслар, асосан, толеит кимёвий трендига мансуб, бошқа ёйларда эса оҳак-ишқор йўналишида бўлади. Булардан ташқари, тўлақонли ёйларда шошонит ва ўта ишқорли трендларга мансуб жинслар ҳам катта ҳаҷмиятга эга. Магма ҳосил қилувчи ўчоқларнинг сатҳига қараб, вулканик

7.27- расм. Курил-Камчатка ороллар ёйидаги вулканик жинсларда нодир элементларнинг тақсимланиши (хондритга нисбатан). А — толеитли серия; Б — оҳак-ишқор кам калийли серия; В — оҳак-ишқор ўрта калийли серия. АБ — андезитобазальтлар; А — андезитлар; Д — дацитлар (Т.И.Фролова, буйича).





7.28-расм. Паст (а,б) ва юқори (в,г) калийли вулқонларнинг ривожланиш модели (Курил-Камчатка ороллар ёйи, Т.И.Фролова буйича). 1 — неоген ва тўртламчи ётқизиклар; 2 — „гранит“ қатлам; 3 — гранулитлар, базитлар, сланешлар; 4 — амфиболитлар; 5 — ер қобиғидаги магматик ўчоқлар ва субвулканик интрузиялар; 6 — магматик эритманинг қатламларга ажралиши ва интрузив базитларнинг ҳосил бўлиши; 7 — мантия перидотити (деплетланган мантия); 8 — деплетлашмаган мантия; 9 — магматик эритма ва флюидларнинг ажралиши; 10 — Мохо чегараси ва чегара тезликлари, км/сек; А,Б — магматик ўчоқлар: А — юқоридаги; Б — ички чуқурликдаги.

жинслар ичидаги ксенолитлар ҳам фарқланади. Улар ичидаги мантия ксенолитлари, асосан, ишқорли ва ўрта ишқорли жинслардан иборат (шпинелли ва плагиоклазли лерцолитлар, вебстеритлар ва верлитлар).

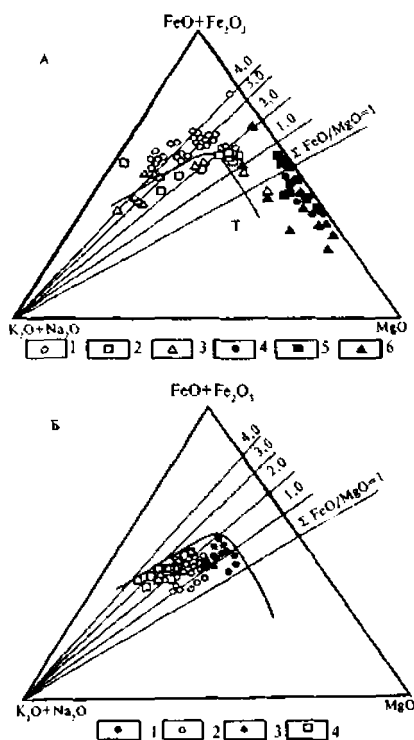
Тўлақонли ороллар ёйларидаги вулканик жинслардаги ксенолитлар жинслар таркибидан кам фарқ қилади (габбролар, базальтлар, андезитлар) ва уларга нисбатан бирмунча асослироқ бўлади. (7.29- расм).

Вулқон ёйларидаги магматик жараёнлар қитъалар ер пўстини шакллантирувчи асосий геодинамик жараён ҳисобланади. Бу жараённинг ниҳояси ороллар ёйларининг тўқнашуви (коллизия) билан ақунланади ва натижада янги қитъа пўсти пайдо бўлади.

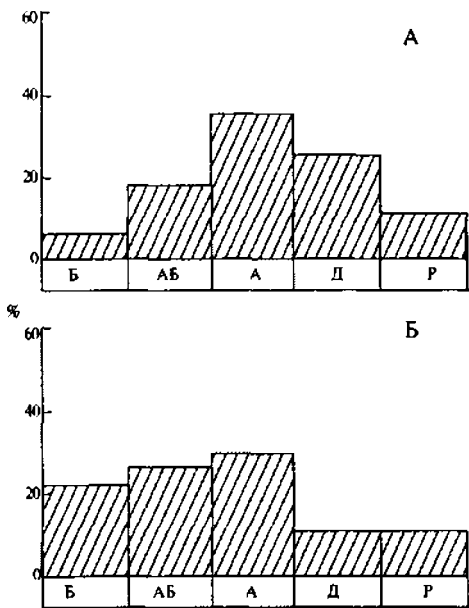
Анд туридаги қитъалар фаол четк (Шарқий Тинч океан тури). Бу турдаги фаол чеккалар океан ва қитъа ораллигидаги йирик тузилма ҳисобланади. Уларнинг океан тарафида ҳам чуқур сувости нови мавжуд бўлиб, шу новдан қитъа остига қаратилган Беньоф зонаси бошланади. Юқорида кўрсатганимиздек, бундай чеккаларга яққол мисол бўла оладиган тури — Анд-Кордильера тоғ тизмаларидир.

Уларнинг ғарбдан шарққа қаратилган кўндаланг кесмасида аввал Перу-Чили чуқур сувости нови, Шарқий ва Ғарбий Кордильералар ва Андолди ботиғи ажратилади. Бу турдаги фаол чеккаларнинг асосий хусусиятларидан бири — Ер пўстининг катта қалинлиги (75—80 км), айниқса, „гранит-метаморфик“ қатламнинг кўплигидир. Шунинг учун ҳам бундай ўлкаларнинг магматик жараёнлари юқорида кўрсатилган ороллар ёйи магматизмдан анча фарқ қилади.

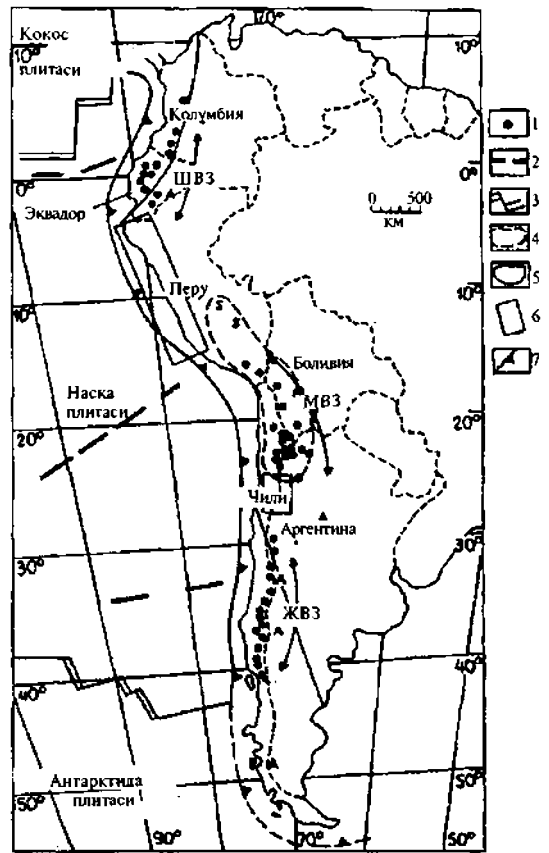
Агар ороллар ёйидаги магматизм маҳсулотларининг асосий қисмини, асосли ва ўрта жинслар (базальтлар, андезитлар, габбролар) ташкил қилса, анд туридаги фаол чеккаларидаги



7.29-расм. Курил-Камчатка оролларида вулканиклар қўшимталарнинг таркиби (Т.Е. Irwin). А — интрузив жинслар (оливин-анортитли). Вулқонлар: 1 — Заварицкий; 2 — Менделеев; 3 — Ксудач; 4, 5, 6 — улардаги қўшимталар; Б — эффузив ва гипабиссал турдаги қўшимталар. 1— 2 — Безимьянный; 3 — 4 — Казимен. Т ва ОИ — толейтли ва оҳак-ишқорли сериялар.



7.30-расм. Шарқий Тинч океан (А) ва Ғарбий Тинч океан (Б) туридаги фаол чеккаларда вулканик жинсларнинг тарқалиши (А.Еwart). А — андезитлар; Б — базальтлар; АБ — андезит-базальтлар; Д — дацитлар; Р — риолитлар.



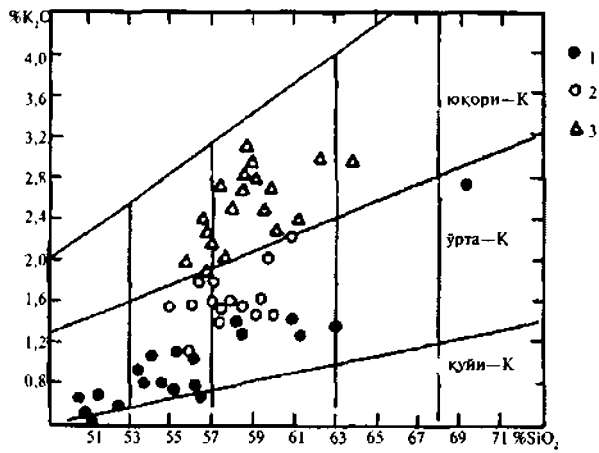
7.31-расм. Жанубий Америка Кордильера-Анд тизмасида Фаол вулқон жараёнларининг тақсимланиши (R.S.Thore, P.W.Frensis, L.Callaghan). 1 — ҳаракатдаги оҳак-ишқор маҳсулот берувчи вулқонлар, 2 — океан тизмалари ва баландликлар, 3 — плита чегаралари, 4 — Анд тизмасида Ер қобиғининг энг қалин ҳудудлари, 5-6 — вулқон жараёни йўқ бўлган ўлкалар, 7 — Жанубий Америка сувости нови.

маҳсулотлар орасида андезитлар, нордон жинслар (риолит, дацит, гранит) ҳукмрон бўлади. Базальтлар эса анча кам учрайди (7.30-расм).

Анд тоғлари ҳудудида кўндаланг геохимик зоналик яққол кўзга ташланади. Магматик ёйнинг олд қисмидан то ичкарасига қараб, жинслар ва улар ҳосил қилган магматик серияларда ишқорлар миқдори, аynиқса, K_2O кўпайиб боради (7.31-расм).

Анд тизмаси Тинч океан литосферасининг Жанубий Америка қитъасининг остига сўрилиши (субдукция) натижасида ҳосил бўлади. Бу тизма палеозой давридан бошлаб ҳар хил ёшдаги ва тузилишдаги бурмаланган ўлкаларни қитъага келиб қўшилиши натижасида пайдо бўлган ва, шу сабабдан, Тинч океанига параллел ҳолатга келган. Субдукция жараёнлари узоқ вақт давом этган ва Ер қобиғининг жуда катта қалинлигига (50—80 км) олиб келган. Ушбу жараёнлар бу ердаги ниҳоятда катта Анд гранитоид плутонининг пайдо бўлишини ҳам тушунтира олади. Юқорида қайд қилинган кўндаланг геохимик зоналик ҳам ушбу субдукция жараёнлари билан бевосита боғлиқ (7.32-расм). Анд тизмасидаги магматик жараёнларнинг ўзига хослиги нафақат уларнинг узоқ вақт давом этганлигида, балки бу жараёнда Ер қобиғининг маҳсулотлари фаол иштирок этганида кўринади.

Магматизм ва магматик серияларнинг таркибида содда толеит базальтларнинг кам тарқалганлиги, аynи бир вақтда кремний оксидига тўйинган жинсларнинг ниҳоятда кенг тарқалганлигини Ер қобиғининг сиалик (гранит-метаморфик) қисмини магматик жараёнда бевосита фаол иштироки билан боғлаш тўғри бўлади. Бундай SiO_2 га бой андезит ва гранит эритмалари Ер қобиғида устма-уст жойлашган бир неча оралиқ магматик ўчоқлар ҳосил қилган. Ушбу магматик ҳавзаларда ассимиляция ва контаминация жараёнлари билан бир вақтда, магманинг дифференциацияси ҳам ривожланиб борган. Ўз навбатида, Ер қобиғининг жинслари магмадаги учувчан ва бошқа маъдан элементларнинг тўлланишига сабаб бўлган. Нодир ва камёб микроэлементларнинг тарқалиши шуни кўрсатадики, Ер қобиғи ва юқори мантиядаги магматик ўчоқлар нодир элементларга тўйинган мантиянинг (гранатли ва шпинелли лерцолитларнинг) қисман эриши ҳисобига шаклланади (7.33- расм).

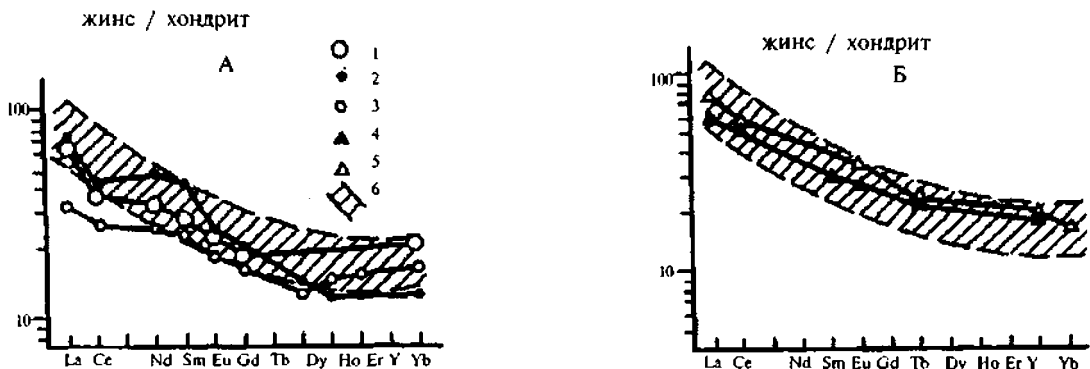


7.32- расм. Анд фаол чеккаларида ишқорий элементларнинг тарқалиши (R.S.Hagmon). 1 — жанубий сегмент; 2 — шимолий сегмент; 3 — марказий сегмент.

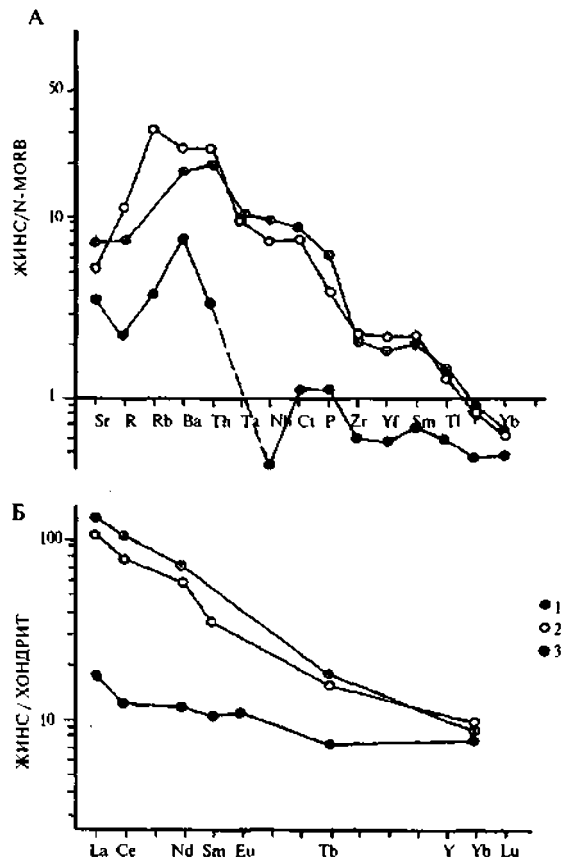
Шундай қилиб, Анд туридаги фаол чекка магматик жараёнларининг асосий хоссалари қуйидагилардан иборат. Биринчидан, улар таркибида содда толеит базальт кам учрайди, аксинча, бу ердаги асосли жинслар юқори глиноземли турга мансуб. Иккинчидан, бу турдаги ҳудудларда асосан SiO_2 , K_2O , Na_2O га бой бўлган магматик сериялар катта аҳамиятга эга. Юқорида кўрсатганимиздек, бунинг сабаби ҳосил бўлган магматик эритмалар Ер қобиғи жинслари билан фаол муносабатда бўлади, ўзаро мураккаб реакцияларга кирилади ва йирик нордон (гранитоид) плутоонлар ҳосил қилади. Ҳосил бўлаётган нордон магмаларнинг катта ҳажми, Ер қобиғининг бурмаланиши натижасида ёриқларининг бекилиши, уларнинг узоқ вақт сақланиб қолишига сабаб бўлади ва дунёдаги энг йирик ва баҳайбат плутоонлар ҳосил қилишига олиб келади.

7.4.2.1. Ёйорти рифтогенези ва спрединг ҳудудлардаги магматик жараёнлар

Вулканик минтақалар ва қитъалар ўртасида ёйорти ҳавзалари жойлашган. Улардаги иссиқлик ва магматик жараёнларнинг келиб чиқиши литосферадаги ва астеносферадаги кўтарилаётган плюмлар билан боғлиқ. Бундай ёйорти ҳавзаларининг мисоли сифатида Охота, Япон ва Филиппин денгизларини кўрсатиш мумкин (7.34- расм). Ушбу ҳавзалардаги магматик жараёнлар ҳар хил чуқурликда жойлашган магма ўчоқлари билан боғлиқ.



7.34-расм. Нодир элементларнинг Филиппин (Б) ва Коралл (А) оролларида тарқалиши (хондритга нисбатан). 1 — Жанубий Янги Гебрид ороли; 2 — Ер қобиғи иштирокидаги базальтлар; 3 — океан базальтлари; 4 — Сикокко ботқоғи; 5 — Дайто ботиғи; 6 — Филиппин ороли базальти.



7.33-расм. Анд вулканик минтақасидаги базальт ва андезитларда микроэлементларнинг тарқалиши. А- элементларнинг N-MORB га нисбатан миқдори (J.A.Rearce); Б. Элементларнинг хондритга нисбатан миқдори (R.S.Thorge, P.W.Fransis, L.O'Callaghan). 1 — жанубий сегмент базальтлари; 2, 3 — Марказий сегмент ишқорий базальтлари ва андезибазальтлари.

7.4.3. Коллизион магматизм (тўқнашув билан боғлиқ магматик жараёнлар)

Бу турдаги магматик жараёнлар қитъалар, ороллarning ёйлари бир-бири билан тўқнашувда, океан литосфераси уларнинг тагига ютилиб бораётганда содир бўлади. Мисол тариқасида қитъалараро, қитъа чеккаларидаги бурмаланган ўлкаларни кўрсатиш мумкин. Бу ўлкалар ўтмиш океанларининг бекилиши натижасида, ороллар ёйлариининг, террейнларнинг қитъаларга келиб қўшилишида пайдо бўлади (Урал тизмаси, Тяньшан, Ҳимолай-Альп бурмаланган ўлкалари).

Бундай ўлкалардаги магматик жараёнларнинг асосий хусусияти улардаги ниҳоятда кенг тарқалган хилма-хил гранитоидлардир. Гранитоид плутонлар Ер қобиғининг юқори қисмининг эриши натижасида ҳосил бўлади. Асосий қонуният шундан иборатки, дастлаб бир қатор гнейс ва гранит гумбазлар шаклланади, сўнгра улар бир-бири билан қўшилиб, йирик плутонларга айланади. Бурмаланган ўлкалардаги гранитларнинг келиб чиқиши жуда оғир ва мураккаб муаммо сифатида қолиб келаяпти ва улар магматик жараёнларни ўрганишда асосий аҳамиятга эга.

Тадқиқотлар шуни кўрсатадики, бурмаланган ўлкалар гранитоидларини икки йирик гуруҳга ажратиш мумкин. Булар Ф.Андерсон, Ж. Кеннеди, Уайт ва Чаппел томонидан S ва J гранитлар деб аталади. S- гранитлар чўкинди жинслар ҳисобига пайдо бўлган, деб тахмин қилинади. J-гранитлар эса базальт эритмаларининг дифференциацияси натижасида ҳосил бўлади. S- гранитлар, кўпинча, Ер қобиғида метаморфик, чўкинди жинсларнинг эриши натижасида дунёга келади ва шунинг учун ҳам уларнинг кўп хусусиятларини сақлаб қолади (масалан, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нисбати 0,708—0,710 га тенг). Бундай гранитлар йирик плутонлар, массивлар ва минглаб км га чўзилган минтақалар ҳосил қилади (Жанубий Тяньшан), аммо ўзининг вулканик муқобилларига эга эмас. (Т. Н. Долимов, 1971, 1981). J-гранитлар, кўпинча, мантиянинг юқори қисмининг эриб бориши, базальтларнинг дифференциацияга учраши натижасида ҳосил бўлади (масалан, Чотқол-Қурама тоғлари, Мугоджар тизмаси). Бу турдаги гранитоидлар деярли ҳамма ўлкаларда ўз вулканик муқобилларига эга ва улар билан ирсий боғланган (Д. С.Штейнберг, Т. Н. Долимов, 1981).

Коллизион (тўқнашув) ўлкаларда уларни бир-биридан ажратиш анча мушкул масала ҳисобланади.

Маълумки, коллизион магматик жараёнлар янги Ер қобиғининг шаклланишини яқунлайди ва бу ўлкалар геологик тузилишини мураккаблаштиради.

7.4.4. Қитъалардаги плитачи магматик жараёнлари

Плитачи магматик жараёнлари юқорида кўрсатилган гранитоид плутонлар тизими шакллангандан сўнг, бевосита мантиядан келаётган конвектив оқимлар натижасида ҳосил бўлади. Уларнинг энг асосий хусусиятлари шундаки, улар хилма-хил жойларда (платформа, қалқонлар, қадимги бурмаланган ўлкаларда) ҳосил бўлиши мумкин. Иккинчидан, бу турдаги магматик жараёнлар кўпинча асосли, ўта асосли ва ишқор жинслардан ташкил топган. Нордон жинслар, айниқса, гранитоид плутонлар деярли учрамайди ёки жуда кам учрайди. Уларни ҳосил қиладиган магматик ўчоқлар мантиянинг юқори қисмидан то ядро чегарасигача жойлашиши мумкин. Ва, ниҳоят, учинчидан, бу турдаги магматик жараёнлар майда магматик жисмлар (дайкалар, штоklar, диатремалар) ҳосил қилиб, тарқоқ ҳолда учрайди.

Уларнинг келиб чиқиши ва ривожланиши масалаларида ечилмаган муаммолар ҳали кўп.

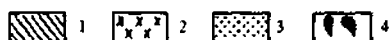
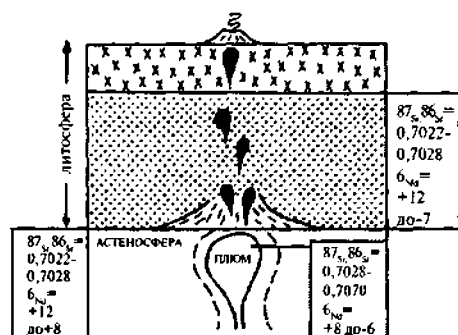
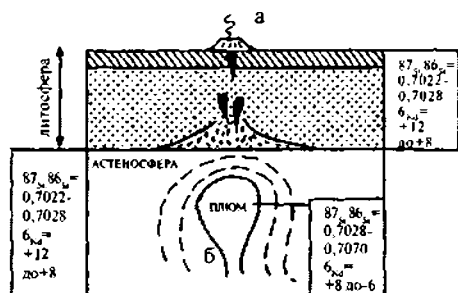
7.4.5. Рифтоген ўлкаларнинг магматик жараёнлари

Ҳосил бўлиш шароитларига асосланиб, рифтлар орасида бир-биридан анча фарқ қиладиган икки гуруҳ ажратилиши мумкин.

Б и р и н ч и с и, коллизия (тўқнашув) ва тоғ ҳосил бўлиш жараёнларидан сўнг содир бўлган (постколлизия) рифтлар тизими.

И к к и н ч и с и, платформалар шакллангандан кейин, литосферанинг парчаланиши натижасида ҳосил бўлган рифтлар.

Постколлизия рифтлар билан боғлиқ бўлган магматик жараёнлар кўпчилик бурмаланган ўлкаларда мавжуд. Бу тарқоқ дайкалар, уларнинг камарлари шаклланиши билан бошланади. Дайкалар таркибан бир неча гуруҳга ажралиши мумкин, аммо уларнинг ичида долерит, диабаз, ишқорли базальтлар асосий аҳамиятга эга. Гоҳи бу дайкалар таркибида карбонатитлар ҳам учрайди. Мисол тариқасида Чотқол-Қурама тоғларидаги пермь даври дайкаларини, Нуротадаги карбонатитларни кўрсатиш мумкин. Дайкалардан сўнг бир қатор тарқоқ, номос тор рифтлар пайдо бўлади (масалан, Чотқол тизмасидаги Косон рифти). Бундай тарқоқ рифтларда ўрта ишқорли базальтлар, андезитлар кенг тарқалган бўлиб,



7.35-расм. Мантиядаги магматик ўчоқларда эритмаларнинг изотоп таркиби (M. Medonald). 1 — океан пўсти; 2 — субокеан мантияси; 3 — мантия; 4 — мантиядан кўтарилаётган плумлар; а — океан ороллари; б — қитъа рифтлари.

уларда габбро, сиенит каби плутон жинслар кўп учрайди. Ушбу магматик серияларни ҳосил қилган магматик ўчоқлар ҳар хил чуқурликда жойлашиши мумкин. Улардаги ксенолитлар, минераллар парагенезисини ўрганиш шуни кўрсатадики, бу ўчоқлар Ер қобиғида астеносферагача жойлашиши мумкин (7.35- расм). Охириги йилларда плиталар тўқнашувини ўрганиш ҳозиргача маълум бўлмаган бир қатор янги маълумотларни берди. Масалан, океан литосфераси қитъа тагига сўрилаётган пайтда, ушбу океан литосфераси парчаланиб, бўлаклари алоҳида ҳаракат қила бошлайди. Натъжада „астеносфера дарчаси“ очилади ва унда ҳосил бўлган эритмалар юқорига, ер юзасига чиқиш имкониятига эга бўлади. Ўз навбатида, бундай «дарчалар» бурмаланган ўлкаларда мантия маҳсулотлари учун йўл очади.

Платформалар шакллангандан сўнг пайдо бўлган рифт тизимлари ҳам бир қатор хусусиятларга эга. Биринчидан, бундай рифтларда Ер қобиғининг умумий қалинлиги атроф-муҳитга нисбатан анча камаяди (30—35 км), иссиқлик оқимлари кучаяди, ўз навбатида, бу хусусиятлар астеносферанинг кўтарилиши билан боғлиқдир. Бундай кўтарилмалар астенолит дейилади. Мантия астенолитининг кўтарилиши ва ер юзасига яқинлашиши ер юзасида йирик гумбазлар ҳосил қилади, худди шу даврда литосфера остидаги жинсларнинг зичлиги пасаяди ва базальт эритмаларнинг ер юзига чиқиш имконияти пайдо бўлади. Фақат ушбу жараёнлардан сўнг ҳосил бўлган гумбазлар парчаланиб, рифт ботиқлари ҳосил бўлади. Ботиқлар ривожланишида вулқонли жараёнлар кенг тарқалган.

Вулқон маҳсулотлари қуйидаги магматик серияларга мансуб: ишқорли базальтлар, карбонатитлар, фонолитлар ва трахитлар. Кўриниб турибдики, асосан, ўта ишқорли жинслар асосий рифт маҳсулотлари бўла олади.

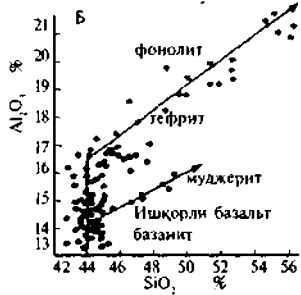
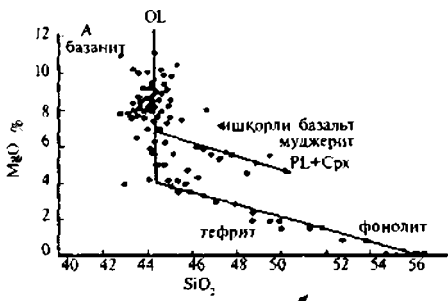
Булардан ташқари, рифтоген магматизмда ўта асосли жинслар ҳам иштирок этади. Мисол тариқасида Байкал, Иссиққўл, Мармара, Шарқий Африка рифтларини кўрсатиш мумкин.

Юқорида кўрсатилганидек, платформадаги рифтлар билан боғлиқ бўлган магматик жараёнлар мантия астенолитларининг кўтарилиши ва мантиядан келаётган плумлар билан боғлиқ. Шунинг учун ҳам уларнинг таркиби асосан ўта асос ишқорли ва асосли жинслардан иборат. Улар таркибини тиклашда ксенолитлар бирдан-бир ахборот воситаси ҳисобланади. Ксенолитлар, асосан, гранатли ва шпинелли лерцолитлардан иборат. Уларнинг эриши ўта асосли ишқорий меланефелинитлар пайдо бўлишига олиб келади. Ҳосил бўлган магмаларнинг ривожланиши кейинчалик ишқорий базальтлар ва содда толеитли базальтларни ҳосил қилади. Магматик жараёнларнинг ушбу йўналишида ривожланиши пировардида литосферанинг узилиши ва йирик рифт чўкмалари пайдо бўлишига сабаб бўлади (масалан, Қизил денгиз рифти). Магматик жараёнларнинг ривожланишида кристаллизация дифференциация жараёнлари асосий роль ўйнайди (7.36- расм).

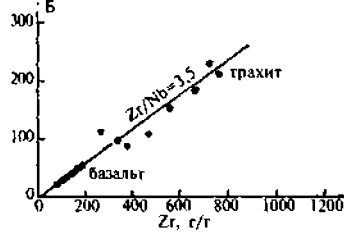
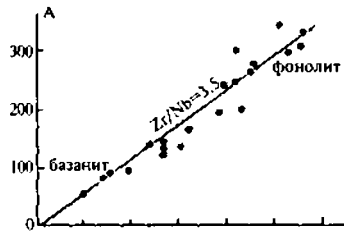
Расмдан кўриниб турибдики, магматик жараёнларнинг ривожланишида кристаллизация дифференциация етакчи аҳамиятга эга. Унинг йўналиши, биринчи навбатда, плагиоклаз-оливинлар парагенезисининг пайдо бўлиши, сўнгра пироксенларнинг пайдо бўлиши билан белгиланади.

Ҳар хил ишқорликка эга бўлган тоғ жинсларининг ўзаро алоқадорлиги ва ирсий боғлиқлиги 7.37-расмда Nb ва Zr тарқалиши билан исботланади.

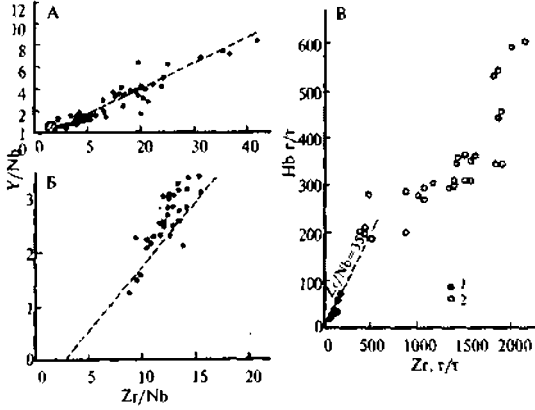
Постколлизон ва платформалардаги рифтларнинг табиатини ўрганишда, улардаги магматик жараёнларни тадқиқ этишда бир қатор нокогерент (енгил) элементлар: Rb, Th, Ba, La, Ti, P, Zr, Hf, Ta, Nb катта аҳамиятга эга. Умумий қонуният шундан иборатки, уларнинг энг кўп миқдори калийли ишқор жинсларда ва ўрта ишқорли, кам ишқорли, толеит серияларга ўтган сари аста камайиб боради (7.38, 7.39-расм). Мисоллар 7.40, 7.41-расмларда келтирилган.



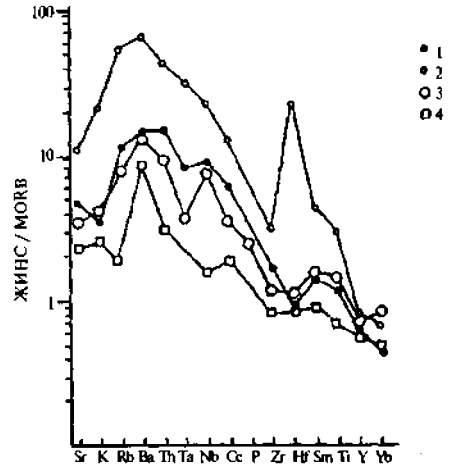
7.36-расм. Шарқий Африка рифтларидаги вулкон жинслар учун MgO-SiO₂ (А) ва Al₂O₃-SiO₂ (Б) диаграммаси (Т.Н.Фролова бўйича).



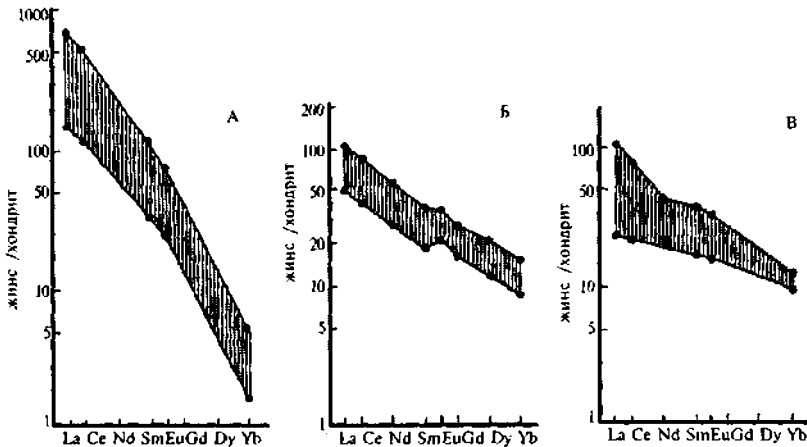
7.37-расм. Кения рифт тизимида ишқорли базальтлар (А) ва базальт-фонолит (Б) серияларида Nb ва Zr тарқалиши (Р.Е.Васер).



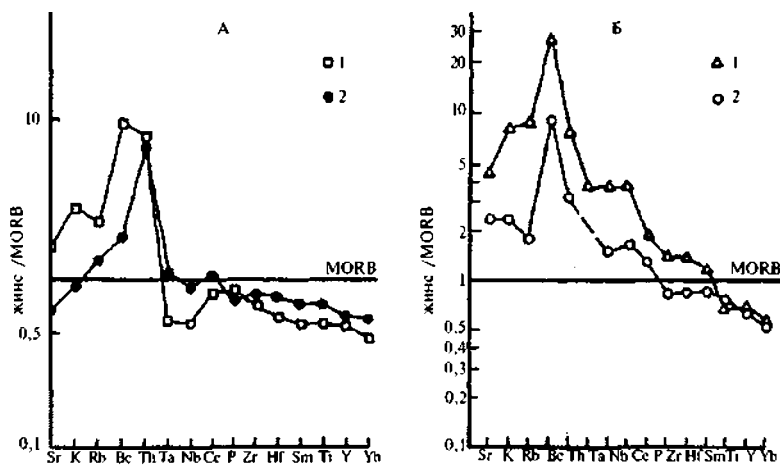
7.38-расм. Y/Nb ва Zr/Nb нисбатининг базальтларда тарқалиши.



7.39-расм. N-MORB турдаги базальтларда микроэлементларнинг тарқалиши. 1 — ўрта ишқорли жинслар; 2 — Ньяса-Танганьика ўрта асосли жинслари; 3 — Грегори рифти лейкократ базальтлари; 4 — Рио-Гранде рифти базальтлари.



7.40-расм. Ҳар-хил ишқорли базальтларда нодир элементларнинг тарқалиши (Т.И.Фролова бўйича). А — ўта калийли базальтлар; Б, В — ўта ишқорли базальтлар (Шарқий Африка, Рио-Гранде, Эфиопия рифтлари).



7.41-расм. Микроэлементларнинг сериявий таркиби (N-MORB га нисбатан. А — пойдевор жинслари. Б — Рио-гранде базальтлари (Т.Н.Фролова, J.F.Реасгі). 1 — контаминацияга учраган жинслар; 2 — контаминацияга учрамаган жинслар.

Трапплар ва ишқорий интрузиялар

Платформа рифтларида энг кўп тарқалган магматик сериялардан бири бу трапплардир. Трапп — бир қатор асосли толеит жинсларнинг умумлаштирилган номи. У толеитли базальтлар, долеритлар, трахидолеритларни ўз ичига олади.

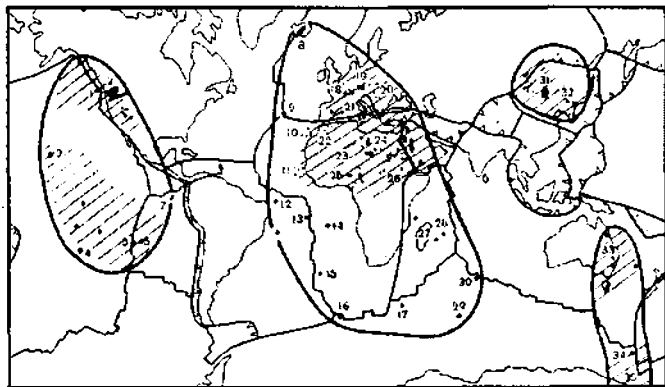
Траппларнинг энг асосий хусусияти — таркиби кам ишқорли, темир, магний ва кальцийга анча тўйинганлиги (толеит серияси), анча суёқ магмалардан ҳосил бўлганлигидир. Шу сабабдан улар ниҳоятда катта майдонларни эгаллайдилар. Масалан, фақат Сибирь платформасида 1,5—1,7 млн. кв. км майдонни ишғол қилган. Улар Бразилия, Африка, Ҳиндистонда кенг тарқалган. Трапплар билан бир қатор силлар, дайкалар, майда интрузиялар ҳам учрайди.

Платформа рифтларида трапплар кўпинча ишқорий базальтлар билан бирга учрайди. Улар, асосан, трахобазальтлардан иборат. Плутоник жинслар қатламланган габбро интрузивлари, ўта асосли ҳалқасимон жинслардан иборат. Ишқорий интрузив жинслар, асосан, нефеленитлар, карбонатитлардан ташкил топган.

Ниҳоят, платформа рифтларида олмосли кимберлит ва лампроит сериялари кенг тарқалган.

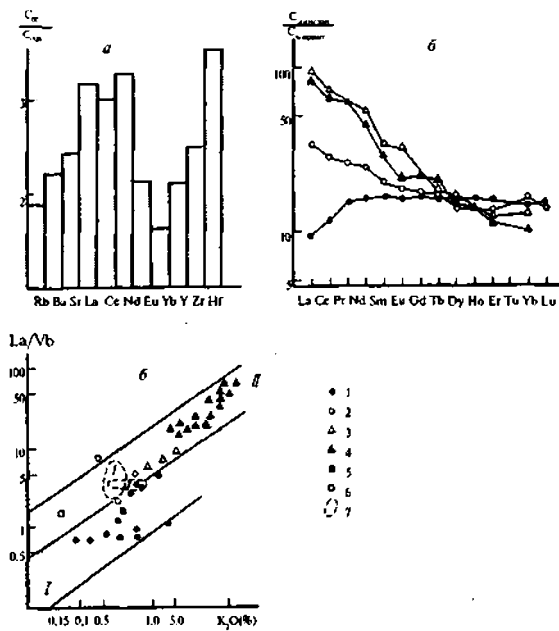
7.5. Плитаичи магматик жараёнларининг баъзи глобал хусусиятлари

Плитаичи магматик жараёнларининг асосий хусусиятларидан бири шундаки, улар плита чегараларидаги жараёнлар билан боғлиқ эмас. Шу билан бир вақтда, бу турдаги магматик жараён маҳсулотлари хилма-хил шаклдаги геологик жисмлар ташкил қилади: силлар, штоклар, дайкалар,



7.42-расм. Янги даврдаги (15 млн. й.) плитаичи магматик жараёнлар қайд қилинган ўлкалар (Л.П.Зоненшайн буйича). Нуқталар ва рақамлар билан плитаичи магматик арсеаллар кўрсатилган.

қопламалар, гумбазлар, якка вулқонлар ва ҳоказо. Тектоник жиҳатдан ҳам улар океанларда, платформаларда, бурмаланган ўлкаларда, қитъаларнинг фаол чеккаларида, қалқонларда жойлашиши мумкин. Бу турдаги магматизмнинг яна бир хусусияти, у жуда катта майдонларни ишғол қилиши мумкин. Плитаичи магматик жараёнларни Т. Вилсон ва У. Морган (1970) мантиядан кўтарилаётган иссиқлик оқимлари, плюмлар ва астенолитлар билан боғлаган. Ушбу олимларнинг фикрича, литосфера плиталари мантиянинг қизиган нуқтаси ёки майдони устидан ўтаётгандагина бундай тарқоқ магматизм пайдо бўла бошлайди. Ҳозирги даврда (0—15 млн. й.) ҳосил бўлган плитаичи магматик маҳсулотларнинг тарқалишини Л. П.Зоненшайн кўрсатиб берган (7.42, 7.43- расм). Унинг фикрича, Ер шарида



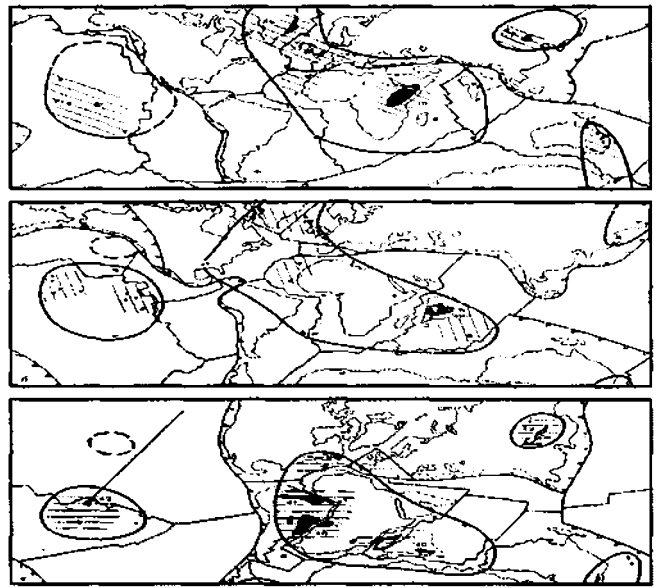
7.43-расм. Плитаичи магматик маҳсулотларнинг геохимик характеристикалари (Л.П.Зоненшайн буйича): а) N-MORB базальтларида (COX) элементларнинг тарқалиши; б) океан ороллар; в) — базальтлардаги K_2O алоқалари: I — N-MORB толеит базальтлар; II — плитаичи базальтлари: I — N-MORB базальтлари; 2 — ороллардаги толеит-базальтлар; 3 — ороллардаги ишқорий базальтлар; 4 — рифтларнинг ишқорий базальтлари; 5 — хондритлар; 6 — метеоритлар; 7 — Гавай ороллари базальтлари.

бу магматизм куйидаги йирик вилоятларни ҳосил қилади: Тинч океани, Африка, Марказий Осиё, Тасмания.

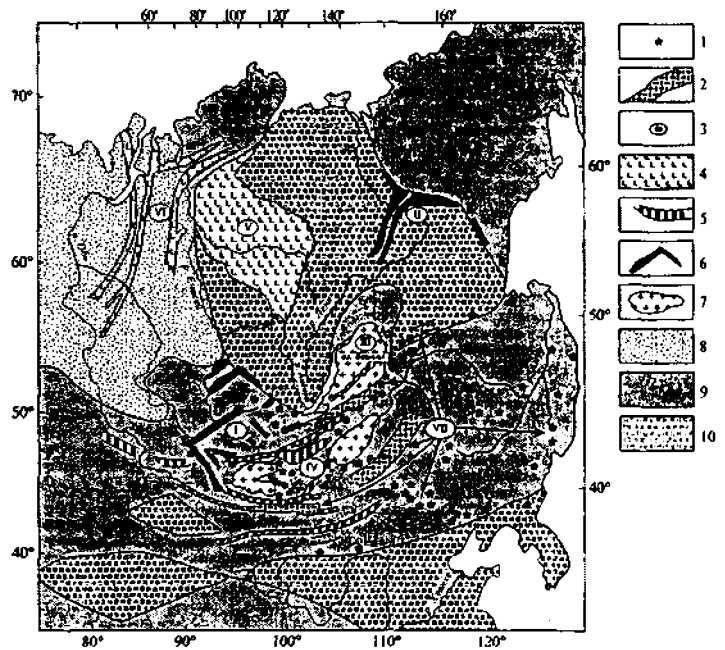
Плитаичи магматик жараёнларининг бир қатор ўзига хос хусусиятлари борки, уларни қайтадан изоҳлаб ўтишни жоиз деб топдик. Биринчиси, юқорида кўрсатилган тарқоқлик (тарқоқ рифтлар, яқка жойлашган вулқонлар, дайкалар ва ҳоказо) Ер қобиғининг қалинлиги билан боғлиқ. Иккинчидан, улар асосан, мантия маҳсулотларидан иборат бўлиб, мантиянинг ер юзасига кўтарилиши, плюмлар пайдо бўлиши билан боғлиқ. Учинчидан, плитаичи магматик маҳсулотлари ўзига хос геохимик хусусиятларга эга, хусусан, у ишқорлар билан тўйингандир (7.44, 7.45-расм).

7.6. Архей ва палеопротерозой магматик жараёнлари

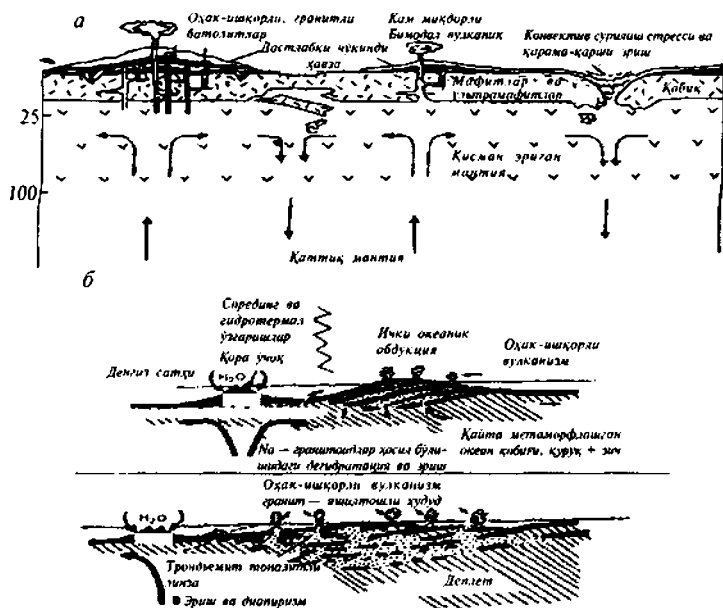
Бу босқичдаги магматик жараёнлар кейинги (палеозой, мезозой) даврлардаги жараёнлардан анча фарқ қилади ва шунинг учун биз уни тавсифлаб ўтишни лозим топдик. Бу давр магматик жараёнларининг асосий хусусияти мантиянинг дифференциацияси жуда тез суръатлар билан кечганлигида, иссиқлик майдонларининг ўта фаоллигидадир. Олимларнинг фикрича архей давридаги иссиқлик оқимлари фанерозойга нисбатан 4—5 марта ортиқроқ бўлиши тахмин қилинади. Шунинг учун бўлса керак токембрий бошларидаги магматик жараёнлар жуда тез ва шиддат билан кечган. Магматик маҳсулотлар орасида ҳозиргача маълум бўлган деярли ҳамма формация ва сериялар мавжуд (ўта асосли турлардан, то нордон



7.44-расм. Кайнозой даврида магматик жараёнларнинг тарқалиши (Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин буйича).



7.45-расм. Сибирь платформасида плитаичи магматик майдонларининг тарқалиши (В.В.Ярмолюк буйича): 1 — кайнозой давридаги маҳсулотлар; 2 — куйи мезозой; 3 — мезозой; 4 — пермь; 5 — юқори палеозой; 6 — девон; 7 — гранит батолитлари; 8 — Фарбий Сибирь плитаси; 9 — бурмаланган ўлкалар; 10 — платформалар.



7.46-расм. Энг қадимги Ер қобиғи шаклланишининг икки модели (В.Е.Хамн бўйича): а — сагдукция модели; б — обдукция модели.

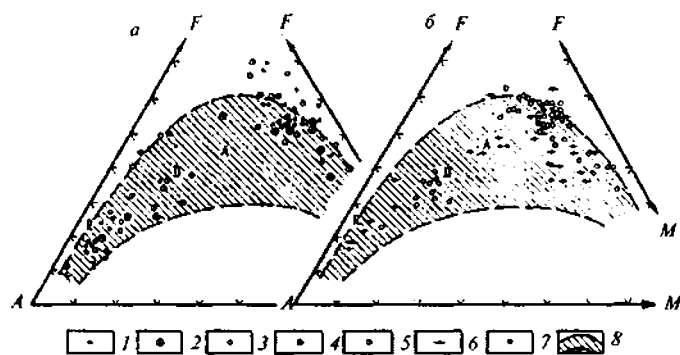
ишлаб, йўқотиб юборган бўлса керак. Улар таркибини Ердаги энг қадимги (3—3,5 млрд й.) кул ранг гнейсларда учрайдиган ксенолитларга асосланиб тиклаш мумкин.

Ойдаги энг қадимги жинслар — бу анортозит ва габбро-анортозитлардир. Уларнинг мутлақ ёши 4,2 млрд йил. Ҳозирги вақтда Австралия платформасининг пойдеворидаги кул ранг гнейслардан олинган цирконнинг ёши 4404 млн й.ни ташкил қилади. Ушбу рақамга асосланиб, бу босқич ёшини 4,5—4,6 млрд. десак тўғри бўлар эди.

„Кул ранг“ гнейслар ҳосил бўлган босқич ҳам унча ўрганилган эмас. Аммо ўша давр қитъаларининг деярли барчасида жуда катта ҳажмдаги кул ранг гнейслар пайдо бўлган. Шуниси ажабланарлики, бу гнейслар таркибан трондемит, плагиогранит, гранитлардан иборат. Мана шу жуда катта ҳажмдаги гранит эритмалари ниманинг ҳисобига пайдо бўлгани, қандай жараёнлар ушбу гранитлар учун бош механизм бўлганлиги ҳозиргача аниқ эмас.

Ҳозирги кунда „кул ранг“ гнейслар, тоналит-трондемит-гранит серияларининг келиб чиқишини назарда тутган уч модель мавжуд. Биринчи модель мантияда учувчан элементлар билан тўйинган мантия плумлари ўз устидаги асосли (базальт-габбро) қатламли катта қисмини эритган, ҳосил бўлган магмалар дифференциацияси натижасида хилма-хил тоналитлар ва трондемитлар пайдо бўлган. Иккинчи модель архей даврида ҳосил бўлган океан литосферасининг субдукция жараёнларига учрашини назарда тутди. Бу моделда ҳам сўрилиш натижасида тоналит-трондемит магмалар дифференциация натижасида ҳосил бўлиши назарда тутилади. Ниҳоят, учинчи модель, анча қизиган, серпентинлашган Ер пўстининг парчаланиши, бўлақларнинг тўпланишини назарда тутди (7.46- расм).

Гранит ва яшилтош минтақалар ҳосил бўлиш давридаги қитъаларда икки хил асосий тузилмалар кенг тарқалган. Биринчиси — гнейс-гранит гумбазлар, иккинчиси — ушбу гумбазларни ажратиб турувчи



7.47- расм. Яшилтош минтақаларидаги вулқон жинсларининг АҒМ диаграммасидаги таркиби (А.Ф.Грачев бўйича) а) архей даври учун: 1—2 — Фарбий Карелия; 3—5 — Шимолий Америка; б) палеопротерозой даври учун: 6—7 — Шарқий Сибирь; 8 — ҳозирги замон оҳақ-ишқор сериясининг майдони.

турларигача). Ҳозирги вақтда архей-палеопротерозойдаги жараёнлар қуйидаги уч кетма-кет босқичга бирлаштирилади: ой, кул ранг гнейс ва гранит — яшилтош босқичлари. Ана шу уч босқичдаги магматик жараёнлар натижасида Ер қобиғининг 80% („гранит“ қатлами) шаклланган. Бу токембрийда шаклланган тўлақонли қитъа Ер қобиғи платформалар, қалқонлар, деярли барча бурмаланган ўлкалар пойдеворида учрайди.

Ой босқичи давридаги магматик жараёнлар тўғрисида маълумотлар кам. Г.Маруяманинг фикрича, бу босқичда мантияда анча катта ҳажмдаги магматик „ҳавза“ ҳосил бўлган ва унинг деярли 70—80% и иссиқлик оқими балан бўлгани учун эриб кетган. Бу „магматик ҳавзада“ ҳосил бўлган эритма ҳосиллари энг қадимги Ер қобиғини ташкил қила бошлаган. Кейинчалик содир бўлган тектоник ва магматик жараёнлар бу босқич маҳсулотларининг деярли барчасини қайта

яшилтош минтақаларидир. Ўз навбатида, бу босқич яна 3—3,8 млрд й., 2,6—3,0 млрд й ва 2—2,6 млрд й. қисқа даврларга ажратилади.

1,8 млрд йилдан бошлаб ернинг тарихида бошқа, ниҳоятда мураккаб геодинамик жараёнлар бошланади. Ҳар бир эранинг бошида рифтогенез, яъни литосферанинг узилишини кузатишимиз мумкин. Бу жараён океан ёки субокеан узилмаларни пайдо бўлишига олиб келиши мумкин. Архейдан то палеопротерозойга қараб, геодинамик жараёнларнинг тури, йўналиши ўзгариб боради. Агар архейда, асосан, рифт ҳосил бўлиш жараёнлари устун бўлса, протерозойдан бошлаб плиталар тектоникасига мансуб ўзгаришлар содир бўлади.

Яшил тош минтақалар таркибан базальтлар, коматиитлар, ўта асосли жинслардан иборат бўлиб, кейинчалик метаморфизмга учраган ва ранг жиҳатдан (яшил) бир хил бўлиб қолган. Яшил ранг жинслардаги хлоритлашиш, эпидотлашиш, слюдалар ҳосил бўлиши, пренитлашиш каби жараёнлар билан боғлиқ. Вулканик жинслар қуйидаги серияларни ташкил қилади: базальт-коматиит, базальт ва базальт-риолит. Уларнинг таркиби анча кейин ҳосил бўлган марказий океан тизмаларидаги базальтларга жуда ўхшаш (7.47- расм).

VIII БОБ. ЧЎКИНДИ ТЎПЛАНИШ ВАЗИЯТЛАРИ ВА ФАЦИЯЛАР

8.1. Фациал таҳлилнинг умумий ҳолати

Ернинг тузилишида магматик жинслар ва магматизм жараёнлари билан бир қаторда, чўкинди жинслар жуда катта аҳамиятга эга. Уларнинг келиб чиқиши, ҳосил бўлиш шароитлари, таснифи ниҳоятда мураккаб бўлиб, махсус фанлар (литология, фациал таҳлил) томонидан ўрганилади.

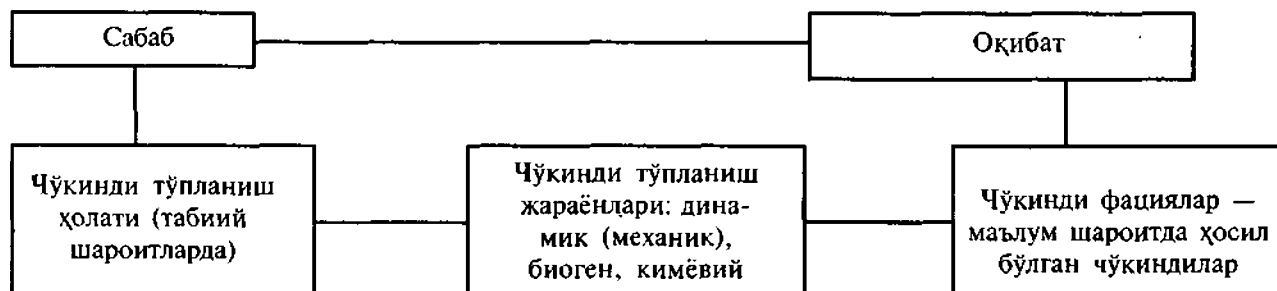
Фациал таҳлилнинг мақсади—чўкинди тўпланиш жараёнлари хусусиятларини қайта тиклаш ва шу асосда уларнинг тўпланиши, табиий шароитларини аниқлаш, генетик турларини ва уларнинг уюшмаларини (фацияларини) ажратишдан иборат. Фациал таҳлилда чўкинди тўпланиш шароитлари (ландшафтнинг табиий элементлари), чўкиндиларнинг динамик, кимёвий ва биоген жараёнлари ва ниҳоят, фацияларига, яъни чўкиндиларнинг ўзига хос белгиларига ва ҳосил бўлиш жараёнларига эътибор бериш лозим. Уларнинг ўзаро фарқлари 8.1- жалвал кўринишида бўлади.

8.1-жадвал.

Чўкинди тўпланиш жараёнининг схемаси
(П.П.Тимофеев бўйича)

Хар хил турдаги чўкинди жинсларнинг ҳосил бўлиши	Чўкинди жинсларнинг ҳосил бўлиши кетма-кетлиги	Тоғ жинслари ва чўкиндиларнинг парчаланиши	Физик, биоген, хемоген, атмосфера, гидроген сувости нураш						Гипертация (гипергенез)	Парчаланиш де-зинтеграция ҳавзаси
			Бошланғич материалларни миграцияга тайёрлаш ва чўкинди жараёнига қўшиш. Коллювиал чўкиндилар							
			Аутиген минераллар ҳосил бўлиши, уларнинг уюшмаси (in situ) ва миграциянинг бошланиши							
			Ер устида моддаларнинг тўпланиши. Сувости, шамол, сувли, биоген, гидротермал, вулканик ва бошқалар (биринчи босқич)							
		Чўкиндилар генезиси (чўкиндиларнинг келиб чиқиши)	Оқим ҳавзаларига чўкинди материалларнинг ташилиши ва сараланиши. Вақтинчалик ва оралиқ						Седиментация (седиментогенез)	Чўкинди тўпланиш ҳавзаси
			Кинетогенез-бошланғич ташилиш жараёнида чўкинди моддаларнинг ўзгариши ва уларнинг вақтинчалик оқим ҳавзаларида тўпланиши							
			Тўлиқ геохимёвий ва геоминералогик комплекс минераллар, уларнинг уюшмалари билан мужассамлашган чўкиндиларнинг ҳосил бўлиши (иккинчи босқич)							
			Охириги оқим ҳавзаларида седиментологик белгилари бўлган комплекс тўлиқ чўкиндиларнинг тўпланиши (учинчи босқич).							
			Чўкинди тўпланиш ҳавзасида комплекс седиментацион белгилари бор чўкиндилар							
		Арогенез жинсларнинг ҳосил бўлиши	Терриген	Биоген	Хемоген	Вулканоген	Магматоген	Гидроген	Литификация (литогенез)	Жинс ҳосил бўлиш ҳавзаси
			Диагенез							
			Катагенез							
Метагенез										
Регионал метаморфизм (чўкиш)										

Чўкинди жинсларнинг хилма-хиллиги уларнинг ҳосил бўлиш шароитларининг ранг баранглигини англатади. Чўкинди тўпланиш шароити деганда Ер қобиғининг юзасини назарда тутамиз. Кўпчилик олимлар уларни алоҳида табиий категория, яъни ландшафт қисми деб тушунишади. Ландшафтнинг ҳар бир тури ўзига хос чўкинди тўплаш хусусиятига эга. Шу боис ҳар бир чўкинди тўпланиш шароити ўзига хос геологик жараёнларнинг ривожланиши билан белгиланади.



8.2. Чўкинди тўпланиш жараёнлари

8.2.1. Динамик жараёнлар

Динамик жараёнлар терриген чўкиндилар ва модда заррачаларининг ҳаракати, парчаланishi ва тўпланиши учун масъулдир (8.1-расм).

Бу жараёнлар чўкинди моддаларнинг ҳар хил тезлик натижасида гравитацион, сув, суспензия, ҳаво ва муз оқимларида ташилишини таъминлайди. Ер юзасида умумий гравитацион ҳаракат, рельефнинг юқори нуқтасидан пастликка, яъни юқори энергетик сатҳдан паст сатҳга йўналтирилган. Динамик ҳаракатлар — ландшафтнинг диалектик мазмунидир.

Механик дифференциация нуқтаи назаридан, оқим билан ташилаётган чўкинди заррачаларнинг ўлчами, чўкинди тўпланишнинг энергетик сатҳнинг муҳим кўрсаткичларидан ҳисобланади: зарра қанчалик йирик ва катта бўлса, оқимнинг энергетик сатҳи шунча юқори бўлади, маҳсулот яхши сараланган бўлса, шунчалик энергетик сатҳ узоқ давр сақланган бўлади.

Чўкинди моддалар оқимда ташилса оқимнинг кучи модда оғирлигидан юқори бўлади. Оқим кучининг сусайиши чўкиндиларнинг тўпланишига олиб келади. Чўкинди моддаларнинг йиғилиб бориши оқимнинг ҳар хил ҳаракат шаклида юзага келишини кўрсатади. Бу тоғ ён бағридаги жинсларнинг кўчиши, дарёлар ўзанида чўкиндиларнинг вақтинчалик ва доимий оқимларда ҳаракат қилиши, дарё қирғоқларида тўлқин келиб-кетиши билан боғлиқ жараёнлар (8.2- расм).

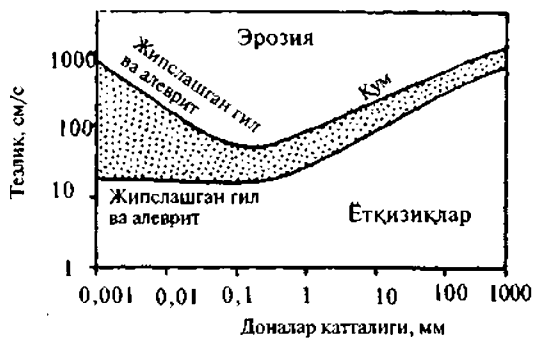
№	Тубда судраш	Механик лойқа	Коллоид эритма	Ҳақиқий эритма		
				тўйинган	тўйинмаган	
1						Хлоридлар ва сульфатлар K, Na, Ca, Mg
2						Карбонатлар Ca, Mg
3						Темир, марганец, фосфор, микроклин (V, Cr, Ni, Co, Cu)
						Гил минераллари, алевролит ва қум

8.1-расм. Чўкиндиларнинг асосий қисмларини бир жойдан иккинчи жойга кўчириш шакллари (Н.М. Страхов бўйича). 1 — гиллар минераллари; 2 — гиллар ва чақик жинслар минераллари; 3 — бошқа моддалар

Ер юзасининг гипсометрик хусусиятлари, унинг бўлаксимон тузилиши ландшафтнинг бўлинишига олиб келади. Уларнинг энг йирик намояндalари қитъалар ва океанлардир.

Қитъалар асосан, баландликлар, тоғлар, ёнбағирлар ва уларни айириб турувчи дарё водийларидан иборат. Дарё водийлари баландликларнинг парчаланishi маҳсулотларидан ташкил топган ер усти ва сувости текисликларини ташкил қилади. Уларнинг ҳар бири чўкиндиларнинг йиғилиш қонуниятларига бўйсунadi.

Ландшафт динамик ҳаракатчан тизим бўлиб, ўзида йиғилиб қолган маҳсулотларни ҳар хил гранулометрик синфларга ажратади ва ўз атрофида сақлаб қолишга ҳаракат қилади. Мисол учун, тоғ дарёларининг ер устидаги „конус-вынос“ тизимида йирик чақик, майда, дондор ва гил (лойқа) зоналар пайдо бўлади. Океанларнинг қитъа этақларидаги лойқа оқимлари ҳам худди шундай тузилишга эга.



8.2-расм. Эрозия ва чўкиндиларни узатиш пайтида оқим тезлиги ва бўлақларнинг катта-кичиклиги алоқаси. Юқори расм Юльстрём томонидан тузилган. Пастки расм майда донадор моддаларнинг эрозия пайтидаги кўчишини кўрсатади.

8.2.2. Биоген жараёнлар

Тирик организмлар атроф-муҳитдан кимёвий элементларни ўзлаштириши ва улардан карбонатли ва кремнийли скелетлар ҳосил қилиши, организмнинг ҳаётига зарур бўлган металллар ва кимёвий элементларга тўйинган тирик органик моддалар яратилиши биоген жараёнлар сирасига киради. Шунини таъкидлаш лозимки, кимёвий элементларнинг миқдори сувда унча кўп бўлмайди, бу эса уларни сувдан оддий кимёвий йўл билан ажралишига олиб кела олмайди. Мана шу хусусият биоген чўкинди тўпланиш жараёнларининг ўзига хослигини белгилаб беради ва терриген, хемоген ётқизикларнинг тўпланиш жараёнидан тубдан фарқ қилади.

Чўкиндиларнинг ҳосил бўлишида биоген жараёнларнинг иштирок этишини иккита асосий хусусиятини кўрсатиш зарур. Биринчидан, бу биоген чўкиндиларнинг бевосита шаклланиши. Иккинчидан, ҳайвонот ва ўсимликлар фаолияти туфайли атроф-муҳит, унинг кимёвий хусусиятлари ўзгаради ва седиментацион жараённинг ҳосил бўлишида ўз аксини топади.

Ландшафтларнинг биологик ҳосилдорлиги иқлим, сувнинг шўрлиги ва атмосферанинг таркиби каби омиллар билан боғлиқ. Ҳавзаларга моддаларни олиб келиш ҳажми муҳим аҳамиятга эга. Бундай ландшафтларда ҳаёт ривожланишига қарамасдан, катта ҳажмдаги терриген чўкиндиларнинг чиқиб кетиши, биосинтез ҳосилалари билан чақиқ маҳсулотлар аралашувини кўрамайди. Шунинг учун тоза оҳақтошлар, силицитлар ва каолинитлар соф оқим билан чегараланган ҳудудларда ҳосил бўлади.

Биосинтез маҳсулотлари карбонат, силицит қатламлар сифатида сақланади.

Биоген карбонатли чўкиндилар скелет қолдиқларининг чўкиши ва шу йўл билан йиғилиши натижасида ҳосил бўлади. Уларнинг барча турларини иккита катта гуруҳга ажратиш мумкин: бентоген, яъни шельф шароитининг 200 м чуқурлигигача ҳосил бўладиган ва планктоноген, катта чуқурликларда ҳосил бўладиган скелетлар (булар бутунлай эриб кетади).

Оҳақтош тўпланиш жараёнларини ўрганиш шунини кўрсатадики, бентоснинг умумий қисмидан 83% и шельфга тўғри келади. Қитъалар ёнбағрида бентос миқдори 17% га тенг. Бентоснинг асосий чўкинди ҳосил қилиш аҳамияти шельф билан чегараланган. Шунинг учун карбонат ётқизикларининг асосий қисми шельфга мансубдир. Бентоген оҳақтошлар

Аллювиал ётқизиклар ўзани қумтошлар, поймада ҳосил бўлган алевритлар ва гиллардан ташкил топган. Хилма-хил ландшафтларнинг ётқизиклари рельефнинг ҳар хил геоморфологик сатҳида кенг гранулометрик синфли чўкиндилардан, биоген ва хемоген тоғ жинсларидан иборатдир.

Тўпланаётган чўкиндиларни ландшафт сақлаб қолишга ҳаракат қилади. Ўз навбатида, бу жараён дифференциялашган ландшафтнинг янги авлодини яратади.

Ҳар бир йирик ландшафт зонал дифференциация жараёни туфайли ягона транзитли оқимни белгилайди. Масалан, тоғ ўзани, конус-вынослардаги ўзан, текислик дарёларининг ўзани, дельталардаги ёриб ўтиш каналлари. Улар чўққилардаги нураган жойлардан то охириги сув куйилиш ҳавзаларигача бўлган чўкинди жинсларнинг ҳаракатига ёрдам беради.

Динамик жараёнлар чўкинди тўпланиш йўлининг асосини ташкил қилади, хилма-хил чақиқ жинслар ва уларнинг уюмлари—олистостром, валун, шағал ва майда қумдан то қумтошгача, алеврит ва тупроқдан то ўта майда парчаланган гилгача жавобгардир. Динамик жараёнлар чақиқ оҳақтошлар ва доломитлар ҳосил бўлишини ҳам таъминлайди.

эркин ҳаракатланувчи умуртқасизлар ва океан тубига, ёнбағрига бириктирилган бентос асосида ҳосил бўлади. Биринчиларига мисол қилиб — пеллециподадар, гастроподадар, брахиоподалар ҳамда майда чиганоқли нумулитлар, фораминиферлар ва бошқаларни кўрсатиш мумкин. Оҳақтошларнинг муҳим гуруҳларини мустаҳкам бентослар—кораллар, строматопоридлар, сув ўсимликлари, пелициподадар, гастроподадар, рудистлар, археоцеатлар ва бошқалар ташкил қилади. Улар ҳар хил шаклдаги аккумулятив жисмлар чиганоқли банклар, биостромалар, биогермлар ва рифли қурилмалар ҳосил қилади. Гидродинамик фаол шароитда, оқим ва тўлқинлар билан уларнинг парчаланиши туфайли карбонатли маҳсулот ҳавза бўйлаб тарқалади ва ҳар хил оҳақтошлар ҳосил бўлади.

Планктоноген оҳақтошлар бошқача йўл билан ҳосил бўлади. Бу жараёнда сув ўсимликлари ва ҳайвонлар ўртасидаги алоқалар муҳим аҳамиятга эга. Денгиз ва океанларнинг асосий ҳаёт қисми фотосинтез зонаси ҳисобланади. Планктоннинг ва бентоснинг озикланиши фитопланктон бирламчи маҳсулоти билан таъминланади. Денгизнинг бошқа барча организмлари бу бирламчи моддани қайта ҳосил қилади.

Коколитли, фораминиферли, птероподали ва острокадали оҳақтошлар планктоногенли ҳисобланади. Улар қаторига микритли, пелитоморф оҳақли чўкиндиликлар ҳам киради, уларнинг ҳосил бўлиши оддий кальцит кристалл ўлчамларигача бўлган фито- ва зоопланктон скелет заррачаларининг эриши натижасида ҳосил бўлади.

Денгиз ландшафтларининг биоҳосилдорлиги ва у билан боғлиқ биоген карбонат тўпланиш миқдори кўплаб омиллар билан боғлиқ. Газли режим ва сувларнинг тўйимли моддалар билан бойлиги алоҳида аҳамиятга эга.

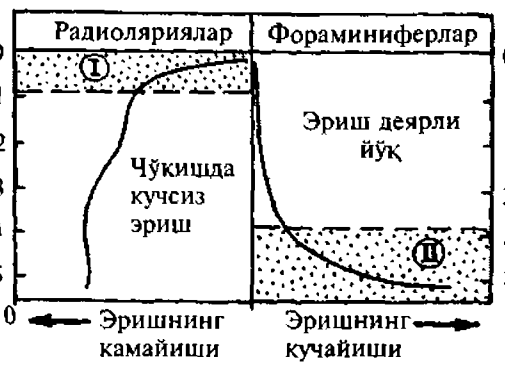
Оҳақтошларнинг катта қисми илиқ, кислородга бой, шўрлиги 32-37% нормал денгизларда ҳосил бўлади. Чучук ва шўрланган ҳавзаларда биоҳосилдорлик кескин пасаяди. Сувлар турғун шароитда, органик моддаларнинг оксидланиши ва сульфатредукция ривожланиши туфайли улар кислородсиз бўладилар. Бундай ҳолатда карбонатларнинг биосинтези олтингугурт, водород билан бойишдан тўхтади. Органик моддалар билан тўйинган ёнувчи сланецлар ва гиллар ҳосил бўлади.

Эриган карбонат кислота миқдори биоген карбонатларнинг сақланишига таъсир қилади. Фотосинтез зонасида сув ўсимликлари фаолияти туфайли сувдан CO_2 ўзлаштирилади ва кислород билан тўйинади. Шунинг учун риф қурувчи маржонлар сув ўсимликлари билан бирга учрайди. Сув ўтлари сувни кислород билан бойитади. Бир вақтда CO_2 ўзлаштирилиши натижасида карбонатларнинг эриши пасаяди, кальцитнинг чўкиши кимёвий йўл билан ҳосил бўлган дейиш мумкин. Оҳақтошлар тўпланишининг батиметрик чегараси ҳозирги пайтда 4,5 км га тенг (8.3-расм).

Кремнийли чўкиндиликлар биоген йўл билан ҳосил бўлиши мумкин (карбонат ҳосил бўлиш схемаси бўйича). Уларнинг орасида диатомитлар, радиоляритлар ва спонголитлар—диатомли сув ўсимликлари радиолярийлар ва губкалар ҳосилаларидир.

Қазилма ҳолатида улар ўзларининг скелетлари шаклини сақлаб қолишади. Аммо диагенез пайтида ва кейинги ўзгаришлар натижасида аморф ёки криптокристаллик тузилишга ўтадилар (трепеллар, опокалар, фтанитлар, яшмалар).

Нобуд бўлган организмларнинг солиштирма оғирлигига қараб чўкиш йўли билан ҳосил бўладиган планктоноген силицитлар жуда кенг тарқалган. Уларнинг заррачалари ниҳоятда майдалиги скелетларнинг эришига ёрдам беради. Шунинг учун уларнинг катта қисми сув тубигача етиб бормайди. Кремнийли қолдиқлар чўкишининг яққол кўзга ташланадиган услубларидан бири — бу уларнинг юмалоқланган агрегатларидир (плетлар, капролитлар), яъни планктон билан озикланадиган денгиз ҳайвонларининг қолдиқларидир. Худди шундай, карбонат қурувчилар фито- ва зоопланктонлар ҳаёт фаолиятидаги ҳосилалар ҳам тўпланади. Кремний тўпланиши губкалар билан боғлиқ бўлиб, уларнинг спикүлидан спонголитлар ҳосил бўлади.



8.3-расм. Фитопланктон ва карбонат, кремнийли скелетларнинг ҳар хил чуқурликдаги (км) турғулиги. I — кремнийли; II — карбонатли скелетлар.

Муҳим катта гуруҳни каустобиолитлар—торф, кўмир, сапропел ва ёнувчи сланецлар ташкил қилади. Уларнинг асосий жинс ҳосил қилувчи қисмлари тирик ўсимликлар танаси ва ҳайвон-

ларнинг органик моддаларидан иборат. Органик модда суяқ ва газли углеводородлар учун асосий манба ҳисобланади. Улар таналаридан ҳосил бўлиб, уларнинг органик моддалари атмосферадаги карбон ангидридли газдан, фотосинтез ва биофилтрация жараёнлари туфайли сувда эриган кимёвий элементлардан олинади.

Торф ва кўмир деярли юқори ўсимликлар қолдиқларининг тўпланишидан ҳосил бўлади. Уларнинг таркибидаги сувнинг миқдорига қараб, юқори ва пастки торфяниклар ажратилади. Органик қолдиқлар юқори торфяниклар таркибида қисман оксидланади, пасткиси эса гелификацияга учрайди. Торфяниклар автохтон ва аллохтон гуруҳларга ажратилади. Биринчилари, кўмир ҳосил қилувчи ўсимликларнинг жойида ҳосил бўлса, иккинчиси ўсимликлар парчаларининг кўчиши шароитида ҳосил бўлади. Бу шароитда улар чақиқ маҳсулотлар билан аралашади. Сапропелитлар ва ёнувчи сланецларнинг ҳосил бўлиш йўли, асосан, планктогенлар ва қўшимча равишда ҳавзаларга юқори ўсимликлар қолдиқларининг келиб тушишидир.

Қаттиқ кустобиолитларнинг ҳосил бўлиши ҳар хил муҳитда ўтади. Торфяниклар-ер усти, тоғ ости ва текислик ландшафтларининг ҳосиласидир. Сапропеллар ва ёнувчи сланецлар кўлларда, денгизларда ва океанларда тўпланиши мумкин. Улар тўпланишининг умумий шароити анаэроб муҳитнинг сақланиши туфайли содир бўлади. Сапропелитлар ва ёнувчи сланецлар учун тубга яқин сувнинг олтингугурт, водород билан бойиб бориши характерлидир. Каустобиолитларнинг тўпланиши ландшафтларнинг биологик ҳосилдорлигига боғлиқ.

Кимёвий элементлар ва бирикмалар миграцияси ва тўпланиши бевосита ёки билвосита моддалар ва уларнинг қайта ҳосил бўлган ҳосилалари таъсирида ташкил топади.

8.2.3 Геокимёвий жараёнлар

Терриген ва гил заррачалар, коагуляцияга учраган коллоидлар механик йўл билан ҳаракат қилади ва умумий дифференциация қонуниятларига бўйсунди. Сувда эриган кимёвий элементларнинг чўкиши биоген ва бевосита кимёвий йўл билан содир бўлади. Шу боис кимёвий элементлар ва бирикмалар миграцияси ва тўпланиши бевосита ёки билвосита тирик организмлар ва уларнинг қайта ҳосил қилган ҳосилалари таъсирида пайдо бўлади. Ландшафтлардаги геокимёвий вазият, баъзи ҳолларда, биосфера таъсири остида бўлади. Биоген ва геокимёвий жараёнлар шунчалик бир-бири билан чамбарчас боғланганки, баъзан уларни ажратиб бўлмайди. В. И. Вернадский фикрича, бу биогеокимёвий жараёнлардир.

Таъкидлаш лозимки, кўпчилик ландшафтларда эритмалардан кимёвий элементларнинг чўкиши амалий нуқтаи назардан мумкин эмас, чунки уларнинг миқдори ниҳоятда кам ва эритмалар тўйиниш даражасига етмайди. Арид ўлкалардаги ландшафтлар бундан истисно, чунки у ерда буғланиш натижасида сув билан тўйиниш мумкин. Бундай йўл билан хемоген карбонатлар, сульфатлар ва хлоридлар ҳосил бўлади. Металлар эса муҳитнинг кислота-ишқорли ва оксидланиш-тикланиш шароитига боғлиқ.

Биоген ва кимёвий жараёнлар ўзгарувчанлиги хилма-хил шаклларда намоён бўлади. Уларнинг ривожланиш механизми (фотосинтез, биофилтрация, кимёвий чўкиш, сорбция, коллоидлар коагуляцияси ва б.) биоген ва хемоген чўкиндиларнинг хилма-хиллигида ўз аксини топади. Ундан ташқари, биоген ва хемоген жараёнлар, динамик жараён билан устма-уст туша туриб, кўплаб кўрсаткичлар бўйича (аутиген акцессориялар, фойдали қазилмалар ва б.) фақат ётқизиқларга хос бўлган хусусиятларни белгилайди. Динамик вазиятдан фарқли ўлароқ, улар геологик вақт давомида жуда чуқур ўзгаришларга дучор бўлади. Ландшафтлар эволюциясини ўрганиш, уларнинг Ер тарихида қайтарилмаслиги, био- ва геокимёвий кўрсаткичларни қайта тиклашга асосланади. Улар иқлимнинг ўзгаришига, атмосферанинг таркибига, тектоник режимга ва кўплаб ташқи омилларга жуда сезгирдир, бу эса чўкинди тўпланишининг турларини тез алмашувиغا олиб келади. Бу билан Ер қобиғида ҳар хил турдаги чўкинди тўпламларининг шаклланиши, уларга хос бўлган аутиген (хемоген) минераллар ва фойдали қазилмаларнинг ҳосил бўлиши улар билан боғлиқ.

Биоген ва геокимёвий жараёнларни қайта тиклаш биологик ҳосилдорликни, органик муҳитнинг таркибини, ландшафтларнинг кислота-ишқорлик ва оксидланиш-тикланиш хусусиятларини, ҳаракатларда иштирок этувчи кимёвий элементларнинг таркиби ва ҳажмини ўрганишни тақозо қилади. Ушбу жараёнлар билан боғлиқ бўлган тўсиқлар бўлиши ландшафтларнинг таркибий қисми сифатида кўрилиши лозим. Уларнинг тузилиши ва ривожланиши фашиал зоналик қонуниятларига бўйсунди.

Кислота-ишқорли (рН) ва оксидланиш-тикланиш (Еh) вазиятлари геокимёвий муҳитнинг муҳим кўрсаткичлари ҳисобланади.

Кислота-ишқорли шароит сувдаги кислота-нордон шароит ёки кучли катионлар (калий, натрий, кальций, магний) билан аниқланса, ишқорли шароит рН — қиймати - водород ионларининг миқдорини манфий логарифми билан ўлчанади. рН қиймати 0 дан то 14 гача ўзгаради. Табиий сувларни рН миқдори бўйича 4 гуруҳга ажратиш мумкин:

1. Жуда нордон сувлар (рН<3) сульфид конларининг оксидланиш зоналарида учрайди. Бу ерда H_2SO_4 ҳосил бўлади; вулканик ҳудудларда, фумароллар таркибида HCl бўлади. Кучли нордон сувли ландшафтлар кам тарқалган.

2. Нордон ва суст нордон сувларда рН миқдори 3 дан 6,5 гача бўлади. Нордон муҳит органик кислота (органик моддаларнинг қайта ҳосил бўлган ҳосилалари) ва кўмир кислоталарининг (сувдаги CO_2 эритмаси) иштироки билан характерланади.

3. Нейтрал ва суст ишқорли (рН 6,5 дан то 8,5 гача) бикарбонат кальций $Ca(HCO_3)_2$ миқдори билан белгиланади. рН кўрсаткичи эриган CO_2 миқдори билан боғлиқ. Унинг миқдори кўпайиши билан карбонатлар эрийди, камайиши билан эса эриган ҳолатдан кристаллик ҳолатга ўтади.

4. Ута ишқорли сувларда (рН>9) кўпчилик ҳолларда содалар (Na_2CO_3) иштирок этади. Бу кўрсаткич хемоген карбонат чўкиндиларни таҳлил қилишда катта аҳамиятга эга. Ишқорли сувнинг ишқор кислоталигига қараб ҳавзалардаги карбонатлар миқдорига баҳо берилади. Кўмир кислоталарининг концентрацияси сувда эриган карбонат ҳажмини назорат қилади. CO_2 миқдорининг кўпайиши суюқлик ишқорлигини камайтиради, аммо ишқорли захирани кўпайтиради. Бу $CaCO_3$ эриши ва унинг эриган бикарбонатга $Ca(HCO_3)_2$ ўтиши билан кузатилади. Аксинча, фотосинтез йўли билан суюқликлардан CO_2 олиниши ёки ҳароратнинг ошиши билан ишқорлилик ошади, чунки эриган карбонатларнинг бир қисми қаттиқ фазага ўтади. Денгиз сувининг рН кўрсаткичи эркин кўмир кислота миқдори билан, ишқорли захира эса боғланган кўмир кислота миқдори билан характерланса, унда ҳар хил ишқорли захиралардаги кўмир кислоталарининг умумий миқдори билан рН кўрсаткичи ўртасида кучли боғланиш бўлади.

Денгиз ҳавзаларида ишқорлик шароитига қараб кальцитнинг эриши ёки, аксинча унинг кимёвий йўл билан чўкиши содир бўлади. Шунинг учун фотосинтез зонасида ўсимликлар сувдан CO_2 ни ўзлаштиради ва кальцитнинг (арагонит) кристалланиш имконияти пайдо бўлади. Сув ўсимликлари кенг ривожланган жойларда карбонатларнинг хемоген чўкиндилари учрайди. CO_2 кам миқдорда бўлган илиқ сувларда оолитли, пелитоморф (майда донали) кристалли ва бошқа хемоген чўкиндилар ҳосил бўлади.

Карбонат чўкиндилар кўшимча ҳароратга боғлиқ бўлиши мумкин. Сувнинг ҳарорати кўтарилса, CO_2 нинг эриши камайди, бу уларнинг ишқорлилиги кўпайишига олиб келади ва шу сабаб, суюқликдаги кальций карбонатлари чўкиши кузатилади. Шу боис, пелитоморф оҳақтошлар тропик ва субтропик ўлкаларда кенг тарқалган. Хемоген йўл билан ҳосил бўлган оолит оҳақтошлар саёз шароитларда, эриган карбонатлар концентрацияси кўп жойларда учрайди.

Бу соҳада учта асосий вазият белгиланади:

Оксидланиш вазияти эркин кислород билан тўйинган сувларга хос. Бундай сувлар юқори оксидланиш имкониятига эга, уларда органик моддаларнинг микробиологик оксидланиши содир бўлади, ноорганик бирикмалар икки валентли темир, марганец ва бошқа элементларнинг ҳар хил оксидланиш реакциялари бўлиб ўтади.

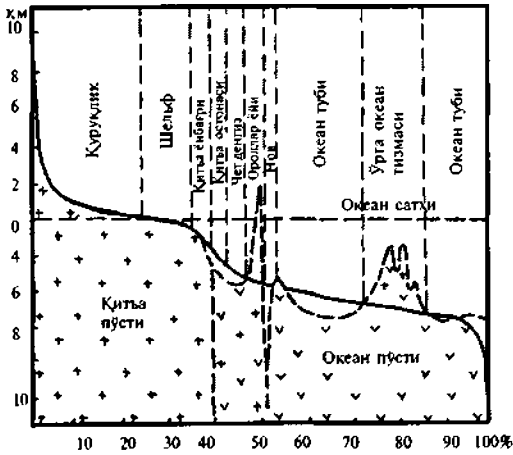
Тикланиш вазияти — эркин кислород бўлмаган ёки жуда кам бўлган ва органик қолдиқларга бой бўлган H_2S сиз сувларда содир бўлади. Тикланишнинг муҳим воситалари сифатида органик моддаларни парчалайдиган микроорганизмлар ҳисобланади. Сувларда метан ҳосил бўлади ва металллар ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow$, $Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow$ ва б.) тикланади. Тикланиш вазияти H_2S билан SO_4^{3+} аниони бор кислородсиз сувларда юзага келади. Сульфатни камайтирадиган бактериялар сульфат ионини тиклашади. H_2S нинг пайдо бўлиши сульфид шаклидаги металлларнинг чўкишига олиб келади.

Сувлардаги элементларнинг буғланиш концентрацияси хемоген чўкинди тўпланишда муҳим омил ҳисобланади.

Чўкинди тўйиниш жараёнларида органик дунё маҳсулотлари икки вазифани бажаради. Бир томондан, ўсимликлар ва ҳайвонлар кенг кўламда кўмирли, карбонатли ва силицитли чўкиндилар ҳосил қилади. Шу билан биргалликда, улар ён атроф-муҳитдан керакли бўлган тўйимли моддалар — ҳар хил кимёвий элементлар ва бирикмаларни (ўглерод, азот, фосфор, олтингургурт ва б.) олади. Иккинчи томондан, органик дунё атроф-муҳитнинг геокимёвий вазиятига таъсир қилади, атмосфера ва гидросферадаги кислород ва карбонат ангидридли газнинг захирасини биосфера билан бошқаради.

8.3. Рельефнинг шакли — геодинамик шароит маҳсули

Геодинамик шароит ва тектоник ҳаракатларнинг хусусиятлари Ер юзасининг шаклини белгилайди ва ландшафтнинг табиий зоналигининг муҳим омили ҳисобланади. Ер юзасининг шу нуқтаи назардан қараладиган ҳозирги тасаввурини гипсографик эгри чизик беради (8.4-расм).



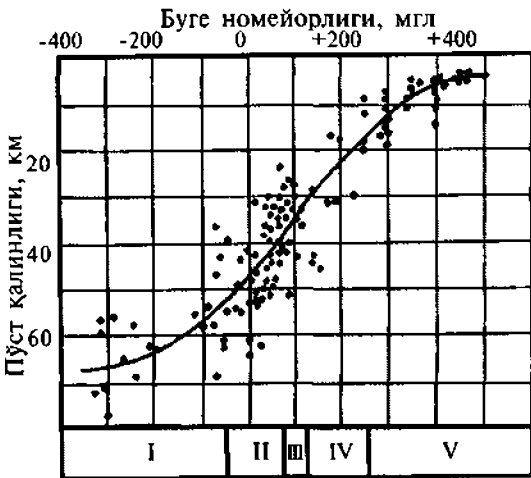
8.4-расм. Гипсографик чизик ва океан тубининг тузилиши (пунктир чизиги) (О.К.Леонтьев буйича).

Бу чизик рельефнинг бўлак-бўлак тузилиши ва унинг Ер қобиғининг хусусиятлари билан боғлиқлигини яққол кўрсатади. Океан ва қитъалар Ер рельефининг асосий қисмлари ҳисобланади. Океан ва қитъалар ўртасида қитъаолди босқичи ажратилади.

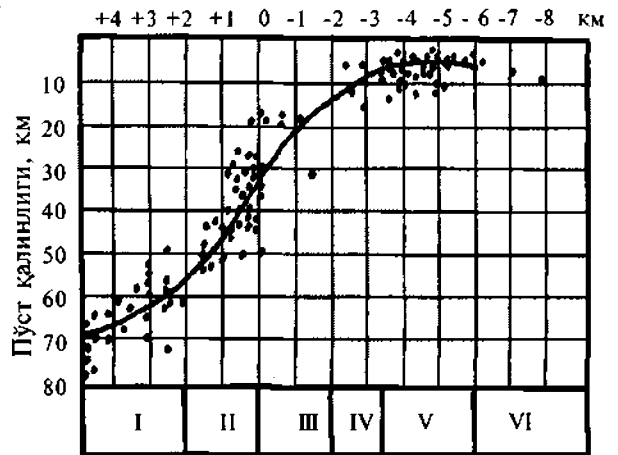
Рельеф ва Ер қобиғининг ички тузилиши орасида аниқ ижобий алоқа мавжуд (8.5, 8.6.- расмлар). Ер юзасидаги Буге редукциясининг тарқалиши ва рельеф билан алоқалар борлиги стохастик (тахминий) характерга эга (8.5- расм).

Шу нуқтаи назардан, Ер қобиғининг қалинлиги Ер шарини тектоник ҳудудлаштиришда ўзига хос мезон бўлиши керак. Шу боис Ер қобиғининг тузилиши ўз аксини Ер юзаси шаклида топади. Рельефнинг шаклланишида эндоген омиллар таъсири етакчи аҳамият касб этади. Экзоген жараёнлар нураш йўли билан рельефни ўзгартиради, чўкаётган ботиқликни чўкиндилар билан тўлдиреди.

Қитъаларда рельефнинг асосий морфологик тури баландликлар ва улар билан бевосита боғлиқ бўлган аккумулятив текисликлардир. Баландликлар геодинамик шароитнинг ҳар хил коллизия, рифт ва платформа вазиятларида ҳосил бўлади. Улар қазилма ҳолатда, одатда, сақланиб қолмайди. Бу баландликларни тарихан қайта тиклаш, улар ҳосил қилган ётқизикларнинг таҳлили асосида амалга оширилади. Кўтарилманинг ривожланиши бир қатор босқичлар билан белгиланади. Рельефнинг тик йўналиши шароитида кўтарилманинг амплитудаси ва уларнинг ўзаро ажралганлик даражаси ошиб боради. Бу хусусият кесмаларнинг тузилишида ўз аксини топган. Стратиграфик кетма-кетлик бўйича кесманинг пастидан юқорисига қараб жинсларнинг катта-кичиклиги ошиб боради. Бу жараённи қадимги тоғ тизмаларида кузатиш мумкин. Ҳозирги тоғ тизмаларининг (Помир, Ҳимолай, Тяньшан,



8.5-расм. Буге номейорлиги ва Ер пўсти қалинлиги орасидаги корреляция (Р. М. Деменицкая буйича). I — бурмаланган ўлкалар, II — платформалар, III — платформа қалқонларин, IV — фаол ва суст чеккалар, V — океан плитаси



8.6-расм. Рельефнинг ер пўсти қалинлиги билан алоқаси (Р.М.Деменицкая буйича). I — тоғли ўлкалар, II — текисликлар, III — қитъа чети, IV — чуқур баттал қисм, V-VI — океан абиссал текислиги.

Анд, Кордильера ва б.) кўп қисми рельефнинг ана шу, тик йўналган, кўтарилаётган шароитида ривожланипти. Кўтарилмаларнинг кейинчалик парчаланиши ва уларнинг пасайиши рельефнинг аста чўкиш босқичига тўғри келади. Жараён текис юза билан, унга хос бўлган пенеплен пастликлар, текисликлар ҳосил бўлиши билан тамом бўлади. Шунинг учун пенеплен натижасида нураш жараёни авж олади ва бир қатор қазилмалар (бокситлар) пайдо бўлади.

Тоғ рельефининг ҳосил бўлиши қадимги геологик даврда (байкал, каледон, герцин, киммерий ва альп даврлари) бир-бирига яқинлашаётган қитъалар тўқнашуви натижасида ҳосил бўлади.

Қитъалар ландшафтининг навбатдаги қисми ер юзидаги ва сув остидаги аккумулятив текисликлар ҳисобланади. Улар унча кўп кўтарилмаганлиги билан ажралиб туради. Субокеаник чўкмалар бундан истисно. Сув остидаги аккумулятив текисликлар Дунё океани билан бевосита боғланган фаол чекка ва ички континентал денгизлардан иборат.

Умуман олганда, океан ҳавзалари анча чуқур (ўртача 3795 м) ботиқлардан ташкил топган. Унинг атрофи қитъаларнинг тик ёнбағирлари ва шельф билан ўралган. Ҳозирги пайтда, қитъанинг баланд ҳолати туфайли, шельфнинг эни 150—200 км дан ошмайди. Лекин ўтган вақтларда қитъалардаги денгизлар улар майдонининг 2—3 қисмини қоплаган.

Қитъа ёнбағри шельфнинг пастки чегарасидан бошлаб қитъа террасасигача унинг фаол чеккаси ёки қитъаолди босқичи ҳосил бўлади. Қитъаларнинг суст чеккалари улар ва океанни боғлаб турувчи ҳалқа ҳисобланади. Қитъа ёнбағри 3000 м гача давом этади.

Океан тубида батиал ва абиссал текисликлар, океан ўртасида эса тоғ тизмалари жойлашади. Океан туби ички баландликлар, плато, вулканик тизма, атолллар ва гийоталар билан мураккаблашади. Ер юзи рельефининг шакллари ҳар хил йўналишга эга бўлган тектоник ҳаракатлар (кўтарилиш-пасайиш) ва чўкинди моддаларнинг ҳавзага келиб тушиши ҳажми билан бевосита боғлиқ. Шунингдек, седиментация ҳавзаларининг ривожланиши, ботиқлик тубининг чўкиши, унда тўпланган чўкиндиликлар миқдорининг тўлалик даражаси ҳар хил шароитда ҳосил бўлиши мумкин. Ҳавзага тушаётган чўкиндиликлар уни тўлдирса, ҳосил бўлган тўпланиш шароити узоқ вақт давом этади. Тоғолди молассаларининг тўпланиш жараёни бунга мисол бўлади. Саёз эпиконтинентал ҳавзалар ҳам тўлиқ компенсация шароитида ҳосил бўлади. Интенсив бурмаланишга учраган қитъа чеккаларидаги шельф денгизлар терриген, карбонатли ёки тузли чўкиндиликларнинг кўп километрли ётқизиқларидан иборат. Майда, саёз ҳавзалар, дарё ва ботқоқ фациялар кетма-кетлигидан иборат бўлган кўмирга бой ётқизиқлар ҳам ҳавзанинг тўлганлиги ҳақида далолат беради.

Ривожланиш даврида ётқизиқлар билан тўлмаган ҳавзалар чуқур денгизларга айланади. Ҳозирги океанлар бунга мисол бўла олади. Уларга келаётган чўкиндиликларнинг миқдори океан ҳавзасини тўлдиролмайди ва шу сабабдан у чўкиб чуқурлашади. Албатта, кейинчалик ривожланиш тарихида бундай ҳавзалар ётқизиқлар билан тўлиши ҳам мумкин.

8.4. Литогенез турлари

Н.М.Страхов қитъалар литологиясини ўрганиш натижасида литогенезнинг 4 тури — нивал, гумид, арид ва азонал вулканоген турларини асослаб берган. Литогенезнинг зоналли турлари иқлим билан бевосита боғлиқ (27- бобга қаранг).

Литогенезнинг нивал тури музли иқлим вазиятига тўғри келади. Бундай шароитда паст ҳарорат ҳукмрон бўлиб, кимёвий реакциялар сусаяди, сув эса қаттиқ (ях) ҳолатига ўтади, бу эса ландшафтнинг жуда паст биологик ҳосилдорлиги шароитида табиий нурашнинг ривожланишига олиб келади.

Музликларнинг бу шароитда ҳукмронлиги терриген чўкиндиликларнинг механик дифференциацияси ўта сузглиги ва уларга биооген ва геохимёвий жараёнларнинг таъсири оз эканлиги аниқланган. Ландшафт ривожининг бундай шароитида моренали ва флювогляциал ётқизиқлар ҳосил бўлади.

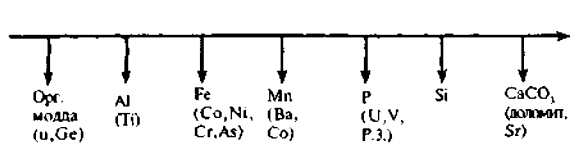
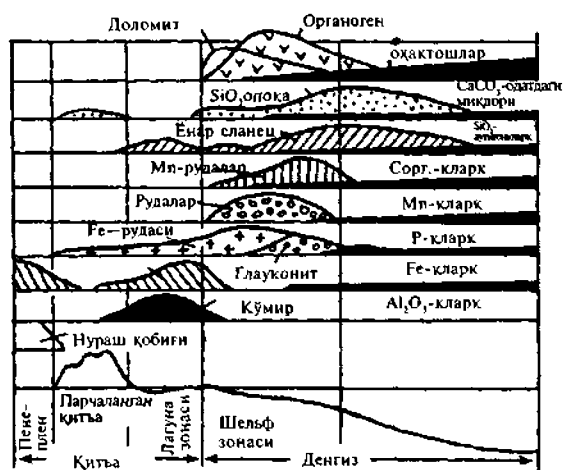
Нивал зона паст биологик ҳосилдорлиги билан ажралиб туради. Истисно тариқасида совуқни яхши кўрадиган фитопланктон-диатомли сув ўтларини кўрсатиш мумкин.

Литогенезнинг гумидли тури мусбат ҳарорат, атмосфера ёгинлари камлиги ва ландшафтларнинг юқори биологик ҳосилдорлиги билан характерлидир. Қитъа шароитида органик моддаларнинг жуда катта қисми парчаланиши ва унинг ҳар хил органик кислоталарга айланиши Ер юзасидаги сувларни нордонлаштиради. Ушбу хусусиятлар туфайли нураш қобиқларида чуқур кимёвий реакциялар содир бўлиб, тоғ жинсларига қайта ишлов берилади. Бу жараёнда ҳаракатчан элементларнинг бир қисми, асосан, ишқорлар ва ишқорий-ер элементлар эллювийдан чиқиб кетади.

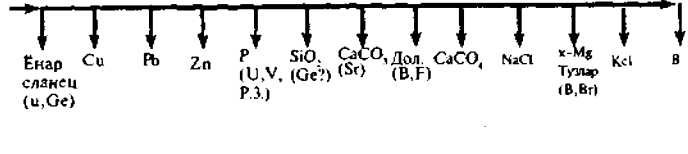
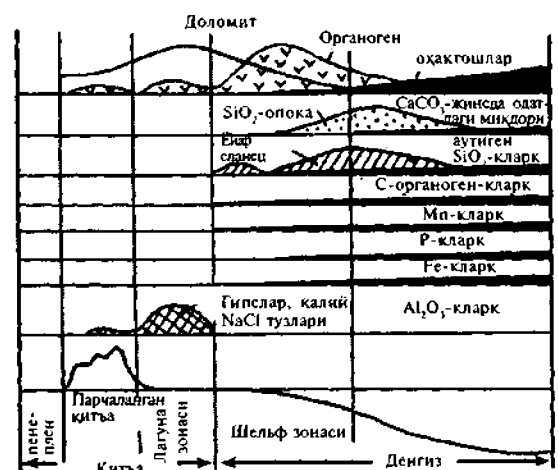
Гумид ландшафтлар муҳитининг нордонлиги уларнинг бошқа хусусиятларини олдиндан аниқлаш имкониятини яратади. Улар қаторида боксит ва оксидланган темир маъданлари билан бирга каолинли нурашни кўриш мумкин. Ер юзаси текисликларидаги терриген тўпламлар мономинераллиги (кварц-кремнийли) ва олигомикт таркиблилиги, улар орасида гидрослюда-каолинли гиллар кўплиги билан ажралиб туради. Бундай турдаги ландшафтларнинг муҳим кўрсаткичларидан бири органик моддалар (торф, кўмир, ёнувчи сланецлар)нинг тўпланишидир. Гумид ландшафтлардаги сувнинг нордон хусусиятлари ва минерализациянинг паст даражада бўлиши оҳактошларни, қолаверса, магнезиал карбонатларни, сульфат ва хлоридларни кимёвий усул билан ҳосил бўлишига имкон бермайди. Гумид уюмлар деярли карбонатсиз, истисно тариқасида сидерит ва сидероплезитлар бўлиши мумкин. Аммо охирилари диагенетик келиб чиқишга эга. Гумид ландшафтлар зоналлигининг асосий хусусиятлари — уларнинг органик моддаларга бой ва унинг маҳсулотларини қайта ҳосил бўлиши ҳисобланади. Нордон вазиятнинг ҳукмрон бўлиши, осон эрувчан бирикмаларни, ишқорлар ва ишқорий-ер элементларни қитъадан ташқарига олиб чиқиб кетади ва улар денгиз ва океан сувларида ўз жойини топади. Шунинг учун кимёвий дифференциациянинг умумий қатори қийин эрийдиган элементлардан ташкил топган. Улар чўкишининг кетма-кетлиги 8.7, 8.8-расмларда келтирилган.

Литогенезнинг арид тури. Арид ландшафтларда атмосфера ёғинларининг танқислиги, ўсимлик қоқламининг кам ҳосилдорлиги туфайли, кимёвий кўрсаткичлар катта ишқорлидан то ўта ишқорли томонга ўзгаради. Гумид вазиятга нисбатан етакчи элементлар ишқорли ва ишқорий-ер элементлари бўлиб қолади. Нураш қобиғида она жинсларнинг кимёвий парчаланиши гидрослюда-монтмориллонит қаторига мансуб минераллар ҳосил бўлишига олиб келади, эллювий танасида эса нурашга бардош беролмайдиган минераллар (дала шпатлари, слюдалар) сақланиб қолади. Натижада тўпланган терриген ётқизиклар кўп минералли бўлади, гиллар таркибида эса гидрослюда анча миқдорда монтмориллонит ва палигорскит пайдо бўлади.

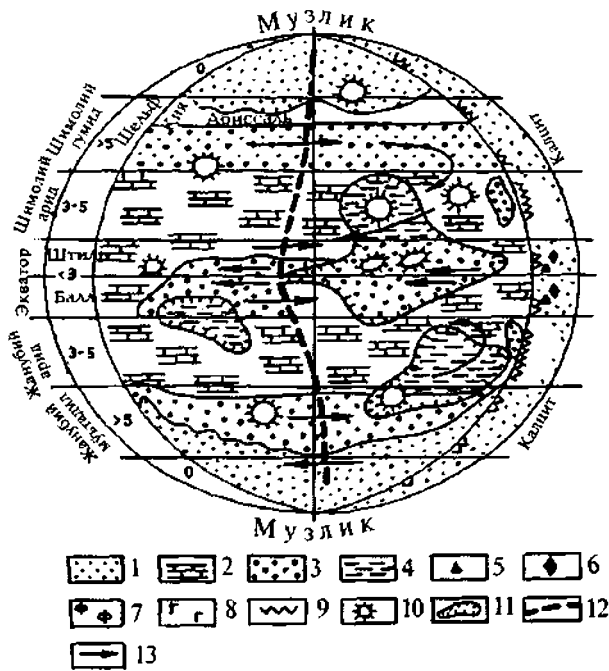
Лекин арид ландшафтларнинг асосий хусусиятларидан бири, уларда карбонатлар, сульфатлар ва ҳатто хлоридлар кенг тарқалганлигидир. Улар чақиқ жинслар элементи сифатида учрайди ва алоҳида хемоген оҳактошлар, доломитлар, гипслар ва ҳатто ош тузи қатламлари ичида учраши мумкин. Сувларнинг ишқорли захираси эриган ишқорлар ва ишқорий-ер элементлар ҳисобига кўпаяди. Сувнинг буланиши туфайли бу элементлар билан бойиши мумкин. Шунинг учун Ер юзи ландшафтларининг барчасида органик моддалар миқдори кам учрайди ва асосан карбонат, сульфатлар ва хлоридлар ҳосил бўлади.



8.7-расм. Аутиген минерал ҳосил бўлиш жараёни кетма-кетлиги ва гумид шаронтида қазилма бойликлар тақсимланиши (Н.М.Страхов, бўйича).



8.8-расм. Аутиген минерал ҳосил бўлишини кетма-кетлиги (Н.М.Страхов бўйича).

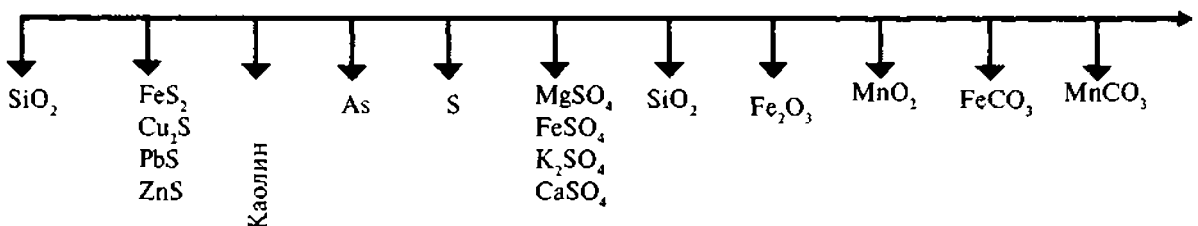


8.9-рasm. „Идеал океанда“ чўкинди тўпланиш зоналлиги (А.П.Лисинин бўйича). 1 – гилли ва терриген ётқизиқлар; 2 – биоген карбонат ётқизиқлар; 3 – биоген кремнийли ётқизиқлар; 4 – қизил чуқурсув гиллар; 5-8 – чўкиндиларда аутиген ҳосилалар (5 – шамозит; 6 – гидробиотит, вермикулит; 7 – фосфорит; 8 – глауконит); 9 – тоғости тизмалар; 10 – чўкмалар; 11 – марказий тизмалар; 12 – сув йўналиши; 13 – қадимги жинслар.

жинслардан тузилган қатламлар шаклланади. Бунда эсплозив вулқон маҳсулотлари кейинчалик қайта кўчириб ётқизиқлиши мумкин (8.9- рasm).

Вулканик фаолият кимёвий элементлар ва газлар билан тўйинган турли гидротермал эритмаларнинг ландшафтга келтириши билан бирга кечади. Бу вулканик жараёнга ўзгача хусусият бахш этади. Седиментогенез зонасига тушиши билан бу эритмалар нейтраллашади ва турли бирикмаларнинг шу жумладан, маъданларнинг кимёвий чўкмага ўтишига олиб келади. Уларнинг ландшафтда тақсимланиши кимёвий дифференциация хусусиятлари билан белгиланади (8.10- рasm).

Гидротерма манбалари атрофида марганец, мис, кўрғошин, рух, олтингургурт ва бошқа металлларнинг сульфид бирикмалари чўкмага ўтади. Гидротерма манбаидан узоқлашган сари муҳит оксидланиш ҳолига келади, металллар оксидланади. Бу эса темир-марганецли конкрециялар ҳосил бўлишига олиб келади. Нордон эритмаларнинг нейтраллашуви карбонатлар, сульфатлар, каолинит ва иллитнинг ҳосил бўлишига сабаб бўлади, кремнезем (трепел, кремьен, яшма) коагуляцияга учрайди. Бу жараён давомида гидротермал эритмалар юза сувлари билан аралашиб, гидросферанинг умумий туз таркибида билинмай кетади.



8.10-рasm. Литогенезнинг вулканоген-чўкинди турида чўкинди дифференциацияси схемаси (В.Т.Фролов).

Организмлар аҳамиятининг пасайиши, уларнинг қайта ҳосил бўлган нордон ҳосилалари кислота-ишқорли шароитнинг ўзгаришига олиб келади. Улар ишқорли ва ўта ишқорли бўлиб қоладилар. Шу вазиятда шўрланиш, биологик суст кальций сульфати, магний, натрий ва калий, Sr, В, Вг, F, Li, Rb, Cs тўпланишига олиб келади. Темир оксидли бирикмалар билан бирга улар арид ландшафтлари кўрсаткичи сифатида қаралиши лозим.

Литогенезнинг вулканоген-чўкинди тури Н. М. Страхов томонидан ажратилган ва турли иқлимий минтақалардаги чўкинди тўплаш ҳавзаларига вулканик лава оқимлари, пирокластика ва гидротермал эритмалар шаклида вулканизм маҳсулотлари келтирилиши унинг асосий хусусияти бўлиб ҳисобланади. Буларнинг натижасида таркибида вулқон маҳсулотлари, чўкиндилар бўлган алоҳида вулканоген-чўкинди жинслар синфи шаклланади. Вулқон фаолиятига боғлиқ ҳолда ҳар хил кимёвий таркибга эга бўлган турли лава оқмалари ҳосил бўлади. Вулқонларнинг фаолияти жуда катта миқдордаги пирокластика маҳсулотининг отилиб чиқиши билан бирга кечади. Натижада чўкинди ҳосил бўлиш жараёни ўзгача, ўзига хос хусусиятларга эга бўлади. Кучли портлаш натижасида сезиларли даражада бўлакли терриген маҳсулот кўшимчасига эга бўлмаган лава ва пирокластик

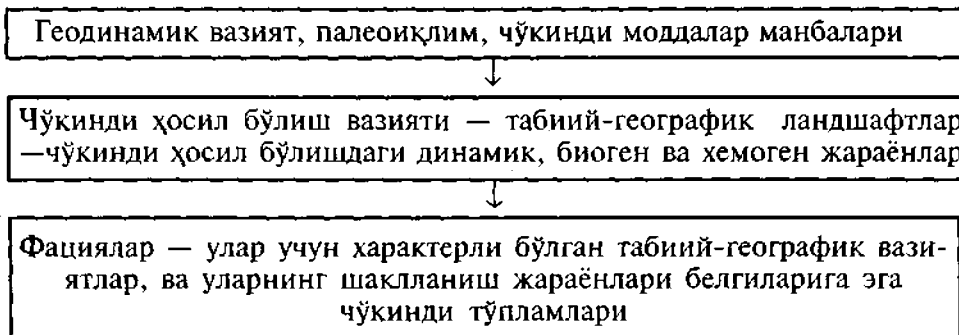
8.5. Табiiй-географик ландшафтлар ва фациялар

Ҳозирги вақтда ландшафт вазиятлари ҳақидаги тушунчалар чўкинди ҳосил бўлиш жараёнини жуда умумий тарзда белгилайди. Ҳақиқатда эса бу жараённинг асосини динамик, биоген ва геохимик жараёнлар ташкил этади. Шунинг учун ҳам ландшафт ва унинг учта тизими — динамик, биоген ва геокимёвий соҳалари — чўкинди тўпланиш жараёнининг умумий йўлини белгилайди. Уларнинг ўзаро алоқадорлиги чўкиндиларнинг терриген (бўлакли), биоген ва хемоген қисмлари орасидаги нисбат билан ифодаланган. Конкрет кесмалардаги уларнинг нисбати чўкинди ҳосил бўлишига бу уч жараённинг реал таъсирини акс эттиради. Масалан, терриген чўкиндиларнинг тўпланиши, уларнинг ички тузилиши ва ташқи кўринишининг шаклланиши, биринчи навбатда, динамик жараёнлар билан боғлиқ. Аммо уларнинг маълум фойдали қазилмаларга ихтисослашуви геокимёвий ва биоген жараёнларнинг алоҳида аҳамиятини акс эттиради. Биоген ва хемоген кўрсаткичлар бўйича ихтисослашган терриген ётқизикларнинг турли-туманлиги шу орқали тушунтирилади. Ва аксинча, карбонат, эвапорит ва силицит ётқизикларнинг ҳосил бўлиши нафақат ландшафтларнинг кинематик хоссалари, балки уларнинг биологик маҳсулдорлиги ва геокимёвий хусусиятлари билан белгиланади.

Натижада конкрет кесмаларда фацияларнинг мавжудлиги табiiй-географик кўрсаткичларга асосланган ландшафтлар таснифидан келиб чиққанига қараганда анча ранг-баранг ва мураккаброқ эканлиги аён бўлади. Бунга мисол қилиб континентал ландшафтларни кўрсатиш мумкин. Улар аллювиал кўмирли жинслардан ёки карбонатлар, сульфатлар ва ҳатто хлоридлар билан бойиган қизил рангли жинслардан иборат бўлиши мумкин. Баъзи ҳолларда денгиз ётқизиклари фақат терриген жинслардан, иккинчи ҳолда эса фақат карбонатли ётқизиклардан иборат бўлиши мумкин. Булар чўкинди ҳосил бўлиш жараёнининг ниҳоятда мураккаблигидан далолат беради. Бу умумлаштирилган ҳолда динамик, биоген ва хемоген жараёнларнинг реал ҳиссасини ва улар орасидаги муносабатни билдиради. Чунки чўкинди жинсларининг деярли барчаси чўкинди моддаларнинг генетик компонентлар нисбати билан ифодаланган жараёнларни акс эттиради. Кўриб чиқиладиган тизимларнинг чўкинди моддалар ташкил бўлишидаги барча тоифаларида — фацияларда, формацияларда ва уларнинг мажмуаларида таъсири кўринади.

Умуман олганда, фация тўғрисидаги тушунча дастлабки модданинг таҳлилидан ҳамда унинг дифференциацияси ва тўпланишидаги геодинамик, иқлимий ва палеогеографик вазиятларидан иборат бўлади. Бироқ бунда ҳар доим ҳам модда манбаи, тектоник режим ва иқлимий шароитлар юқори тартибдаги категориялар эканлиги ҳисобга олинаввермаслиги динамик, биоген ва геокимёвий жараёнларнинг фаолият кўрсатишини белгилайди ва назорат қилади. Улар ҳақиқатан ҳам бевосита эмас, балки билвосита таъсир кўрсатади.

Тектоник вазият ва иқлим ўртасидаги ўзаро алоқадорлик ҳамда уларнинг табiiй-географик ландшафтлар тузилиш хусусиятлари ва ривожланишига ҳамда улар ҳосил қилган фацияларга таъсири қуйидаги кетма-кетликда тасвирланиши мумкин:



Мустақил генетик тизим бўлган ландшафт, биринчи навбатда, геодинамик шароит ва палеоиклим таъсирида ривожланади. Ландшафтлар палеоиклимнинг ҳар қандай ўзгаришига ҳам таъсирчан бўлади. Бу эса жинс ҳосил бўлиш турларини алмашувига олиб келади. Ер пўсти кесмасида турли ҳажмий геологик таналар—формацияларнинг мавжудлиги шу орқали тушунтирилади. Улар геодинамик режим ва иқлим ўзгаришини акс эттирувчи қонуний латерал қаторларни ҳосил қилади ва у ўрганиладиган ҳудудни палеоиклимий ва палеотектоник қайта тиклашда асос бўлади.

Фациялар. Маълум вазиятларда шаклланган ётқизиклар „фация“ дейилади. Фация (ётқизикларнинг фашиал тури) тоғ жинсларининг таркиби, тузилиши, текстураси ва улардаги мавжуд бўлган органик қолдиқлар ҳақида маълумотларга эга. Улар фациянинг ҳосил бўлиш шароитларини тиклашга имкон беради. Фацияларни бундай кенг тушуниш билан бир қаторда, баъзи тадқиқотчилар чўкинди ҳосил бўлишнинг алоҳида хусусий томонларини акс эттирувчи фацияларни ҳам ажратишни таклиф этадилар. Улар қаторига динамик, геокимёвий ва биогеоген фациялар киради. Уларни ажратиш чўкинди жинсларнинг конкрет терриген, хемоген (аутиген) ва биогеоген қисмларида ўз ифодасини топган динамик, геокимёвий ва биогеоген жараёнларнинг фаолияти натижаларини ўрганишга асосланган.

Фациялар бир қатор сатҳлар бўйлаб ташкил топган. Чўкиндиларнинг генетик тури пастки сатҳ ҳисобланади. Бир-бирига яқин генетик турлар навбатдаги тоифани — мезофацияни ташкил этади. Мезофациялар мажмуаси эса мегафацияни ҳосил қилади. Мегафациялар комплекси энг йирик тоифа саналади. Бунга континентал, денгиз ва океан ётқизиклар мажмуасини мисол қилиб кўрсатиш мумкин. Уларнинг ҳар бири мегафациялардан тузилган. Қитъадаги мегафациялар карст, элювиал, делювиал, пролювиал ва аллювиал ётқизикларни ўз ичига олади. Аллювий таркибида ўзан, қайир, старица, ботқоқлик ва бошқа фациялар ажратилади. Ётқизикларнинг генетик турлари элементар фашиал бирлик бўлиб саналади. Одатда у тоғ жинслар қатлами ёки қатламнинг бир қисмини ташкил этади. Масалан, соҳилбўйи денгиз мезофацияси уринма тўлқинлар, тўлқинланиш, пляж ва ҳоказо зоналарда шаклланган тоғ жинсларининг генетик туридан иборат. Фация номида уни ташкил этувчи тоғ жинсларининг номи қатнашади. Масалан, ўзан қумтошлари, лагуна гипслари ва тузлари ва ҳ.к.

Шундай қилиб, юқори тоифадаги фация паст тоифадаги фацияларнинг парагенезидан таркиб топган. Фация мазмуни унинг таркибидаги органик қолдиқлар қўшимчаларини кўзда тутганлиги сабабли фауна ва флоранинг экологик ҳамжамиятини ажратишни осонлаштиради. Фауна ва флоралар ҳам, фациялар каби иерархик ташкил топган бўлади (экологик гўша, биогеографик ҳудуд, район, вилоят).

Фашиал зоналик. Ётқизикларнинг фашиал зоналиги, ландшафтлар зоналиги каби, Ер юзасида турли фацияларнинг қонуний маконий жойлашувини акс эттиради. Сайёрамиз рельефи шаклига мос равишда фациялар латерал қаторларни ташкил этиб, унинг ҳар бир қисми бир вақтда динамик, геохимик ва биогеоген жараёнларнинг турли нисбатларини, ривожланиш хусусиятларини акс эттиради. Натижада латерал бўйича танланган стратиграфик ораликда ётқизикларнинг бир турлари иккинчилари билан фашиал ўрин алмашинади. Континентал ётқизиклар денгиз ва денгиз ётқизиклари, океан ётқизиклари билан алмашинади. Бу ҳар бир йирик тоифаларда фашиал ўтишлар кузатилади, лекин улар паст тоифадаги фациялардан иборат бўлади. Агар фациялар уларнинг стратиграфик ўрнини ҳисобга олмасдан ўрганилса, у ўз маъносини йўқотади.

8.5.1. Қитъа фациялари

Қитъа фациялари қуруқлик ётқизикларини ўз ичига олади, қуруқлик тепаликлари ва қуруқлик аккумулятив тексиликлар фацияларидан иборат.

Қуруқликдаги баландлик фациялари. Қадимий қуруқлик тепаликлари, уларни қоплаган туб жинслари нураш маҳсулотлари билан бирга ювилиб кетади ва сақланиб қолмайди. Одатда, рельефни текислаш жараёнида улар бутунлай йўқолиб кетади ва фақат стратиграфик „танаффуслар“ ҳолатида қайд этилади. Ер пўсти кесмасида баландлик фациялари жуда кичик ўринни эгаллайди. Лекин бундай вилоятлар ривожланиш вақтида чўкинди моддаларнинг жуда катта қисми ҳаракатга келишини ҳисобга олмасдан бўлмайди. Аммо уларнинг бир неча бор қайта ювилиши ҳисобга олинса, бу кўрсаткичлар янада ошади.

Баландлик вилоятлари сувайирғичлар, ёнбағирлар ва базис юзаси каби учликнинг ривожланишини акс эттиради. Баландликларнинг шаклланиши эрозия базисининг чўкиндилик билан қопланиб бориши жараёнида тугаб боради. Бу эса тепаликларнинг ташқи чегарасини аниқлашда муҳим мезон бўлади. Тепалик вилоятларининг асосий функциялари қуйидагилардан иборат:

— ювилиш вилоятлари туб жинслари моддаларининг фаоллашуви, уларнинг механик парчаланиши, нураш қобикларида қисман ёки тўлиқ кимёвий қайта ўзгариши. Бу жараёнлар қуруқлик ва сувости аккумулятив тексиликлар рельефининг энг пастки поғоналаридаги ётқизикларнинг таркибини белгилайди:

— чўкинди моддаларнинг ҳаракатга келишига тайёр жуда катта массасининг сувайирғичлар ташқарисидаги ҳудудларга чиқариш ва уларни эгаллаш;

— тепаликлар текисланишини якунловчи босқичида нураш қобиклари ва уларнинг яқин масофага кўчириб ётқизилган маҳсулотларининг кўмилган ҳолга ўтишини таъминлаш.

Сувайирғич — элювиал фациялар туб жинсларнинг табиий ва кимёвий нураш қобикларидан иборат бўлган баландликларида чўкинди моддаларнинг ҳаракатида алоҳида аҳамиятга эга. Уларнинг ривожланиши иқлим хусусиятлари ва рельеф шакллари билан боғлиқ.

Нивал иқлимнинг нураш қобиғи фақат туб жинсларнинг физик нураш маҳсулотларидан иборат. Арид иқлимда намлик танқис бўлган ва ландшафтларнинг биологик маҳсулдорлиги паст бўлган шароитда нураш жараёнлари ишқорли йўлдан кетади ва бу фақат туб жинсларнинг қисман кимёвий ўзгаришига олиб келади. Бундай нураш қобикларининг таркибида фақат осон парчаланувчи минераллар сақланади, гилли маҳсулотлар эса гидрослюда ва монтмориллонитдан иборат. Гумид иқлимда тоғ жинсларининг кимёвий ўзгариши жадал кечади ва алюмосиликатларнинг деярли тўлиқ гидролизигача давом этиб, каолинга ва алюминий гидроксидларига айланади.

Нураш қобиғи зонал тузилишга эга. Туб жинслар нурашининг бошланғич босқичларида у парчланиш зонаси — сезиларли кимёвий ўзгаришсиз кечадиган тоғ жинсларининг табиий парчланишидан иборат. Баландга қараб ундан кейин гидратация ва гидролиз зонаси келади ва бунда туб жинсларнинг кимёвий қайта ўзгариши амалга ошади. Нураш жараёнининг ривожланиши ҳар қандай босқичда ҳам тўхтаб қолиши мумкин ва у тепаликлар нурашининг жадаллигига боғлиқ. Нураб бораётган тоғли рельефда механик нураш кимёвий жараёнларга нисбатан анча тез кечади. Бундай ҳолларда нураш маҳсулотлари „камолотга етмаган“ бўлакли тўпламлардан иборат бўлади.

Шунинг учун ҳам улар фақат текисланиш жараёни охиригача етадиган шароитлардагина ўзининг якуний босқичига ўтиши мумкин. Бунда каолинлардан таркиб топган нураш қобиклари ва бокситлар ҳосил қилади. Сувайирғичлардаги нураш жараёни режимида куруқлик аллювиал текисликларининг терриген жинслари таркиби боғлиқ бўлади.

Ёнбағир фациялари. Тепаликлар рельефининг ривожланиш хусусиятлари, биринчи навбатда, ёнбағирларнинг ривожланиши билан боғлиқ. Уларнинг ҳосил бўлиш механизмларини билиш, рельефнинг шаклланиш қонуниятларини аниқлаш, тоғлар ҳосил бўлиш каби мураккаб ўзгаришлар ва уларнинг кейинчалик нураб, пенепленга айланишининг калити бўлиб ҳисобланади. Рельеф шаклланишининг хилма-хиллиги ёнбағирлар морфологиясида, уларнинг тузилишида ва чўкиндиларнинг таркибида ўз аксини топади.

Тоғли ўлка шароитида умумий эрозия базисининг паст ҳолатида катта нишабликдаги рельефнинг шаклланиши учун қулай шароит яратилади. Унинг мураккаблашуви, парчланиши маҳаллий эрозия базисларнинг пасайиши билан доимо боғлиқ. Айтилиши вақтда бу жараён вақтинчалик ва доимий оқимлар ёрдамида ёнбағирлардаги чўкинди моддаларнинг жуда катта қисмини чиқариб олиб кетиши билан кечади. Бундай шароитлар учун мансуб ёнбағир жинслари: ҳарсанглар, брекчиялар, шағаллар, сараланмаган кум-гилли маҳсулотлар тоғ массасини ташкил этади. Агар ёнбағирларни ювувчи ландшафт ўзига ташиб келинадиган маҳсулотни тўлиқ ўзлаштира олмаса, бу жинслар кейинчалик дифференциацияга учраб, дағал бўлакли, оралиқ ва майда заррали маҳсулотлардан иборат бўлган зоналарга кўчирилади. Бундай ҳолда зоналли тузилган аллювий, коллювий, делювий ва бошқалар шаклланади.

Эрозия базисининг кўтарилиб ва сувайирғичларнинг пасайиб бориши билан ёнбағирлар қайта қурилади ва улар паст нишабликдаги юзага айланади. Бунда модда саралаш механизми ўзгаради, унинг аста-секин силжиши катта аҳамият касб эта бошлайди, гилли маҳсулотлардан тупроқ ҳосил бўлади ва ёнбағирлар ўсимлик қопламаси билан мустаҳкамланади ёки у хемоген ажратмалар билан зирхланади. Денудация омиллари ёнбағир ландшафтида ҳосил бўлган маҳсулотларни ташиб чиқа олмайдиган даражага етганда бу жараён тўхтайдди. Бу транзит водийлар чўкинди маҳсулотлар билан тўлиши эвазига эрозия базисининг кўтарилиши ёки рельефнинг текисланиб, пенепленга айланиши оқибатида юз беради.

Ёнбағир жараёнлари ривожланишидаги бу икки қарама-қарши шакллар ўртасида ёнбағирлар кесмасининг кўплаб оралиқ турлари жойлашган бўлади. Уларнинг турли ўзгаришлари эндоген ва экзоген омиллар — тектоник режим, иқлим, туб жинсларнинг таркиби, уларнинг нураш даражаси, ётиш шароитлари, ёнбағирлар мустаҳкамланиш хусусиятлари қўшилиши билан белгиланади.

Ҳозирги замон геоморфологиясида ёнбағирлар ривожланишининг икки тури: уларнинг аста-секин пасайиб, текисланиб бориши ва қояли ёнбағирларнинг чекиниб, уларнинг ўрнини пастдаги текисланиш юзалар эгаллаб бориши кузатилади. Улардан етакчи аҳамияти рельеф

ривожланишидаги икки назария — Девис пенепленизацияси ва Пенк-Кинг педипленизацияси томонидан асосланган. Бу концепцияларнинг бир-бирига яқинлигини ҳозир кўпчилик геоморфолог ва геолог тадқиқотчилар тан олган. Текисланиш юзалари ривожланиши умумий йўналганлигини бузувчи тектоник ҳаракатлар жадаллиги ва характериға боғлиқ ҳолда уларнинг турли бирикмалари вужудға келиши мумкин.

Тоғ дарёлари, водийлар фациялари. Агар нураш маҳсулотлари ўз ўрнида қолганда эди, рельефнинг ривожланиши мумкин бўлмасди. Ҳар қандай баландликда жинсларнинг доимий ҳаракати кузатилади, улар сувайирғич ландшафтни ташлаб кетишға ҳаракат қиладилар. Бу жараён нураш қобиқлари ва уларға ёндош бўлган ёнбағирлардан бошланади. Элювиал сувлар, атмосфера ёгин-сочинлари билан биргаликда маҳсулотнинг юза ва ўзан бўйлаб ташилишини бошлаб беради. Бунда улар жуда катта иш бажаради. Бироқ уларнинг рельеф пасайишидаги, нураш қобиғи, карст ва ёнбағир тўпламлари ҳосил бўлишидаги фаолияти ландшафтни кесиб ўтувчи вақтинчалик ва доимий оқимлар ривожланишиға боғлиқ.

Баландликлар нураш маҳсулотларини ташиш билан бир қаторда, оқимлар бошқа вазибаларни ҳам бажаради. Эрозия туфайли улар маҳаллий денудация базисини чеклаб туради ҳамда шу орқали рельефнинг нураши ёки текисланишининг энг паст чегарасини белгилайди. Ён эрозия натижасида нураш маҳсулотлари ўзлаштирилади, яъни чўкмалар баланси назорат қилинади. Кенгаювчи водийлар (супалар) ривожланишиға бағишланган кўплаб асарларда ён эрозияға катта аҳамият берилган. Лекин бу жараён, биринчи навбатда, ёнбағир ҳодисалари билан боғлиқ. Ҳатто бу ҳолда ҳам водий кенлиги дарё кўндаланг кесмасидан анча кичик.

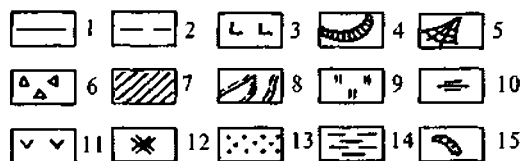
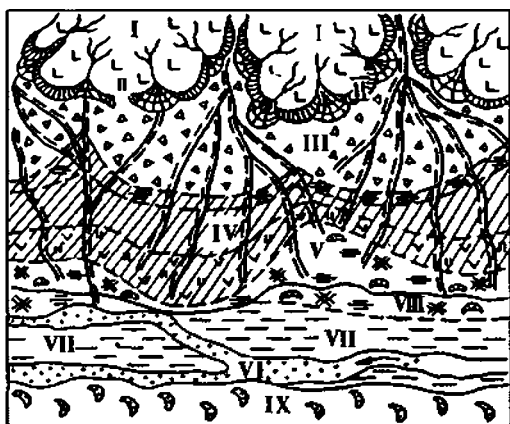
Сувайирғич майдонларининг вақтинчалик ва доимий оқимлари адабиётларда турли номлар (пролювиал, водий ёйилмалари, водий музликлари, дарё, аллювиал, тоғ водийси ва б.) билан аталган.

Куруқлик баландликларидаги фацияларни таърифлашда уларнинг тоғларға, баланд ёки паст пенепленларға ва бошқаларға мансублигини ҳисобға олиш лозим. Рельеф ҳосил бўлишнинг экзоген ва эндоген омиллари орасидаги муносабатларнинг ўзгариши сувайирғич ландшафтларнинг янги шакллари ҳосил бўлишиға сабаб бўлади. Бу эса, тепаликлар ичида янги фациялар ҳосил бўлишиға олиб келади. Тепалик вилоятларининг ритмик эволюциясининг эндоген табиати турли морфоструктуралар — рельеф ривожланиши, тоғ ҳосил бўлиш босқичида контраст, одатда юқори амплитудали ва текислик ҳосил бўлиш босқичида текисланган, кичик амплитудали рельеф ҳосил бўлишида ифодаланган бўлади. Тоғ ҳосил бўлиш фазасининг юқори энергияси тепаликларнинг парчаланишиға, уларнинг баланд ва кенг бўлинишиға олиб келади, денудация юзаси майдони кескин ошади. Натижада катта ҳажмдаги „камолотға етмаган“ бўлакли маҳсулотлар ҳаракатға келади ва улар сувайирғич майдонларидан тезда чиқариб ташланади. Вақт ўтиши билан тектоник ва экзоген парчаланган рельеф текисланади, денудация майдони қисқаради, рельеф энергияси сусаяди. Шу сабабли ҳаракат тезлиги кескин пасаяди, чўкинди модда эса сувайирғич майдонларида ва уларнинг ёнбағирларида узоқ вақт қолиб кетади. Бунда ботиқликларға келтирилувчи маҳсулот ҳажми қисқаради, унинг чуқур кимёвий қайта ишланиши кучаяди.

Рельеф ҳосил бўлиш жараёнлари циклик ривожланишининг бундай тарзда кечиши морфоструктуралар эволюциясида ўз аксини топади. Тоғли ўлкаларда аввал баъзи педиментлар ҳосил бўлади, кейинчалик улар педипленға бирлашади ва, ниҳоят, кейинги планация давомида худуд текисланиш босқичиға ўтади, яъни пенеплен ҳосил бўлади. Реал шароитларда бу жараён бир неча бор бузилиши мумкин. Геоморфологик ривожланиш циклининг ниҳоясига етиши юзанинг текисланишиға олиб келади. У бир вақтнинг ўзида геоморфогенезнинг янги босқичида базис ҳисобланади.

Литогенез жараёнлари маълум маънода иқлимий ҳодиса ҳисобланади. Кўплаб мисоллар шуни кўрсатадики, нураш қобиқлари, уларнинг ювилиш маҳсулотлари ҳисобланган ва бир вақтда ҳосил бўлган куруқлик ва денгиз ётқизиклари бир хил таркибға эға ва, элювий каби, иқлимнинг ишончли кўрсаткичи бўлиб хизмат қилади. Булар текислик ҳосил бўлиш шароитларида тўлиқ амалға ошади. Тоғ ҳосил бўлиш жараёнида механик денудация миқёси ошиши сабабли иқлимнинг индикцион белгилари билинмайди. Бироқ бу ҳолда ҳам литогенезнинг иқлимий хусусиятлари ишончли равишда аниқланади.

Куруқликнинг текислик фациялари. Куруқликдаги аккумулятив текисликлар шу ландшафтларнинг муҳим қисми ҳисобланади. Тоғ ҳосил бўлиш шароитида улар тепаликларға ёндашган тоғ дарёлари чиқарув конусларининг кўшилган ёки алоҳида жойлашган тизимидан иборат. Рельеф шаклиға боғлиқ ҳолда улар чиқарув конусларининг пролювиал ёки аллювиал



8.11-расм. Тоғ этаги ва тоғолди молассе ботиқликларидagi динамик фашиал минтақалар ва зоналарнинг ўзаро муносабати (В.И.Понов): I- IX – фашиалар: I – сувайирғич-элювиал, II – ёнбағир, III-V – тоғ этаклари (III – бўлакли зона, IV – майда тупроқли зона, V – шартли турғун зона), VI-IX – аллювиал текисликлар, текислик водийлари (VI – ўзан, VII – қайир, VIII – шўрлашган, ўтлоқ-ботқоқли, IX – эол текисликлар фашиалари); 1-3 – чегаралар: 1 – фашиал минтақалар, 2 – фашиал зоналар, 3 – физик ва кимёвий нураш қобиклари, 4 – коллювиал шлейфлар (шағалли аллювий, майда тупроқли делювий), 5 – ёнбағир минтақаларнинг сел ётқизиқлари, 6 – шағалли чўкиндилар, 7 – лёссли майда тупроқлар, 8 – ўзан ёйлари (гравий, кум, алеврит), 9 – ўтлоқ, 10 – ботқоқ, 11 – гипсли чўкиндилар, 12 – тузли чўкиндилар, 13 – ўзан чўкиндилари (гравелитлар, кумлар), 14 – қайир чўкиндилари (алевритлар, гиллар), 15 – эол қумлари, қисман алевритлар.

ёймаларидан ташкил топган. Тоғлардан узоқлашган сари текислик ҳосил бўлиш шароитларида улар, хусусан, дарёларнинг текислик водийлари ландшафти билан ўрин алмашади.

Тоғ этагидаги елпигич фашиалар уларни озиқлантирувчи баландликларни ўраб туради (8.11-расм).

Конуснинг шаклланиши, унинг рельеф нишаблиги бўйича ҳаракати, тоғ дарёлари ўзан оқимларининг сув кўп бўлган даврларда ўзанларнинг чўкинди маҳсулоти билан тўлиши туфайли текислик оқимларига айланиши мумкин.

Чиқарув конусларининг ички тузилиши тепаликларнинг геодинамик ҳолатига ва иқлимга боғлиқ. Улар ривожланишининг бошланғич босқичи сувайирғичларнинг оддий гидрографик тармоқнинг шаклланиши билан белгиланади. Текисликка бўлакли маҳсулотларнинг ташиб келтирилиши тепаликлар четдаги тор қамбарда амалга оширилади. Тепаликларнинг тоғ оқимлари томонидан ўзлаштирилган ювилиш маҳсулотлари бўлакли, пелитли ва шартли турғун шароитлар ётқизиқлари зоналарининг ўзаро туташган тизимини ташкил этади ва чиқарув конусларининг зонал ҳалқасимон тузилишини белгилайди. Зоналар кенлиги турлича бўлиши мумкин ва пастдаги фашиал минтақа — дарё водийси, кўл ёки денгиз чагарасигача бўш майдонларнинг мавжудлиги билан боғлиқ.

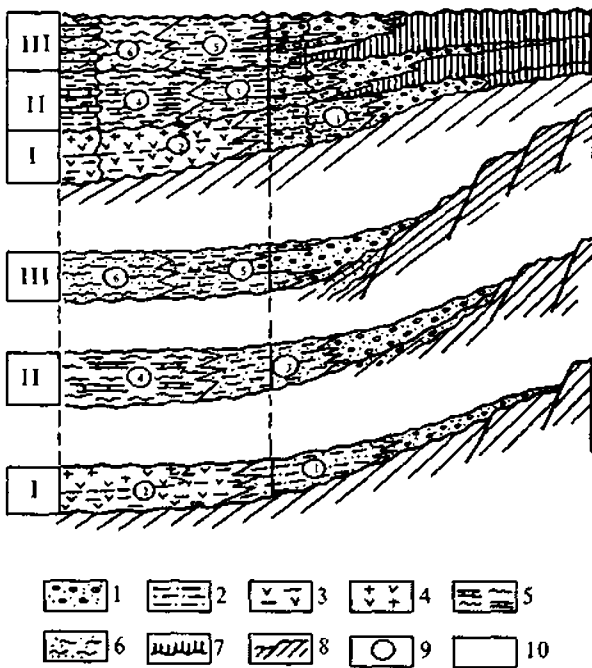
Проллювиал турдаги тоғ этаклари ётқизиқлари арид иқлим учун кўпроқ мансубдир. Гумид иқлимда улар нисбатан кам тарқалган бўлиб, проллювиал-ёйма ландшафтининг аллювиал турига тез айланиши мумкин.

Тоғ этаклари текисликлари ривожланишининг ўрта (аллювиал-проллювиали ва проллювиали) босқичи «камолатга етган» ландшафт тўғрисида далолат беради. Уларнинг биринчи белгилари дастлабки босқичдаёқ қуруқ ўзанлар ва тармоқланувчи сув ўзанлари шаклида юзага келади. Бунда вужудга келган горизонтал зоналик проллювиал ва аллювиал чиқарув конусларининг мураккаб тизими билан белгиланади. Уларнинг ўзаро муносабати турлича бўлиши мумкин. Умуман олганда, арид ландшафтларда проллювиал ётқизиқлар кўпчиликни ташкил этади (8.12-расм).

Тоғ этаги рельефи вазиятида тоғолди ётқизиқлар денгиз ҳавзаси ётқизиқлари билан алмашиниши мумкин.

Тепалик вилоятларида дренаж тизими мураккаблашади, денудация майдони кенгайди, ёнбағирларнинг парчаланиш маҳсулотлари ўзанлар томонидан ўзлаштирилиши ва уларнинг кейинчалик текисликларга чиқариб ётқизилиш имконияти ошади. Ташиб келтирилган терриген маҳсулотлар текисликлар юзасида ёйилиб, проллювиал сувайирғичлар чеккасига ётқизилади. Улар аллювиал худудлар билан чегараланган тор ва кичик майдонларни эгаллайди. Проллювиал жараённинг ўзи эса сувайирғичлар ичига силжийди. Лекин бу ерда ҳам пролювий маҳсулотлари тоғ дарёлари водийлари томонидан қайта ишланади.

Яқунловчи босқичда, айниқса гумид иқлим шароитларида, чиқарув конуслари аллювиал зоналик хусусиятига эга бўлади.



8.12-расм. Арид иқлимда баландликлар ўсиши шароитида тоғ оралиғи ботиқликларидagi фациялар зоналикнинг седиментацион модели: фациялар - 1-2 - тоғэтаги чиқарув конуслари, (1 - проксимал дағал бўлакли зона, 2 - дистал майда тупроқл ва гил зоналар), 3-5 кўл (3 - гил-гилсли, 4 - гипс-галогенли, 5 - оҳак-гилли), 6 - кўл ёки дарё, водий кум-алеврит-гилли, 7 - стратиграфик танаффуслар, ювилишлар, 8 - тепаликларнинг туб жинслари, 9 - свиталар, 10 - тоғоралиғи ботиқлигининг шаклланиш кетма-кетлигини акс эттирувчи стратиграфик горизонтлар

Куруқликдаги чиқарув конусларининг ички тузилиши иқлимга боғлиқ. Арид ландшафтларда бўлакли жинсларнинг дифференциацияси пролювиал усули устувор бўлиб, унда бўлакли, майда тупроқли, гилли ва шартли турғун зоналар аниқ ажралади. Гумид иқлим шароитида конуснинг бош қисми конгломератлар ва кумтошларнинг турлича нисбатига эга жинслардан иборат бўлиши мумкин. Панда улар морфологик томондан пролювийнинг бўлакли зонаси шлейфига ўхшаш, поғонага ёндашган узлуксиз шлейфни ҳосил қилади. Аммо кейингидан фарқли ўлароқ, у ўзаро ёндашган ва бир-бирини кесиб ўтувчи ўзан ётқизиклари қатламларидан иборат бўлади. Конуснинг бош қисмидан узоқлашган сари конгломерат-кумтошли кесмалар билан алмашиши мумкин. Конуснинг дағал бўлакли қисмида қайир ва старица-кўл ётқизикларининг қолдиқлари кузатилади. Шлейфнинг навбатдаги алевропелитли зонаси олдингисига аста-секин ўта бошлайди. Ички қисми ўзан кумтошлари билан аралашади. Ботиқликларга қараб улар алоҳида қисмларга ажралади, тармоқланади ва, ниҳоят, иқлимга боғлиқ ҳолда ягона алевропелитли қатламалар ичида сақланади ва турғун режим, шўрланиш ёки ботқоқланиш изларига эга бўлади. Бу зонанинг ташқи чеккаси аста-секин ҳавза ётқизикларига ўтиши мумкин. Шунинг учун ҳам тўлиқ ривожланган елпигичсимон ландшафтларнинг соҳил дельталари, ҳавза ётқизиклари билан туташуви бежиз эмас.

Текисликдаги водий фациялари (аллювиал текисликлар) текислик дарёлари ётқизикларидан иборат. Ёйма ландшафтлардан фарқли ўлароқ, улар меандрланувчи ўзан шароитларида чўкиндилар шаклланишининг ўзгача механизми билан ажралиб туради.

Тоғ этаклари ландшафтига нисбатан кучли эгри-бугри меандрланувчи ўзанлар рельеф нишаблиги жуда паст бўлганда шаклланади. Уларнинг асосий элементлари ўзан ва қайир фациялари ҳисобланади. Гумид иқлимда улар билан старица ва ботқоқ ётқизиклар боғлиқ. Арид иқлимда уларни шўрланган кўллар, тақирлар ва шўрланган тупроқлар алмаштиради.

Меандрланувчи дарёлар ўзанларининг қийшиқлиги билан ажралиб туради. Меандрланувчи ўзанинг ён миграцияси ташқи қавариқ соҳил эрозиясига, дарё тубининг ювилишига ва ички соҳилда чўкинди ётқизилишига олиб келади. Меандрлар бузилган ҳолларда „ўлик“ ўзанлар— старицалар ҳосил бўлади.

Ўзанлар ташқарисидаги сувайриғичларда қайир фациялари шаклланади. Қайир фақат тошқинлардагина сув билан қопланади. Сув сатҳининг фаслий ўзгариши сабабли, қайир ётқизиклари гиллар ва тупроқ горизонтлари билан аралашган ҳолда учрайди. Чўкинди, асосан, муаллақ зарраларнинг чўкишидан ҳосил бўлади. Сув тошқинлари оралиғида қайир ётқизиклари қуриб, қуриш дарзликлари ва бошқа, уларнинг ер юзасида очилиб қолганлик белгилари пайдо бўлиши мумкин.

Гумид шароитларда, айниқса, ўзанинг нишаби паст бўлса, қайирлар қуриб қолмаслиги ҳам мумкин. Бу вазиятда қайир ландшафти билан бирга ботқоқ ва кўл фациялари ривожланади. Масалан, торфяниклар катта майдонларни эгаллаши мумкин.

Арид иқлим шароитида қайир жараёнлари карбонатли ва шўрланган тупроқларнинг ҳосил бўлишига олиб келади, кўлларда ва старицаларда эвапоритлар чўкмага ўтади. Ўта арид шароитида эол (кум) ётқизиклари ҳосил бўлади. Қуриб қолувчи дарё йўлларида эол дюналари ўзанларни тўсиб қолиши ва уни бошқа томонга буриб юбориши мумкин. Ўзан фаолияти тикланиб, улар янги оқимлар билан қайта ишланади.

Ўтқизикларнинг аллювийга мансублиги одатда денгиз фаунаси йўқлиги бўйича, асосан, ўзан, қайир, старица—кўл ва ботқоқлик фацияларининг тузилиши, ташқи кўриниши, структура ва текстура белгилари билан аниқланади. Рельеф нишаблиги, тепаликлар морфологияси, дарё тизими, сув баланси, оқим тезлиги туб ва муаллақ ўтқизиклар орасидаги нисбатни ўзгартиради. Бу шаклланаётган чўкинди ўтқизиклар таркибида ўз аксини топади. Тоғ этаклари ёйма ландшафтларда дағал бўлакчи, майда тупроқчи ва ил ўтқизикларининг турлича нисбати билан ифодаланади. Бу зоналардан ҳар бирининг кенлиги турлича бўлиши мумкин. Бўш майдонлар мавжуд бўлса ва қабул қилувчи ҳавза анча узоқда жойлашса, елпиғич ландшафтларининг кенлиги кўплаб километрга тенг бўлиши мумкин. Айниқса бу перикратон чўкмалар ва чекка ботиқликлар учун мансубдир.

Қуруқлик текисликлари литогенезнинг икки бош турига мос қаторлар ажратилади.

Арид ландшафтлар паст биологик маҳсулдорлик, геокимёвий шароитларнинг юқори ишқорли томонга сурилиши, юза ва грунт сувларининг оксидловчи ва буғлантирувчи концентрацияси билан характерланади. Натижада чўкинди тўпламлари қизил рангли ва карбонатли бўлади. Бу белгилар асосий ҳисобланилади, улар бутун қуруқлик аккумулятив текисликлар ландшафтини эгаллайди. Ишқорийлик ва буғланиш концентрациясининг майдон бўйича ўзгариши сувларнинг минерализацияси ошиши билан ифодаланади. Шу туфайли сувайирғич-эллювиал фациял минтақадан тортиб то тоғ этаги ва текислик водийлари фациял минтақалари зоналарида тузларнинг ҳосил бўлиши кузатилади. Маҳаллий шароитларга боғлиқ ҳолда қабул қилувчи ҳавзаларга турли даражада шўрланган ва метаморфлашган эритмалар келиб тушади. Бу эса ҳар бир ҳавза кесмасининг ўзига хослигини таъминлайди.

Ерусти сувларининг юқори маъданлашуви туфайли қуруқлик текисликлари, одатда, карбонат ёки эвапорит фациялардан иборат. Атмосфера ёгин-сочинлари танқислигида ва қаттиқ жинсларни ташувчи оқимларнинг чегараланганлигида қуруқлик текисликлари терриген кесмалари карбонатлар, сульфатлар ва хлоридлардан иборат бўлган саёз денгиз, лагуна бошқа ҳавзалар ўтқизиклари билан фациял алмашади. Шу хусусиятлар орқали улар гумид иқлим шароитидаги ландшафтлардан фарқ қилади.

Юқори биологик маҳсулдорликка эга бўлган гумид ландшафтлар нордон геокимёвий вазиятда шаклланади. Уларнинг ривожланишидаги бош хусусият, торфяниклар (кўмир) ва уларга ёндош терриген жинслар учун чўкинди моддаларнинг турли манбалари билан белгиланади. Динамик тушунчага мувофиқ, торфяниклар ландшафтларнинг чекка, динамик жиҳатдан пассив зоналарини эгаллайди. Уларнинг қаторига ботқоқланувчи ёнбағирлар, пролювиал чиқарув конусларининг ташқи қисми, дарё қайирлари қуруқлик дельталари, ўзан оралиғи майдонлари, чучуклашган лагуналар киради. Торф тўпловчи ландшафтлар кўмирсиз фациялардан, биринчи навбатда, жуда юқори биомасулдорлиги билан фарқ қилади. Терриген седиментация жараёнлари ўз ўрнини фотосинтез қилувчи ўсимликларга бериб, бутунлай тўхтаганда бу ландшафтлар бутун биосферани эгаллаши билан характерланади. Сувайирғич ва ёнбағир торфяниклари бу ҳолда кўл-ботқоқчи ва соҳилбўйи текислик торфяниклар билан қўшилиб, жуда катта узлуксиз қопламаларни ташкил этади.

Торф ҳосил бўлиш шароити — қаттиқ модда келиб тушиши кескин чегараланган ландшафтдир. Фаол терриген тўпланиш билан органик моддаларнинг торфяникларда йиғилиши — кўмирли (торфли) ўтқизикларнинг шаклланишида бош хусусият ҳисобланади.

Қуруқлик текисликлари фациялари алоҳида тоифасини музлик фациялар ташкил этади. Муз босиш даврларида катта қалинликдаги қитъа музликлари шаклланади. Музликларнинг ҳаракати унинг остидаги туб жинсларнинг эрозиясига олиб келади. Муз оқимларининг ҳаракатида иштирок қилаётган терриген бўлақлар уларнинг ташқи fronti бўйлаб мореналарни ҳосил қилади. Кейин уларнинг ўрнига дарё ва кўл флювиогляциал ўтқизиклари ҳосил бўлади. Музликнинг ҳавзага сурилиб тушиши вақтида тиллитлар ҳосил бўлади. Музлик ўтқизикларининг фарқланишдаги асосий хусусият бўлақларнинг жуда паст даражада сараланганлиги ва думалоқланганлигидир.

8.5.2. Денгиз фациялари

Ҳозирги вақтда қуруқлик майдони Ер юзасининг фақат 29,2% ини ташкил этади. Унинг қолган қисмини (70,8%) Дунё океани ҳавзалари эгаллайди. У, хусусан, океанларни (Тинч, Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлари) ва улар билан боғлиқ бўлган денгизларни бирлаштиради. Улар Дунё океани майдонининг 10% ини ташкил этади. Денгизлар орасида океанлардан чуқур сув новлари ва ороллар ёйи билан ажралган фаол қитъа четларидаги чекка денгизларни (Филиппин, Япон, Охота, Фиджи ва б.) ўз ичига олади. Иккинчи гуруҳни

океанларнинг суст чекка денгизлари (Араб, Баренцев, Лаптевлар, Шарқий Сибирь, Бофорта ва б.) ташкил этади. Бу ҳавзаларнинг бош хусусияти бўлиб, уларнинг океан сувлари билан доимий алоқада бўлиши саналади. Денгиз ҳавзаларининг учинчи гуруҳини океанлар билан доимий бўлмаган, нотургун алоқаларга эга ва, одатда, юқори ёки аномал шўрлиги билан ажралиб турадиган, қитъаичи денгизлари (Ўртаер, Қора ва бошқалар) ташкил этади. Денгизлар қаторига шартли равишда қитъалар ичида жойлашган ва океанлар билан бевосита алоқаларга эга бўлмаган улкан кўллар (Каспий, Орол) ҳам киритилади.

Денгизларни шакли ва чуқурлигига қараб икки қарама-қарши турга ажратилади. Биринчиси — саёз сувли (юз метргача) шельф ва эпиконтинентал денгизлардан иборат. Ҳозирги пайтда, қитъаларнинг баланд ҳолатида, улар фақат океанлар шельфларининг чўкаётган майдонларида (Беринг денгизи) ривожланган. Бироқ шунинг кўзда тутиш лозимки, илгари улар минглаб километрларга ёйилган, қитъаларнинг катта майдонларини қоплаган. Ҳавзаларнинг текисланган рельефи сув йиғувчи ҳудудларнинг текислик ландшафтлари билан уйғунлашган. Иккинчи тур — нисбатан чуқур (2,0—3,5 км гача) денгизлардан иборат бўлиб, у аниқ ифодаланган шельфи, қитъа ёнбағри ва қитъа этаги билан ажралиб туради.

Денгизлар ва кўллардаги чўкинди ҳосил бўлиш кетма-кетлиги ҳавзалар тубининг шакллари ва сувдаги динамик жараёнлар билан боғлиқ. Океан тубининг рельефи, асосан, шельф (саёз) ва пелагик (нисбатан чуқур) вилоятларга ажратилади. Уларнинг орасидаги чегара ҳавза туби чўкиндиларига тўлқин фаолияти таъсир қилиш чуқурлиги бўйича ўтказилади. Одатда шельф шароити соҳилбўйи зонаси ётқизиқлари билан тенглаштирилади. Унинг динамик хоссалари ҳавза тубига тўлқинланиш, шу жумладан, бўрон тўлқинлари ва Цунами тўлқинлари, соҳилбўйи оқимларининг таъсири билан белгиланади. Натижада улар тарқалган зонада юқори энергетик даражага эга бўлган ётқизиқлар—барлар, косалар, пляжларнинг гравий-қумли жинслар, риф қурилмалари, бўлакли, оолитли оҳактошлар шаклланади. Ҳавза туби нишаблигига боғлиқ ҳолда, тўлқинларнинг таъсир базаси турли чуқурликларда жойлашган бўлиши мумкин. Бўрон тўлқинлари таъсири энг катта чуқурлиги эйфотик зонадан (ёруғлик бориб етувчи фотосинтез зонаси) пастга тушмайди. Ҳавза туби кўндаланг кесмасида 200 м дан ортиқроқ чуқурликдаги пелагик қисмида, тўлқинланиш юзасидан пастда, суспензиядан юпқа гиллар чўкмага ўтади, фауна эса, одатда, парчаланмаган ҳолда сақланади. Бундай шароитлар саёз денгизларнинг минглаб квадрат километрли майдонларида ҳукм суради. М.Ирвин уларни „Х“ зонаси сифатида ажратган. Ҳавзанинг марказидан унинг чеккасига қараб шундай бир „критик“ чуқурлик ажратиладики, унда оқимлар ва тўлқинларнинг фаоллиги денгиз туби гилларини лойқалатиш учун етарли бўлади ва унда дағалроқ маҳсулот тўпланиши мумкин. Фаол гидродинамиканинг бундай зонаси «тўлқиннинг эффектли базаси» деб номланади. Бундай зоналар турли чуқурликларда жойлашиши мумкин. М.Ирвин юқори энергетик даражага эга бундай саёз сувли вазиятни „У“ зонаси деб белгалаган. Унинг майдонида бар ва коса кумлари, оолитли ва бўлакли оҳактошлар, рифлар шаклланади.



8.13- расм. Арид иқлим шароитида денгиз ҳавзалари фациал зоналигининг умумлаштирилган схемаси (J.L.Wilson); 1-4 — очик чуқур сувли ҳавза (1 — карбонат компенсацияси сатҳидан пастдаги чуқур сув ётқизиқлари (КГК), 2 — чуқур сув карбонатли ётқизиқлари, 3 — континентал ёнбағир ва этаклар турбидитлари (флиш), 4 — олд ёнбағир дағал бўлакли ётқизиқлар (ёввойи флиш), 5 — рифли тўсиқ (барьер), 6-9 — ички ҳавза (6 — соҳилбўйи ётқизиқлари, 7 — саёз сувли ётқизиқлар, 8 — чуқур сувли ётқизиқлар, 9 — саёз сувли ётқизиқлар), 10 — риф (урунма тўлқин) тўсиғи, 11-12 — лагуналар (11 — доломитлар, 12 — гипслар, доломитлар, гиллар); М.Ирвин бўйича ҳавзаларнинг гидродинамик зоналиги (зона Х — тўлқинланиш базисидан пастда, зона У — тўлқинланиш ва урунма тўлқинлар зонаси, зона Z — тўлқинланиш йўқ). Ҳар бир фациал зона свитага мос келади

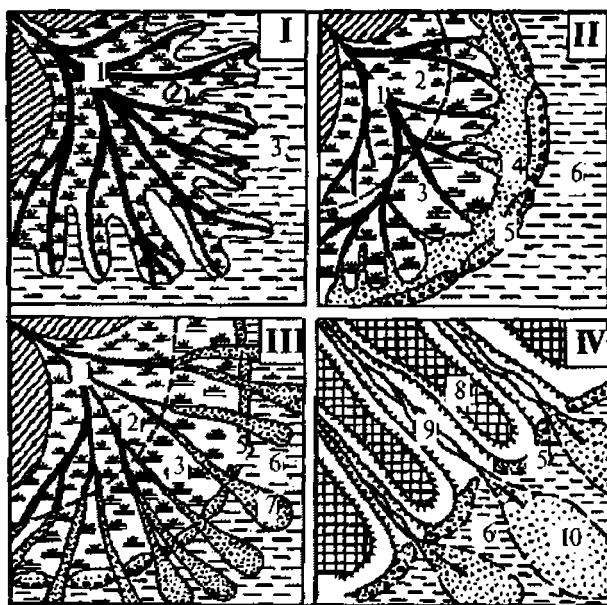
Юқори энергетик даражага эга зонанинг пайдо бўлиши денгиз ва қўл ҳавзаларининг соҳил зонаси зоналлигида қатта аҳамиятга эга. Тўлқин ҳаракат энергиясининг ҳавза тубига таъсири жараёнида сарфланиши шунга олиб келадики, кейинчалик соҳил томон оқим энергияси кескин пасаяди. Ёпиқ шельф ва лагуналарнинг бундай ҳимояланган жойларида майда заррали маҳсулот чўкмага ўтади. Гумид иқлимда бу биогеокарбонатлар билан алмашувчи турли гиллар бўлиши мумкин. Арид шароитлар сувнинг буғланиши ва метаморфизациясига олиб келади ҳамда лагуна, эвапорит ҳавза фацияларининг магнезиал карбонатлар, сульфатлар ва ҳатто хлоридлар тўпланишига олиб келади. Бундай фациялар чўкинди тўпланиш зонасини М.Ирвин „Z“ зонаси деб белгилаган (8.13- расм).

Шундай қилиб, ҳар қандай денгиз чўкинди тўпланиш ҳавзасининг зоналлиги унинг пелагик ва соҳилбўйи вилоятларидан иборат бўлади. Ҳавза тубининг тузилишига боғлиқ ҳолда юқори энергия аккумулятив шакллари (барлар, рифлар) пелагиалдан майдони бўйича акваториянинг турли қисмлари билан ажралиши мумкин. Ҳавза туби нишаби қатта бўлганда тўлқинланиш зонаси бевосита соҳилга туташган бўлади. Саёз денгизларнинг текис рельефида юқори энергетик даражадаги зона соҳилдан анча узоқда ҳосил бўлиши мумкин. Шу орқали аномал шўрликдаги, жумладан, туз ҳосил қилувчи ҳавзалар вужудга келиши мумкин. Тўсиқ риф тизимлари алоҳида мавқега эга. Рельефнинг эгилган жойларида ва шельф чеккасида ҳосил бўлган бундай рифлар Дунё океани ҳавзаси билан алоқаларни бузади.

Котловинали денгизларнинг шельф қисмида чўкинди ҳосил бўлиш зоналлиги саёз сувли ҳавзалар зоналлигидан унча фарқ қилмайди. Шельф чеккаси устида юқори энергетик даражадаги зона ажратилади. Унда уринма тўлқинлар аккумулятив барлар ва косалар таналари, тўсиқ рифлар шаклланади. Соҳил томон уларни турли шўрликдаги саёз денгиз ва лагуна ётқизиклари алмаштиради. Зоналлиқнинг бутунлай бошқа тури пелагиал томонда кузатилади. Қитъа ёнбағирнинг қатта нишаблиқдаги погонаси мавжудлиги турбид оқимларини келтириб чиқаради.

Турбид оқимлар континентал этақларда лойқа оқимларнинг сувости чиқарув конуслари ётқизикларини (флиш) ҳосил қилади. Ҳавза тубининг пелагиал қисмида уларни чуқур сувли ётқизиклар алмаштиради.

Дельта фациялари ҳавзага дарёларнинг қуюлиш жойларида шаклланади. Дельта фациялари орқали денгиз ва океанларга қитъадан қаттиқ ва суюқ маҳсулотлар келтирилади. Дельталар дарёлар томонидан ҳавзаларга денгиз оқимлари қайта ишлаши мумкин бўлган миқдордан кўпроқ маҳсулот келтириладиган жойларда шаклланади. Шу туфайли дельта майдонида меандрланувчи ўзанлар, старицали қўл ва ботқоқликлардан иборат бўлган унинг қуруқликдаги бош қисми ажратилади. Келтирилган терриген маҳсулот тўлқинланиш натижасида қайта ишланади. Дельтадан пастроқда дельта ёнбағри ва сувости дельта платформаси жойлашади. Бунда дарёлар келтирган маҳсулотнинг асосий қисми тўланади. Дельтанинг бўйлама кесмаси, унинг бош қисми, аллювиал ётқизиклардан иборат. Уларни сувнинг фаол гидродинамик шароитларида шаклланган бўлакли жинслар алмаштиради. Дельтанинг ташқи фронтида эркин чўкиш шароитида ил ётқизиклари ҳосил бўлади. Ҳавзага келиб тушаётган терриген маҳсулотнинг ҳажмига ва уни қайта тақсимлаш имкониятига боғлиқ ҳолда дельталарнинг икки тури ажратилади (8.14- расм).



8.14-расм. Дельталар асосий турларининг модели (Л.Фишер, Л.Ф.Браун, Л.Ж.Скотт, Ж.Х.Мак Тоуэн, В.Берген маълумотлари бўйича): I – панжали тур, шу жумладан „куш панжаси“, II – барли тур, III – приливли тур, IV – фиорд саҳиллари эстуарийли тури: 1 – ўзан оқимлари; 2-3 – дельта текисликлари (2 – флювиалли; 3 – прилив-отлив жараёнли); 4-5 дельта фронти (4 – барорти, шу жумладан прилив-отливли кумлар; 5 – барлар); 6 – прадельта (авандельта); 7 – прилив-отлив сувайирғичлари; 9 – фиордли кўрфазлар (водийлар); 10 – эстуарий прилив-отлив оқимлари чиқарувлари.

Конструктив дельталар оқимдаги терриген маҳсулот ортиқча бўлганда шаклланади. Деструктив дельталар тез ва шиддат билан ювилади. Натижада уларнинг олдинги қисми уринма тўлқинлар таъсирида бузилади, терриген маҳсулотлар соҳил бўйлаб тарқалади.

Уринма тўлқинлар фациялари соҳил шароитларида учрайди. Бунда терриген маҳсулотлар қайта тақсимлашга қодир бўлган тўлқинланиш ва денгиз оқимлари етарли даражада кучли бўлганда вужудга келади. Бу ерда барлар, косалар ва пляжларга эга бўлган соҳил чизиги шаклланади. Ётқизиклар таркибида донатор терриген уюмлар кўпчиликни ташкил қилади. Карбонат тўпланиш шароитларида бўлакли оҳақтошлар ҳосил бўлади.

Риф фациялари денгиз туби эгилган жойлардаги тўлқинланиш минтақалари шароитларида шаклланади. Рифлар денгиз ҳавзасига терриген маҳсулотлар келиб тушиши жуда паст бўлганда риф қурувчи ҳайвонлар ҳаёт фаолияти туфайли ҳосил бўлади. Қирғоқ рифлари очиқ денгиз ётқизикларини лагуна фацияларидан ажратувчи қурилмалар ҳисобланади. Умуман, улар уринма тўлқинлар минтақасига ўхшаш.

Лагуна фациялари уринма тўлқинлар билан чегараланган денгиз ҳавзасининг чекка қисмида жойлашган. Сувнинг шўрлигига боғлиқ ҳолда, ётқизиклар терриген, гил ёки карбонатли ва сульфатли, галогенли фациялардан иборат бўлиши мумкин.

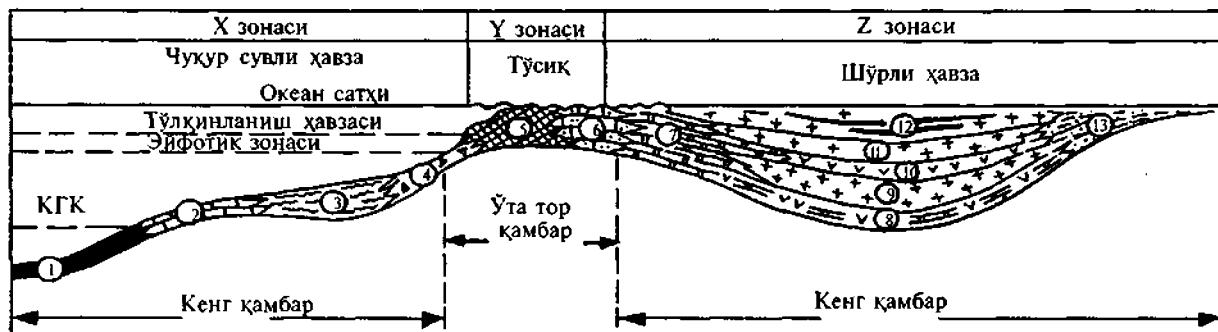
Турли фациялардан иборат бўлган денгиз ҳавзаларининг чекка қисмлари жуда мураккаб тузилишга эга бўлиб, у ҳавза тубининг рельефига, келтирилаётган терриген маҳсулотнинг ҳажмига, денгизнинг биологик маҳсулдорлигига, палеоиклимга ва бошқа бир қатор омилларга боғлиқ. Натижада ушбу фация кесмаларнинг тузилиши фақат терриген, карбонатли ётқизиклардан ёки уларнинг эвапорит жинслар билан аралашмасидан иборат бўлиши мумкин.

Денгиз пелагик фациялари ҳавза тубига тўлқин таъсир этиш сатҳидан пастда ҳосил бўлган ётқизикларни бирлаштиради. Бу ерда чўкинди ҳосил бўлиш жараёнлари муаллақ зарраларнинг эркин чўкиши шароитида, планктон ҳайвонлар ва ўсимликларнинг ҳаёт фаолияти маҳсулотлари ҳисобига кечади.

Бу комплексни ташкил этувчи соҳилдан узоқда жойлашган фациялар ўзларининг ташқи чегаралари билан соҳилбўйи минтақалари—дельта, уринма тўлқинлар ва риф минтақалари билан туташган бўлади.

Сувости оқимлар фациялари соҳилбўйи минтақалардан ташқаридаги саёз сувли (нерит) оқимлар ривожланган вилоятларни эгаллайди. Улар саёз ҳавзаларнинг умумий сув алмашуви тизимига кирувчи вақтинчалик ва доимий фаолият кўрсатувчи сув оқимларидан иборат. Бундай оқимларининг энг кўп тарқалган тури ҳисобланади. Кўндаланг ва диагональ оқимлар ҳамда пролив оқимлари анча кам ривожланган. Сувости оқимлари тезлиги паст. Шунинг учун ҳам улар олиб келаётган маҳсулот гил ва алевроитлардан иборат. Майда заррали қумларда, камдан-кам ҳолларда, сувости оқимлар излари кузатилади.

Марказий тиниш фациялари жуда суст гидродинамик ва сувдаги лойқанинг суст чўкиши билан ажралиб туради. Бундай жойларда чўкадиган зарралар таркибида, кўпчиликни ташкил этувчи вулқон кули, чанг ва пелит зарраларидан ташқари, планктон организмларнинг (фораминифералар, радиолярийлар, диатом сувўтлари ва коколитофоридлар) чиғаноқлари



8.15- расм. Денгиз (океан) ва эвапорит ҳавзалари фациял зоналигининг умумлаштирилган схемаси, М.Л.Ирвин буйича. Багметрик зоналар X, Y, Z 1-4 – чуқур сувли ҳавзалар ётқизиклари (1 – карбонат компенсацияси сатҳидан пастдаги чуқур сув ётқизиклари (ГКК), 2 – чуқурсув карбонатли ётқизиклар, 3 – континентал ёнбағир ва этаклар (флиш) турбидитлари, 4 – олд ёнбағир бўлакли ётқизиклар (ёввойи флиш); 5 – рифли (уринма тўлқинлар) тўсиғи; 6 – тўсиқларнинг ички ёнбағри; 7-12 – эвапорит ҳавзалар ётқизиклари (7 – доломитлар, 8 – чуқурсув карбонатлари, гипслар (ламинитлар), 9 – тузлар, 10 – гипслар, 11 – Na тузлари, 12 – тузлар, шу жумладан калийли; 13 – соҳилбўйи ётқизиклари, себхалар.

мавжуд бўлади. Сувнинг фаол ҳаракати йўқлиги уларда турғунлик вазиятини келтириб чиқаради. Шунинг учун ҳам бу ётқизиклар одатда сапропелли органик моддалар билан бойиган бўлади, уларнинг орасида ёнувчи сланецлар учрайди.

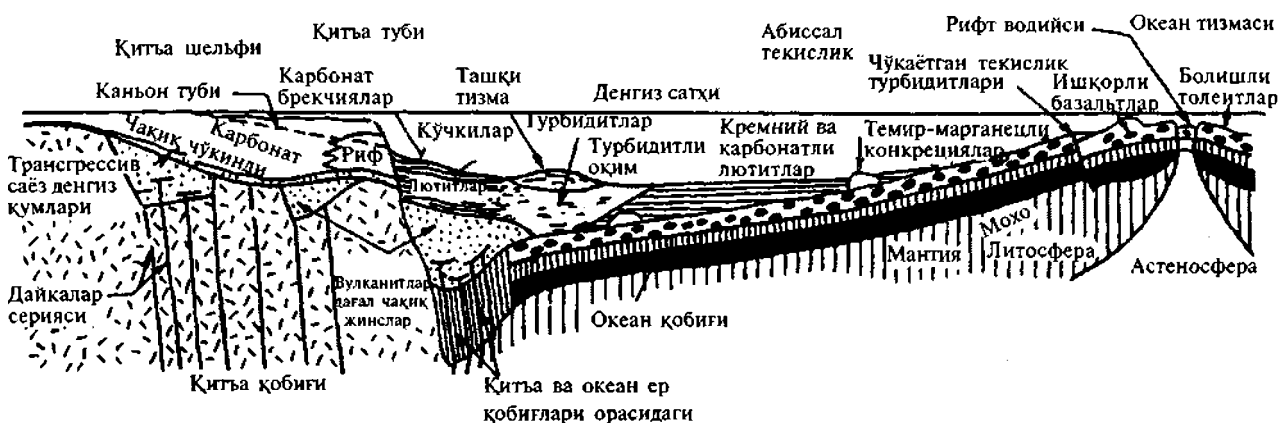
Туз ҳосил қилувчи ҳавза фациялари. Ландшафтларнинг алоҳида тоифасини туз ҳосил қилувчи ҳавзалар ташкил этади. Улар чекка ва ички, одатда, юқори шўрликка эга бўлган, чуқур сувли денгизлар тизимини ташкил этади. Уларнинг Дунё океани сувларидан ажралиб қолиши риф ва уринма тўлқинлар тўсиғи (барлар) тизимларининг вужудга келиши туфайли содир бўлади. Асосий ҳавзадан ажралганлик даражаси магнезиал карбонатлар, сульфатлар, хлоридлар ва ҳатто эвтоник минералларнинг кетма-кет чўкмага ўтиши орқали ифодаланadi (8.15 расм). Туз ҳосил қилувчи ҳавзалар яққол арид иқлим шароитларида қитъалардан келиб тушувчи қаттиқ маҳсулотлар миқдори минимал бўлганда шаклланади.

8.5.3. Океан фациялари

Ер юзасининг учдан икки қисмини эгалловчи океанлар уч асосий геоморфологик вилоятга бўлинади: қитъа четлари, океан котловиналари ва ўрта океан тизмалари. Океанлар ичида, ўз навбатида, иккинчи даражали тепаликлар ва ҳар хил платолар мавжуд.

Қитъа четлари океанлар ва қитъаларни боғловчи тузилма ҳисобланади. Улар Дунё океани туби майдонининг 20% ини эгаллайди. Улар орасида иккита асосий тур мавжуд. Суз ёки пассив четлар шельф, континентал ёнбағр ва континентал тепаликларни ўз ичига олади. Фаол четлар нисбатан мураккаброқ тузилган. Уларнинг Анд тури континентал ёнбағирлар ва новларни, Мариан тури — чекка денгизларни, ороллар ёйини ва новларни бирлаштиради. Ушбу тузилмаларнинг асосий хусусиятларидан бири — улар майдонида қитъалардан келтириладиган терриген маҳсулотларнинг тўпланишидир. Бу маҳсулотларнинг бир қисми шельфда ва чекка денгизларда чўкмага ўтади. Бироқ, асосий қисми лойқа (турбидит) оқимлар билан қитъа этақларига йиғилади ва бунда чўкинди тўпламларнинг катта қалинликдаги уюмини ҳосил қилади. Океан майдонининг фақат 5% ини эгаллаган қитъа этақларида қуруқликдан ташиб келтирилган терриген жинсларнинг жуда катта қисми тўпланади. Анча мураккаб фашиал муносабатлар фаол четлар учун характерли бўлиб, бунда оддий чўкинди тўпланиш жараёни билан бирга, ҳавзага кўшимча ҳолда ороллар ёйидан катта миқдорда вулқон маҳсулотлари келиб тушади.

Океаннинг асосий майдонини ўрта океан тизмаларининг умумсайёравий тизими ва турли ички тепаликлар билан мураккаблашган океан текисликлари эгаллайди. Фито- ва зоопланктоннинг ҳаёт фаолияти маҳсулотлари ҳамда гил зарраларидан иборат бўлган чўкинди моддаларнинг „зарра ортидан зарра“ ҳолида эркин чўкмага ўтиши океан текисликлари ва чўкмалардаги чўкинди ҳосил бўлишнинг бош хусусияти ҳисобланади. Иқлимга ва океан оқимларига боғлиқ ҳолда улар, асосан биоген чўкиндиларининг мураккаб комплексини ташкил этади. Карбонат компенсацияси зонасидан пастда улар ўрнига абиссал гиллар пайдо бўлади. Ўрта океан тизмаларининг ўқ қисмида тўпланган темир-марганец



8.16-расм. Атлантика океани гарбий қисми ва унинг пассив чеккаларидаги чўкинди қопламаси тузилишининг умумлаштирилган кесмаси. Умумлаштирилган фашиал ва формацион зоналик шельфдаги саёз денгиз терриген, карбонатли ва риф формацияларининг лойқа оқимлар, турбидитли уюмлар билан алмашинишидан иборат. Батиал вилоятларда уларни кремнийли ва карбонатли ётқизиклар, абиссалда эса — қизил рангли чуқурсув гиллари алмаштиради (J.F.Dewey, J.M.Bird).

конкрециялари ва гидротермаларнинг маъданли уюмлари алоҳида тоифани ташкил этади. Океан чўкинди қопламасининг умумлаштирилган кесмаси 8.16-расмда кўрсатилган.

Чуқур каньон¹ фациялари. Шельф четидан пастда қитъа ёнбағри уни кесиб ўтувчи каньонлар билан мураккаблашади. Улар шельфдан ва вулқон ороллари ёйидан транзит ҳолда бўлакчи ва вулканоген маҳсулотлар ташилувчи тик, чўзинчоқ эрозион водийлардан иборат бўлади.

Чуқур ёнбағир фациялар минтақа океанлар ва котловинали денгизларнинг чеккаларида ривожланган бўлиб, гравитацион оқим ётқизиқларини ташкил этади. Ёнбағирнинг чуқурлик чизик эрозияси миқёси унинг нишаблигига ва узунлигига боғлиқ.

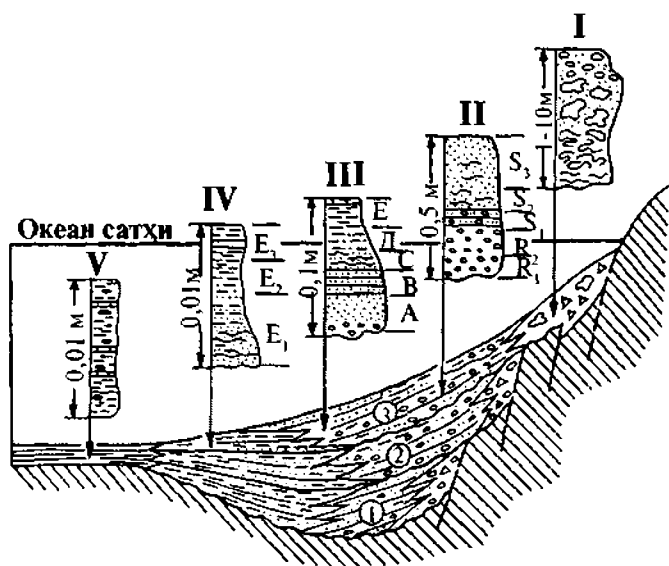
Чуқур сувли каньонлар транспорт ўзанлари саналади ва бўлакчи маҳсулот йўналишининг ўзига хос фациялар вазиятини, каньонлар туби эрозияси ва асосан дағал бўлакчи терриген ётқизиқларнинг маҳаллий ётқизилишини таъминлайди. Даралар бўйича оқувчи гравитацион, айниқса, юқори зичликка эга бўлган лойқа оқимлар тезлиги курьер поездлари тезлигига етиши мумкин. Тоғ дарёларига ўхшаб, уларнинг ёнбағирлари баландлиги 1,5—2 км гача бўлган тор дараларни ҳосил қилади.

Қитъа ёнбағри бўйича ташилаётган маҳсулот қитъа этакларидаги текисликларга чиқишида чўкмага ўтади. Бу ерда турбидит оқимларининг сувости чиқарув конуслар тизими шаклланади. Улар турбидит чўкиндиларининг навбатдаги фациялар минтақасини ҳосил қилади.

Турбидит фациялар. Океанларнинг қитъа этакларида турбидитлар деб ном олган терриген ётқизиқлар шаклланади. Ҳозирги замон қитъа четларини ўрганиш шуни кўрсатадики, уларга хос бўлган табиий географик шароитлар тоғ дарёлари чиқарув конуслари ётқизиқлариникига жуда ўхшаш экан. Бироқ қитъа ёнбағир каньонларидаги терриген маҳсулотларни ташилиш жараёнлари ва қитъа этакларида чўкинди моддаларнинг сувости чиқарув конусларининг шаклланиши катта чуқурликдаги сув қатлами ичида содир бўлади.

Тоғлардаги селлар каби, турбидит оқимлар муаллақ илларга тўйинганлиги ва денгиз сувига нисбатан катта зичликка эга бўлганлиги туфайли, муаллақ ҳолда ёки туб базаси бўйлаб нафақат гравий ва кум ўлчамли, балки тоғ жинсларининг йирик бўлакларини, ҳарсанглари ва олистолитларини ташиш қудратига эга. Турбидит оқимларнинг бошланиши йирик дарёларнинг ҳавзага куюлиш жойларининг қаршида, тектоник поғоналарда жойлашган. Шу ердан бошланувчи каньонлар келиб тушувчи материални ташийди ва этаклар ҳудудига чиқариб ётқизади. Бундай ётқизиқлар ўзаро қўшилган ёки алоҳида жойлашган чиқарув конуслари минтақасини ҳосил қилади.

Конусларнинг бош қисмида ва уни озиклантирувчи каньонда энг дағал маҳсулот ётқизила бошлайди. Ҳавзанинг ичкарасига қараб оқимнинг кинетик энергияси пасайиши оқибатида, конуснинг чекка қисмида майда заррали ва илли ётқизиқлар тўпланади (8.17- расм).



8.17-расм. Турбидит оқимлар сувости чиқарув конусларининг седиментацион модели: I – конуснинг бош қисми – „ёввойи флиш“ (кўчки массаси ва туб жинслар блоклари), II-III – конуснинг проксимал қисми (II – дағал донали турбидит, R_1-S_3 – ритмлар элементлари (Лави бўйича); III – ўрта донали (мумтоз) турбидит, A-E – ритмлар элементлари (Боум бўйича); IV – конуснинг дистал қисми (майда донали), E_1-E_2 – ритмлар элементлари (Пайпер бўйича); V – пелагик, чуқурсув ётқизиқлари; 1-3 – ётқизиқларнинг шаклланишидаги зоналик ва боқичларни акс эттирувчи свиталар ва горизонтлар

¹ Каньон — дара маъносини англатади.

Турбидит фашиал минтақасининг кенглиги 1000—2000 км га етиши мумкин. Бундай турдаги ётқизиклар флиш номини олган.

Чуқур оқимли (контуритли) фациялар. Қитъа ёнбағирлари этаги бўйлаб оқувчи чуқур ҳавза туби оқимлари таъсирида шаклланади. Бундай сокин оқимлар чиқарув конуси ётқизикларини ювади ва кўчириб қайта ётқизади. Оқим йўналиши бўйича уларнинг баландлиги 500 м гача ва узунлиги юзлаб ва минглаб километр бўлган аккумулятив тепаликларни ҳосил қилади. Контуритлар, асосан, қум-алевритли қатламчаларга эга бўлган гилли ётқизиклардан иборат.

Таърифланган қитъа ёнбағир даралари ва турбидит фациялар пассив континентал четлар ҳамда анд туридаги четлар учун мансубдир. Лекин кейинги ҳолда турбидит конусларининг кенглиги субдукция жараёнида контуритли фацияларнинг ютилиши содир бўлган чуқур новлар майдонидан четга чиқмайди. Бу ерда шаклланган аккрецион призмалар одатда континентал этакларнинг мураккаб ётқизикларидан таркиб топган.

Ғарбий Тинч океани туридаги континентал четлар майдонларида фашиал зоналик мураккаб. Унда тузилмаларнинг латерал зоналиги чуқур новлар, ороллар ёйи ва ёйорти ҳавзаларидан иборат. Ороллар ёйи майдонида континентал поғонага хос шароитлар вужудга келади. Улар тоғ этаги, кўл, соҳилбўйи, шу жумладан, лагуна шароити ва уларга устама тушган вулканизми ўз ичига олади.

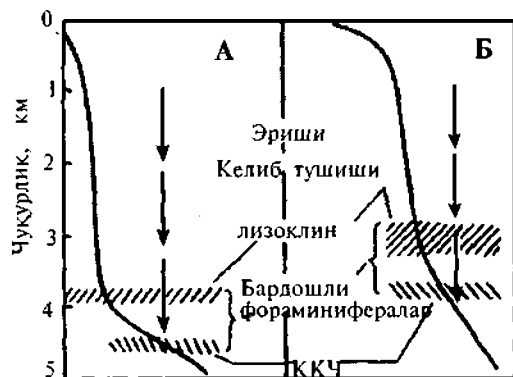
Ёйорти ҳавзалари ҳам, ўзларининг чуқурлигига боғлиқ ҳолда, фацияларнинг мураккаб бирлигидан иборат. Ҳавза чуқур бўлганда унинг зоналиги океан зоналигига мос келади. Ҳавза саёз бўлганда у уринма тўлқинлар, риф, лагуна ва бошқа эпиконтинентал денгиз фацияларидан иборат бўлиши мумкин.

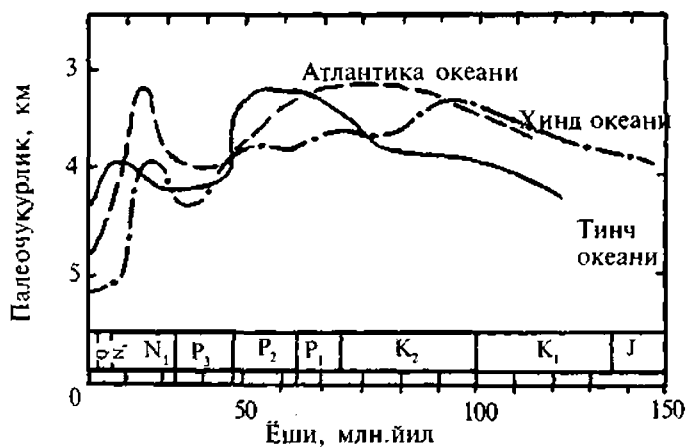
Пелагик (батыал) океан фациялари океан туби майдонида тарқалган. Уларнинг тарқалишини ташқи чегараси турбидит ва контурит оқимлар, терриген чўкиндилар ривожланиш вилоятлари билан белгиланган. Бу ётқизикларнинг бош фарқи пелагик таркибида зарраларнинг тик гравитацион чўкишининг устунлиги ҳисобланади. Пелагик чўкинди ҳосил бўлиши асосини биоген (планктоноген) жараёнлар ташкил этади. У чўкинди моддаларнинг чўкишида, ҳавза туби юзасида ва чўкидининг устки қатламида физик-кимёвий (ва биокимёвий) қайта ўзгариш жараёнлари билан бирга кечади.

Океан чўкинди тўплаш жараёнлар асосини фито- ва зоопланктон фаолияти туфайли эйфотик зонада ривожланувчи биоген жараёнлар ташкил этади. Пелагик седиментация миқёси бевосита уларнинг биомахсулдорлигига боғлиқ. Организмларнинг фаолият маҳсулотлари ҳавза туби ётқизикларининг асосини ташкил этади. Муаллақ терриген микрозарралар, вулканик ва космик чанг (тектитлар) чўкинди маҳсулотларининг кўшимча манбайи ҳисобланилади. Сувда эриган тузлар ҳам чўкинди ҳосил бўлиш жараёнида қатнашади. Гидротермал фаолият маҳсулотлари алоҳида аҳамиятга эга. Минерал зарралар ўзларининг микроўлчамлилиги туфайли кўп вақт давомида муаллақ ҳолда сув таркибида бўлиши мумкинлигини қайд этиб ўтиш лозим. Шунинг учун ҳам уларнинг чўкиши сувнинг планктон биофилтрацияси орқали амалга ошади. Бунда улар пелитларга бирикиб йириклашади ва чўкишга олиб келади.

Планктоннинг биомахсулдорлиги ва унинг ҳаёт фаолияти маҳсулотларининг чўкмага ўтиши йўлида сақланиш даражаси океанда чўкинди ҳосил бўлишининг муҳим омиллари қаторига киради. Айниқса, бу карбонат қурувчи микроорганизмларга тааллуқли. Уларнинг органик қисмини оксидланиши ҳавза сувининг карбонат ангидрид гази билан бойишига олиб келади ва бу ҳол сувнинг кимёвий хоссасини кам ишқорийлик томонга ўзгартиради. Шу туфайли арагонитли ва кальцитли скелетларнинг эриш жараёни ишга тушади. Уларнинг эрий бошлаш чуқурлиги лизоклин, тўлиқ эриши — карбонат компенсацияси чуқурлиги (ККЧ) дейилади (8.18- расм).

8.18-расм. Тинч океанининг жануби-ғарбий қисмида биоген карбонатли зарраларнинг (фораминифералар, кокколитлар) пелагик чўкиши ва CaCO_3 нинг эриши орасидаги ўзаро алоқадорлик модели (W.N.Berger, E.L.Winterer). Лизоклин эриш тезлигининг кескин ошишини акс эттиради; карбонат компенсацияси чуқурлиги (ККЧ) — бу планктонли карбонатнинг чўкиши тезлиги унинг эриши тезлигига тенг бўлган сатҳ. Турлича эриш тезлигининг сабаби планктоннинг турли биомахсулдорлигидир: А — юқори экваториал кенгликларда ва Б — мўътадил кенгликларда.





8.19-расм. Чуқур сувли бурғилаш маълумотлари бўйича мезозой ва кайнозойдаги карбонат компенсацияси чуқурлигининг ўзгариши (Т.Н.Андел).



8.20-расм. Дунё океанида чўкинди ҳосил бўлишининг ҳозирги зоналлик (Т.А.Дэвис, .S.Gorsline): 1 – китъалар; 2 – шельфлар; 3-5 – батнал ётқизиклар (3 – терриген турбидитлар; 4 – оҳақли, жинслар; 5 – кремнийли чўкиндилар; 6 – маринагляциал ётқизиклар; 7 – абиссал қизил рангли гиллар.

Океанларнинг чуқур қисмларида карбонат компенсацияси сатҳидан пастда гиллар, радиолярийли ва диатомли иллар чўкмага ўтади. Темир-марганец конкрециялари уларнинг одатдаги кўшимчаси саналади. Космоген компонент таркибига қора никелли темир тектитлар ҳамда оливин ва пироксеннинг хондралари киради. Карбонатли чўкиндиларнинг тақсимланиши иқлимий зоналлик ва океанлар чуқурлигига боғлиқ (8.20- расм).

Батиал ва абиссал вилоятларнинг ажратилиши аниқ геоморфологик ифодага эга эмас. Шунинг учун ҳам уларни шартли равишда карбонат компенсацияси сатҳидан баланддагисини батнал ва ундан пастдагисини абиссал вилоятларга бўлиш мақсадга мувофиқ бўлади.

Шу орқали ҳар хил турдаги океан чўкинди ҳосил қилиш вилоятлари чегаралари аниқ ўрнатилади. Бу ҳолда океаннинг фациал зоналиги карбонатли ва кремнийли (радиолярийли) чўкиндиларнинг тўпланиши экваториал зонадан иборат бўлади (8.21-расм). Тропик ва мўътадил минтақаларда уни карбонатли (фораминифера-коколидофоридли) гиллар тўпланишининг шимолий ва жанубий зоналар алмаштиради. Музлоқ минтақалар чегарасида симметрик ҳолда, асосан, диатомли ил ётқизикларнинг шимолий ва жанубий зоналари жойлашади. Ниҳоят, кутббўйи вилоятларида музлар ёрдамида терриген маҳсулотларни (тиллитлар) тарқатувчи зоналар белгиланади.

Океанларда чўкинди қопламасининг қалинлиги улар пойдеворининг чўкиш тезлигига боғлиқ эмас. Ётқизикларнинг энг катта қалинликлари экваториал минтақага ёки апвелини

Арагонитли скелетга эга бўлган птероподлар карбонат қурувчи (кальцитли) фораминифералар ва кокколитофоридларга нисбатан кўпроқ эрувчандир. Карбонат компенсацияси сатҳи вақт ўтиши билан ўзгариши мумкин. Бу биомаҳсулдорлик, сувнинг музли ва илиқ иқлим босқичлари кетма-кетлигига боғлиқ. Ҳозирги вақтда карбонатларнинг тўлиқ эриш чуқурлиги 4,3–5,2 км орасида ўзгаради. Бироқ ўтмишда кечки бўр, эоцен ва миоценда у 3,2–3,5 км чуқурликкача кўтарилган. Шу орқали океан ётқизикларининг тузилиши ва улардаги кальций карбонат миқдори бўйича қатламланганликни аниқлаш мумкин (8.19-расм).

Карбонат компенсациясининг батиметрик ҳолати карбонатли ётқизикларнинг тўпланишини чегаралайди. Бу сатҳдан пастда абиссал қизил гиллар шаклланади. Диаграммада (8.19-расм) ўтмишда карбонат тўпланиш анча паст чуқурликда содир бўлганлиги кўриниб турибди.

Океан ётқизикларининг иккинчи қисми кремний қурувчи диатомли сув ўтлари, динофлягелатлар ва радиолярийлар ҳосил қилган кремнийли чўкиндилардир. Кремнеземнинг паст эрувчанлиги биоген зарралар чўкиши йўлида уларнинг сақланиб қолишини белгилайди. Айнан шунинг учун улар кўмилиши ва тоза кремнийли илларни ҳосил қилиши ҳамда карбонат-кремнийли ётқизиклар ва қизил гиллар таркибига кириши мумкин.



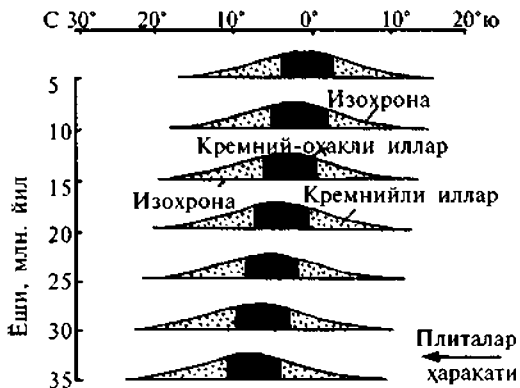
8.21-рasm. Ҳавза чуқурлиги билан чўкиндиларнинг ўзаро муносабатларини акс эттирувчи чўкинди ҳосил бўлишдаги зоналикнинг умумлаштирилган схемаси. Арагонит ва кальцит компенсацияси чуқур сувларнинг ҳароратига боғлиқ ҳолда ўзгаришини ҳисобга олиш лозим (Р.У.Селли): 1 - шельф ётқизиклари; 2 - турбидитлар ва конгуритлар; 3 - карбонатли (птероподали, фораминиферали, коколитофоридли) ва кремнийли (радиолярийли, диатомли) иллар; 4 - қизил рангли гиллар, радиолярийли иллар, темир-марганецли конкрециялар; 5 - гидротермал маъданлар, чўкинди тўпланиш зоналари: I - птероподали иллар, II - карбонатли ва кремнийли иллар, III - қизил рангли гиллар, радиолярийли иллар, IV - гидротермал маъданлар, V - турбидитлар, конгуритлар, VI - шельф чўкиндилари

зонасидаги юқори биологик маҳсулдор вилоятларга тўғри келади. Бунга мисол қилиб, Тинч океани экваториал зонасидаги катта қалинликдаги фораминиферали кремний-карбонатли таналарнинг шаклланишини кўрсатиш мумкин. Чўкаётган планктоннинг кўплиги, унинг эрийдиган ҳажмидан кўп марта ортиқ. Паст биологик маҳсулдорликка эга тропик зоналарда карбонатли скелетлар қисман эрийди ва бу чўкиндилар қалинлигининг камайишига олиб келади.

Катта гил уюмлари марказларининг силжиши океан литосферасининг сурилиш йўналиши ва тезлигини аниқлашга имкон беради (8.22-рasm).

Тоza қизил гиллар фақат карбонатли чўкиндилар зонасида учрайди ва маълум чуқурликда уларнинг ўрнини эгаллайди. Шу орқали улар кремний курувчи микропланктон қолдиқларига эга бўлган гиллардан фарқ қилади. Қизил гиллар диатом иллари тарқалган шимолий ва жанубий зоналарда кузатилмаган. Тоza қизил гилларнинг ҳосил бўлиши фораминиферали илларнинг эрмайдиган маҳсулотлари, узокдан ташиб келтирилган вулқон маҳсулоти ва чўкиндининг ўзида вужудга келган аутиген ҳосилалар (палагонит, филлипсит, темир-марганецли конкрециялар) тўпланиши ҳисобига ҳосил бўлади, деб тахмин қилинади.

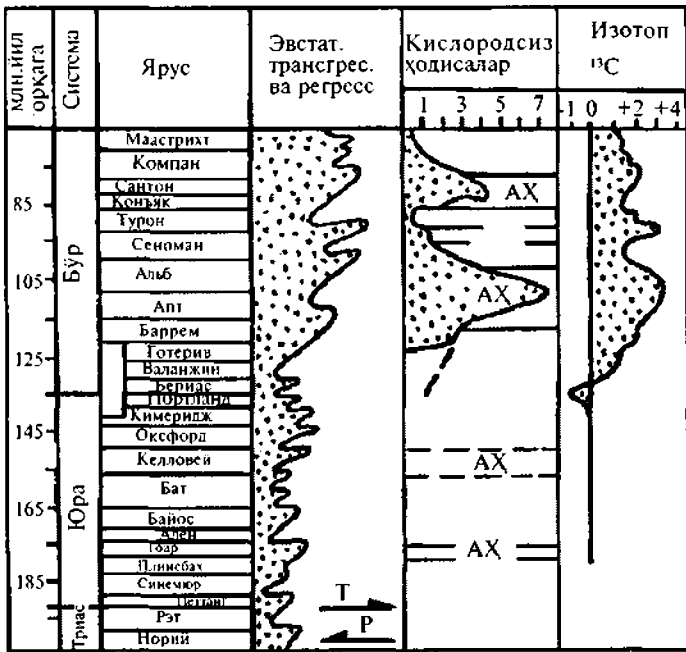
Чуқур сувли ётқизикларнинг шаклланишида органик моддаларнинг кўмилиш шароитлари муҳим омил бўлиб ҳисобланади. Ҳозирги музлик даврида океанлар туби совуқ сувлари (1-2°C) кислород билан бойиган ва органик моддаларнинг оксидланишига олиб келган. Ўтмишдаги илиқ иқлим шароитида сувнинг вентилацияси кучсиз бўлган. Бу эса уларнинг турғунлигига, кислородсиз ва ҳатто водород сульфидли вазиятларга олиб келган. Бу ҳолда



8.22-рasm. Тинч океани плитасининг шимолга сурилган давомида кесмаларнинг аста-секин шимолга силжиши. Кремний-оҳакли иллар одатда циклийлиги билан характерланади (W.A.Berger, E.L.Winterer).

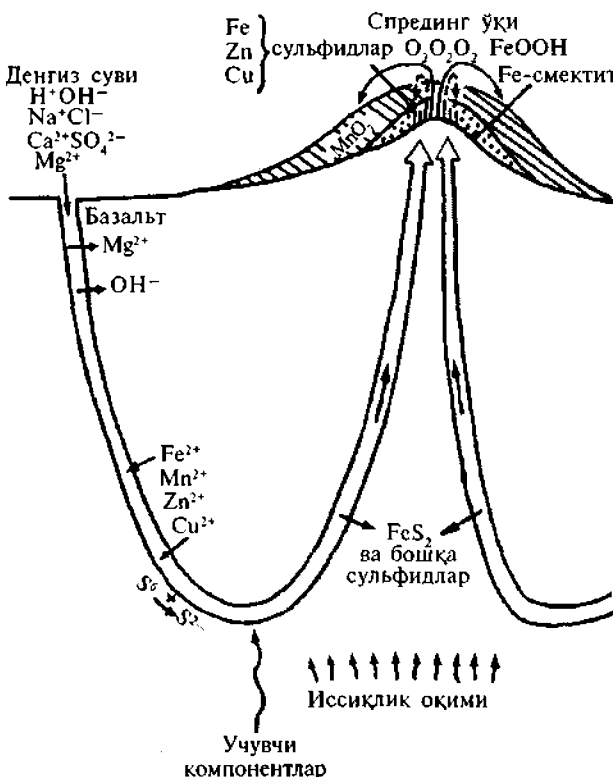
ҳавза туби чўкиндилари ёнувчи сланецлар ҳосил бўлишга қадар органик моддалар билан бойийди. Бундай горизонтлар Тинч, Атлантика ва Ҳинд океанларида қазилган чуқур сувли бурғи қудуқларида топилган (8.23 рasm). Улар билан ёнувчи сланецларнинг синхрон ҳолда тўпланиши ўтмишдаги эпиконтинентал денгизларнинг кесмаларида ҳам маълум бўлганлигини айтиб ўтиш даркор.

Гидротермал-чўкинди фациялар. Спредиинг тизмаларида бу фациялар океан ётқизикларининг алоҳида гуруҳини ташкил этади. Уларнинг пиллоу-базальтларни қоплаб ётувчи чуқур сувли қоплама ётқизиклар орасидаги ҳолати спредиинг жараёнлари ва янги океан пўстининг ҳосил бўлиши билан боғлиқлигини кўрсатади. Сувошти аппаратлари ёрдамида олиб борилган бевосита кузатишлар ҳароратнинг 350°C гача бўлган иссиқ нордон (pH



8.23- расм. Дунё океани сатҳи, турғунлик даврлари (океандаги кислородсиз ҳодисалар билан) ва пелагик оҳактошлардаги углерод изотоплари орасидаги тўғри ва тескари боғлиқлик (М.А.Arthur, Н.С.Jenkyns). Анаэроб ҳодисалар (АХ) Дунё океани сатҳининг юқори ҳолати ва оҳактошларнинг оғир углерод изотопи ^{13}C билан таққосланади. Енгил изотопни ^{12}C биоген йўл билан ўзлаштирилиши ва океан туби жинсларида органик моддаларнинг тўпланиши ва кўмилиши океан сувларида ва биологик секреция йўли билан чўкмага ўтган пелагик карбонатларда $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ нисбатининг ошишига олиб келади. Турғунлик даврлари ва улар билан боғлиқ „ёнувчи сланецлар“ фақат илиқ иқлим ва туб сувлар вентилияцияси мавжуд бўлмаган шароитларда вужудга келган; Т – трансгрессия, Р – регрессия.

— 4 гача) флюидлар манбаларини топишга олиб келди. Уларнинг ҳавза туби сувларига гидротермал эритмалар ҳолида чиқиши устунсимон қурилмалар — „қора ва оқ чекувчилар“ни ҳосил қилувчи маъданли ва бошқа аутиген минералларнинг кенг қўлами ҳосил бўлиши билан бирга кечади. Уларнинг биринчиси билан нисбатан юқори ҳароратли темир, рух, мис



ва бошқа металлларнинг сульфидлари бирга учрайди. Иссиқлиги пастроқ (100°C гача) „оқ чекувчилар“ аморф кремнезем, барит ва пирит ҳосил қилади. Улар билан биргаликда сульфатлар учрайди. Манбадан узоқлашган сари уларнинг ўрнига темир ва марганец гидрооксидлари пайдо бўлади.

Гидротермал фаолият зонасидаги муҳит аномалияси ажойиб биоценознинг ҳосил бўлиши билан бирга кечади. Бундай зоналарнинг маҳаллий фаунаси краблар, гигант моллюскалар, найчали чувалчанглар ва, айниқса, вестиминифералар — погонофор турига мансуб бўлган ҳайвонларнинг янги синфидан—сувости гидротермал булоқлар вакилларида иборат. Бу мажмуа трофик занжирининг бошини анаэробли сульфаредукцияловчи бактериялар ташкил этади.

Гидротермаларнинг пайдо бўлишини икки манба — мантия флюид оқими ва океан пўсти иккинчи қатлами пиллоу-базальтлар орқали океан сувлари алмашуви билан боғлашади (8.24- расм). Бундай маъданли тўпламлар доимо қадимий океан пўстлоғи

8.24-расм. Базальтларнинг денгиз суви билан ўзаро таъсири, спредингнинг океан марказларида гидротермал циркуляция металлогенияси. Сметтитлар таркибида Mg^{2+} ва OH^- нинг мавжудлиги циркуляцияланувчи эритмаларни нордонлаштиради ва интенсив оксидланишга олиб келади (М.Ј.Mottl, W.E.Seyfried). Магматик фундамент негизида сульфидларнинг йирик миқёсда чўкмага ўтиши тахмин қилинади. Ажралиб чикувчи флюидлар бевосита ёки сульфид фаза орқали гидрооксидларга ва гил минералларига айланади. Осон оксидланувчи темирли фаза гидротермал булоқлар яқинида учраши мумкин, марганецли фаза улардан анча узоқда чўкмага ўтади (E.Bonatti, Н.С.Jenkyns)

кесмаси офиолитли сериялар таркибидаги пиллоу-базальтлар ва чўкинди ётқизиқлар орасидаги чегарада тўпланади. Адабиётларда улар „умбра“ номи олинган.

Пелагик ётқизиқларни океан ва денгиз ётқизиқлари таркибига киритиш маълум қийинчиликларга эга. Уларнинг ҳосил бўлиш чуқурлиги карбонат компенсацияси сатҳи, бентоснинг учрамаслиги, планктон таркиби ва бошқалар орқали қийинчилик билан аниқланади. Агар пелагик ётқизиқлар офиолит сериялар таркибида бўлса, уларнинг башорати энг ишончли саналади. Батиал ва абиссал фацияларни ажратишда унинг остидаги пойдевор табиатини аниқлаш асосий аҳамиятга эга. Уларнинг пиллоу-базальтлар устида ётган ҳолати ёки уларнинг фашиал алмашилиши хусусий океан фацияларига киради. Уларнинг океан пўсти габбrolлари, долеритлари ва ҳатто ўта асосли жинсларини қоплаб ётиши ҳам маълум. Барча жойларда уларнинг контакти умбра ёки асосли ва ўта асосли жинсларнинг сувости нураши (гальмиролиз) билан биргаликда кузатилади.

Архейдан бошлаб турли ёшдаги бурмали ўлкалардаги сутура зоналарида офиолит комплексларини ўрганиш шуни кўрсатадики, океан фацияларининг таркиби сезиларли даражада ўзгариши ва чуқур сувли бурғилаш кесмасидан фарқ қилиши мумкин. Мезозой ва кайнозойда океан пойдевори қопламаси карбонатли, карбонат-кремнийли ва кремнийли иллардан иборат бўлиши мумкин. Бу фито- ва зоопланктон таркиби ва биомахсулдорлиги, чўкинди ҳосил бўлиш кенглиги билан белгиланади. Палеозой ва топалеозой офиолит сериялари қатламларида кесмалар қора сланецлар, силицитлар (яшмалар), қизил рангли марганецли аргиллитлар ва бошқа карбонатсиз жинслардан бошланади. Бурмали вилоятлар офиолит комплекслари таркибидаги палеозой пелагик фацияларини ўрганиш уларнинг планктон карбонатлари бўлмаган шароитларда ҳосил бўлганлигини кўрсатади. Агар, юрадан бошлаб, пелагик ётқизиқлар кесмасида коколит-фораминиферали қолдиқлар кўпчиликини ташкил этса, палеозойда ягона чўкинди ҳосил қилувчи микроорганизмлар радиолярийлар (радиолярийли кременлар ва яшмалар) бўлади. Улар палеозой учун типик пелагик фациялар ҳисобланади. Уларнинг қора рангли сланецлар ва фтанитлар билан бирга учраши бу даврда қандайдир минерал скелетга эга бўлмаган бошқа планктон организмларнинг ривожланганлигидан ва шунинг учун ҳам тошқотган ҳолда учрамаслигидан далолат беради.

IX БОБ. ГЕОДИНАМИКА ВА МЕТАМОРФИЗМ ЖАРАЁНЛАРИ

9.1. Метаморфизм фациялари

Магматик ва чўкинди тоғ жинсларининг босим ва ҳарорат таъсирида ўзгариши уларнинг метаморфизми дейилади. Метаморфизмнинг бир неча босқичлари мавжуд. Юқори босқичдаги метаморфик жараёнлар натижасида жинслар қисман (селектив) ёки тўла (коллектив) эриши мумкин. Бу жараёни биз палингенез ёки анатексис номи билан атаймиз.

Метаморфик жараёнларнинг қуйидаги турлари мавжуд: ҳудудий, контакт ва динамо-метаморфизм. Буларнинг ичида ҳудудий метаморфизм жуда катта майдонларни ўз ичига олади ва, ўз навбатида, икки йирик турга: прогрессив ва регрессив турларга ажратилади. Метаморфизм жараёнидаги ўзгаришлар бевосита геодинамик жараёнлар билан боғлиқлиги аниқланган.

Ёр қобиғининг тузилишида метаморфик жинслар етакчи ўринни эгаллайди, шунинг учун ҳам бу жараён Ёр қобиғини ҳосил қилувчи асосий омиллардан бири ҳисобланади.

Метаморфизм чўкинди тўпланиши ва магматизм каби бевосита кўз олдимида кечадиган жараён эмас. Шу сабабдан метаморфик жараёнлар билан боғлиқ бўлган босим ва ҳароратни тиклаш, жинсларнинг асл таркибини аниқлаш, уларни хилма-хил формация, комплекс ва серияларга бирлаштириш, ўтмишидаги геодинамик вазиятларни қайта тиклашда ниҳоятда катта аҳамиятга эга.

Прогрессив метаморфизм жараёнлари чўкинди, вулканик ва магматик жараёнларни ҳарорат ва босимни ўсиб бориши (яъни чуқурликнинг ошиши) билан боғлиқ бўлган ўзгаришлардан иборат. Регрессив метаморфизм, аксинча, ҳарорат ва босимнинг пасайиши, яъни юқорида қайд қилинган жинсларнинг кўтарилиши билан боғлиқ жараёндир. Геодинамик қайта тиклаш натижалари учун кўпроқ прогрессив метаморфизм далилларидан фойдаланилади.

Метаморфик жинсларнинг таркиби чўкинди ва магматик жинслар таркиби билан тўғридан-тўғри боғлиқдир. Уларнинг бирламчи таркиби ҳар хил босим ва ҳарорат натижасида ўзгаришларга катта таъсир кўрсатади. Бирламчи таркиб ва тузилишини анча сақлаб қолган метаморфик жинслар номига „мета“ қўшимчаси қўшилиб ишлатилади. Масалан, „метапелитлар“, „метакластитлар“, „метаоксидли“ („метачўкиндилар“) ва ҳоказо. Умуман олганда, агар метаморфик жинслар чўкиндилар ҳисобига ҳосил бўлса — параметаморфит, магматик жинслар ҳисобига ҳосил бўлса — ортометаморфит дейилади.

Метаморфик жинсларнинг таркиб бўйича таснифлари кўп. Улар SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O ва бошқа элементларнинг миқдорини, махсус метаморфик минералларнинг хусусиятлари ўзгарганлигини ўз ичига олади (9.1- жадвал).

9.1 - жадвал

Метаморфик жинсларнинг таркиб бўйича таснифи (Н.Л.Добрецов бўйича)

Метаморфик жинслар		
Класслар	Подкласслар	
Метапелитлар (глинозем ва дала шпатли жинслар) $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ тизимда тикланади	Кварц билан	
	SiO_2 га тўйинмаганлар	
Метабазитлар $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ тизимда тикланади	Кварц билан	
	SiO_2 га тўйинмаганлар	
Кальцитга тўйинган оҳақтошлар $\text{CaO}-\text{MgO}-(\text{FeO})-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ тизимда тикланади	Кварц билан	
	SiO_2 га тўйинмаганлар	
Нодир жинслар	Темирга тўйинмаганлар	
	Марганецга тўйинмаганлар ва кварц	
	Ишқорли	кварц билан
		SiO_2 га тўйинмаганлар
	Ўта асосли SiO_2 га тўйинмаганлар	

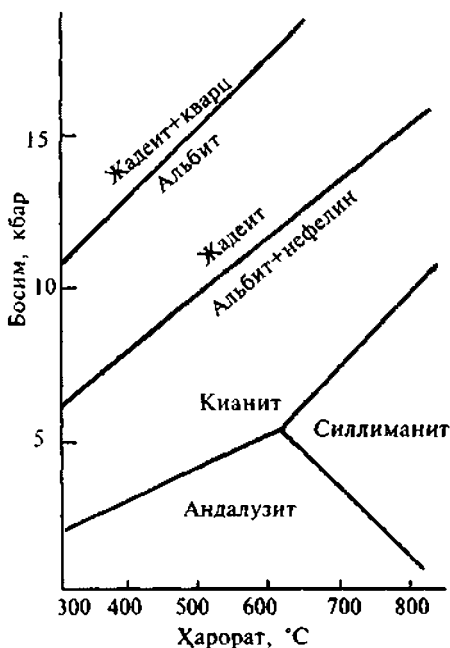
Ҳар хил кимёвий таркибдаги магматик ва чўкинди жинслар турли босим ва ҳарорат шароитида ўзгариб боради ва бу ҳол уларни таснифлашга имкон беради. Шу нуқтаи назардан метаморфизм жараёнлари яна икки турга бўлинади. Изохимик метаморфизм жараёнларида тоғ жинсларининг таркиби деярли ўзгармайди, чунки тизим анча бекиқ, атрофдан қўшимча моддалар келиб бу жараёнга қўшилмайди. Аллохимик метаморфизм ва метасоматоз пайтида четдан бир қатор моддалар ва қатор элементлар келиб қўшилиши мумкин ва улар метаморфизмга учраётган жинснинг таркибини ўзгартириб боради.

Метасоматоз — тоғ жинслари таркибдаги минераллар таркибининг бир-бири билан алмашуви натижасида ўзгариши. Тадқиқотчиларнинг фикрича, метасоматоз магматизм, метаморфизм, чўкинди турланиши каби муҳим геологик жараёнлар сирасига киради. Деярли кўпчилик ҳолатларда тоғ жинсларининг таркибига газсимон ёки суюқ ишқорли, кремнийга, кальцийга, темирга бой эритмалар таъсир кўрсатади. Натижада бир қатор янги метасоматик жинслар пайдо бўладилар (9.2- жадвал).

**Метаморфик ва метасоматик жинсларнинг қиёсий таснифи
(Н.Л.Добрецов бўйича)**

Метаморфик жинслар		Метасоматик ҳосилалар	
Метапелитлар (глиноземли, кварц-дала шпатли жинслар)	кварц билан	ишқорлар ва кварц чиқиб кетган жинслар	иккиламчи кварцитлар, силлиманитли метасоматитлар, грейзенлар, корундли, сапфирли, диаспорли жинслар
	SiO ₂ га тўйинмаган		
Метабазитлар	кварц билан	„скарноидлар“ ва скарнсимон ҳосилалар	эпидозитлар, пропилитлар, „спилитлар“, диопсид- плагиоклазли жинслар
	SiO ₂ га тўйинмаган		магнезиал скарнлар
Карбонат ва кальцитга бой жинслар	кварц билан	скарнлар, карбонат- скарнсимон жинслар	кальцитли скарнлар, везувиянли ва гроссулярли метасоматитлар
	SiO ₂ га тўйинмаган		кальцийли скарнлар, родингитлар, карбонатитлар
Темирлилар, кварц билан		темир ва марганец маъданлари	
Марганешлилар, кварц билан		эгрин рибекит-кварцли жинслар, фенитлар, альбитлар	
Ишқорли жинслар	кварц билан	нефелинли, флогопитли, метасоматитли жинслар, жадеитлар, хлор-меланитли жинслар, альбититлар, глаукофанитлар	
	SiO ₂ га тўйинмаган		
SiO ₂ га тўйинмаган ўта асосли жинслар		баъзи бир магнезиал скарнлар, антофиллит-талькли, серпентинли, хлоритли метасоматитлар	

Кўпчилик метаморфик сериялар, формациялар бекилган тизимларга киради ва шу сабабдан уларда бўладиган хилма-хил алмашув реакциялар жинсларнинг ички имконияти ҳисобига содир бўлади. Бу хусусият жинсларнинг ички таркибида ҳам яққол кўриниб туради.



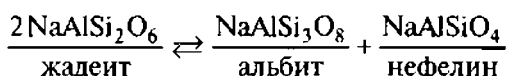
Метаморфик жараёнларни моделлаштириш. Метаморфик жинсларни қандай босим ва ҳароратда кечишини ўрганиш жуда катта аҳамиятга эга ва петрологлар томонидан бу соҳада анча тажрибалар ўтказилган.

Маълумки, метаморфик жараёнларда минераллар қаттиқ ҳолатда, эримасдан ўз таркиби ва шаклини ўзгартиради. Бу ҳодиса полиморфизм дейилади. Қаттиқ эритмаларнинг парчаланиши ва полиморфизм ҳодисаларида ҳосил бўлган янги компонентларида тарқалиши жуда кенг тарқалган жараён ҳисобланади. Бундай реакцияларни ўрганиш қадимги ҳарорат ва босим қийматини аниқлашда асосий мезон ҳисобланади (9.1, 9.2- расм).

Буни Al₂O₃ нинг кианит-силлиманит-андалузит тизимидаги реакцияларда кўриш мумкин. Қаттиқ эритмаларнинг парчаланиши янги минералларнинг пайдо

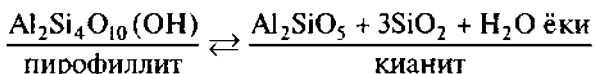
9.1- расм. Al₂O₃ модификациялари (турлари)нинг ўзгариши (S. W. Richardon, M. E. Gilbert, P. M. Bell, R. C. Newton, F. Birch, Le P. Compte).

бўлишига олиб келади, ammo бу минералларнинг умумий миқдори ўзгармайди. Масалан, жадеит ва альбитнинг парчаланишини олайлик.

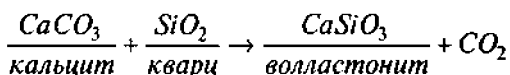


Бундай реакциялар табиатда жуда кенг тарқалган ва уларни ўрганиш метаморфик жараёнларнинг умумий йўналишини тиклашга имкон беради.

Метаморфик реакциялар қаттиқ ҳолатда, эритмалар мавжудлигида сувни, айниқса, баъзи бир фаол моддаларнинг метаморфик жараёнлари моҳиятини очиб беришдаги аҳамияти беқиёсдир. Реакцияларда иштирок қиладиган сувнинг асосий манбаи — бу ўз таркибида (ОН⁻) бўлган минераллар ҳисобланади. Унинг қаттиқ фазадан (минераллар таркибидан) чиқиб келиши „дегидратация“ дейилади ва қуйидагича ўтади:



Оҳактошлар ва бошқа кальцийга бой жинсларнинг метаморфизми натижасида сувнинг ўрнига CO₂ пайдо бўлади ва ишқорий элементларнинг тарқалишига катта таъсир кўрсатади, масалан:

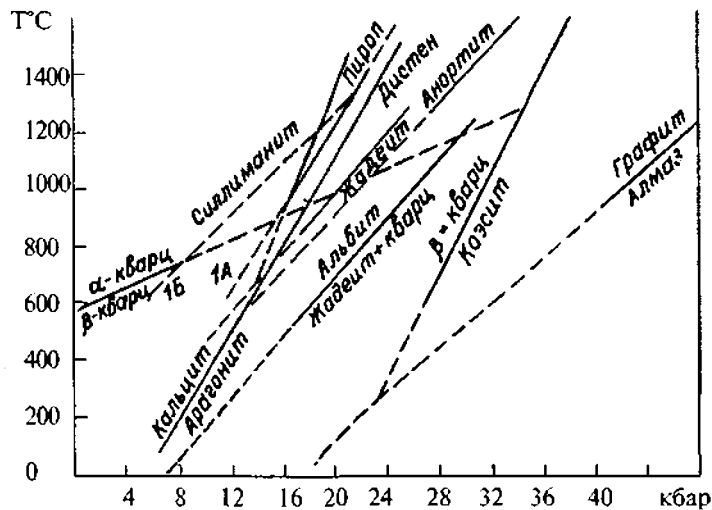


Чуқурлик ошиши билан ҳарорат ва CO₂нинг босими кўпайиб боради.

Шундай қилиб, метаморфик реакцияларнинг уч мезонини белгилаш имкони яратилади: ҳарорат, босим ва моддаларнинг реакцияларга кириши ёки минераллар таркибидан чиқиб кетиши.

Метаморфизм вазиятларини кўрсатувчи минераллар. Юқорида кўрсатганимиздек, метаморфик реакцияларнинг барчаси қаттиқ ҳолатда, минералларнинг бир турдан иккинчи турга ўтиши билан содир бўлади. Бундай реакцияларнинг асосий хусусияти шундаки, уларнинг (минералларнинг) шакли ўзгарса ҳам, таркиби сақланиб қолади. (Масалан, графитни олмосга, кварцни коэситга ўтиши.)

Минералларнинг полиморф ўзгаришлари ва уларнинг ҳарорат ва босим билан боғлиқлиги ҳозирги вақтда анча батафсил ишлаб чиқилган (9.2- расм). Масалан SiO₂ нинг полиморф ўзгаришлари тридимит ва кристаболит учун унча катта бўлмаган босимда содир бўлади, ammo 20—30 кбар атрофида (70—100 км чуқурликда) кварц коэситга ўтади, ниҳоят босим 100 кбардан ошса (300 км атрофидаги чуқурлик) стишовитга ўтади. Ўз навбатида, бундай



тадқиқотлар мантия ва литосферадаги жараёнларнинг илмий томондан асосланган моделларини яратиш имкони беради.

Метаморфик жараёнларнинг чегараларини ҳарорат ва босим бўйича аниқлаш. Ҳудудий метаморфик жараёнларнинг қуйи чегараси 350-400°С ни ташкил қилади. Буни биз метаморфик жинслар таркибида каолинит, цеолит, диаспор каби минералларнинг учрамаслигига қараб билиб оламиз.

9.2- расм. Минералларнинг қаттиқ фазадаги полиморф ўзгаришлари (В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев).

Чўкинди жинслар вақт ўтиши билан юқори ҳарорат ва босим мавжуд бўлган сатҳга чўкиб боради. Бу ерда бўлган ўзгаришларни биз эпигенез номи билан атаймиз.

Тоғ жинсларининг эришидаги ҳарорат ҳудудий метаморфизмнинг энг юқори чегараси бўлиб ҳисобланади. Ушбу жараён адабиётларда анатексис ёки палингенез номи билан маълум. Агар эриш жараёнларида сув иштирок қилса, бу жараён 640° — 750°C да ўтади (нордон жинслар учун). Базальтлар 850° — 900°C дан бошлаб эрийди. CO_2 , H_2 , N_2 каби флюид (учувчан) моддаларнинг реакцияларда иштироки реакция ҳароратини 700 — 800° гача пасайтириши мумкин.

Ҳозирги замон тажриба ва геофизик тадқиқотлар натижасига кўра, литосфера, асосан, қаттиқ ҳолатда мавжуд, шунинг учун ҳам юқоридаги реакциялар унинг бутун кесмаси бўйича ўтиши мумкин. Фақат суяқ магма ҳосил қиладиган оралик ўчоқлардагина бундай реакциялар ривожланмайди. Бу ўчоқлар атрофида асосан контакт метаморфизм жараёнлари бўлади.

Метаморфизм жараёнларининг термик майдонлари ўтмиш геодинамик вазиятлар ва шароитларни тиклаш учун катта аҳамиятга эга. Ҳозирги вақтда 18-16 кбар (65 — 55 км) чуқурлик учун анча яхши ўрганилган.

Метаморфик термик майдонлар ҳозирги вақтда жуда батафсил ишлаб чиқилган. Қуйидаги майдонлар аниқланган (9.3- расм).

I — биринчи майдон паст ҳарорат (400 — 450°C) билан боғлиқ майдонлардир. Бу ерда пиррофиллит, мусковит ва лавсонит каби минераллар турғун.

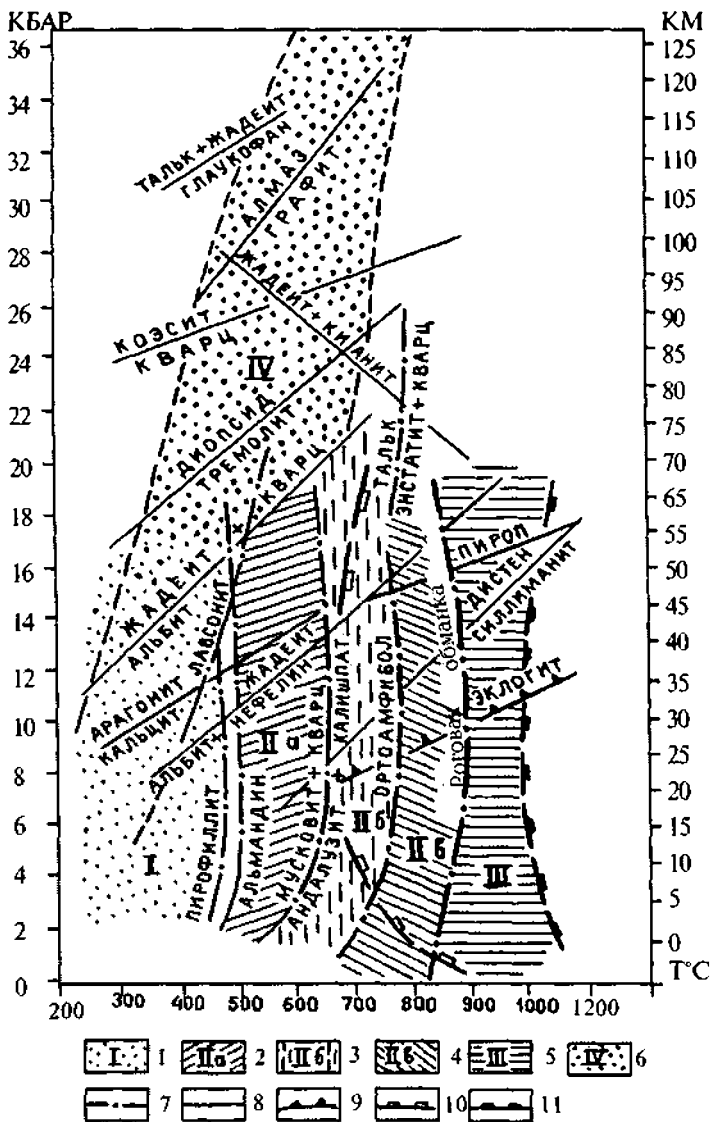
II — ўрта ҳарорат майдони андалузит, калийли дала шпати ва оддий роговая обманканинг турғунлиги билан белгиланади ва 550 — 650°C дан 800° — 850°C бўлган ҳароратни ўз ичига олади.

III — юқори ва жуда юқори ҳароратлар (850° — 1000°) базальтларнинг эриш чизиғи билан чегараланади.

Ушбу термик майдонларнинг кетма-кетлиги бутун Ер қобиғи учун мансуб.

Метаморфизмнинг босим майдонлари ҳам мавжуд. Уларни биринчи бўлиб У. Груберман ажратган. Унинг фикрича, бу майдонларнинг вертикал тизими қуйидагилардан иборат.

Эпизона (паст босим зонаси) 1—3 кбар босимни ўз ичига олади. Бу зонада, асосан, контакт метаморфизми, метасоматоз ва гидротермал жараёнлар ривожланади. Ўрта ёки юқори ҳарорат 300 — 400° дан 1000° гача. Бу зонада, асосан, сувли силикат минераллар ҳосил бўлади, чўкиндилар катагенез ва метагенез жараёнлари билан белгиланади.



9.3- расм. Метаморфик минералларнинг ҳар хил босим ва ҳароратда ҳосил бўлиши (F. Birch, F. P. Bundy, P. L. Cante, R. G. Coleman, A. C. Clark, N. L. Dobretsov, G. J. Mac Donald, W. G. Ernst, T. G. Holland, G. C. Kennedy, M. L. Leech, V. I. Lennych, S. Maruama, D. M. Jenkins, E. C. Robertson, P. M. Valizer). 1 — 5 ер қобиғида метаморфизмнинг термик майдонлари (1 — паст ҳарорат, 2—4 — ўрта ҳарорат; 5 — юқори ва ўта юқори ҳарорат); 6 — слэблар ҳарорати; 7—8 — минераллар мувозанати чизиқлари; 9 — кўпчилик базальт жинсларнинг эклогитга айланиши; 10—11 — анатексиснинг бошланиши (10 — нордон жинслар; 11 базальтлар учун).

Мезозона — босим 4—5 дан то 10—12 кбаргача. Бу ҳудудда изохимик ҳудудий метаморфизм жараёнлари кенг тарқалган ва биотит, мусковит, ставролит, актинолит, антофиллит, эпидот, плагиоклаз каби минералларнинг шаклланиши билан белгиланади.

Катазона юқори босим (14 кбардан юқори) зонаси бўлиб, эклогитлар пайдо бўлиши билан ажралиб туради. Бу зонада дистен, кианит, жадеит, гранатлар ҳосил бўлади.

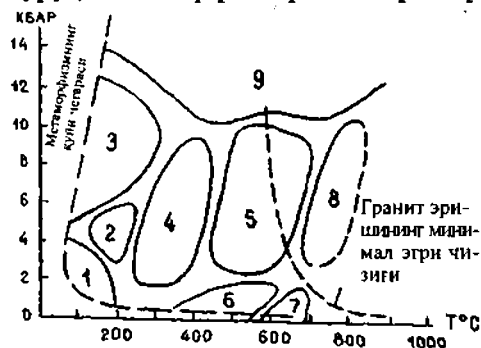
Метаморфик фациялар. Метаморфик жараёнларнинг Ер қобиғидаги кетма-кетлигини ўрганиш ва бир қатор босим ва ҳарорат билан боғлиқ бўлган сатҳларни ажратиш Ф. Бекке, У. Грубенман, П. Эскола номлари билан боғлиқ. Кейинчалик бу соҳада Мияширо, Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев каби олимларнинг тадқиқотлари катта аҳамиятга эга.

Аслида „фация“ атамаси адабиётга Г. Грессли томонидан киритилиб, туб этимологик маъноси „сиймони“ англатади. Аммо кейинчалик бу атаманинг моҳияти анча ўзгариб кетган. Ҳозирги вақтда „метаморфик фация“ тушунчаси метаморфик тоғ жинсларни ҳосил қилган минералларнинг маълум (P, T) шароитда мувозанатни сақлаб қолишини англатади. Бир хил шароитда, яъни бир хил босим ва ҳарорат шу фациянинг хоссаси бўлади. Кўриниб турибдики, фация жинс ҳосил бўлган шароит (босим ва ҳарорат)дир. Албатта, шароитга кўшимча тариқасида жинсларнинг таркиби ҳам катта аҳамиятга эга.

П. Эскола метаморфик фацияларнинг бошқа номини белгилаган: санидинит, роговик, амфиболит, яшил сланецлар, эклогитлар. Кейинчалик булар қаторига гранулит, эпидотли амфиболит, глаукофанли сланец фациялари қўшилган.

П. Эсколанинг фацияларини Ф. Тернер бирмунча мураккаблаштириб, ҳар бир фациянинг ўзига хос бўлган минералларини алоҳида таъкидлаб ўтган (9.4, 9.5- расм).

Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев, В. С. Соболев, Н. Л. Добрецовларнинг фикрича, уч гуруҳ метаморфик фациялар ажратилиши зарур. Улар мезо-, эпи-, катазонани ўз ичига



9.4-расм. Ҳар хил босим ва температурадаги метаморфик фацияларнинг ўзаро муносабати (F.J. Turner). Фациялар: 1 — цеолитли; 2 — пренитли; 3 — глаукофан-лавсонитли; 4 — яшил тош фацияси; 5 — амфиболитли; 6 — роговая обманкали роговиклар; 7 — пироксенли роговиклар; 8 — гранулитли; 9 — эклогитли.



9.5-расм. Метаморфик фацияларнинг босим ва ҳароратга нисбатан тарқалиши.

олган ҳолда ҳарорат бўйича яна бир неча босқичларга бўлинади (9.3, 9.6-расм). 9.6.-расмда бу қарашлар қисман келтирилган. А гуруҳи паст босимда ҳосил бўлган ёки ҳосил бўлиши мумкин бўлган фацияларни бирлаштиради. Бу гуруҳга кирган фацияларнинг асосий хусусияти уларнинг магматик жараёнлар билан алоқадорлиги ва гидротермал, метасоматик жинслар ҳосил қилишидир. А гуруҳи ичида қуйидаги фациялар ажратилган:

A_1 — пироксен-роговиклар фацияси (900—700°дан то 1200°гача) габброид интрузивлар билан боғлиқ бўлиши мумкин;

A_2 — амфиболли роговиклар фацияси (550—800° гранитлар билан алоқадор жинслар);

A_3 — мусковит-роговикли фациялар (550—600°C дан паст ҳароратда шаклланади). Паст босимда хилма-хил иккиламчи гидротермал жинслар ҳосил қилади.

A_4 — метасоматик жинслар ҳосил қилувчи фациялар.

В гуруҳи ўрта босим билан боғлиқ бўлган метаморфик жинсларни ўз ичига олади ва ҳудудий метаморфизм жараёнларига мос келади.

B_1 — икки пироксенли гнейслардан иборат бўлган гранулит фациясини белгилайди;

B_2 — силлиманит-биотитли гнейслар амфиболит фациясини белгилайди;

B_3 — эпидот-амфиболитли фация;

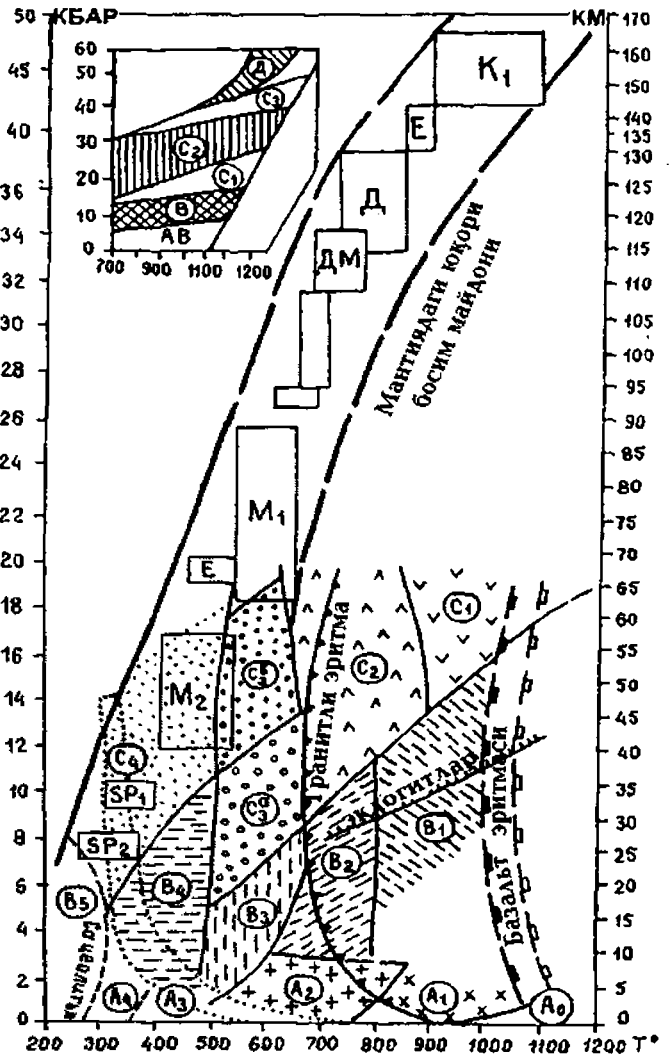
B_4 — яшил сланецлар фацияси. Хлорит пумпеллит, пиррофиллит каби минералларнинг турғунлиги билан белгиланади (9.7-расм).

С гуруҳи қуйидаги юқори босим фацияларини ўз ичига олади:

C_1 — эклогитлар (850—900дан то базальт эритилган ҳароратгача);

9.6- расм. Худудий метаморфизм фациялари (Н.Л.Добрецов, В.С.Соболев бўйича).

А — эпизона, паст босим фациялари (контакт метаморфизмига хос); A_0 — спуррит-мервинитли; A_1 — пироксен-роговикли; A_2 — амфибол-роговикли; A_3 — мусковит-роговикли; A_4 — метасоматик ва гидротермал жинсларга хос фациялар; В — ўрта босим фациялари (мезозона) худудий метаморфизмга тўғри; B_1 — қўш пироксенли гнейс (гранулитлар фацияси); B_2 — силлиманит-биотитли, гнейслар (амфиболит фацияси). B_3 — андалузит-силлиманит-мусковитли сланецлар; B_4 — яшил сланецлар; B_5 — цеолит фацияси; С — юқори босим фациялари; C_1 — эклогитлар; C_2 — дистен гнейслари ва амфиболитлар; C_3 — дистен-мусковитли сланецлар (глаукофан-альмандин) субфацияси; K_1 — Кокчетав массиви (Қозоғистон); Е — Еригебирге (Германия); Д — Дабн (Дайбешань, Хитой); ДМ — Дора-Майра (Альп тоғлари); M_1, M_2 — Максютлов комплекси (Урал); SP_1, SP_2 — Шарқий Альп тоғи.



C_2 — дистенли гнейслар ($650-950^\circ$);
 C_3 — глаукофан-альмандин ($500-650^\circ$).

Юқорида келтирилган метаморфизмнинг қаторлар таснифи Ер қобиғи жинслари асосиди яратилган.

Фашиялар	B_1 гранулитли қўш пироксенли гнейслар	B_2 амфиболитли биотит-силлиманитли гнейслар	B_3 эпидот-амфиболитли (андалузит-мусковитли сланецлар)	B_4 яшил сланецли
кварц				
моноклиниди пироксен, гвнерстен, кордиерит, алагоклаз, герцинит				
пирон, альмандин, гранат, калишпат, силлиманит				
биотит, ставролит, андалузит				
роговая обманка, альмандин				
эпидот, мусковит				
длорит, кальцинит, стьяльпомслан, пиротиллит, альбит, актиноит				

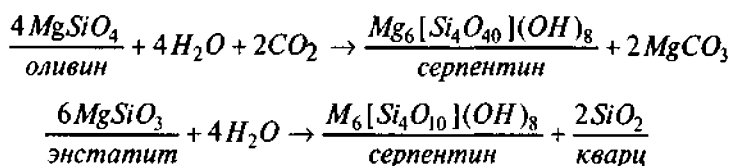
9.7- расм. Ўрта босимга мансуб фашияларнинг тавсифи (Н.Л.Добрецов, В.С.Соболев бўйича).

9.2. Метаморфик жараёнларнинг геодинамик вазиятлари

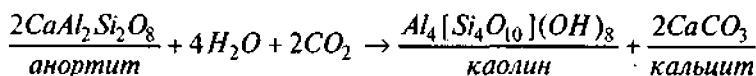
Плиталар тектоникаси назариясининг ривожланиши метаморфик жараёнлар петрологиясининг баъзи бир муаммоларини қайтадан кўриб чиқишни тақозо қилади. Юқорида биз геодинамик вазиятларнинг маълум кетма-кетлигини, давр ўтиши билан бу вазиятлар ўзгаришини ва ҳар бир геодинамик вазият ўзига хос магматик жараёнларга эгаллигини кўрсатишга ҳаракат қилдик. Масалан, океан ҳосил бўлиш даврида ўзига хос офиолитлар, содда базальтлар мавжуд. Худди шу тамойилларга асосланиб, Ер қобиғининг шаклланиш даврида қонуний равишда ҳосил бўлаётган ҳар бир геодинамик жараён фақат ўзига мансуб бўлган метаморфизмга эга (9.8-расм).

Океан Ер қобиғининг метаморфик жараёнлари паст босим ва паст ҳароратда ривожланади. А.Мияширонинг фикрича, океан қобиғи ўзидаги базальт, ўта асосли жинслар ва океан ҳавзасидаги сув билан бирга жуда йирик гидротермал тизимни ташкил қилади. Сув океан ётқизиқлари ичидан ўтиб, анча қизиб, ҳарорати ошиб, яна океанга қайтади. О. Г. Сорохтиннинг ҳисобларига қараганда, бундай сувнинг ҳажми тезлиги бир йилда 2300 км^3 йилга тенг. Бутун океан ҳавзасида сув ҳажми $0,6-1$ млн/йил ичида ушбу гидротермал тизим орқали ўтади. Бу давр ичида жуда катта иш бажарилади: яъни, янги темир, марганец, мис, цинк маъданлари ҳосил бўлади, баъзи бир жинслар сувсизланади, бошқалари эса, сувга тўйинади. Аммо океан қобиғининг қайта ишланишида асосий ўзгариш — уни сувга бойитиш жараёни, яъни гидратация кўзга ташланади.

Ўз-ўзидан маълумки, ушбу жараёнлар натижасида сувсиз силикатлар сувли турларга айланади, океан қобиғи жинсларнинг минералогик таркиби ҳам ўзгаради. Асосий реакцияларни қуйидагича тасаввур қилиш мумкин:



Ушбу реакциялардан кўриниб турибдики, оливин ўрнига серпентин ёки серпентин ва кварц пайдо бўлади. Яна бир мисол сифатида базальтларда кенг тарқалган анортитни олайлик. Гидратация жараёнлари натижасида унинг ўрнига каолин ва кальцит пайдо бўлади.



Шу тарзда океан базальтлари ҳисобига бир қатор гилли минераллар (цеолитлар, смектитлар) пайдо бўлади.

Фашиялар	C ₁ эктогитал	C ₂ дистенли гнейс-лар ва амфиболитлар	C ₃ дистенли сланцлар	C ₄ жалеит-лавсонит глаукофанли
широп, альмандит, гранат				
омфацит, рутил				
калшпат, асосий плагиоклаз, жедрит, карнитин				
дистен				
ставролит, мусковит				
глаукофан, кварц лавсонит, арагонит, жадеит, энкдот, пумпеллит, цонзит				

9.8- расм. Юқори босим худудий метаморфизм фашиялари (Н.Л.Добрецов, В.С.Соболев бўйича).

Фашиялар	цеолитлар	пренит-пумпеллит	яшил сланцли	амфиболитлар
Минераллар турлари				
морденит, гейландит				
клинфторит				
ломанит				
ошак				
арзлаш қатламля				
селлаонит				
анальцит				
пренит, пумпеллит				
мусковит				
энкдот				
биотит				
вальбит				
акортит				
актинодит				
роговая обманка				

9.9- расм. Океан қобиғининг таркибидаги метаморфик ўзгаришлар (А.Мияширо бўйича).

Океан қобиғидаги метаморфик жараёнлар паст босим ва паст ҳароратда ўтади. Сувнинг ҳарорати ошса ($T_{кр}=374^{\circ}$) у газга айланиб жинслар таркибидан чиқа бошлайди ва гидротермал жараёнлар сусайиб кетади. Демак, бу жараён очик ҳолатда кечади ва бу хусусият билан улар субдукциядан (сўрилиш) фарқ қилади. Океан тубидаги жинслар метаморфизми куйидаги фацияларга тўғри келади: цеолит, пренит, яшил тош фациялари (9.9- расм). Кўпчилик тадқиқотчилар океан тубидаги жинсларни фақат яшилтош фациясида ўзгаради, деган фикрни олдинга сурадилар, аммо А.Миясиронинг фикрича, бу ўзгаришлар амфиболит фациясида ҳам бўлиши мумкин.

Океан қобиғининг субдукция пайтидаги метаморфизм жараёнлари юқори босим ва паст ҳароратда кечади. Бу вазият субдукцияга учраган жинсларнинг минералогик таркиби бўйича аниқланади (9.10- расм). Жинсларнинг минералогик таркиби пумпеллит-пренит, глаукофан ва глаукофан-гранат фациялар қатори билан белгиланади. Баъзи бир шароитларда бу қатор эклогит фациялари (базальтнинг эклогитга ўтиши) билан давом этади.

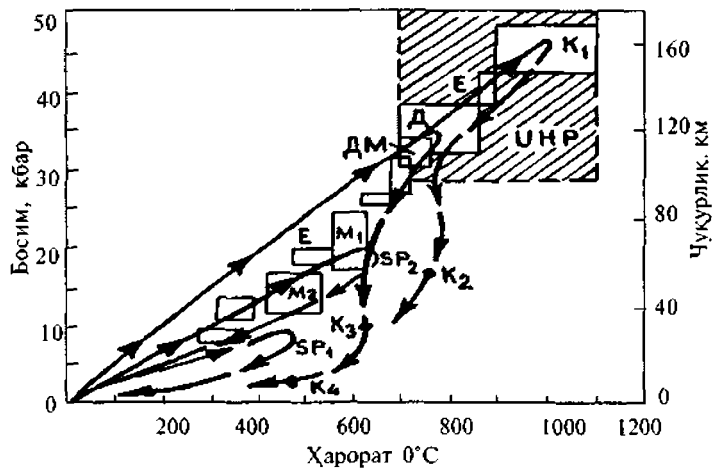
Ҳозирги вақтда баъзибир бурмаланган ўлкаларда қадимги океан комплексларининг якки тури аниқланган. Уларнинг иккови ҳам субдукция жараёнларида иштирок этганлиги аниқ исботланган. Улардан бири офиолитлар бўлса, иккинчиси платформаларнинг пойдеворидан иборат (гнейслар, сланецлар ва ҳоказо). Ана шу гнейслар ҳам, офиолитлар ҳам катта босимни (45—50 кбар) ўз бошидан кечирган ва тегишли минераллар парагенезиси билан исботланади. Уларнинг келиб чиқиши ҳозиргача муаммо бўлиб қоляпти, чунки литосфера плиталари тектоникаси назарияси бурмаланган ўлкалар пойдевори бундай чуқурликка тушишини кўзда тутмаган.

Аммо субдукцион ўлкалардаги слэбларнинг кашф қилиниши масалани бирмунча ойдинлаштирди. Юқори босимни ўз бошидан кечирган, глаукофан метаморфизмига учраган, катта чуқурликда ҳосил бўлган жинсларни ер юзасига чиқиб қолиши фанда эксгумация (очилиш) дейилади. Эксгумация комплекслари эклогитлар, кортландитлар, гнейслар, мрамрлардан иборат. Улар 45—50 кбар, аммо 400—600° шароитида ҳосил бўлган. Уларнинг таркибида глаукофандан ташқари коэсит (кварцнинг жуда зич тури), олмос, графит, пироп учрайди.

Ушбу минераллар ҳосил бўлиш кетма-кетлигини тиклаш метаморфизм жараёнларининг умумий йўналишини белгилашга ёрдам беради ва эксгумация сабабларини очиб ташлайди. Эксгумация билан боғлиқ бўлган метаморфизм жараёнлари прогрессив (субдукцион) метаморфизмга нисбатан тескари кечади (9.11- расм). Бундай метаморфик жараёнлар ретроград (тескари) метаморфизм дейилади. Бу турдаги метаморфизм тоғ жинслар (айниқса минералларнинг) таркибини ўзгартирмайди ва жинсларнинг ер юзасига тез чиқиб қолиши билан боғлиқ.

Асосий минераллар	Фациялар	Пумпеллит-пренитли	Глаукофан-сланци	Гранит-глаукофанли	Эклогитли
пумпеллит		■			
пренит		■			
мусковит		■			
альбит		■			
биотит		■	■		
эпидот		■	■		
авгит			■		
цезит			■		
арагонит			■		
глаукофан			■	■	
жасперит			■		
гранат				■	
шпинелл				■	
диопсид				■	
тремолит				■	
графит					■
коэсит					■
олмос					■
пироп					■

9.10- расм. Океан қобиғининг метаморфик ўзгаришлари (А.Миясиро, Н.Л.Добрецов бўйича).



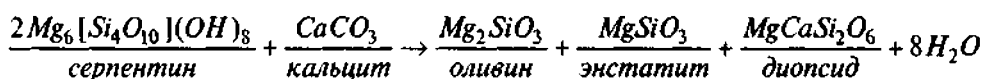
9.11- расм. Субдукцион ва эксгумацион метаморфизмнинг ҳарорат ва босим шароитлари (Н.Л.Добрецов бўйича). Тўлиқ чизиқлар билан субдукцион метаморфизмнинг PT шароитлари, пунктир чизиқ билан эксгумацион метаморфизмнинг PT шароитлари кўрсатилган: K₁, K₂, K₃, K₄ — Қокчетав массиви (Қозоғистон); E — Эрцгебирге (Германия); Д — Даби (Дайбешань, Хитой); ДМ — Дорамайра (Альп тоғлари); M₁, M₂ — Максюттов комплекси (Урал), SP₁, SP₂ — Шарқий Альп тоғлари, UHP — ультраметаморфизм зоналари.

Фаол чеккалардаги метаморфизм жараёнлари паст босим, аммо юқори ҳарорат вазиятларида ўтиб боради. Улар юқорида кўрсатилган субдукцион жараёнлар билан узвий равишда боғлиқ. Чўкаётган ва сурилаётган океан плитаси устида алоҳида қизиган иссиқлик майдони пайдо бўлади ва бу ерда палингенез ва анатексис (мантия ва Ер қобиғининг эриши) ва метаморфизм жараёнлари кузатилади. Бу ҳолатни 9.12-расмда кўрсатишга ҳаракат қилдик.

Фаол чеккаларнинг асосий тектоник тузилмалари Беньоф сўрилиш ва сейсмофокал зонасидан мантия плитасига қўшилаётган қитъа бўлақларидан иборат. Қитъанинг ушбу ҳар бир қисми ўзига хос ҳарорат ва босим билан белгиланади.

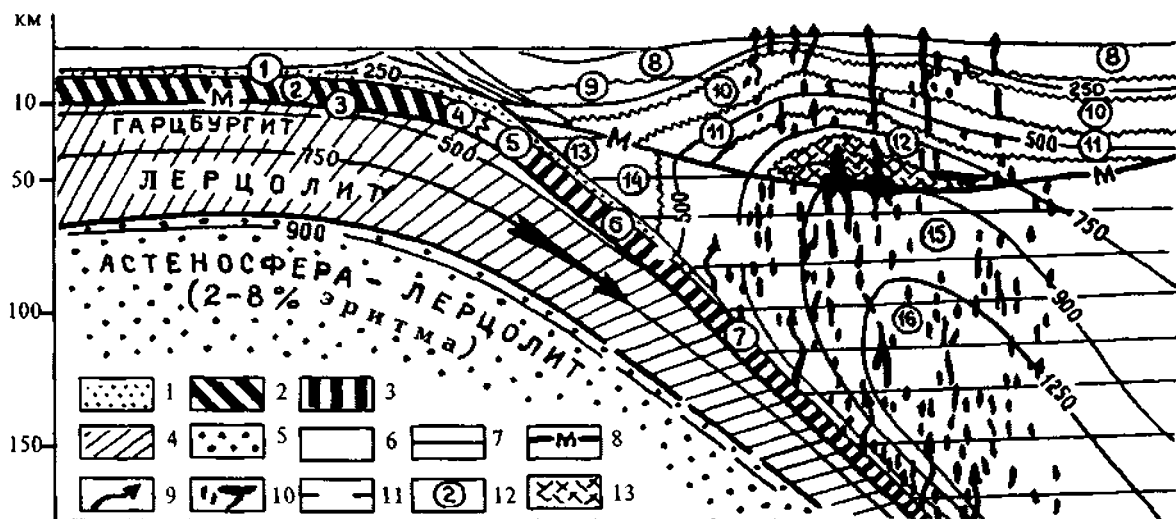
Сурилаётган океан плитаси ёки океан қобиғи ва қитъанинг бўлақлари ўртасидаги ҳудуд сейсмик тўлқинларнинг пасайганлиги билан ажралиб туради. Бу ҳудудлар флюидлар (ҳар хил учувчан компонентлар мажмуаси) ёки океан чўкиндиларининг ютилган зонаси сифатида талқин қилинади. Метаморфик жараёнларнинг кечишида бу хусусиятлар катта аҳамиятга эга, чунки юқорида кўрсатилган жараёнлар чўкаётган, сўрилаётган ётқирикларнинг сувсизланишига олиб келади.

Бу жараёнлар, биринчи навбатда, серпентин ҳисобига оливинлар ва пироксенлар пайдо бўлиши билан ажралиб туради.



Серпентиннинг сувсизланиши натижасида жуда катта ҳажмда сув ажралиб чиқади. Цеолитлар ва бошқа минералларнинг сувсизланиши натижасида пайдо бўлган сув мантиядан келаётган флюидларни кўпайтиради ва, ўз навбатида, янги эритмалар пайдо бўлишини таъминлайди (9.12-расм).

Ороллар ёйининг марказий қисмида анатексис ва палингенез майдонлари пайдо бўлади, уларнинг устида эса амфиболли, пренит-пумпеллитли, яшилтош фациялардаги метаморфик жараёнлар ривожланади. Бу метаморфизм юқори ҳароратда ва паст босим шароитида ривожланади. Аммо ёйорти ҳавзаларида метаморфик жараёнлар паст босим ва паст ҳароратда шаклланиб боради.



9.12- расм. Океан ва унинг фаол чеккасидаги метаморфик жараёнлар (Н.Л.Добрецов буйича, қўшимчалар билан): 1 — 4 — океан литосфераси: 1 — чўкинди қатлам; 2 — 3 — „базальт“ қатлам — базальтлар, долеритлар, габбро (2 — океан тубида, 3 — субдукция зонасида); 4 — юқори мантия; 5 — астеносфера; 6 — қитъа қобиғи, ороллар ёйи; 7 — қитъа юқори мантияси; 8 — Мохо юзаси; 9 — сўрилаётган океан қобиғида флюидлар чиқиши; 10 — кўтарилаётган магма; 11 — Р.Блек буйича изотермалар; 12 — метаморфик фациялар: а — океан туби А.Миясиро (1 — цеолит, 2 — пренит-пумпеллит, 3 — яшилтош, 4 — амфиболит); б — океан субдукцияси Н.Л.Добрецов буйича (5 — глаукофан-сланецли, 7 — эклогитли, 8 — 12 — анд чеккалари Н.Л.Добрецов буйича (8 — пренит-пумпеллитли, 9 — яшилтош, 10 — яшилтош, 11 — эпидот-амфиболитли, 12 — амфиболит); 13 — пренит-пумпеллитли фация; 14 — ҳаво ранг сланец ва перидотитнинг эриши; 15 — „Сувли перидотитлар“; 16 — „Куруқ, сувсиз“ перидотитлар; 13 — қитъа қобиғи асосидаги анатексис зонаси.

Коллизиян ўлкаларнинг метаморфик жараёнлари қитъа Ер қобигининг шаклланишини ниҳоясига етказди ва қўш метаморфик минтақалар пайдо бўлиши билан ажралиб туради. А.Миясиро биринчилар қаторида бундай минтақаларни ажратган ва асослаб берган (9.13-расм). Улар юқори ва паст босим шароитида шаклланган метаморфик сериялар, формациялардан иборат бўлиб, уч хил вазиятдан далолат беради: океан литосферасининг фаол чеккалар остига, қитъалар остига сўрилишини яққол кўрсатади. Қўш метаморфик минтақалар анд туридаги фаол чеккалар учун асосий мисол тариқасида тан олинган ва деярли барча бурмаланган ўлкаларда уларнинг у ёки бу қисми аниқланган.

Юқори босим ва паст ҳарорат билан боғлиқ бўлган метаморфик минтақалар офиолитлар, серпентинитли меланжлар, ўта асосли жинслар, базальтлар, грауваккалар, мрамрлар ва гнейслардан ташкил топган. Паст босим ва юқори ҳарорат билан боғлиқ бўлган метаморфик минтақалар эса гранитлар, сланешлар, андезитлар билан узвий равишда боғлиқ. А.Миясиро бундай минтақаларни гранит плутонлар минтақаси деб номлаган.

Юқори босим минтақаларининг келиб чиқиши океан литосферасининг қитъа тагига сўрилиши натижасида ҳосил бўладиган босим билан боғлиқ. Натижада бир қатор ёйорти ҳавзалар бекилади, ороллар ёйи эса қитъага қўшилиб кетади ва пировардида мураккаб бурмаланган ўлка ҳосил бўлади.

Бурмаланган ўлкаларнинг деярли барчасида ана шундай юқори босим билан боғлиқ бўлган метаморфик минтақаларни аниқлаш мумкин ва улар ўтмишдаги океан ҳавзаларидан далолат беради.

Маълумки, ҳар бир бурмаланган ўлка ўзининг шаклланиш даврида ороллар ёйи билан ороллар ва қитъалар тўқнашувини бошидан кечиради. Бундай даврларни каледон, герцин, альп бурмаланиш даврлари билан қиёслаш мумкин. Уларнинг ҳар бирига хос бўлган қўш метаморфик минтақаларни келтириш мумкин.

Х БОБ. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ, ЧЎКИНДИ ТЎПЛАНИШ ВАЗИЯТЛАРИ ВА ФОРМАЦИОН ТАҲЛИЛ

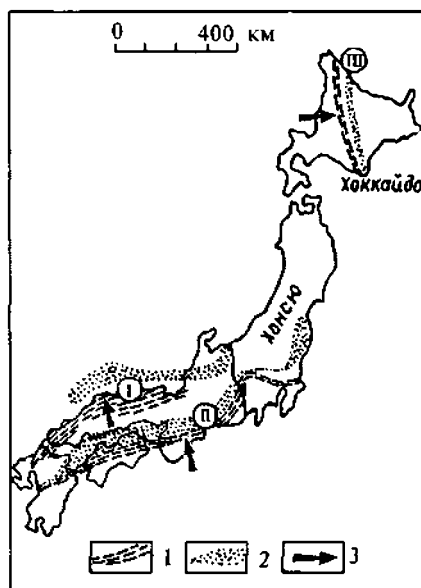
10.1. Формацион таҳлилнинг асосий қондалари

Табиатда геологик жисмларнинг хилма-хиллиги ва ранг-баранглиги ҳаммамизга маълум (элементар зарралар, атомлар, минераллар, тоғ жинслари, формация ва комплекслар, геологик ҳудудлар, геосфералар ва ниҳоят Ер қурраси). Буларнинг ҳар бири маълум иерархик сатҳга мансуб ва ўзининг таркиби, келиб чиқиши, ривожланиш қонуниятларига эга. Ҳар бир иерархик тизимдаги геологик жисм юқорига қараб мураккаблашиб боради ва қуйидагисига нисбатан соддароқ бўлади.

Геологик моддаларнинг, жисмларнинг ташкил топиши, уларнинг бир сатҳдан иккинчисига ўтиш жараёни мураккаб бўлиб бориши билан ажралиб туради. Бу бир қараганда анча содда фикр, аммо амалиётда уларни бир-биридан ажратиш бир қатор қийинчиликларни туғдиради. Минераллар, тоғ жинслари ва улар ҳосил қиладиган формациялар ўзига хос қонуниятлар асосида ривожланадилар.

Шу нуқтаи назардан формацияларни ажратиш ва уларни таҳлил қилишда жуда катта чалкашликлар мавжуд. Бахтга қарши ҳозирги вақтда формацияларни ажратишда ягона тамойил мавжуд эмас. Бу соҳада мутахассисларнинг қарашлари ҳам хилма-хилдир.

Уларни умумлаштириб қуйидагиларни айтиш мумкин. Формацияларни ажратишда биринчи йўналиш — бу уларнинг таркибига таяниш (оҳактош, гил, гранит формациялари), иккинчи йўналиш — бу уларни тектоник ўрни, ёши ва таркиби (петрографик формациялар) ва ниҳоят учинчи йўналиш — уларнинг келиб чиқишини асосий тамойил қилиб олиш (генетик йўналиш). Ушбу тасаввурларга биноан — формация ягона макон, замон ва таркиб



9.13- расм. Япониядаги қўш метаморфик минтақалар (Миясиро бўйича). I — юқори босим ва паст ҳарорат; 2 — паст босим ва юқори ҳарорат; 3 — субдукция йўналиши. Қўш метаморфик минтақалар: I — перм-юра даври учун; II — юра-бўр даври учун; III — кайнозой учун.

бирлигига эга бўлиши керак. Оддийроқ қилиб айтсак, формация — бу бир хил тектоник шароитда ҳосил бўлган, бир даврда шаклланган ва ягона манба билан боғлиқ бўлган жинслар мажмуидир (масалан, карбон давридаги габбро-диорит-гранитлар формацияси).

Кўпчилик тадқиқотчилар табиатдаги мавжуд формацияларни келиб чиқишига қараб уч гуруҳга ажратадилар: а) магматик; б) метаморфик; в) чўкинди формациялар. А. А. Маракушевнинг фикрича, булар қаторига космик фазодаги жинслар ҳам алоҳида гуруҳ сифатида кириши мумкин (хондритлар).

Магматик формациялар. Ер куррасида тарқалган хилма-хил магматик жинслардан ташкил топган. Уларнинг ранг-баранглиги, ўзгарувчанлиги, ҳажми, ернинг ички қисмида пайдо бўлган бирламчи ва оралиқ магматик ўчоқлар билан боғлиқдир. Магма ўчоқларининг шаклланишида магманинг таркиби, босим ва ҳароратининг кучи, муҳитнинг таркиби ва дифференциация, ликвация каби петрогенетик жараёнларнинг аҳамияти катта.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Г.Д.Афанасьев, Е.К.Устиев, В. И. Поповларнинг фикрича, магматик формация — бу ягона магмадан ҳосил бўлган, бир хил ёшга эга бўлган магматик тоғ жинслар мажмуи. Тоғ жинсларининг ягона манбадан келиб чиқишини исботлаш узоқ вақт жуда катта муаммо бўлган, аммо уларнинг геохимик хусусиятларини ўрганиш, улардаги изотопларни (масалан, Sr^{87}/Sr^{86} нисбати) таҳлил қилиш, минераллар парагенезисларини қийёслаш бу масалани ижобий ҳал этишда катта ёрдам берди.

Чўкинди формациялар. Ер юзасида экзоген жараёнлар натижасида шаклланади. Шу хусусият билан улар магматик ва метаморфик формациялардан фарқ қилади. Чўкинди моддалар ва уларнинг тўпланиш қонуниятлари ландшафтни акс эттириш қобилиятига эга. Чўкинди жинслар мажмуаси (формациялар) у ёки бу ҳудуддаги геодинамик жараённи, унинг катта-кичиклигини, бўлиб ўтган ҳодиса ва воқеаларни кўрсата олади. Масалан, иқлимнинг ўзгариши, трансгрессия ва регрессияларнинг кетма-кетлиги, атмосфера ва гидросферанинг таркиби ва уларнинг даврийлиги бўлиб, ўтган жараёнларни ўзида акс эттиради. Шундай экан, чўкинди формациялар глобал геодинамик шароитларни билдирувчи омил ҳисобланади.

Метаморфик формациялар. Эндоген жараёнлар орасида метаморфик формациялар алоҳида аҳамиятга эга ва Ер қобиғининг таркибида улар ҳажм жиҳатдан энг катта ўринни эгаллайди. Шунинг учун метаморфик формациялар Ер қобиғини ҳосил қилувчи асосий омиллардан бири ҳисобланади. Аммо метаморфик жараёнларни бевосита кўз билан кўриб, қўл билан ушлаб бўлмайди ва бу хусусият билан улар чўкинди ва магматик жинслар ҳосил қилиш жараёнидан бутунлай фарқ қилади. Метаморфизм ҳақидаги бизнинг тасаввур ва билимларимиз уларнинг асл таркибини ҳосил қилган қитъаларнинг фаол ва суст чеккаларини геологик тузилишини қайта тиклашдан бошланади. Маълум маънода метаморфизмни ўрганиш учун, у билан боғлиқ бўлган ўзгаришларни алоҳида тадқиқ қилиш зарур.

Метаморфик формациялар юқорида кўрсатилган ўзгаришларнинг мураккаблиги жиҳатидан полиметаморфик хусусиятларга эга, яъни геодинамик вазият, босим ва ҳарорат ўзгарган сари магматик ва чўкинди жинслар бир неча марта бу жараёнларга дучор бўлади. Бундай полиметаморфик формацияларни ўрганиш жараёнида ҳар бир турдаги метаморфизмни ажратиш ва алоҳида тадқиқ қилиш зарур. Метаморфизм кўп босқичлиги магматик ва чўкинди жинсларнинг пайдо бўлганидан сўнг содир бўлган барча ўзгаришларни ўз ичига олади. Шу нуқтаи назардан метаморфизм ва метаморфик формациялар ўтмишда содир бўлган хилма-хил геодинамик вазиятларни тиклашда асосий омиллардан бўла олади.

Литодинамик комплекслар. Ҳозирги вақтда ернинг йирик тузилмалар тарихини қайта тиклашда, геодинамик вазиятларни ўрганишда юқорида кўрсатилган магматик, чўкинди ва метаморфик формацияларни ягона нуқтаи назардан таҳлил қилиш унумли натижалар берапти. Ягона турдаги вазиятда ҳосил бўлган магматик, чўкинди, метаморфик формациялар йиғиндиси литодинамик (ёки литогеодинамик) комплекслар қаторига киради. Масалан, ўтмишдаги океанларни тиклашда уларда ҳосил бўлган ва ривожланган формациялар шулар жумласидандир. Бундай литодинамик комплекслар асосида платформа, рифт тизимлари, бурмаланган ўлкалар, қитъаларнинг фаол ва суст чеккаларини тиклаш ва районлаштириш мумкин.

10.2. Магматик формациялар

„Магматик формация“ тушунчасининг таърифи кўп ва уларнинг барчасини ушбу ишда келтиришга имкониятимиз йўқ. Асосий тамойил шундан иборатки, магматик формация таркибига киритилган жинслар ёши, таркиби ва тектоник ўрни билан бир-биридан фарқ қилмаслиги керак. Мазкур китобда биз ёши, таркиби ва тектоник хусусиятлари деярли бир

хил бўлган магматик жинсларнинг табиий уюшмасини магматик фармация деб атадик (Долимов, 1981). Фармация таркибига кирган жинслар ўзаро генетик (ирсий) бирлигини исботлайдиган далиллар адабиётларда кўплаб келтирилган. Бундай формацияларнинг турлари кўп (Na — базальтлар, габбро-диорит-гранодиорит, базальт-риолит ва ҳоказо). Ўз навбатида, бундай формациялар бир неча турларга ажратилади: якка жинсли (дунит, габбро, Na — базальт), контраст (базальт-трахит) формациялар шулар жумласидандир. Бу турлар маълум геодинамик вазиятда ҳосил бўлиши бир қатор тадқиқотларда батафсил исботлаб берилган. Масалан, табиатда анча кенг тарқалган бимодал (базальт-риолит) формациялар кўпинча рифтларда ҳосил бўлади.

Якка жинсли магматик формациялар кўпинча қизиган магманинг маҳсули бўлиб, океан шароитида, ундаги марказий спрединг худудларида ҳосил бўлади ва, ниҳоят, бир қатор жинсларни ўз ичига олган, кетма-кет шаклланган формациялар — ороллар ёйларида кўп учрайди. Табиатда кенг тарқалган гранит ва гранодиорит формациялар ҳам коллизия (тўқнашув) жараёнларидан дарак бериб, Ер қобиғининг тўла шаклланиб бўлганидан далолат беради. Демак, тўғри ажратилган магматик формациялар ва уларнинг турлари геодинамик режимнинг бирдан-бир асосланган кўрсаткичлари сифатида ишлатилади. Бунини 10.1-жадвалда кўриш мумкин.

Аммо бу соҳадаги асосий қийинчиликлар формация тамойилларини асослаш билан боғлиқ. „Формация“ тушунчасини ҳар хил талқин қилиш, унинг чегараларини гоҳ кенгайтириб, гоҳ торайтириш ва, ниҳоят, тадқиқотчиларнинг шахсий қарашларини устун қўйиш бу масалани яна ҳам мураккаблаштириш ва чалкаштиришга олиб келади.

Охириги вақтда формацион таҳлил билан боғлиқ бўлган тадқиқотлар шуни кўрсатадики, формацияларнинг ўзаро икки хили мавжуд, яъни уларни латерал (бир худуд ичида, маълум бир даврда) ва вертикал (вақт ўтиши билан) боғлиқ бўлган муносабатлари эътиборга моликдир. Мазкур йўналишлар бўйича формацияларнинг асосланган қаторлари мавжуд ва улар геодинамик вазиятни очиб беришда, унинг табиатини ва келиб чиқишини аниқлашда катта аҳамиятга эга.

Формацияларнинг вертикал қатори (ВР) — бу конкрет худуднинг, зонанинг келиб чиқишидан то йўқолиб кетиш даври ичида пайдо бўлган формациялар мажмуи. (Масалан, палеозой даври ичидаги орол зонасидаги формациялар.) Ушбу худуднинг ривожланиш тарихидаги ҳар бир воқеа (спрединг, субдукция, тоғлар ҳосил бўлиши, худуднинг чўкиши ва кўтарилиши) конкрет магматик фармация билан изоҳланади. Масалан, Жанубий Тяньшандаги океан ҳавзаларининг пайдо бўлиши Д₁, С₁ даврларида Na-базальтлар фармациясининг вертикал қаторлари жуда катта аҳамиятга эга.

Латерал (бўйлама) қаторлар эса, катта худудларни ўз ичига олади ва бир вақт ичида уларда бўлган воқеаларни белгилайди. Масалан, С₁ даврида Жанубий Тяньшаннинг Ҳисор тоғлари океан ҳавзалари фармациялар (Na-базальтлар, Na-базальт-риолитлар) билан бевосита боғланган.

10.1 - жадвал

**Магматик формацияларнинг тектоник ва геодинамик ўрни
(И.А.Абрамович бўйича, муаллифларнинг кўшимчалари билан)**

Формация	Геодинамик шароит	Ҳозирги худудларда жойлашиши	Мисоллар
1	2	3	4
Дунит-перидотит; дунит-клинопироксенит-габбро; дунит-клинопироксенит; пироксенит-перидотит	Океан спрединг зоналари, қитъалараро рифтлар, орол ёйлари пойдевори	Аллохтон шаклида, сутуралар	Актоврак комплекси Тува (ε _?); лиссан комплекси, Шарқий Саян (R); Улутау комплекси, Қозоғистон (S?)
Меланонефелинитлар, ишқорли ультрамафитлар, фельдшпатондди габбролар ва карбонатитлар	Қадимги платформалар рифтлари ва иссиқ нуқталар	Рифтларнинг чети	Маймеча-Котуй комплекси, Сибирь платформаси
Кимберлитлар	Шунинг ўзи	Шунинг ўзи	Куонам комплекси, Сибирь платформаси (T?)

1	2	3	4
Натрийли базальтлар	Океан спрединг зоналари ёйорти денгизлар, ороллар ёйи	Бурмаланган ўлкаларда офиолитлар билан бирга учрайди	Мугоджар свитаси, Урал (D); Камчатка (K ₂ -P), Жанубий Фарғона яш свитаси (D ₁)
Натрийли базальт-риолитлар	Рифтлар, оролорти денгизлар рифтлари	Қадимги платформалар, океан туби, ороллар	Куйи монок свитаси, Фарбий Саян (ε ₁₋₂); иший свитаси, Марказий Помир
Базальт-андезит-риолитлар	Энсиалик орол ёйлар (Япония)	Бурмаланган ўлкалардаги ороллар ёйи	Таннуол свитаси, Тува ((ε); боймоқ - бўри-бой свитаси, Урал (S ₁))
Андезит-базальтлар	Содда (энсиматик) ороллар ёйи (Тонга-Кермадек), энсиалик ёйларнинг олд қисми	Шунинг ўзи	Ирендик свитаси, Урал (D ₁₋₂); „порфирит“ серияси, Катта Кавказ (J ₁)
Калийли базальт-трахитлар	Ёйлар орасидаги рифтлар, субдукция ҳудудларининг ички қисми, тўқнашув зоналари	Субдукцион ва коллизион комплекслар, фаол четлар	Турьинск комплекси, Урал (S ₂ -D ₁); ирунейск комплекси, Камчатка (K ₂ -P); аджарск ва талиш комплекслари, Кичик Кавказ (P)
Лейкобазальтлар	Коллизиядан сўнгги рифтогенез	Грабенлар, чўкмалар. Навқирон платформа	Бискарск серияси, Минусинск ботиклиги (D); пшарт серияси, Марказий Помир (P ₂)
Риолит-лейкобазальтлар	Плитаичи шароити, рифтогенез	Грабенлар, чўкмалар. Навқирон платформа	Бискарск, Минусинск ботиклиги (D)
Трахибазальтлар	Рифтлар	Ёш платформалар	Чингин ва устьянзаск свиталари, Олтой-Саён вилояти (R-V); джалканск комплекси, Сетте-Да-бан (D)
Трахибазальт-трахиандезит-трахириолитлар	Тўқнашув шароитлари. Ороллар ёйи, фаол чеккалар	Грабенлар, рифтлар, чўкмалар	Оқча, надак свиталари, Чотқол-Курама тоғлари
Базальт-долеритлар	Тарқоқ рифтогенез	Платформадаги рифтлар тизими	Сибирь платформаси рифтлари (P ₃ -T ₁)
Габбро-диабазлар	Спрединг ҳудудлари, ёйлар ортидаги денгизлар	Офиолитларнинг узвий қисми	Шулданск комплекси, Жанубий Мугоджар (D); казбек комплекси, Катта Кавказ (J ₁₋₄)
Перидотит-пироксенит-норитлар	Литосфера плиталарининг дивергент чегаралари	Суст чеккалар	Булкинск ва лисогор комплекслари, Фарбий Саян
Сиенит-габбролар	Шунинг ўзи	Шунинг ўзи	Патинск комплекси (Олтой)
Габбро-верлитлар	Рифтлар	Мульда ва грабенлар	Кола ярим ороли (PR ₁₋₂)
Долерит-пикритлар	Рифтларнинг маркази	Бурмаланган ўлкалардаги сутуралар	Саурейяхин комплекси, Урал (PZ ₁); гарбий пшарт Жанубий Помир (P ₁)
Ишқорий (Na) габброидлар ва базальтлар	„Иссиқ нуқталар“, рифтлар. Плитаичи шароити	Чўкма ва ботиклар	Қия-Шалтир комплекси, Кузнецк Олотоу (D)

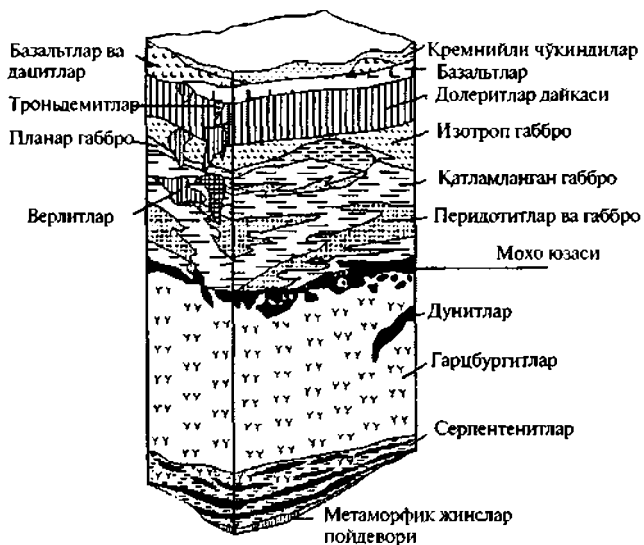
1	2	3	4
Ишқорий (Na) габброидлар ва базальтлар	„Иссиқ нуқталар“, рифтлар. Плита ичи шароити	Чўкма ва ботиқлар	Қия-Шалтир комплекси, Кузнецк Олоғу (D)
Ишқорий габброидлар ва базальтлар (Ксерияси)	Плитаиçi зоналари. Иссиқ нуқталар	Фаол четлар ва коллизия зоналари	Ирисуйск комплекси, Тяньшан (P)
Гаваит-муджнерит-трахитлар	Океандаги иссиқ нуқталар	—	?
Марианит-бонинитлар	Рифтлар. Энсиматик ороллар ёйи	Офиолитларнинг бир қисми	Липовск комплекси, Урал, (S ₁)
Базальт-андезитлар	Энсиматик ороллар ёйи, фронтал қисми	Субдукцион комплекслар	Торткудук свитаси, Шимолий Қозоғистон (ε ₁ -O ₁);
Андезитлар	Энсиалик ороллар		
Трахиандезитлар	Фаол чеккалар, энсиалик оролларнинг ички қисми	Субдукцион ва коллизион комплекслар	Ишханасар комплекси, Кичик Кавказ (P)
Габбро-плагио-гранитлар	Ороллар ёйи, рифтлар	Субдукцион комплекслар, офиолитлар қисми	Султон Увайс тоғлари
Тоналит-плагиогранит диорит-гранодиоритлар	Энсиалик ороллар ёйи, қитғаларнинг фаол четлари, субдукция зоналари	Субдукция зоналари, сутураларнинг ички қисми	Ольховск комплекси, Фарбий Саян ((ε ₁), боқали комплекси (Букантов, С ₂))
Тоналит-гранодиорит-диорит-граносиенитлар	Шунинг ўзи	Шунинг ўзи	—
Диорит-гранодиоритлар	Қитғаларнинг фаол четлари. Тўқнашув ҳудудлари	Фаол четлар	Қорамозор комплекси, Чотқол-Қурама тоғлари, С ₂
Монзонит-сиенитлар	Қитғалар тўқнашуви, рифтлар	Коллизион комплекслар	Қокдамбак комплекси, Балхаш вилояти
Натрийли риолитлар	Рифтлар	Субдукцион рифтлар	
Дацит-риолитлар	Фаол чеккалар. Ороллар ёйи	Субдукцион комплекслар	Баджал комплекси, (K ₄); алмаш свитаси
Риолитлар	Фаол чеккалар. Ороллар ёйи	Ҳалқасимон депрессиялар, грабенлар	Чотқол-Қурама тоғлари (P ₁)

10.2.1. Океан шароитидаги магматик формациялар

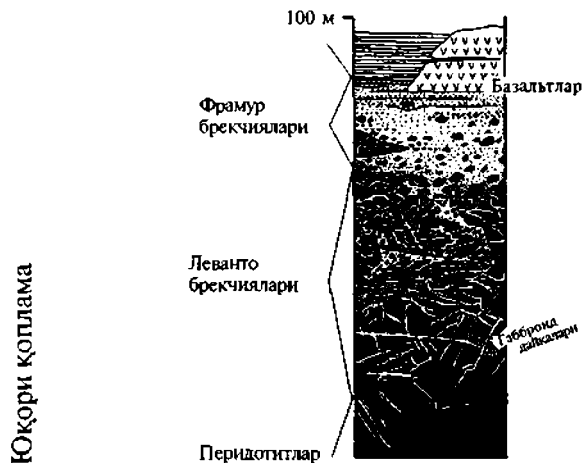
Океан геодинамик шароити учун бир қатор магматик формациялар мансуб. Уларнинг ичида энг асосийларига тўхталиб ўтамиз.

Офиолитлар ассоциацияси. „Офиолит“ тушунчаси адабиётга Г. Штейнман томонидан 1927 йилда киритилган ва унинг фикрича у уч турдаги жинсларни ўз ичига олади. Булар: а) ўта асосли жинслар ва габбролар; б) базальтлар ва габбро-диабаздан ташкил топган дайқалар; в) ҳар хил кремнийга бой чўқинди жинслар (радиоляритлар, силицитлар). Плиталар тектоникаси назарияси нуқтаи назардан Штейнманнинг офиолит триадаси анча чуқурроқ маъно касб этади.

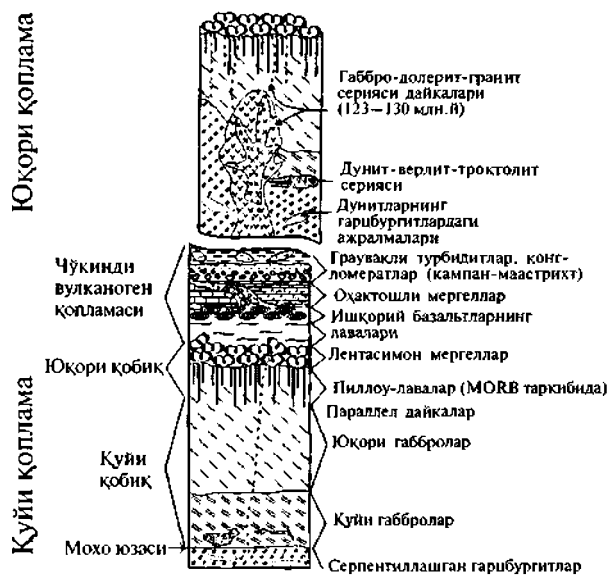
Кўпчилик тадқиқотчиларнинг фикрича, офиолитлар 3 хил жинслар гуруҳидан эмас, балки 4 гуруҳдан иборат ва улар бир-бирини қуйидаги кетма-кетликда давом эттиради (10.1-10.4-расмлар): а) серпентинлашган дунитлар, гарибургутлар ва лерцолитлар. Бу жинслар юқори ҳарорат ва паст босим шароитида метаморфик ўзгаришларга учраган; б) текис, донадор ва куммулятив тузилишга эга бўлган перидотитлар, габбролар ва пироксенитлар; в) уларни ёриб чиққан, ўзаро бир-бирига параллел бўлган диабазлар, долеритлар, габбролар; г) базальт лавалар қопламалари. Булардан ташқари, офиолитлар таркибида тоналитлар, троньдемитлар, гранофирлар учраши мумкин. Улар билан бирга гоҳо хромитлар ва бошқа маъданлар ҳам тез-тез кўзга ташланади (10.1-10.4-расмлар).



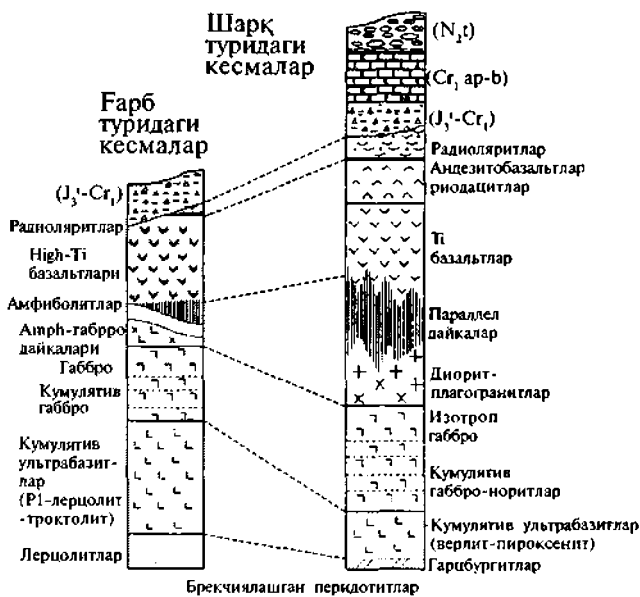
10.1- расм. Омандаги офиолитларнинг умумлаштирилган кесмаси (D.Marquer, I.Mercolli, T.Peters).



10.3- расм. Леванто ҳудудидаги офиолитлар кесмаси (M.T.Mc.Culloch, R.T.Gregory, G.Wasserburg, H.P.Taylor).



10.2- расм. Масира ородининг умумлаштирилган литостратиграфик кесмаси (М.Кажима бўйича).

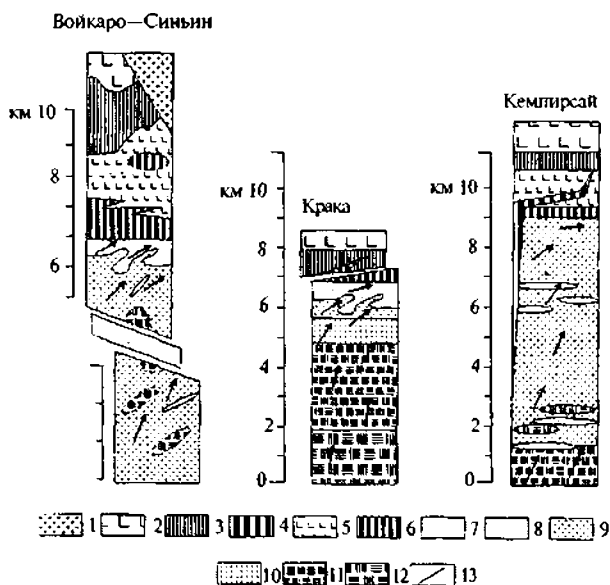


10.4- расм. Мирдита зонасидаги (Албания) икки хил офиолитлар кесмаси (О.Г.Багдавиоский, Г.С.Закармадзе, С.Ф.Карпенко, С.К.Злобин, А.А.Савельев, О.В.Астраханцев, А.Л.Книппер, А.Я.Шараськин).

Бу расмларда Оман, Масира ороли, Урал, Албаниядаги офиолитларнинг энг кўп тарқалган турлари келтирилган. Энг муҳими шундаки, бу маълумотлардан офиолитларнинг 4 гуруҳга бўлиниши яққол кўриниб турибди ва „петрологик Мохо“ юзаси куйи перидотитлар бўйича ўтказилган.

Маълумки бу жинслар бурмаланган ўлкаларда кенг тарқалган (Урал, Жанубий ва Шимолий Тяньшан, Аппалачи тоғлари, Кавказ). Узоқ вақт бу формациялар геосинклиналар ривожланишининг бошланиши билан боғланган. Аммо ўтган асрнинг 60-йилларида уларнинг тузилишидаги кетма-кетлик, улардаги 3—4 гуруҳ жинслар таркиб жиҳатдан ҳозирги океанлар билан жуда ўхшашлиги, гоҳо мослиги аниқланди (А. В. Пейве, 1969). Агар бу фикр тўғри

10.5- расм. Урал офиолитларнинг содалаштирилган кесмалари (А.А.Книппер, Г.Н.Савельева, А.Я.Шараськин): 1 — тоналитлар; 2 — ёстиксимон базальтлар; 3 — диабаз дайкалар, габбро-диабазлар; 4 — дайкалар, силлар; 5 — қатламланган габбро, габбро-норитлар, оливинли, амфиболли роговаяобманкали габбро; 6 — клинопироксенитлар, верлитлар, дунитлар ва трероктоидитлар; 7 — амфибол-оливинли ва антигорит-оливинли сланецлар ва массив жинслар; 8 — дунитлар; 9 — гарцбургитлар; 10,11 — лерцолитлар (10 — плагиноклазли, 11 — шпинелли); 12 — юқори глиноземли; 13 — пластик оқим йўналиши.



бўлса, унда бурмаланган ўлкачалардаги офиолитларни қадимги океан литосферасининг узвий қисми сифатида талқин қилиш имкони пайдо бўлади.

Офиолитлар таркибига кирувчи жинсларнинг қисқача таърифига тўхталиб ўтамиз. А. М. Борсукнинг фикрича, (1987) улар таркибида ўта асосли, асосли жинслар ва дайкалар жуда кенг тарқалган.

Ўта асосли жинслар серпентинит, серпентинлашган перидотит ва дунитлардан иборат. Серпентинлашган жинсларнинг алоҳида ҳаракатчанлиги ҳаммамизга маълум ва шунинг учун ўлкалар бурмаланиш даврида улар ҳосил бўлган океанлар тубидан узилиб чиқиб, хилма-хил масофадаги минтақалар ҳосил қилади (Уралдаги платина минтақаси). Ушбу комплекснинг ички тузилиши жинсларнинг таркиби, структуравий хусусиятлари, кимёвий таркиби билан белгиланади.

Габброид комплекслар ҳам мураккаб ички тузилишга эга. Бу комплекснинг пастки қисмида дунитлар, перидотитлар, пироксенитлар бир-бири билан қатламланган ҳолда учрайди. Габбролар ҳам бу қисмда „қатламланган“ кўринишда бўлади. Габброид комплексининг юқори қисмида ушбу „қатламланиш“ жараёнлари йўқолиб, яхлит габбролар устун бўлади. Геохимик жиҳатдан бу комплексда Cr, Ni, Co, Ti, V, Sc миқдори анча юқори бўлади.

Дайка комплекслари бир-бирига параллел жойлашган дайкалар, силлар, ёрма интрузиялардан иборат ва габбролардан юқорида жойлашган базальт қопламаларининг магма билан тўйинтириб борувчи каналлар вазифасини бажаради. Асосан, долерит, габбро, габбро-диабаз ва диабазлардан иборат. Улар билан бир қаторда, пикритлар, гранофирлар, гранит-порфирлар учраши мумкин.

Базальт комплекси офиолитларнинг яқунловчи қисми ҳисобланади ва хилма-хил базальтлар шарсимон лавалардан иборат. Бу жинслар, дайкалар каби, толеит сериясига мансуб, уларнинг таркибида $Na_2O > K_2O$ бор.

10.2.2. Ороллар ёйи магматик формациялари

Ороллар ёйлари вазиятида бир қатор янги формациялар шаклланади. Габбро-диорит-гранодиорит-гранитли, габбро-диорит-плагиогранитли формациялар шулар жумласидандир. Бу формацияларни ўрганишда Т.И.Фролова, Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер каби олимларнинг хизмати катта аҳамиятга эга.

Ороллар ёйлари геодинамик вазиятида ҳосил бўлган магматик жинслар таркибан узлуксиз, бир-бири билан боғлиқ бўлган, дифференциация жараёнлари ривожланган қаторлар ташкил қилади (базальт-андезит-дацит-риолит формация). Бу турдаги формацияларнинг мавжудлиги, улардаги кенг тарқалган „порфир“ тузилиш, порфир ажралмаларининг катта миқдори ва бошқа шу каби хусусиятлар ороллар ёйлари Ер қобиғида бир қатор оралиқ магматик ўчоқлар мавжудлигини исботлаб беради.

Кимёвий таркиб жиҳатдан орол ёйларидаги жинслар толеит ва ишқор-оҳак жинслар ўртасида туради. Аммо ороллар ёйлари ривожланган сари оҳак-ишқор турдаги жинслар

кўпайиб боради. Бундан ташқари, барча магматик жинслар учун натрийнинг калий устидан бирмунча устунлиги кузатилади ва формациялар таркибида вақт ўтган сари плагириолитлар, кератофирлар, альбитофирлар ҳажмининг ошиб бориши ушбу хусусият билан боғлиқ.

Базальт-андезитли формация деярли барча бурмаланган ўлкаларда ривожланган (Урал, Тяньшан, Кавказ). Бу формация таркибини, асосан, Na-базальтлар, андезитобазальтлар ва андезитлар ташкил қилади. Таркибнинг катта қисмини пирокластик жинслар (турбидитлар, туфлар, туфобрекчиялар) ташкил қилади. Бу пирокластик маҳсулот сув ҳавзаларида ҳосил бўлгани учун ниҳоятда яхши тузилган қатлам ва қатламчаларга эга. Вулқон жараёнларининг тури, ҳосилаларнинг таркиби формациянинг энсиматик ороллар ёйларига мансублигини кўрсатади.

Плагиогранит-плагиориолит формация тоналит, трондьемит, плагиогранит ва плагиориолитлардан иборат бўлиб, ороллар ёйида унча кенг тарқалмаган. Океан қобиғининг қитъа қобиғига айланиш жараёнида биринчи марта пайдо бўлган нордон жинслар. Шунинг учун ҳам улар кенг тарқалган. Бу жинсларнинг минералогик таркиби қуйидагича: $Pl(An_{45-25})$, Q, Px, Hrb, Bt. Калийли дала шпати деярли учрамайди. Кимёвий жиҳатдан бу жинслар таркибида натрий етакчи аҳамиятга эга, глинозем ва темирнинг аҳамияти анча чекланган. Олимларнинг фикрича, ороллар ёйидаги нордон вулканик жинслар эклогит ва амфиболитларнинг эриши натижасида ҳосил бўлади. Бу фикр нордон жинсларнинг таркибидаги Rb тарқалиши (≤ 20 г/т), Sr^{87}/Sr^{86} изотопларнинг нисбати (0,7035) билан исботланади.

Базальт-риолитли формация океаник ривожланишнинг яқунловчи контраст формациялар қаторига киради. Бу формациянинг хусусияти шундаки, унинг таркибида айни бир вақтда „афир“ ва „порфир“ тузилишидаги жинслар мавжуд ва уларнинг ҳосил бўлиши магматик ўчоқлардаги ликтация жараёнлари билан боғлиқ.

Габбро-гранит формациялар ороллар ёйларида кенг тарқалган бўлиб, уларнинг шаклланишини яқунлайди ва Ер қобиғи тўла қитъа турига ўтиб бўлганидан далолат беради. Улар таркибидаги асосли (габбролар) ва нордон (гранитлар) жинслар орасидаги ирсий бирлик бир қатор геохимик, изотоп усуллар билан исботланган. Ушбу формациянинг таркиби алоҳида диққатга молик. Формация таркибидаги габброидлар бир неча турга бўлинади: габброноритлар, оливинли габбролар, кварцли габбролар шулар жумласидандир. Габброларнинг ксенолитлари улардан кейин шаклландиган барча жинсларда учрайди. Диоритлар интрузив массивларнинг катта майдонларини эгаллайди. Улар гипидиоморф тузилишга эга, зонал плагиоклаз, биотит ва амфиболдан ташкил топган, гоҳо моноклин ва ромбик пироксен учраши мумкин. Гранитлар бу формациянинг асосий қисмини ташкил қилади ва Q, Pl, Kfш, Bt, Amf дан иборат. Формациянинг бир қатор ўзига хос хусусиятлари мавжуд. Биринчи навбатда, улар таркибидаги габброларнинг толеит петрохимик серияга мансублигига аҳамият бериш зарур, аммо улар таркибидаги Rb ва Sr миқдори уларни океан толеитлари эмас, балки платформадаги толеитларга яқинлаштиради.

Улар таркибидаги CaO , MgO , Fe_2O_3 , FeO миқдори ва нисбатлар формациядаги барча жинслар бир-бирига анча яқин бўлгани учун, улар ягона манбадан кристаллизация дифференциация натижасида ҳосил бўлган. Габброидлардан гранитларгача петрохимик коэффициентларнинг аста-секин ўзгариб бориши ушбу формация ягона эволюцион тизим эканлигини кўрсатади. Унинг келиб чиқиши мантиядан бошланиб, Ер қобиғи ичидаги оралиқ магматик ўчоқларда шаклланади. Эриган магма таркиби юқорига ўтиб борган сари ўз ҳароратини пасайтирган, таркибини SiO_2 ва K_2O , Na_2O билан бойитган ва пировардида нордон жинслар ҳосил қилган. Шу нуқтаи назардан уларнинг таркибида гибрид (аралашган) жинслар кўп.

10.2.3. Коллизия шароитидаги магматик формациялар

Плиталар ўзаро бевосита тўқнашув даврида магматик жараёнлар кам учрайди ёки умуман пайдо бўлмайди. Магматизм бу даврда тўқнашувга нисбатан кечиккан ҳолда пайдо бўлади. Шунинг учун тўқнашув ўлкаларида кенг тарқалган магматик маҳсулотлар содир бўлган тектоник воқеаларга нисбатан кейин пайдо бўлиб, „бурмалардан сўнг ҳосил бўлганлар“ сирасига киради. Умуман олганда, коллизия жараёнлари билан боғлиқ бўлган магматик жараёнларни икки йирик гуруҳга ажратадилар. Биринчиси қадимги бекилган ёки бекилаётган океан ҳавзаларидаги магматизм ва гранитоидлар, иккинчиси—субдукция ҳудудларининг устидаги магматик жараёнлар.

Биринчи турдаги коллизия магматик жараёнлар натижасида жуда катта ҳажмдаги гранитоид плутонлар пайдо бўлади (ўнлаб минг км²), аммо ҳосил бўлган магма ер юзасига чиқмайди, яъни гранитоидларга таркибан муқобил вулканик формациялар учрамайди.

Субдукцион магматизм натижасида нафақат йирик гранит, монционит плутонлар, балки жуда катта ҳажмдаги вулканик формациялар ҳам ҳосил бўлади ва улар ўз муқобиллари билан бирга алоҳида вулкано-плутоник формациялар ташкил қиладилар (Е. К. Устиев, 1960, 1962).

Бу ҳодиса петрологияда анчадан бери маълум (Андерсон, Кеннеди, 1936; Ферштатер, 1963; Долимов, 1965). Бу икки турдаги магматик формациялар бир-биридан жуда кескин фарқ қилади. Масалан, коллизия гранитлар ернинг анча катта чуқурлигида (абиссал, мезоабиссал фациялар шароитида) ҳосил бўлади. Улар кўпинча автохтон хусусиятга эга ва ҳосил бўлган жойидан узоққа силжимади ва таркиби атроф-муҳитдаги жинслар таркибига мос ($R=0,7-0,9$). Аксинча, субдукция зоналарининг юқорисида ҳосил бўлган гранитлар, монционитлар ернинг юқори қисмида (гипабиссал фация шароитида) шаклланади ва ўзининг бир қатор вулканик муқобилларини яратади.

Хулоса қилиб айтганда, коллизия магматитлар (хусусан, гранитоидлар) ҳозирги вақтда S-гранитлар номи билан маълум, субдукцион гранитлар эса — J-гранитлар номи оланган (Уайт, Чаппель, 1980).

Коллизия магматизм маҳсулотлари орасида диорит-гранодиорит-гранит ва гранит-лейкогранитли формациялар кенг тарқалган.

Диорит-гранодиорит-гранит формацияси бурмаланиш жараёнларидан сўнг ҳосил бўлади ва, ўз навбатида, жуда катта майдонларни эгаллайди. Шунинг учун ҳам улар атроф бурмаланган жинсларни ёриб чиқади. Ҳосил бўлган йирик гранит плутонларнинг „қалинлиги“ геофизик тадқиқотларга қараганда 6—8 кмдан 8—10 кмгача етади. Улардаги жинсларнинг шаклланиши гомодром (асослилардан нордонларга қараб) кетма-кетликда содир бўлади: Y_1 — габбро, габбро-диоритлар; Y_2 — диоритлар, кварцли диоритлар; Y_3 — гранодиоритлар, адамеллитлар; Y_4 — гранитлар, лейкогранитлар, адамеллитлар. Формация ҳажмини, асосан, гранодиоритлар ташкил қилади. Юқорида кўрсатилган жинслар абиссал ва мезоабиссал фация шароитида шаклландилар (Долимов, Айзенштат, 1972). Формация таркибига кирувчи массивлар кўпинча ҳосил бўлган жойидан (сатҳидан) узоқ масофага кўтарилмайди. Буни гранит массивларининг ичидаги ксенолит бўлақларининг кўплиги, уларнинг таркиби билан гранитлар хусусиятларини уйғунлашиб кетгани исботлайди.

Таркиб жиҳатдан бу формация маҳсулотлари мумтоз оҳак-ишқор петрохимик турга мансуб. Унинг энг асосий қисми гранодиоритлар, паст ҳароратли дала шпатларидан, амфибол, биотит ва кварцдан иборат. Ниҳоят, формация ҳосил бўлишида дифференциация жараёнлари асосий аҳамиятга эга.

Гранит-лейкогранит формация ҳам коллизия ўлкаларида кенг тарқалган. Улар юқорида кўрсатилган формациядан сўнг ҳосил бўлади.

Кўпчилик бурмаланган ўлкаларида (Помир, Кавказ, Сихотэ-Алинь, Тяньшан) бу формация кичик (ўн ёки юз км²) плутонлар, штоклар, лакколлитлар ҳосил қилади ва кескин аллохон характерга эга. Формациянинг таркибида лейкократ гранитлар асосий аҳамиятга эга ва асл аляскитлар кам учрайди ёки умуман ҳосил бўлмайди.

Субдукция зоналарининг устидаги ҳудудлар магматик жараёнлари бевосита плиталар тўқнашуви билан боғлиқ ва таркибан анча хилма-хил формациялар ҳосил қилади. Аввал кўрсатганимиздек, магматизмнинг бу тури вулканик ва плутоник жинсларнинг ўзаро алоқадорлиги билан белгиланади ва бир қатор вулкано-плутоник формациялар ташкил қилади. Шундай ҳудудларнинг мумтоз мисолларидан бири — юқори палеозойдаги Чотқол-Қурама зонасидир. Биз шу ҳудуднинг формацияларини таърифлаймиз.

Трахибазальт-трахит формацияси (C_1) трахибазальтлардан, трахитлардан ташкил топган. Бу жинслар оҳактош, конгломерат ва бошқа молласоидлар билан бирга учрайди. Формациянинг таркибида трахибазальтлар асосий ўрин эгаллайди, андезитлар, трахитлар эса гоҳ учраб туради. Бу формация шаклландан сўнг, қисқа вақт ичида ($C.v$) уларнинг муқобили габбро-монционит-сиенитлар формацияси ҳосил бўлади (Текеш ва Олмалик массивлари). Уларнинг таркибида габбролар, эссекситлар, монционитлар ривожланган (Долимов, 1981). Кимёвий таркибида K_2O кўп. Формация Si , Mo , Au га ихтисослашган ва буни Олмалик конларида кўриш мумкин.

Трахибазальт-трахандезит-дацит формацияси қитъаларнинг фаол чеккаларида кенг тарқалган. Тектоник жиҳатдан ҳудудлардаги тоғҳосил қилувчи босқичда пайдо бўлган

гумбазларнинг марказидаги рифтларда, грабенларда ва ҳалқасимон депрессияларда учрайди. Вулканик жараён жуда кучли эксплозиялар билан кўпчиликни ташкил қилади. Вулканик жараёнлар ривожланишининг умумий қонуниятини аввал эксплозиялар (портлаш билан боғлиқ бўлган туф ва ҳар хил пирокластларнинг пайдо бўлиши) сўнгра экструзиялар шаклланиши билан белгиланади.

Формация таркиб жиҳатдан трахибазальтлар, трахиандезитлар, автомагматик брекчиялардан иборат бўлиб, унинг таркибида андезит ва андезитодацитлар асосий ролни ўйнайди. Магматитларнинг бу хусусияти жинс ҳосил қилувчи магмаларнинг O_2 га бой эканлигидан далолат беради. Кимёвий жиҳатдан формация жинслари юқори ишқорли оҳак-ишқор серияга мансуб ва уларнинг таркибида $K_2O > Na_2O, Fe_2O_3 > FeO$ бор.

Габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранит формацияси юқорида кўрсатилган формациялар билан узвий равишда боғлиқ. Бу ўзаро алоқадорлик икки формациянинг ёшида (C_2), таркибида, геохимик хусусиятларида яққол кўзга ташланадики, баъзи бир мутахассислар улар бир вақтда ҳосил бўлган деб тахмин қилишган (Ф. Ражабов, 1962). Интрузив жинслар йирик, гиждасимон лакколлитлар ҳосил қилади. Уларнинг орасида илгари тахмин қилинган „батолит“лар йўқ. Бу массивлар ер юзасига анча яқин чуқурлик (2—4 км) гипабиссал шароитда ҳосил бўлган (Долимов, 1972). Формациялар таркибидаги жинсларнинг генетик алоқадорлиги қуйидагилар билан исботланади: а) уларнинг мутлақ ёши (310—316 млн.й.); б) улар тектоник жиҳатдан бир хил тузилмалар, ёриқлар билан боғлиқ (грабенлар, горстлар, гумбазлар); в) жинслар таркиби деярли бир хил.

Трахирнолит-лейкогранит формацияси фаол чеккалардаги магматик жараёнларни яқунловчи формациялар сирасига киради. Тектоник жиҳатдан бу формация ҳалқасимон депрессия, рифтлар билан боғлиқ. Вулканик жараён Ер қобиғининг юқори қисмида содир бўлади ва ниҳоятда кучли эксплозиялар билан белгиланади. Баъзи ҳисобларга қараганда ер юзасига 7—8 км³ вулканик маҳсулот чиқариб ташланади. Натижада оралиқ магматик ўчоқлар бўшаб қолиб, гравитацион ўпирилишларга олиб келади.

Формациянинг таркиби анча оддий ва қуйидаги жинслардан иборат. Эксплозив фацияда: туфлар, игнимбритлар, туфобрекчия ва айломератлар; экструзив ва субвулканик фацияда: риолитлар, гранит-порфирлар, сферолитлар, сферолит-порфирлар; гипабиссал фацияда: гранит-порфирлар, граносиенитлар, лейкократ гранитлар.

10.2-жадвал

Плюм ва спрединг ҳудудлари базальтларнинг таркиби
(Л.В.Дмитриев бўйича, 2003)

Компонентлар	СОХ базальтлари		Плюмлар ассоциацияси						Спрединг ҳудудлари базальтлари					
	1		3						3					
			TOP-1		TOP-K		TOP-Fe		TOP-2		TOP-Na		TOP-Fe (Ti)	
	X	δ	X	δ	X	δ	X	δ	X	δ	X	δ	X	δ
SiO ₂	50,86	0,81	50,97	0,94	50,28	1,09	55,36	3,03	50,80	0,72	50,67	0,83	52,68	3,21
TiO ₂	1,54	0,43	1,28	0,35	1,57	0,32	1,96	0,58	1,69	0,40	1,61	0,23	2,84	0,67
Al ₂ O ₃	15,21	1,01	15,23	1,01	16,38	0,79	13,38	1,26	15,20	1,02	16,14	0,84	12,83	1,75
FeO	10,26	1,43	10,17	1,47	8,60	1,34	13,91	2,15	10,31	1,41	9,22	0,81	14,78	2,27
MgO	7,50	0,89	7,72	0,95	7,69	0,57	3,57	1,16	7,38	0,84	7,65	0,48	4,22	1,12
VaO	11,65	0,82	12,02	0,85	11,73	1,59	8,16	1,18	11,45	0,73	11,00	0,83	8,71	1,20
Na ₂ O	2,66	0,42	2,38	0,32	2,64	0,48	2,85	0,37	2,86	0,32	3,40	0,20	3,22	0,54
K ₂ O	0,19	0,20	0,22	0,28	0,87	0,53	0,49	0,26	0,17	0,14	0,18	0,06	0,38	0,26
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,12	0,09	0,23	0,14	0,31	0,21	0,15	0,08	0,13	0,09	0,33	0,15
K ₂ O/TiO ₂	0,12	0,13	0,16	0,19	0,57	0,40	0,38	0,20	0,10	0,07	0,11	0,04	0,60	0,09
Кора, км	7,65	3,04	8,77	1,59	8,16	1,93	13,10	2,17	6,95	1,47	3,34	1,81	10,93	2,38
N	17812		5812		216		184		10834		325		441	

N — анализлар миқдори

Плитаччи магматик жинсларнинг таркиби

Элементлар	Магматизм даврлари										
	кайнозой			мезозой			юқори палеозой				
1	2			3			4				
	KZ ₁ [*] , (Ю-Б)**	KZ ₂ [*] , (Ю-Х)	KZ ₁ (3-3)	K ₂ , (Ю-Х, 3-3)	K ₁ , (Ю-Х, 3-3)	J ₃ -K ₁ , (Ю-Х, 3-3)	MZ ₁ (БМ- Заб)	P ₂ (С-М)	P ₁₋₂ (Г-А)	C ₃ -P ₁	C ₃ -P ₁ (У-В)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	8,1	9,5	10,6	14,6	32,4	32,5	20,6	27,0	17,3	16,3	24,5
Be	2,2	2,1	3,0	3,3	3,7	3,5	2,6	2,1	1,2	1,5	1,7
Se	16	16	22	17	14	16	18	5	7	11	22
Ti	13928	12913	17592	10137	9532	9835	11552	10966	9816	7795	8167
P	2663	3012	3580	4169	5589	4879	3515	3197	2471	2333	2792
Cr	150	171	230	103	74	88	78	107	115	96	96
Co	45	40	58	33	29	31	29	34	32	24	42
Ni	119	92	197	67	50	58	44	59	69	60	100
Cu	37	31	74	43	37	40	25	30			40
Zn	121	122	136	133	139	136	111	191			98
Ga	22	22	26	20	29	25	20	19	15	15	20
Rb	21	30	35	34	55	44	36	41	29	23	32
Sr	731	857	915	1106	1415	1260	762	559	660	612	1030
Y	20	18	26	25	24	25	33	29	25	20	19
Zr	201	218	279	228	299	263	246	236	235	160	94
Nb	45	45	73	37	30	33	15	15	17	9	9
Ca	0,2	0,5	0,5	1,1	1,7	1,4	1,4	3,9	2,2	1,5	1,3
K	15600	22487	12032	17679	27134	22407	17959	15525	14364	14719	13739
Ba	354	593	558	1034	1360	1197	769	958	694	491	798
La	26,3	30,9	47,5	55,7	68,1	61,9	35,7	29,9	20,8	18,9	23,4
Ce	54,3	63,5	100,9	110,2	134,2	122,2	81,1	67,5	43,0	42,9	53,6
Pr	6,8	7,8	11,7	14,3	16,2	15,2	10,4	8,7	4,8	4,9	6,5
Nd	28,6	34,6	46,8	50,2	60,9	55,5	42,6	38,1	23,8	24,2	28,5
Sm	6,3	8,0	9,2	9,2	10,2	9,7	8,5	7,9	5,8	5,3	5,6
Eu	2,0	2,2	2,8	2,7	2,8	2,7	2,3	2,4	1,7	1,6	1,8
Cd	6,0	6,1	8,6	7,5	8,0	7,8	7,8	6,2	5,4	4,1	5,0
Tb	0,9	0,8	1,1	1,0	1,0	1,0	1,2	1,0	0,9	0,7	0,7
Dy	4,4	3,8	5,6	5,1	4,8	5,0	6,4	5,2	4,8	3,6	3,7
Ho	0,8	0,7	0,9	0,9	0,8	0,9	1,3	1,0	0,9	0,7	0,7
Er	1,9	1,7	2,3	2,4	2,2	2,3	3,4	2,9	2,6	2,0	1,9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Tm	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3
Yb	1,3	1,2	1,7	2,0	1,8	1,9	3,0	2,5	2,7	2,2	1,8
Lu	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,3	0,2
Hf	4,4	4,6	5,7	5,7	7,1	6,4	5,9	4,3	4,9	3,8	2,0
Ta	2,4	2,4	3,7	1,9	1,3	1,6	0,8	0,5	0,6	0,5	0,4
Pb	2,5	4,2	3,7	10,3	15,8	13,0	10,3	8,9	9,7	6,1	6,0
Th	2,6	4,3	6,1	3,5	4,3	3,9	3,1	1,7	2,0	1,9	3,0
U	0,7	1,2	1,2	1,3	1,2	1,3	1,1	0,7	0,6	0,7	0,6
(La/Yb)OIB	1,10	1,51	1,63	1,62	2,20	1,89	0,70	0,70	0,44	0,50	0,71

			қуйи палеозой				венд-кембрий		юқори рифей		
PZ ₃ (ЦАСП)	P ₂ T ₁ , трапплар	PZ ₂ ,офи- олитлар ВЗ	D (А-С)	PZ _{1,2} , (А-С)	PZ ₂ (Вил)	PZ ₁ (А-С)	юқори – Ті офи- литлар (ОЗ)	юқори – Ті офи- литлар (ВЗ)	дайка- лар (Шж)	дайка- лар, Франк- лин серияси	
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
20,2	9,0		22,0	22,6	15,4	7,4	12,2			13,6	
1,6	1,3		2,8	3,0	1,1	1,1					
8	34	35,5	25,2	25,9	30,2	25,7	27,2	46,5	27,5		
6526	9712	16080	15085	16533	12793	14069	13130	14340	4620	8160	
2667	1300	8055	2536	2381,0	1477	1650	1324	1223	607	742	
106	150	81,0	55,7	48,1	64,4	25,3	34,3	148,8	452,1		
30	40	29,0	39,8	37,6	41,0	36,8	40,0	39,3	61,2		
63	100	40,0	68,2	51,1	39,7	27,1	17,6	44,2	207,7		
30	85		68	62,2	103,6	53	61				
91	100		253	310,6	67,0	103	103				
16,			27	27,0	18,9	18	20				
31	28	37	19	22,8	212	21	8	17	9	13	
710	360	330	540	517,9	361,4	618	440	258	143	216	
24	27	48	31	40,5	30,7	25	34	40	16		
210	205	295	229	302,8	205,5	73	148	165	33	95	
14	16	32	22	24,1	24,5	17	7	12	3	6	
2,5			0,3	0,3	0,3	0,9	0,3				
14869	11954	19749	12503	11826,5	8593,0	9000	7183	6970	3532	4705	

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
715	455	507	546	531,0	241,8	367	303	81	113	130
23,2	22,0	31,5	27,6	30,6	34,1	20,8	14,6	10,9	5,8	6,3
51,1	49,0	62,0	59,0	70,4	71,2	46,1	34,0	23,6	12,0	15,9
6,1	6,5		9,1	9,4	8,2	6,1	4,3		1,6	
28,7	25,1	31,5	33,6	39,3	32,8	26,7	23,4	17,9	6,8	10,8
6,3	5,8	8,6	8,7	9,7	6,9	5,8	5,9	6,1	1,7	3,3
1,9	1,7	2,5	2,6	2,9	2,0	1,8	1,9	1,8	0,6	1,3
5,2	5,7	5,9	7,6	9,1	6,8	5,4	6,7	7,4	2,1	
0,9	0,9	1,0	1,2	1,4	1,1	0,9	1,0	1,3	0,4	0,7
4,5	6,1		7,3	7,5	6,1	4,6	6,3		2,5	
9,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,2	0,9	1,2	1,9	0,6	
2,5	3,2		3,8	3,9	3,2	2,4	3,4		1,8	
0,4	0,4	0,7	0,6	0,6	0,5	0,3	0,5	0,7	0,3	
4,3	4,0	7,9	5,8	6,9	5,1	1,8	3,9	4,4	1,0	2,1
0,5		1,9	1,8	1,5	1,4	0,9	0,5	0,7	0,4	
8,2	6,4	8,5	34,6	37,7	0,9	6,5	2,0	8,5	2,3	1,6
1,9	2,8	5,3	3,1	4,6	2,3	1,8	1,5	1,5	0,4	1,1
0,7	0,8	1,8	1,1	1,2	0,7	0,5	0,4	0,7	0,1	0,2
0,55	0,46	0,42	0,54	0,47	0,72	0,77	0,23	0,49	0,18	0,17

*Мутлақ ва нисбий ёш.

**Магматик ҳудудлар: Ж-Б - Жанубий-Байкал, Ж-Х - Жанубий-Хангай, ФБ — Фарбий Байкалорти, ШМ-Б — Шарқий Монголия-Байкалорти, Ш-М — Шимолий Монголия, Г-О — Гоби-Олтой, Г-Т — Гоби-Тяньшан, У-В — Удино-Витим, трапплар — Сибирь трапплари, ШЗ — Шарқий Байкалорти, О-С — Олтой-Саян, ВИЛ — Вилюй, ОЗ — Озерная зоналар, Шж — Шарижайгал.

10.3. Чўкинди формациялар

10.3.1. Формацияларни таснифлаш тамойиллари ва ажратиш услублари

Чўкинди формациялар бошқа формациялардан ҳосил бўлиш усули билан ажралиб туради. Уларни ажратишда ягона, барча тадқиқотчилар қабул қилган тамойиллар ишлаб чиқилмаган. Бунинг сабаби, биринчи навбатда, чўкиндилар таркибининг ниҳоятда мураккаблиги ва ўзгарувчанлигидадир. Шунинг ҳам айтиш керакки, бу соҳада, асосан, икки йўналиш мавжуд.

Биринчи йўналиш чўкинди жинсларнинг формацияси — бу бир-бири билан у ёки бу ҳудудда учрайдиган, ўзаро унча алоқадор бўлмаган жинслар, қатламлар мажмуидир. Н. М. Страховнинг фикрича, бу йўналиш кўп самара бера олмайди. Иккинчи йўналиш тарафдорлари фикрича, чўкинди формациялар — бу бир-бири билан ирсий равишда (генетик) боғланган жинслар мажмуидир. Уларнинг таркиби, келиб чиқиши, ҳосил бўлиш шароитлари деярли бир хил, бир мезонга боғлиқ (масалан, океанлардаги чуқур новлардаги

жинслар). Юқоридагилардан келиб чиқиб чўкинди формацияларни таснифлаганда бир неча хил услублардан фойдаланилади: палеогеографик (гумид, арид шароитлар), тектоник, геодинамик услублар.

Чўкинди формацияларнинг петрографик таркиби формацияларни ажратишда жуда катта аҳамиятга эга. Умуман олганда чўкинди жинсларнинг таркиби уч қисмдан, яъни кимёвий, биоген ва терриген йўл билан пайдо бўлган ҳосилалардан иборат. Ҳақиқадан ҳам, чўкинди тўпланиш жараёнини динамик, геохимик ва биоген услублар ташкил қилади. Бу жараёнларнинг катта-кичиклиги, ўзаро миқдорий муносабатлари чўкиндиларнинг таркибини мураккаблаштиради. Литология ва жинсларнинг таркибига асосланиб якка жинсли формациялар ажратиш амалиёти анча кенг тарқалган (масалан, терриген, эвапорит, карбонат формацияларни олайлик). Буларнинг бир нечаси динамик жараёнлар ва механик дифференциация билан, эвапорит формациялари — кимёвий дифференциация ва ҳар хил карбонат, силицит формациялар — биоген жараёнлар билан боғлиқ. Аммо формацияларнинг табиатда тарқалишида бу жараёнлар бир-бирига жуда катта таъсир кўрсатади, гоҳо аралашиб кетади. Шунинг учун табиатда биз терриген-карбонат, карбонат-силицит, пелит-силицит кесмаларини кузатамиз. Бундай муносабатлар ушбу жинсларнинг ягона ландшафт вазиятида келиб чиққанидан далolat беради. Масалан, терриген формацияларни пайдо бўлиши, уларнинг ички тузилишини шаклланиши, биринчи навбатда, динамик, механик жараёнлар билан боғлиқ, аммо улардаги маъданларнинг пайдо бўлиши, аутиген минералларнинг тарқалиши — биоген ва кимёвий дифференциация жараёнларига бориб тақалади.

Формацияларнинг петрографик таркиби бевосита қадимги иқлимий шароит билан ҳам боғлиқдир. Бу, айниқса, гумид, континентал иқлимдаги саёз сув ҳавзаларидаги чўкиндиларнинг шаклланишида яққол кўринади. Гумид формациялар ландшафтнинг юқори самарадорлиги билан белгиланади ва шу сабабдан углеводородларнинг йиғилишига олиб келади.

Арид ландшафт шароитида, аксинча, биологик самарадорлик жуда паст, буғланиш жараёнлари устун бўлгани учун қизил рангли формациялар шаклланади.

Ўтмишда океан ҳудудларида чўкинди тўпланиш жараёнлари ҳам ўзига хос хусусиятларга эга. Масалан, улар ҳудудида ҳосил бўладиган карбонат, фораминифер-кокколитофорид формациялари шулар қаторидандир.

Чўкинди формацияларни ўрганишда уларнинг латерал (бўйлама) қаторларини ўрганиш, ўтмиш геодинамик вазиятларни тиклаш асосий ўрин эгаллайди. Маълумки, бир давр ичида у ёки бу ҳудудда ландшафтларнинг ўзаро алақадор турлари мавжуд (океан ҳавзаси, унинг қирғоқлари, тоғлар, текисликлар, кўллар). Уларнинг ҳар бирида чўкинди жинслар ҳосил бўлади ва бу жинсларнинг мажмуаси — формациялар ташкил топади (карбонат-терриген-фосфат ва ҳоказо). Ана шу бир давр ичида, аммо ҳар хил вазият ва ландшафтда ҳосил бўлган формацияларнинг йиғиндиси уларнинг латерал қатори дейилади.

Формацион ва латерал кетма-кетликни ўрганиш формациялар кесмаларини таққослаш йўли билан олиб борилади. Табиийки, бундай қиёслашда бир формацияни иккинчиси билан алмашувида тегишли чўкинди ҳосил қилиш шароити ҳам ўзгаради. Ҳар бир геодинамик вазиятнинг ўзига хос формациялари ва қаторлари бор.

Формацияларни ажратиш тамойиллари. Чўкинди формацияларни ажратишда бир қатор мураккаб масалалар борки, уларни ечмасдан туриб формацияларни ажратиш мумкин эмас. Чўкиндиларнинг ҳосил бўлишида, юқорида айтганимиздек, иқлим, ландшафт, тектоник вазият ва бошқа бир қатор геологик жараёнлар ўз таъсирини кўрсатади. Маълум маънода чўкинди жинс шу омилларни ўзида мужассамлаштирган ҳосила ҳисобланади ва уларни бир-бирдан ажратиш жуда мушкул масалалардандир. Иккинчидан, формацияларни белгилашдан аввал, уларни ташкил қилган геологик жисмлар (қатламлар, свиталар, сериялар) ни белгилаш, ажратиш керак бўлади. Мана шу қийинчиликларни назарда тутиб, формацияларни ажратишдаги тамойилларни кўриб чиқишга ҳаракат қиламиз. Шуни ҳам алоҳида таъкидлаб ўтиш керакки, ҳар қандай формация — бу геологик жисм бўлиб, уни ўзига хос хусусиятлари мавжуд (петрографик таркиби, жинсларнинг бир-бири билан нисбати ва муносабатлари, органик қолдиқларнинг мавжудлиги, тури ва ҳоказо). Формация ҳудуднинг ривожланишидаги маълум босқичда, маълум тектоник, палеогеографик вазиятида пайдо бўлади ва шу сабабдан бир вақтнинг ўзида турли жараёнлар таъсирини бошидан кечиради.

Биринчи навбатда, формацияларнинг петрографик таркиби катта аҳамиятга эга. Маълумки, таркибнинг хусусиятларига иқлим катта таъсир кўрсатади. Масалан, гумид иқлим шароитида ҳосил бўлган чўкинди формациялар биологик сермаҳсул бўлгани учун, углеводородлар йиғиндиларининг мавжудлиги билан ажралиб туради. Буни нафақат

жинсларнинг таркибида, балки уларни ташкил қилган минералларда ҳам кўриш мумкин. Арид иқлим ва ландшафтларда пайдо бўлган чўкиндилар эса биологик самарадорлиги паст бўлгани сабабли, қизғиш ётқизиқлар устунлиги билан ажралиб туради. Бу жараёнда буғланиш жараёнларининг кенг тарқалганлиги, биологик самарадорликнинг пастлиги бундай ётқизиқларнинг ўзига хос хусусиятларини кўрсатади ва уларда кўпроқ карбонатлар ҳосил бўлади.

Иккинчидан, формацияларни ажратишда уларни ҳудуд ривожланишидаги маълум босқич билан боғлаш, ҳудуднинг тарихидаги йирик воқеалар ва ҳодисалар билан бирга таҳлил қилиш катта аҳамиятга эга. Масалан, у ёки бу ҳудудда тоғ ҳосил бўлиши жараёнлари кузатилса, формациялар таркибида терриген ётқизиқлар кўпайиб боради ва уларнинг миқдори (қалинлиги), кетма-кетлиги, турлари орогенез жараёнларининг шиддатидан далолат беради. Кузатилаётган ва таҳлил қилинаётган чўкиндилар кесамаларида дағал, бўлак қатламларнинг кўплиги, қалинлиги тоғ ҳосил бўлиш жараёни тезлигидан дарак беради. Текисликларда эса бу ётқизиқлар майда бўлакли, сараланган аллювиал ётқизиқлар билан аста-секин ўрин алмашади.

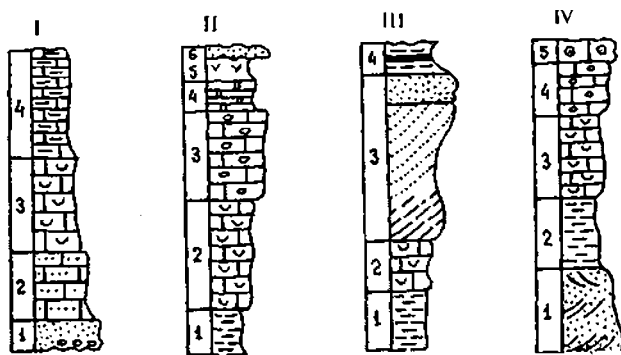
Учинчидан, формацияларни ажратишда уларнинг литологияси ва ҳосил бўлиш жараёнлари алоҳида ўрин эгаллайди, айниқса, формациянинг чегараларини белгилаш муҳимдир. Чўкиндилардаги геологик жисмларнинг чегаралари уч хил турга бўлиниши мумкин: эрозион, транзит ва фашиал. Эрозион чегаралар дастлаб йиғилган чўкиндиларнинг нураши, парчаланиши натижасида ҳосил бўлади ва чўкинди тўплаш шароитини ўзгарганидан далолат беради. Транзит чегаралар чўкиндилар ҳосил бўлиш даврида пайдо бўлади. Гоҳо уларни мос чегаралар ҳам деб юритадилар. Чўкинди ҳосил бўлиш пайтида улар билан боғлиқ бўлган шароит ўзгарса, фашиал турдаги чегаралар пайдо бўлади. Юқоридагилардан келиб чиққан ҳолда, формациялар жинс ҳосил бўлиш шароитини кўрсатувчи омил десак тўғри бўлади.

Чўкинди жинслар таркибини таҳлил қилиш улар ташкил қилган қатламларнинг қонуний равишда бир неча марта қайтарилишини кўрсатади.

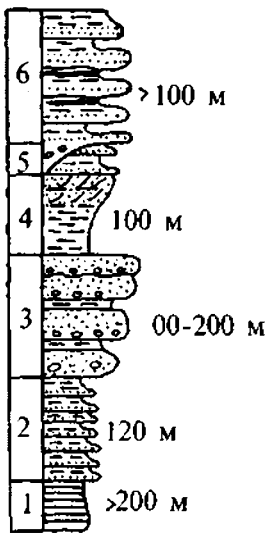
Бундай қатламларнинг доимий равишда қайтарилиши шу даражада кўп учрайдики, мутахассислар уни махсус атамалар билан номлашни лозим топганлар. Гап „циклитлар“ ёки „ритмитлар“ устида бораёпти. Тоғ жинслари кесмаларида қатламларнинг бир неча марта қайтарилиши „цикл“ ёки „ритм“ номи билан маълум. Мисол сифатида флиш, аллювиал, саёз сув ҳавзаларидаги жинслар ва қатламлардаги қайтаришларни кўрсатишимиз мумкин. Масалан, трансгрессив қатламлар мажмуасида дағал терриген ётқизиқлар, майда терригенлар ва гиллар билан ўрин алмашади. Карбонат, оҳақтошли кесмаларда детрит оҳақтошлари пелитоморф оҳақтошлар билан, улар, ўз навбатида, мергелли жинслар билан ўрин алмашади. Қайтарилган тарзда тузилган қатламлар йиғиндиси «циклитлар» ёки „циклотемалар“ деб аталади (10.6- расм).

Формацияларнинг вертикал ва латерал қаторлари

Чўкинди жинслар, қатламлар ва формациялар бир-бири билан вертикал ва латерал (бўйлама) йўналишда боғлиқ ва бу алоқалар геодинамик вазиятга, иқлим шароитига бориб тақалади. Формацияларнинг латерал кетма-кетлиги бир давр ичида геодинамик ва палеографик вазиятларни ўзгаришини кўрсатади. Чўкиндилар таркибининг бир давр ичида ўзгариб бориши чўкинди ҳавзасига келаётган маҳсулотнинг миқдори ва таркибига боғлиқ. Ушбу сабаблар ва омиллар ичида геодинамик жараён жуда муҳим аҳамиятга эга. Маълумки,



10.6- расм. Кесмаларнинг трансгрессив ва регрессив тузилиши (JFLWilson): I — кесмаларнинг трансгрессив тури: 1 — қумтошлар ва гравелитлар; 2 — қумли оҳақтошлар; 3 — биоген оҳақтошлар; 4 — чуқурновли мергеллар. II — регрессив кесма турлари: 1 — чуқурсув гиллар; 2 — биоген оҳақтошлар; 3 — оолитли оҳақтошлар; 4 — доломитлар; 5 — гипслар; 6 — қитъалардаги қумтошлар. III — регрессив кесма турлари: 1 — гиллар; 2 — биоген оҳақтошлар; 3 — дельта ётқизиқлари; 4 — қитъа ётқизиқлари. IV — трансгрессив-регрессив кесма турлари: 1 — тўлқинсоҳил қумтошлари; 2 — чуқурсувли гиллар; 3 — 4 — биоген оҳақтошлар; 5 — оолитли оҳақтошлар.



10.7- расм. Чекинаётган денгизнинг фациялари. Шимолӣ Англия (R.C.Selley): 1 — сланецлар; 2 — турбидитлар; 3 — проксимал турбидитлар; 4 — сланецлар; 5 — ички дельта; 6 — аллювиал ётқизиқлар.

тектоник омиллар Ер рельефини ташкил қилади ва шу орқали чўкинди ҳосил бўлишига, тўпланишига ўзининг катта таъсирини кўрсатади. Тектоник ҳаракатлар қанча кучли бўлса, шунча юқори кўтарилмалар, баландликлар, тоғлар ва улар ўртасидаги чўкмалар, водийлар пайдо бўлади. Рельефнинг кескинлиги тектоник ва геодинамик вазият билан белгиланади. Бир қатор мисоллар келтирамиз.

Биринчидан, бу баландлик ва тоғларнинг нураши натижасида чўкмаларда кўп километр қалинликдаги молассалар ташкил топади. Уларнинг шаклланиши анча тез содир бўлади (100 м/млн.).

Иккинчидан, платформалардаги, океанларнинг тубидаги текисликларда анча суст кечадиган эпейрогеник ҳаракатлар мавжуд. Ушбу вазиятда ҳосил бўлган чўкинди формациялар унча катта бўлмаган қалинликка эга ва чўкинди тўпланиш тезлиги жуда паст. Кесмалар яққол кўзга ташланадиган циклик тузилишга эга. Улар ҳудуднинг ичидаги трансгрессия ва регрессия жараёнлари билан узвий равишда боғлиқ.

Учинчидан, денгиз соҳилларидаги чўкинди ҳосил бўлиш жараёнлари диққатга сазовор. Бу ўлкаларда ташкил топган чўкиндилар ўзининг катта қалинлиги билан, чўкинди тўпланишининг тезлиги билан ажралиб туради. Ушбу мисоллардан чўкинди тўпланишидаги тектоник ҳаракатларнинг аҳамиятини кўрсата олган бўлсак керак, деб умид қиламиз. Хулоса қилиб шуни айтиш мумкинки, чўкинди тўпланишида, ҳавзаларнинг чуқурлигини белгилашда катта аҳамиятга эга тектоник режим ва тектоник жараёнлар формацияларнинг шаклига, катта-кичиклигига, чегараларининг турига, таркибига ўз таъсирини кўрсатади (10.7- расм).

Иқлим омиллари формацияларнинг ташкил топишида ва ривожланишида алоҳида ўрин эгаллайди. Иқлимнинг даврий ўзгариши Ер кўррасида жуда катта майдонларни ўз ичига олади ва сайёрамизда мавжуд бўлган иқлимий зоналик билан боғлиқ. Шу нуқтаи назардан иқлимнинг тури чўкиндилар ҳавзаларининг кенглигига, катта-кичиклигига таъсир қилади.

Иқлим ландшафтларнинг биологик самодорлигига ҳам таъсир кўрсатиши мумкин (масалан, рифлар ва битумли оҳактошларнинг тўпланиши, кўмир, нефть ва ёнар сланецларнинг ҳосил бўлиши). Шундай экан, ҳар қандай формация ва чўкиндилар мажмуаси ўз таркибида иқлимнинг таъсирини доимо сезиб боради. Юқорида кўрсатилган гумид, арид минтақалар бу фикрга мисол бўла олади.

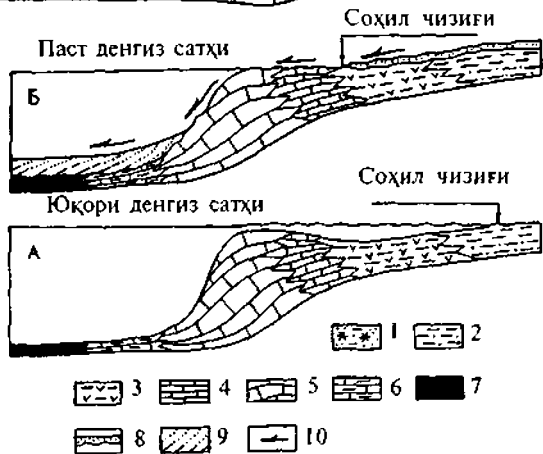
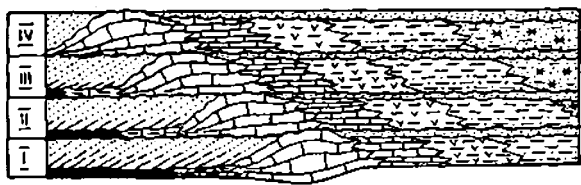
Чўкинди жинсларнинг таркиби ва манбалари. Ер қобиғининг таркибида чўкиндиларнинг аҳамияти катта. Ҳисобларга қараганда Ердаги чўкиндилар ичида 38—46% — гиллар, 18—22% — бўлакли жинслар, 21—24% — карбонатлар, 0—3% — эвапоритлар ташкил қилади. Ҳар хил вулқон жинсларнинг ҳажми 20—21% га етади.

Бу маълумотлардан кўришиб турибдики, уларнинг ичида терриген жинслар энг катта ҳажмга эга. Уларнинг ҳосил бўлишида нураш ўлкаларининг таркиби, нурашнинг тезлиги, моддаларнинг бир жойдан иккинчи жойга кўчиши пайтидаги механик дифференциация катта аҳамиятга эга. Бошқача қилиб айтганда, терриген формацияларнинг келиб чиқишида ландшафтнинг динамик хусусияти биринчи ўринни эгаллайди.

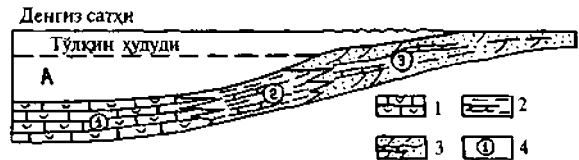
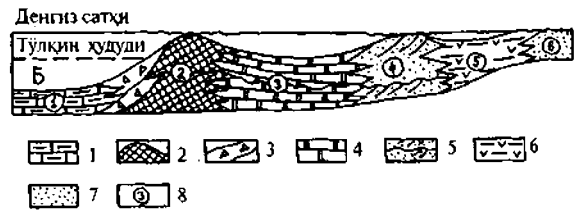
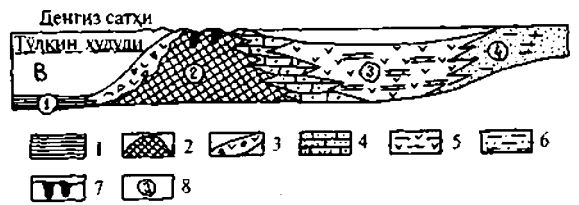
Терриген формацияларнинг минералогик таркиби нураётган, ювилаётган „она“ жинсларнинг таркиби билан белгиланади. Аммо чўкинди модда ҳосил бўлган жойидан тўпланиш ҳавзасига кўчиш даврида бир қатор жараёнларни (нураш, кимёвий, механик ўзгаришлар) бошидан кечиради.

Терриген жинслар билан чўкинди формацияларнинг таркибида карбонат, силицит, галоген, сульфат жинслар иштирок қилади. Буларнинг орасида карбонатлар етакчи ўрин эгаллайди ва уларнинг кўпчилиги биоген усул билан ҳосил бўлади (биогермлар, рифлар).

Биоген ва терриген ётқизиқларнинг ўзаро алоқадорлиги ҳар хил кўринишда намоён бўлади ва геологик кесмаларда ўз аксини топади. Гумид иқлим шароитида терриген формациялар устун келади. Бу иқлим шароитида океан соҳилларида, ёнбағирларида, қитъалардаги саёз ҳавзаларда, текисликларда, асосан, терриген ётқизиқлар шаклланади. Биоген ва хемоген ётқизиқлар кам учрайди (масалан, аллювий ётқизиқлари орасидаги кўмир қатламлари ёки кўмир ётқизиқлари ичидаги оҳактош қатламларини кўрсатиш мумкин). Арид иқлим шароитида биоген ва хемоген ётқизиқларнинг шаклланиши бошқачароқ кечади. Бу



10.8- расм. Нью-Мехикодаги риф комплексининг шаклланиш модели (F.F.Meissner): 1 — қизғиш ётқизиқлар; 2 — 3 — лагуна жинслари (2 — алевроит гуллар, 3 — гил-гипслар); 4 — рифнинг ёнбағридаги оҳактошлар; 5 — рифли оҳактошлар; 6 — чуқурсув мергеллари; 7 — чуқурсув гиллар; 8 — қитъа ётқизиқлари; 9 — терриген комплекс; 10 — терриген йўналиши. А — юқори сатҳдаги зоналлик; Б — регрессия давридаги зоналлик; В — кесманинг қиялик тузилиши (I — IV бўйлама (латерал) циклар).



10.9- расм. Денгиз ва лагуна ҳавзаларининг умумлаштирилган фацнал кесмаси. А — шельф ҳавзаси; 1 — 2 — нисбатан чуқур зона (1 — биоген карбонатли, 2 — гиллар, оҳактошлар); 3 — тўлқин ҳудуди, терриген ётқизиқлари; 4 — формациялар. Б — бекиқ гиллар ҳавзаси: 1 — чуқурсув ётқизиқлар; 2 — рифлар; 3 — рифларнинг минтақаси; 4 — ҳавза ички тўзга бойиган қисми; 5 — тўлқин барлари; 6 — лагуна; 7 — қитъа ётқизиқлари; 8 — формациялар. В — лагуна ҳавзаси: 1 — чуқурсув ётқизиқлар; 2 — риф; 3 — рифлар минтақаси; 4 — рифнинг ички ёнбағри; 5 — рифорти лагунаси; 6 — қитъа ётқизиқлари; 7 — риф карстлари; 8 — формациялар.

шароитда содир бўлаётган кимёвий дифференциацияни икки турга ажратиш мумкин. Арид иқлим шароитида карбонат чўкиндиларини ҳосил бўлиши камдан-кам учрайди. Хлоридлар ҳосил бўлиши ҳам деярли бўлмайди. Хлоридлар, сульфатлар ва карбонат чўкиндиларнинг тўпланиши фақат кимёвий дифференциация натижасида содир бўлади. Сувайирғич ҳудудларда карбонатлардан ташкил топган нураш қобиқлари ҳосил бўлади.

Денгиз шароитида ҳосил бўлган жинслар кесмаларининг тузилиши ўзининг бир қатор хусусиятларига эга (рифлар, доломитларнинг пайдо бўлиши, сульфат ва хлорид жинсларининг кесмаларда кўпайиб бориши) (10.8- расм).

Чўкинди формацияларнинг латерал зоналлиги. Океан тузилмаларидаги чўкинди формациялар кетма-кетлиги унинг асосий ривожланиш босқичларига мос келади. Марказий океан тизмаларида (СОХ — рифтларда) хилма-хил базальтлар, ўта асосли жинслар ва уларнинг устини ёпиб юборган биогерм чуқурсув оҳактошлари учрайди. Чуқурсув текисликларида бу формациялар қизил, биоген гиллар, чуқурсув карбонат формациялари билан ўрин алмашади. Буларнинг барчаси, аввал кўрсатганимиздек, офиолитлар таркибига кириб, спрединг жараёнларидан далолат беради.

Қитъаларнинг пассив (суст) чеккаларида худди шу даврда флиш ётқизиқлари ҳосил бўлади. Улар орасида оз миқдорда вулканик маҳсулотлар гоҳо учраб туради.

Қитъаларнинг фаол чеккалари бу соҳада анча мураккаб тузилишга эга. Бу турдаги ҳудудларни тиклашда аккрецион сурилмалар, субдукция жараёнлари билан боғлиқ бўлган формацияларни тиклашга тўғри келади. Қитъа томонга қараб, ушбу чўкиндилар оролар ёйларидаги ётқизиқлардан ташкил топган формациялар ўрнини эгаллаб боради (ҳар хил вулканоген чўкинди формациялар, базальтлар, андезитлар). Коллизион жараёнлар билан бирга олиостромлар пайдо бўлади. Ниҳоят, ушбу ҳудудларда тўқнашув жараёнлари яқунланиб, океан деярли бекилиш даврида меланж пайдо бўлади (меланж — океан ётқизиқларининг, фаол чеккаларнинг бўлақларидан ташкил топган хаотик, нотартиб аралашма) (10.9- расм).

Худудий метаморфизм ниҳоятда кенг тарқалган геологик жараён бўлиб, литостатик босим ва ҳароратнинг ўзгариши билан боғлиқ. Умуман олганда, босим (Р) ва ҳарорат (Т) худудий метаморфизмнинг асосий омиллари ҳисобланади. Худудларда чуқурликнинг ўзгариб бориши, ҳароратнинг кучайишига, иссиқлик кўпайишига, босимнинг ошиб боришига олиб келади ва шунга асосан метаморфик зоналар (эпизона, мезозона, катазона) ва метаморфик фациялар ажратилган. Маълум маънода, метаморфик формациялар ҳам ушбу омиллар таъсирига бўйсунди.

Худудий метаморфизм натижасида содир бўладиган ўзгаришлар жинснинг ички имкониятлари билан чекланади, яъни ташқаридан модда келиб қўшилмайди ва ташқарига модда чиқиб ҳам кетмайди (изохимик реакциялар ва изохимик метаморфизм), аммо босим ва ҳарорат ўзгарган сари минералларнинг тури ўзгара бошлайди, уларнинг ҳар бир босқичга хос парагенезислари пайдо бўлади. Бу жараёнда минералларнинг пайдо бўлиши бирламчи жинслар таркибига боғлиқ. Масалан, асосли жинслар (габбро, базальтлар) ҳисобига метаморфизм ривожланса, эпизонада альбит-карбонат-хлорит ва альбит-эпидот-карбонатли сланецлар пайдо бўлади, мезозонада эса улар яшил актинолит-хлоритли сланецларга айланади. Шунинг ҳам кўрсатиш зарурки, метаморфизмнинг юқори босқичларида метаморфик минералларнинг таркиби бир-бирига яқинлашиб боради.

Масалан, алюмосиликат орто- ва парагнейслар гранулит-гнейсларга айланади ва уларни бир-биридан ажратиш учун махсус тадқиқотлар олиб бориш керак бўлади.

Худудий метаморфизмнинг яна бир хусусияти унинг жуда катта майдонларда ривожланганлигида ва, ўз навбатида, шу худуддаги иссиқлик майдонлари билан алоқадорлигида. Худудий метаморфизмнинг ўзгариш даражасини кўрсатувчи минералларнинг кетма-кетлиги (хлорит-биотит-альмандин-ставролит-кианит-силлиманит) бу ердаги геотермик градиентнинг ўзгариши билан боғлиқ.

Метаморфизм жараёнларини ўрганиш шунинг кўрсатадики, Ернинг ривожланишидаги даврийлик метаморфик жараёнларнинг турига, тарқалишига катта таъсир кўрсатади. Масалан, токембрий даври учун жинслар амфиболит ва гранулит фацияларда ўзгарган, протерозойдан бошлаб эпидот-амфиболитли фациялар, фанерозойда филлит-серицитли сланецлар кенг тарқалган.

Архей-палеопротерозой метаморфик жараёнлари бошқа давр метаморфизмидан анча фарқ қилади ва шу боис уларни алоҳида изоҳлаш зарур. Биринчи навбатда, бу давр учун метаморфизмнинг энг юқори босқичи — гранулит фацияси кенг тарқалган. Ушбу фацияда метаморфизмга учраган жинслар: платформалар, террейнлар кичик қитъаларнинг пойдеворини ташкил қилади ва ҳозирги вақтда континентал Ер қобиғининг деярли 70—80% ини ташкил қилади. Гранулит фацияга дучор бўлган жинслар таркибининг хусусияти нафақат жуда катта босим ва ҳароратда ўзгарганлиги, балки бу жараён бир неча марта қайтарилганлигида ҳам кўринади. Шунинг алоҳида қайд қилиш керакки, бу жараён (гранулит фациясига мос метаморфизм) кейинчалик на протерозойда, на палеозойда, на мезокайнозойда бошқа қайтарилмаган. Бу хусусият Ернинг тарихида бетакрор жараёнлар мавжуд эканлигидан далолат беради.

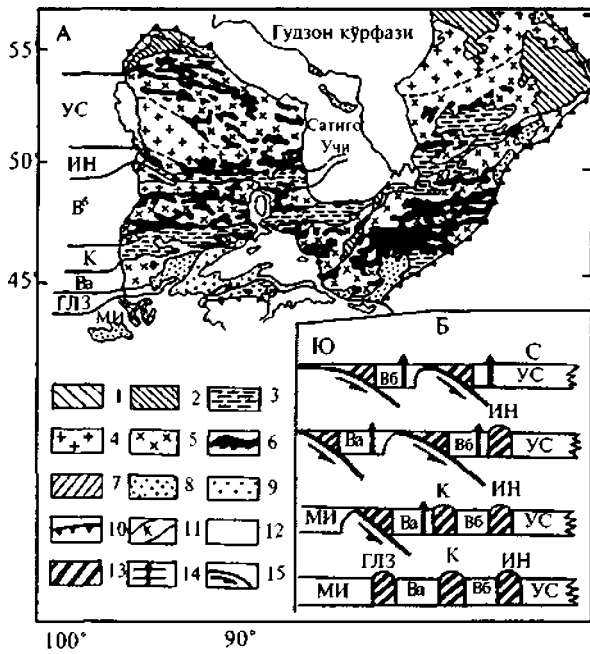
Гранулит-гнейсли вилоятлар архей даврида анча кенг тарқалган. Метаморфик жараёнлар архей даври барча ётқизик ва жинсларини ўз ичига олган ва бир неча марта содир бўлган. Бунинг натижасида гранитоид таркибидаги эритмалар ҳосил бўлган. Гранитларнинг ёши 4,4—4 млрд. йилни ташкил қилади. Шунинг ҳам айтиш керакки, бу рақамлар жинсларнинг асл ёшини эмас, балки метаморфик жараёнлар содир бўлган вақтни кўрсатади.

Архей даври жинсларини қайта ишлаш, уларнинг таркибини ўзгартириш ва шу каби шиддатли метаморфик жараёнлар қуйидаги даврларда бўлганлиги аниқланган: 3,7—4,0; 3,5—3,0; 2,6—2,4; 2—2,2 млрд. йил. Табиийки, юқорида кўрсатилган ҳар бир босқич учун ўзига хос метаморфик формациялар ажратилган.

Гранулит-гнейс вилоятларининг тузилиши ҳам ўзгача. Уларда, биринчи навбатда, кўзга ташланадиган хусусият — бу гумбазлар ҳосил қилиш ва гумбазларда, асосан, тоналит-трондьемит-гранит формациялар (эндербитлар) кенг тарқалган. Архейдаги чўкинди ва вулканоген жинслар юқори метаморфизм натижасида кўш пироксенли, гранатли гнейсларга, кальцифирларга, амфибол-биотитли гнейслар ва мрамларга айланган.

Булар барчаси юқорида кўрсатилган гранитлар, тоналитлар ва трондьемитлар томирлари билан кесиб ўтилган.

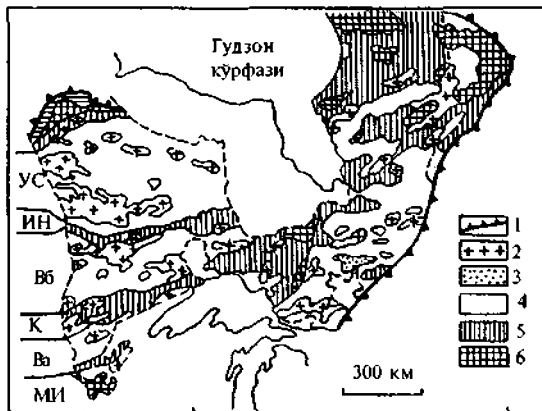
Худудларнинг гумбазли тузилиши, гумбазларнинг марказида гранит-гнейсларнинг жойлашиши, юқори босим метаморфик зоналиги бу худудларни юқори ҳарорат, юқори



10.12- расм. А — Архей давридаги Сьюпернор вилоятининг геологик харитаси (K.D.Card, P.F.Hoffman). Б — геодинамик қайта тиклаш (архей даври учун) (P.F.Hoffman): 1 — 11 — геологик харита (А); 1 — 7 — архей; 1 — гранулит-гнейслар; 2 — гранулит-гнейсли комплекс; 3 — сланецли чўкмаларнинг аккреция ҳосил қилувчи чўкиндилари; 4 — батолит; 5 — орол ёни комплекслари; 6 — супракустал минтақа; 7 — Миннесота қитъасининг олди; 8, 9 — протерозой (8 — палеопротерозой, 9 — мезо- ва неопротерозой); 10 — протерозой тузилмалари чегаралари; 11 — террейнлар; 12 — 14 — геодинамик моделлар (12 — террейнлар қобиғи, 13 — акрецион призмалар, 14 — субдукцион вулканизм); 15 — океан литосфераси. Қисқартмалар: Ва — Вава, Вб — Вабигун, УС — Учи-Сатиго; акрецион призмалар, ИН — Инглиш-Ривер, К — Куэтико, ГЛЗ — Грейт-Лейк зонаси, Ми — форланд Миннесота.

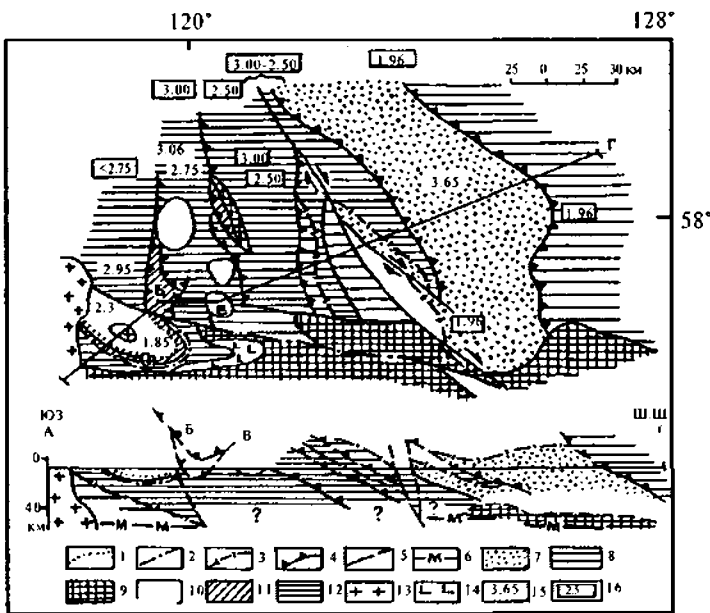
Иссиқлик оқимлари мавжуд бўлган шароитда ҳосил бўлганлигини кўрсатади. Ўз навбатида, ер мантиясида ҳам иссиқлик ва модда алмашуви кенг тарқалган. Иссиқлик оқимлари ҳозирги вақтга қараганда 4 марта кўп бўлган.

Гранулит фация метаморфизми 10—12 кбар босим шароитида кечадиган ва бу хусусият архейда Ер қобиғининг қалинлиги ҳам 30—35 км (гоҳи 40 км) га тенг деган тахминга асос бўла олади. Шунинг учун ҳам бу даврда ўзига хос таркибдаги гранитлар кенг тарқалган. Ушбу жараёнлар натижасида ҳосил бўлган гумбазсимон сиалик тузилмалар нуклеарлар номини олган. Уларнинг кейинчалик бир-бири билан қўшилиб кетиши энг қадимги, бирламчи қитъа Ер қобиғининг ташкил топишига олиб келган.



10.13- расм. Сьюпернор вилоятидаги архей метаморфик фациялар (K.D.Card): 1 — палеопротерозой тарқалиш чегараси; 2 — гранитоид батолитлар; 3 — пумпеллит-пренит фация; 4 — 6 — фациялар: 4 — яшилтош ва паст ҳароратли амфиболит фация; 5 — юқори ҳароратли фация; 6 — гранулит фация.

Бу ерда яшилтош минтақаларининг бошланиши 2,96—3,0 млрд йилга тўғри келади. Метаморфизм жараёнларининг бошланиши гранит плутонларининг пайдо бўлиши билан бир вақтда содир бўлади.



10.14- расм. Аддан қалқонидаги метаморфик жинсларнинг тарқалиши (В.А.Глебовицкий бўйича): 1 — 3 — чегаралар (1 — яшилтош ва амфиболит фациялар; 2 — ультраметаморфизм ҳудудлари; 3 — гранулит фация); 4 — сурилмалар; 5 — Ер ёриқлари; 6 — мантия, Ер қобиғи чегараси; 7 — 9 — гранулит фация (7 — паст, 8 — ўрта, 9 — юқори босим); 10 — метаморфизмга учрамаган формациялар; 11 — 12 — амфиболит фация (11 — паст босимли, 12 — пойдевор метаморфизми); 13 — палеопротерозой гранитлари; 14 — палеопротерозой (?) габброидлари ва анортозитлар; 15 — протолит ёши; 16 — метаморфизм ёши.

кетлигини тиклашга имкон беради. Булар орасида платформа пойдеворидаги ультраметаморфизм жараёнларини бошидан кечирган комплекслар ҳам мавжуд.

Архей-палеопротерозой давридаги метаморфик жараёнларнинг умумий хусусиятлари шундан иборатки, булар биринчи навбатда, юқори ҳарорат вазиятида кечиб боради, иссиқлик оқимнинг архей-протерозой учун баландлиги Ернинг тарихида қайтарилмас вазиятлардан бири бўлса ажаб эмас. Шу сабабдан вертикал метаморфик кетма-кетлик 20—25 км гача кузатилади ва баъзи бир ҳолатларда жинсларни эритиш жараёни (анатексис, палингенез) ва магматик эритмалар ҳосил бўлиши билан белгиланади. Архей учун хос бўлган иссиқлик оқимларининг баланд ҳароратлилиги, уларда ривожланган юқори ҳароратли метаморфизмни бевосита тушунтириб беради.

Қуйн протерозой ва фанерозой даври метаморфик жараёнлари плиталар тектоникаси назариясига мос ҳолда ривожланиб боради. Океанлардаги спрединг ҳудудларида метаморфик жараёнлар юқори ҳароратда (1000—1150°) ва 5—7 км чуқурликдаги босим шароитида ўтади. Спрединг зонасидан узоқлашган сари паст ҳароратдаги диафторез ва филлит-сланецли метаморфизм устун бўла бошлайди.

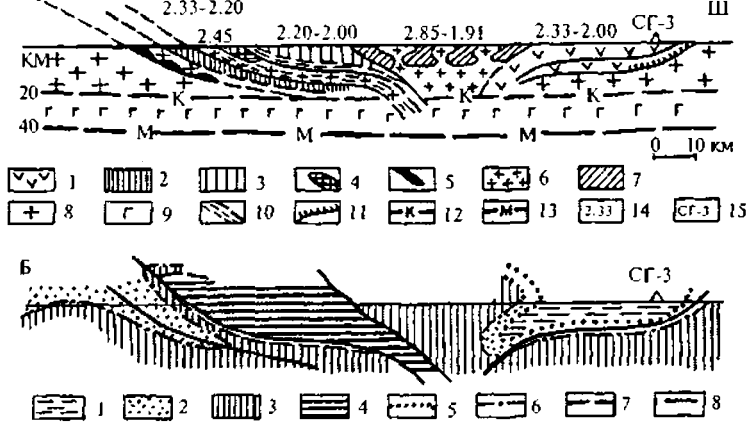
Океан тубидаги метаморфизмни биз фақат ёш океанлардагина тиклашимиз мумкин. Қолган ҳолларда бу формациялар субдукция жараёнлари натижасида қитъаларнинг тагига сўрилиб кетган.

Ушбу субдукция жараёни натижасида океан литосфераси аввал паст ҳароратли, аммо юқори босимли метаморфизм зонасига кириб боради. Буни пумпеллит-пренит фациясининг глаукофан-сланецли метаморфизм билан алмашуви исботлайди. Гоҳо глаукофан фациялар ўрнига глаукофан-гранат ва эклогитлар пайдо бўлади. Бундай метаморфик жараёнларнинг кетма-кетлиги океан тубидан олинган жинслар мисолида яққол кўринади. Улар қитъаларга хос гнейслар билан бирга учрайди.

Палеопротерозой даврининг метаморфик жараёнлари. Архей даврининг охирида ташкил топган бирламчи қитъа Ер қобиғи ягона Пангея 0 қитъасини ташкил қилган. Унинг кейинчалик, протерозой даврида, парчаланиши бир қатор янги авлакогенлар, океанлар пайдо бўлишига сабаб бўлади. Палеопротерозойнинг охирида бу тузилмалар бирлашиб, Пангея I қитъасини ҳосил қилди. Бу жараён натижасида ҳосил бўлган тузилмалар литосфера плиталари тектоникаси нуқтаи назаридан талқин қилинади.

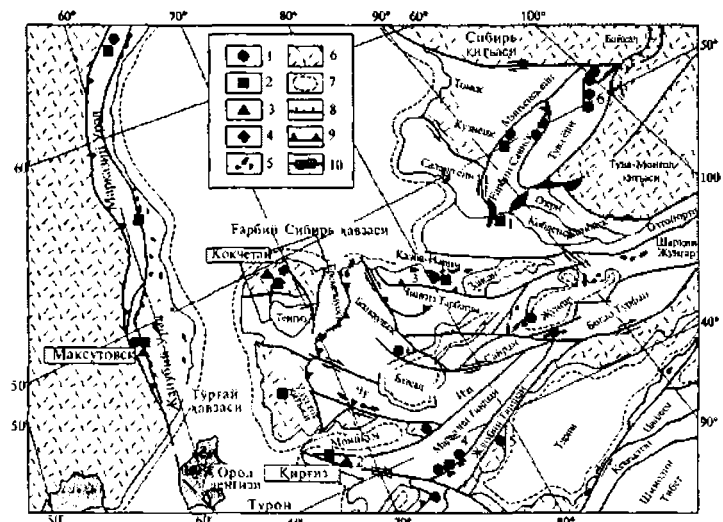
Протерозой даврининг бурмаланган ўлкалари архей кратонлари орасидаги маконни тўлдириб, юқори ҳароратли метаморфизмни бошидан кечирган.

Бу даврдаги ҳудудий метаморфизм андалузит—силлиманит фациясига, гоҳо гранулит фациясига тўғри келади. Метаморфик жараёнларнинг кечишида қитъалар тўқнашуви катта аҳамиятга эга. Тўқнашувлар қопламалар шаклланиши, бурмаланиш жараёнлари мураккаб тузилишга эга бўлган метаморфик минтақаларни пайдо бўлишига сабаб бўлади (10.14-расм). Ҳар хил чуқурликда шаклланган жинсларнинг баъзи бир бўлақларини ўрганиш гранулит метаморфизмини вертикал кетма-



10.15- расм. Лапланд-Колвиц гранулит минтақасининг геологик (А) ва метаморфик (Б) кесмаси (Болтиқ қалқони) (В.А.Глебовицкий буйича). А — гранулит минтақасининг тузилиши: 1 — печенга серияси (P, R₁) чўкиндиляри; 2 — архей-протерозой жинсларининг аралашмаси; 3 — палеопротерозой; 4 — габбро-анортозитлар; 5 — гипербазитлар, дунит-гарцбургитлар; 6 — гумбаз гранитоидляри; 7 — яшилтош чўкмалари; 8 — гранитоидлар; 9 — „пастки“ ер қобиғи; 10 — сурилмалар; 11 — трансгрессив ётиш; 12 — пастки ва юқори қобиқ чегараси; 13 — Мохо юзаси; 14 — жинслар ёши; 15 — Кола чуқур бурмаси. Б — метаморфик фациялар кесмаси: 1 — 4 — метаморфизм фацияляри (1 — пумпеллит-прениит, 2 — яшилтош; 3 — амфиболит, 4 — гранулит); 5 — 7 — минерал кўрсаткичлар (5 — биотит, 6 — гранат, силлиманит ва кордиеритлар, 7 — гиперстен); 8 — ёриқлар.

Улардаги метаморфизм ёш буйича ҳам, босим ва ҳарорат буйича ҳам, таркиб буйича ҳам турлича бўлади. Фақат ушбу мураккаб вазиятда „кўмилган“ океан литосфераси ер юзасига чиқиб қолиши мумкин (10.16; 10.17-расм).



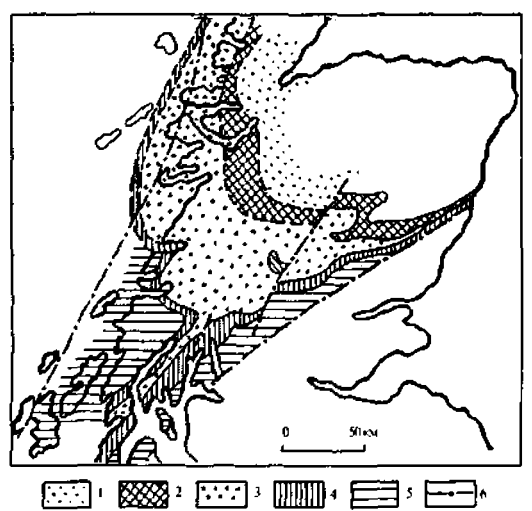
10.16- расм. Марказий Осиёда ер юзасига чиқиб қолган босим формацияларнинг ўрни (Н.Л.Добрецов буйича). 1 — глаукофан сланецлар; 2 — эклогитлар; 3 — коэзитлар; 4 — олмослар; 5 — офиолитлар; 6 — кичик қитъаларнинг пойдевори; 7 — куйи палеозой чўкмалари; 8 — 10 — ёриқлар (8 — оддий, 9 — сурилмалар, 10 — сдвиглар). Ер юзасига чиқиб қолган комплекслар. Кокчетав, Қирғиз, Тоғли Олтой (1), Фарбий Саян (6), Чара (3), Моинқум (2), Тяньшан (4) ва бошқалар.

Энсиматик ва эсиалик оролларда юқори ҳароратли метаморфизм мавжуд. Бу ердаги иссиқлик манбаи умумий геотермик градиентнинг баландлиги (350) билан боғлиқ (10.15-расм).

Ниҳоят, қитъалар метаморфик жараёнлярида хилма-хил тўқнашувлар (коллизия) билан боғлиқ бўлган ҳодисалар асосий ўрин эгаллайди. Биринчи навбатда, қитъалар фаол чеккаляридаги қадимги океанлар ўрнида пайдо бўлган сутура худудлярини кўрсатишимиз мумкин.

Бу геодинамик вазиятда пайдо бўлган кўш метаморфик минтақаларнинг юқори босим билан боғлиқ бўлган қисми ана шу сутураларга тўғри келади.

Қитъалар ва улар тагига сурилиб келаётган океан литосфераси ўрнида пайдо бўлган сутуралар жуда мураккаб тузилишга эга. Улар офиолитлардан, ўта юқори босимда пайдо бўлган метаморфик жинслар, флиш қолдиқляри, олистолит ва олистостромлардан иборат. Яъни сутура худудлярида хилма-хил геодинамик жараёнларда ташкил топган жинслар учрайди ва ўзаро аралашиб кетади.



10.17- расм. Грампиан тоғлярининг метаморфизми (W.Q.Kennedy). Метаморфизм зоналяри: 1 — силлиманит; 2 — кианит; 3 — гранат; 4 — биотит; 5 — хлорит; 6 — чегаравий ёриқлар ва сурилмалар.

Ушбу комплекслар ер юзасида ниҳоятда кучли стресс натижасида пайдо бўлади. Бунинг далолати сифатида глаукофан сланецлар, гнейслар, офиолитларни бир жойда мужассамланганлигини кўрсатиш мумкин. Улар барчаси юқори босим билан боғлиқ, айниқса, жадеит, коэсит, олмос каби минераллар бу соҳада катта аҳамиятга эга.

Тўқнашув (коллизия) жараёнлари билан плутонометаморфизм (юқори ҳарорат ва паст босим) ҳам боғлиқ. Бу гоҳо орогенлар билан боғлиқ метаморфизм ҳам дейилади. Бундай метаморфизмга дучор ўлкалар юмалоқ, эллипс шаклга эга, аммо уларнинг марказий қисмида юқори метаморфизм жинслари (мигматитлар, гнейслар, амфиболитлар) жойлашади. Бундай плутонометаморфизм ҳудудларини биринчи бўлиб Шотландияда Ж.Барроу аниқлаган. Метаморфизмнинг ва гранит эритмаларнинг пайдо бўлиши ушбу ўлкалардаги метаморфик кетма-кетликнинг асосий сабабларидандир.

10.5. Ер қобиғини районлаштириш ва литодинамик комплексларнинг аҳамияти

Юқоридаги бобларда қайд қилинган далиллар шуни кўрсатадики, метаморфик, магматик, чўкинди формациялар хилма-хил геодинамик вазиятларни тиклашда асосий ва, кўпинча, ягона омил ҳисобланади. Ҳар қандай тарихий-ҳудудий геологик тадқиқот, қазилмаларни башорат қилиш, хариталар тузиш фақат формацияларга асосланиб ташкил топади. В. Е. Хаиннинг фикрича, кўпчилик тектоник хариталар моҳиятан геодинамик характерга эга. Шундай экан, бундай геодинамик хариталарни тузишда мутахассислар томонидан белгиланган икки асосий қоидага амал қилиш даркор.

Биринчидан, шуни тасаввур қилиш зарурки, Ер шарида барча геодинамик тузилмалар бир-бири билан боғланган, бир-бири билан узвий равишда алоқадор. Океанда бу марказий тизимлар — океаник платформалар, ороллар ёйи, ёйорти ҳавзалар ва фаол ёки суст соҳиллардир. Қитъаларда ҳам худди шунга ўхшаш геодинамик тизимлар қатори: бурмаланган ўлкалар, ўлкаолди ботиқлар, платформалар мавжуд. Тузилмаларнинг латерал қаторлари геодинамик ҳудудлар ажратишда асосий омил ҳисобланади. Уларни ажратишда формациялар жуда катта роль ўйнайди ва улар табиатда литодинамик комплекслар номини олган.

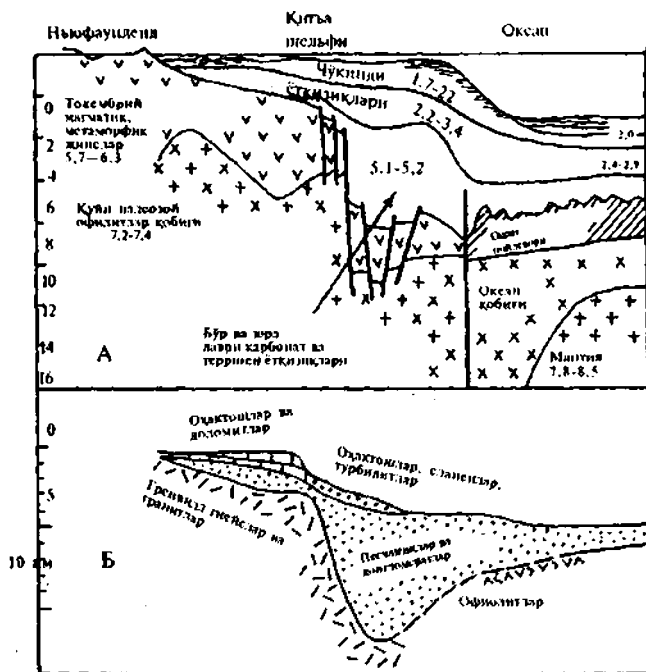
Иккинчидан, геодинамик тузилмалар (океан-қитъа, чекка) тарихий-геологик категория бўла туриб, доимо ривожланиб боради. Уларнинг вақт ўтиши билан ривожланишида бир қатор босқичлар ажратилади ва натижада формацияларнинг вертикал қатори шаклланади.

Маълумки, геодинамик тизимлар ва тузилмалар нотекис ривожланади. Бу Вильсон цикларида ўз аксини топган. Масалан, океан тузилмаларининг бурмаланган ўлкаларга айланиши ва, ўз навбатида, уларнинг платформа ҳолига келиши, океан литосфераси қитъа турига айланиши узоқ давр ичида, жуда нотекис, ҳар ерда ҳар хил тезлик билан кечади. Шунинг учун ҳам бизга маълум бўлган платформаларнинг пойдевори деярли доимо ҳар хил ёшга эга (архей, протерозой, рифей).

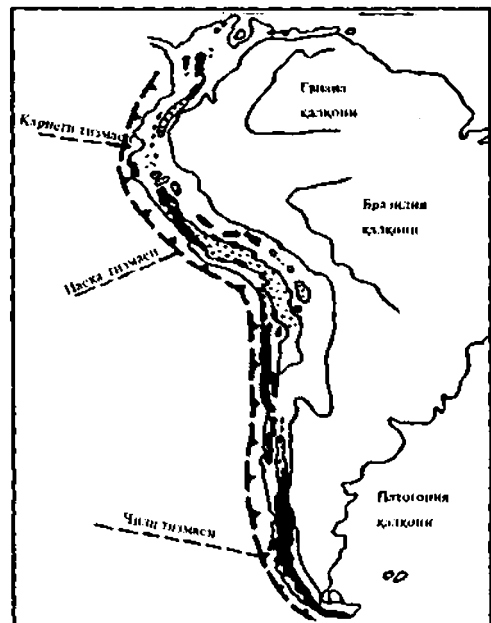
Ер тарихи ривожланишини даврийлаштириш, биринчи навбатда, унда бўлган чўкинди тўпланиш, магматизм ва метаморфик жараёнлар қайси вақтда, қандай куч билан, қандай кетма-кетликда пайдо бўлганини аниқлашдир. Бу районлаштиришдаги биринчи ва юқори босқич ҳисобланади. Иккинчи босқич бу ҳудудларни юқорида келтирилган маълумотлар асосида тадқиқ қилишдан иборат. Бу, ўз навбатида, аввал кўрсатилган қаторлардаги тузилмаларни аниқлаш, ўрнига қўйишдан иборат.

Бурмаланган ўлкаларни районлаштириш масаласини ўзига хос қийинчиликлари бор. Мураккаб ички тузилиш, магматизм турларининг кўплиги, жинслар ёшининг муаммолиги, чўкиндиликларнинг ҳар хил қопламалар таркибида учраши — буларнинг барчаси конкрет геодинамик тузилишни белгилашда мураккабликлар, чалкашликларга олиб келади. Бу вазиятда фақат умумлаштириш, ҳудудни кўзга ташланадиган йирик хусусиятларини аниқлаш мақсадга мувофиқдир. Бунга эса фақат формацион таҳлил орқали эришилади.

Формациялар уларни вужудга келтирган геодинамик ва иқлимий вазиятлар, шароитлар каби ривожланиб борапти ва Ер қобиғида қайтарилмайдиган хусусиятларга эга бўла бошлайди. Масалан, Ер тарихида баъзи бир формациялар фақат бир марта пайдо бўлган (коматитлар). Кўмирга бой формациялар фақат девон давридан сўнг пайдо бўла бошлаган. Бундай мисолларни кўплаб келтириш мумкин, аммо умумий қонуният шундан иборатки, Ернинг ва йирик ҳудудларнинг тарихида у ёки бу формация ва литодинамик комплекс фақат бир марта пайдо бўлади ва бу қайтарилмас жараёнлар ёрдамида ҳудуднинг тарихини тиклашда ягона мезон бўла олади.



10.18- расм. Атлантика океанининг сушт чеккаси (А) ва Япетус палеоокеани (Б). А — Ньюфаундленд чеккасининг кесмаси (R.E.Sheridan, C.L.Drake, A.S.Lanrhton, D.K.Fenwick); Б — Япетус океанининг кесмаси (H.Williams, R.K.Stevens). Рақамлар сейсмик тўлқинларнинг тезлигини кўрсатади (V_p).



10.19- расм. Анд тизмасида гранитоид батолитларнинг тарқалиши. 1 — мезозой ва кайнозой батолитлари; 2 — рифтлар; 3 — субдукция зонаси.

Океанларнинг формацион қаторлари бир қатор магматик формациялардан ва уларнинг устида трансгрессив ҳолатда ётган чўкинди формациялардан иборат. Чўкиндилар, асосан, чуқурсув планктонга бой турлардан ташкил топган. Иқлимий шароитларга қараб, улар кокколитофорид оқактошлардан, мергеллардан, диатомитлардан, радиоляритлардан ва силицитлардан иборат. Терриген маҳсулотнинг миқдорига қараб, улар гилли, терриген формациялар ташкил қилиши мумкин.

Маълумки, океан формациялари субдукция ҳудудларида қитъанинг тагига сўрилиб кетиши мумкин. Шунинг учун ўтмишдаги океан формациялари ҳақида обдукцияга учраган, офиолитлар билан бирга жойлашган қатламлар асосида фикр юритилади. Океанлар тубидаги баландликларда вулканизм жараёнлари ва лавалар мавжуд. Уларнинг таркиби ишқорий базальтлардан иборат.

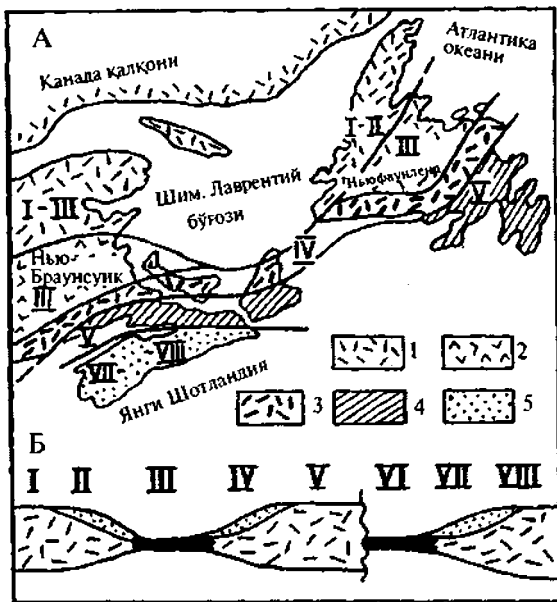
Океан чеккаларини сушт тури океан ва қитъалар ўртасидаги боғловчи тузилмалардан иборат (10.18- расм). Океанларнинг сушт чеккалари формацион қаторлари, асосан, терриген, терриген-карбонат, карбонат ва риф формациялардан иборат. Уларнинг қалинлиги 1—2 км дан 8—10 км гача бўлиши мумкин. Чуқурлашган сари қитъа ёнбағрида уларнинг ўрнини терриген ва турбидит формациялар эгаллайди. Бу формацияларнинг таркиби қитъадан келаётган маҳсулотларнинг таркибига боғлиқдир.

Океанларнинг фаол чекка формациялари, аввалги бобларда кўрсатилганидек, энсиматик ва энсиалик орол ёйларидаги вулканизм жараёнлари билан белгиланади. Формация қаторлари анча мураккаб таркибга эга бўлиб, қуйидагилардан иборат: базальт-андезит, андезит-дацит-риолит, гранитоид, риолит формациялар. Ушбу формацияларнинг энг асосий хусусияти толеит петрохимик турга мансублиги бўлиб, унда нордон ва ўрта асосли жинсларнинг таркиби оқак-ишқорли йўналишда ўзгариб боради. Иккинчидан, бу формацион қатор таркибида нордон ва ўрта асосли жинсларнинг ҳажми ошиб боради (10.19- расм).

Ороллар ортидаги ҳавзаларда рифтогенез (кенгайиш) жараёнлари мавжуд бўлгани учун ишқорий базальт, толеит базальт формациялари кенг тарқалган.

Бурмаланган ўлкалар формацияларининг қаторлари жуда мураккаб тузилган. Формациялар бурмаланган ўлкаларнинг тарихий босқичларини (рифт, океан, фаол ва сушт чеккалар) кўрсатади (10.20- расм).

Бурмаланган ўлкаларнинг илк босқичида офиолитлар, базальтлар, ҳар хил габбро ва перидотит формациялари мавжуд бўлган. Чўкинди формациялар гиллар, силицитлар,



10.20- расм. Лаврентий, Ялетус ва Ғарбий Гондванани Шимолий Аппалач тизимидаги тузилиши (R.K.Stevens). А — ҳозирги тузилишда қайта тикланган, Б — палеорекострукция: 1 — Лаврентийнинг қадимги чеккаси; 2 — офиолит-вулканик зона (Палеоялетус); 3 — Авалон қитъасининг чеккаси; 4 — Авалон қитъаси; 5 — Ғарбий Гондвана; I — Шимолий Америка платформаси; II — Шимолий Америка чеккаси; III — палеокеан; IV — Гандер-Ньюфаундленд формацияси; V — Авалон қитъаси; VI — субокеан ҳавза; VII — мегум формацияси — Янги Шотландия; VIII — Америка кембрий платформаси.

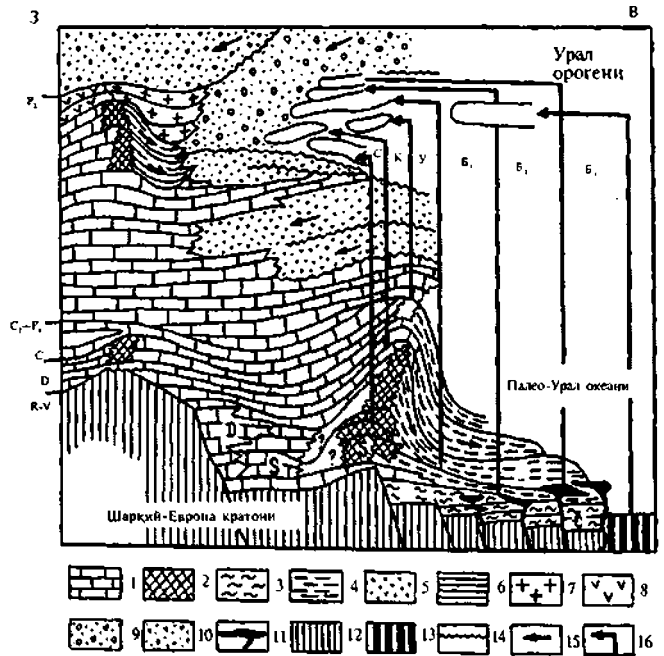
радиоляритлардан иборат бўлади. Кейинги босқичда қадимги ороллар ёйлари шаклланиши билан бирга, андезит-дацит-риолит формациялари ривожланади ва улар билан бирга хилма-хил плагиогранит, габбро-плагиогранит, тоналит-трондьемит формациялар ривожланади. Бу босқичдаги чўкинди формациялар, асосан, флишдан иборат. Ниҳоят, бурмаланган ўлкаларнинг ривожланишидаги охириги босқичда калийли гранитлар, риолитлар ва моласса формациялари кенг тарқалган.

Платформалардаги формацион қаторлар. Платформаларда уларнинг кристалик пойдевори ва унинг устини ёпиб турадиган қопламалар ажратилади. Пойдевор жинслар архей, протерозой даврида ҳосил бўлиб, жуда катта ва шиддатли метаморфик жараёнларни бошидан кечирган. Ундаги жинслар гранулит, амфиболит ва гоҳо эклогит фацияларда шаклланган. Ёш платформаларда пойдеворнинг ёши каледон ва герцин даврига тўғри келади.

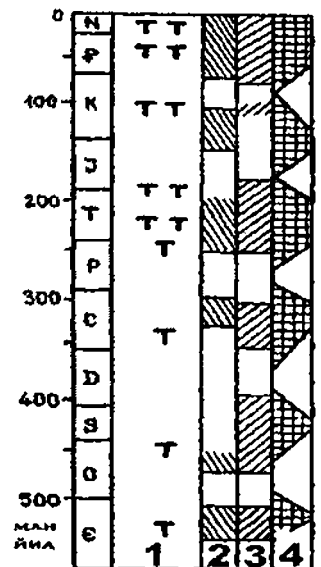
Платформаларнинг қопламаси асосида кўшимча терриген ётқизиклар кенг тарқалган.

Магматик формацияларга келсак, платформаларда, биринчи навбатда, улардаги жуда катта майдонларни ишғол қилган траппларни кўрсатишимиз зарур.

10.22- расм. Қитъаларда трапп формациясининг тарқалиши. 1 — фанерозой; 2 — магнит майдонининг ўзгариши; 3 — қитъалар дрейфи даври; 4 — платформаларнинг кўтарилиши (А.Я.Кравчинский буйича).



10.21- расм. Шарқий Европа платформасининг формацион қаторлари ва уларга Урал бурмаланган ўлкасининг таъсири (А.Е.Живкович ва П.А.Чехович, В.Е.Хамн буйича) формациялар: 1 — саёз шельф ва очик шельф; 2 — рифлар; 3 — қитъалар чеккасининг рифт босқичи; 4 — қитъалар ёнбағри флиш формацияси; 5 — Урал орогени ҳисобига ташкил топган флиш; 6 — Уралолди чўкмасининг терриген ётқизиклари; 7 — эвапоритлар; 8 — платформа эвапоритлари қизғиш формациялар; 9 — қуйи моласса; 10 — юқори моласса; 11 — базальтоидлар; 12 — Шарқий Европа ер қобиғи платформалари; 13 — океан қобиғи (Урал); 14 — иомосликлар; 15 — чўкинди йўналиши; 16 — тектоник шарнирлар йўналиши: паравтохтонлар (С — Сергин, К — Каменск-Демид, У — Уткин), Бардимо-Киришан, (Б₁, Б₂, Б₃ — меланж), П — Полуден офиолитли аллахтонлар.



XI БОБ. ЕР ПЎСТИНИНГ АСОСИЙ ТЕКТОНИК ТУЗИЛМАЛАРИ

11.1. Тектоник картографиянинг асосий қондалари

Литосфера плиталари тектоникаси қарашларининг пайдо бўлиши океан пўсти шаклланишини ва унинг кейинчалик қитъа турига айланишини янги мобилистик талқин этиш имконини берди. Тектоно-магматик циклнинг янги мобилистик тарзда тушунилиши узоқ вақт давомида мавжуд бўлган геосинклиналлар ҳақидаги мавҳум тушунчаларнинг ортиқчалигини кўрсатди. Геосинклиналлар ҳақидаги тушунчалар океанлар ва уларнинг четларида содир бўлаётган жараёнларга асосланган актуалистик мазмун билан бойиди. Турли геодинамик вазиятларга эга бўлган Ер пўстининг ривожланиш босқичларини ўзаро таққослаш имконияти пайдо бўлди. Бу вазиятлар ҳозирги кунда қитъалар ва океанларнинг турли жойларида, ороллар ёйи ва чуқурсув новларида ва Ернинг бошқа қўплаб тузилмаларида кузатилиши мумкин.

Ж. Т. Вильсон бўйича Ер пўстининг шаклланиши ва ривожланиши қуйидаги босқичлардан иборат:

1. Рифтогенез — рифт ботиқликларининг ҳосил бўлиши, қитъа пўстининг парчаланиши. Бу жараёнлар литосферанинг тўлиқ узилишидан аввал содир бўлади.

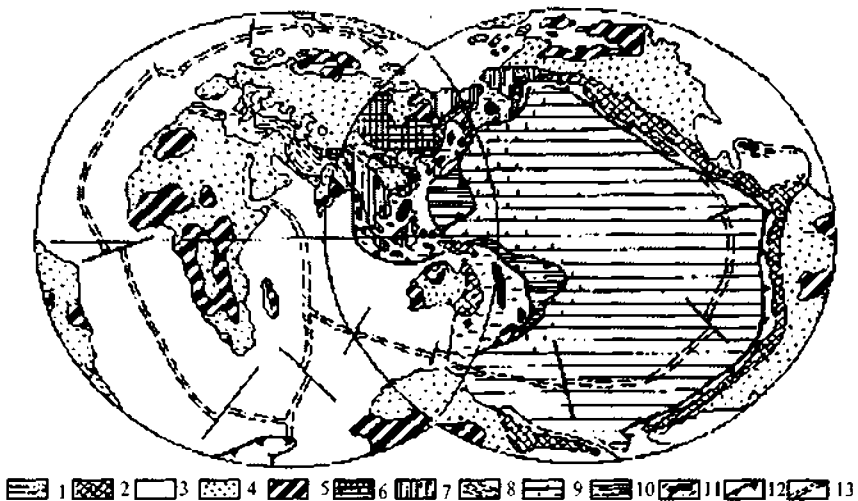
2. Юқорига йўналтирилган мантия конвектив оқимлари устида океан янги пўстининг ҳосил бўлиши, океанда ўрта тизмалар, спрединг ҳудудларининг шаклланиши.

3. Океан пўстининг Беньоф юзаси бўйлаб ютилиши (субдукция). У океан пўстининг субокеан пўстига айланиш жараёнлари билан бирга кечади.

4. Океанларнинг ёпилиши, уларнинг четларининг туташуви, қитъалар тўқнашуви. Бу жараёнлар янги қитъалар пўстининг ҳосил бўлишига олиб келувчи коллизия жараёнлари билан яқунланади.

Ер пўсти ва уни ташкил этувчи тектоник минтақаларнинг шаклланишидаги ушбу кетма-кетлик ҳозирги замон тектоник хариталарида акс эттирилади. Тадқиқотларнинг миқёси ва мақсадига қараб, тектоник районлаштиришнинг турли усуллари қўлланилади ва тектоник тузилмаларни тасвирлашда турли тусдаги рангли белгилар ишлатилади. Тадқиқотлар миқёси ва ҳажми тектоник хариталарнинг мукамаллигини белгилайди. Масалан, обзор хариталар ва схемаларда йирик ҳудудлар — қитъалар (платформалар, бурмали ўлкалар ва б.), океанлар (ўрта океан тизмаси, океан платформалари), пассив ва фаол четлар тасвирланади.

Ҳозирги замон тектоник хариталар моҳиятан геодинамик ғояларга тўйинган ва плиталар тектоникасига асосланади. Уларда геодинамик тузилмаларнинг тарихий-геологик ўрни ўз аксини топади. Океанлар майдонида пўстлоқнинг иккинчи қатлами магнит аномалиялари бўйича ва уни қоплаб турувчи чўкинди қопламасининг ёши бўйича районлаштирилади.



11.1- расм. Ернинг ҳозирги тузилишида Тинч, Ҳинд ва Атлантика океанларини тектоник районлаштириш схемаси (А.А.Моссаковский, С.В.Руженцев, Е.Н.Меланхолина). Тинч океани сегменти: 1 — Тинч океани туби; 2 — Перитинч океани қамбарининг коллизия бурмали тизими. Ҳинд-Атлантика сегменти: 3 — ёш океан ҳавзалари — Ҳинд, Атлантика ва Шимолий Муз океанлари; 4 — қитъалар; 5 — архей-протерозой комплексларининг қитъалардаги очилмалари; 6 — палеозой мозаикали аккрецион қурилмалари; 7 — мезозой мозаикали аккрецион қурилмалари; 8 — Альп-Ҳимолай бурмали ўлкаси; ҳозирги микроплитали перитинч-океан тизими; 9 — Алеут-Меланезия; 10 — Филиппин-Тонга; 11 — Индонезия-Тасман (қора ранг билан океан пўстига эга ёйорти ҳавзалари кўрсатилган); 12 — чуқурсув новларига эга сейсмофокал зоналар; 13 — дунё рифт тизими.

Ушбу ҳаракатларда спрединг зоналари, трансформ ер ёриқлари, турли океаничи тепаликлар кўрсатилади. Бурмали ўлкаларда асосий эътибор коллизия ёшига, сутура чокларининг ҳолатига, океанларнинг ички тузилишига қаратилади. Платформалар пойдеворининг қадимий токембрий тузилмаларида машҳур учлик: гранитогнейсли майдонлар, яшилтош ва гранулит-гнейсли қамбарлар ажратилади. Платформаларни районлашда пойдевор ва қопламадаги структураларни, авлакогенлар ва рифтлар, чекка ва перикратон ботиқликларни ва бошқаларнинг тутган ўрнини биргаликда тасвирлаш муаммоси вужудга келади. Одатда, улар ранг-туслари, қоплама изопакитлар ва бошқа шартли белгилар билан тасвирланади.

Тектоник хариталарда, агар улар тузилмаларнинг умумий ривожланишини акс эттирса, ҳар хил даврдаги вазиятларни кўрсатиш имконияти яратилади. Шунинг учун ҳам, одатда, бир қатор ихтисослашган хариталар тузиш лозим бўлади. Уларнинг ҳар бири минтақа тузилишини акс эттиради. Уларнинг қаторига плитотектоник ва палинспатик, неотектоник ва бошқа ихтисослашган хариталар киради. Қиёсий тадқиқотларда формацион хариталар тузилади. Уларнинг ҳар бир элементи геодинамик вазият кўрсаткичи ҳисобланган формацион-геодинамик комплекслар ёки алоҳида формациялардан иборат бўлади.

Дунё Ер пўстининг ҳозирги тектоник тузилишида ўзининг иерархик табақаси бўйича бир-бири билан боғлиқ бўлган турлича тузилмалар қатнашади (11.1- расм).

Қитъалар ва океанлар Ернинг энг йирик тузилмалари ҳисобланади. Бу фақат уларнинг гипсометрик қарама-қаршилигидан эмас, балки уларнинг тузилишидан ҳам келиб чиқади. Океан ва қитъа пўстларининг кесмалари кўплаб кўрсаткичлар — таркиби, ёши, литосфераси ва пўстлогининг тузилиши ҳамда астеносферасининг турлича қовушқоқлиги билан фарқ



11.2- расм. Дунё ер пўстининг асосий тектоник элементлари („Тектоническая карта Мира“, В.Е.Ханц, Ю.Г.Леонов). Океан структуралари: 1 — ўрта океан тизмалари, спрединг ва уни қирқиб ўтувчи трансформ ер ёриқлари (тизмалар: 1 — Тинч океани; 2 — Ўрта Атлантика; 3 — Гаккел; 4 — Шарқий Ҳиндистон; 5 — Австралия-Антарктика); 2 — абиссал ва батнал океан текисликлари (талассопленлар): а — Тинч океани, б — ёш Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлари; 3 — океаничи гумбазли тепаликлари; 4 — сувости платолари ва ороллари; 5 — вулқон тизмалари (7 — Гавай-Император, 8 — Шарқий Ҳиндистон, 9 — Лакодив-Чагос); 6 — 7 — султ четлар (6 — қитъа ёнбағир мегафлексура, 7 — периокеан ботиқликларига йўлдош қитъа этаги); 8 — 10 — фаол четлар: 8 — субдукциянинг Шарқий Тинч океан тури периокеан минтақаси ва Фарбий Тинч океан тури, (10 — Кордильера; 11 — Анд) ва новлар ороллар ёни йўлдош бўлган Фарбий Тинч океан тури; (12 — Фарбий Тинч океани, 13 — Периавстралия, 14 — Зонд); 9 — чекка денгизларнинг субдукция зоналари; 10 — ёйорти субокеан ботиқликлари; 11 — 12 — қитъалараро Альп-Ҳимолай бурмали ўлка (15); 11 — А турдаги қарши субдукция зонаси; 12 — бурмали зоналар; 13 — қадимий платформалар: 13 а — континентлар майдонида, 13 б — шельф денгизлари майдонида; (16 — Шимолий Америка, 17 — Шарқий Европа, 18 — Сибирь, 19 — Жанубий Америка, 20 — Африка, 21 — Ҳиндистон, 22 — Австралия, 23 — Антарктика); 14 — ёш платформалар: 14 а — континентлар майдонида, 14 б — шельф денгизлари майдонида; (24 — Турон-Фарбий Сибирь); 15 — 17 — эпиплатформа орогенлари: 15 — рифт тизимлари (25 — Шарқий Африка, 26 — Байкал, 27 — Мом, 28 — ҳавзалар ва тизмалар); 17 — ороген гумбаз тепаликлар тизими (29 — Марказий Осиё, 30 — Шарқий Осиё, 31 — Верхоян — Колима, 32 — Аппалач).

қилади. Литосфера таркибига кирувчи мантиянинг устки қисми океан муқобилларидан кимёвий элементларининг камлиги билан фарқ қилади. Бундай районлаштириш Ер пўстининг океан туридаги пўстдан қайта ишланиб, фаол четлар майдонида оралиқ турга ўтиши ва, ниҳоят, қитъа пўстга эга бўлган минтақаларнинг пайдо бўлишини кўрсатади.

Тадқиқотлар миқёсига боғлиқ ҳолда паст тоифадаги структураларни акс эттирувчи тектоник районлаштиришнинг мазмуни ҳам ошиб боради (11.2-расм).

Океанларда бу ўрта океан тизмалари, уларни кесиб ўтувчи магистрал трансформ ер ёриқлари, абиссал текисликлар, океанлардаги турли тепаликлардан иборат. Оралиқ вилоятлар океан четларининг турлича турлари ва улар билан бирга учрайдиган ёнбағир, периокеан ботикликлари, чуқурсув новлари, энсиматик ва энсиалик вулқон ёйлари ва ёйорти ҳавзаларидан таркиб топган. Қитъалар ҳам мураккаб ички тузилишга эга. Уларни қадимий ва ёш платформалар пойдевор тузилмалари ва коллизия бурмали қамбарлар ташкил этади. Кейингилари, ўзларининг ёшига боғлиқ ҳолда, қитъалар майдонини кенгайтиради.

Ер пўсти тузилмалари шаклланишининг латерал ва даврий кетма-кетлиги океан босқичидан бошлаб коллизия босқич орқали континентал тектоник минтақалар—коллизия бурмали қамбарлар ва платформалар ҳосил бўлишига олиб келади. Уларнинг асосида иккиламчи тузилмалар — рифт ва эпиплатформа орогенлари, қизиган нуқталар ва майдон структуралари, ҳалқали структуралар, астроблемалар ва метеорит кратерлари шаклланади.

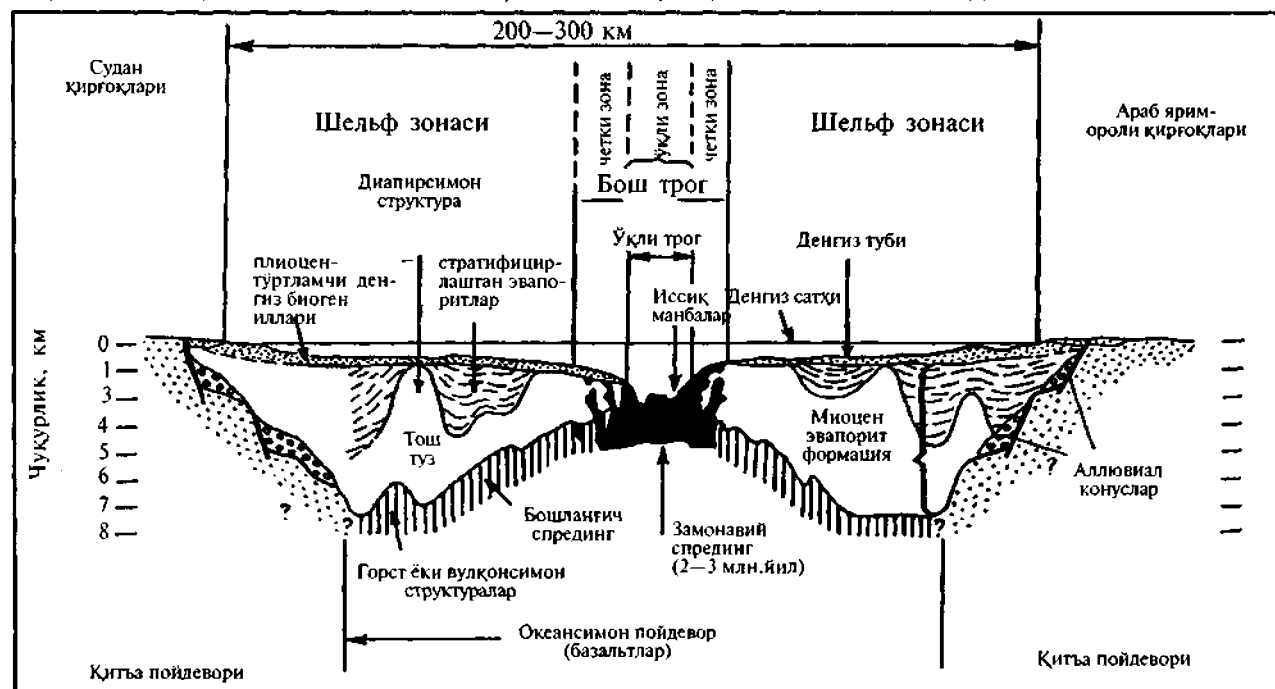
Минтақавий ва қиёсий тектоник тадқиқотларда формация усуллар кенг қўлланилади. Улар тектоник ва палеотектоник районлаштиришда, айниқса, майда тектоник бирликларни ажратиш лозим бўлган коллизия бурмаларни районлаштиришда жуда муҳим ҳисобланади.

Қуйида ҳозирги замон Ер пўстининг асосий тектоник бирликларининг қисқача таърифи келтирилади.

11.2. Океанлар

Дунё океани Ер юзаси майдонининг 70,8% ини эгаллайди. Ўлчами ва тузилиши бўйича Ю.М.Пушаровский океанларни тўртта тоифага ажратади: Тинч суперокеани, унинг улуши умумий океан ҳавзаларининг 49,7% ини ташкил этади, Атлантика (25,5%) ва Ҳинд (21,1%) мегаокеанлари, Шимолий Муз (3,7%) мезоокеани ва Қизил денгиз рифтидан иборат бўлган микроокеан. Улар тузилиши ва ривожланиш тарихи билан бир-биридан ажралиб туради.

Океан шаклланишидан аввал қитъалар литосфераси рифтогенез жараёнини босиб ўтади. Рифтлар тизимини чўзилиши литосферанинг бутунлай узилишига ва рифтларнинг марказида янги океан пўсти ҳосил бўлишига олиб келади (Қизил денгиз рифти, 11.3- расм). Рифтогенез жараёнининг давом этиши океанларнинг пайдо бўлишига олиб келади.



11.3- расм. Океанларнинг очилиши давларидаги геологик ва тектоник шартноларни кўрсатувчи Қизил денгиз рифтининг схематик кесмаси (P.Geunnes, Y.Thisse).

Океанларнинг очилиши ва пайдо бўлиши бир вақтда кечмайди. Масалан, Атлантика океанининг Марказий қисми байосда, Жанубий қисми—эрта бўр ва Шимолий қисми — бўрнинг охирига тўғри келади. Ер пўсти эрта юрадан қари бўлмаган Тинч океани, дастлабки рифтогенез белгиларига эга эмас. У ҳамма томондан сейсмофокал зоналар ҳамда палеозой ва мезозой аккрецион тузилмаларининг бўлаклари билан ўралган. У протерозойдаёқ бошланган ва фанерозойда ривожланган.

Ўрта океан тизимлари ва ички тепаликлар билан мураккаблашган абиссал текисликлар океаннинг муҳим тузилмалари ҳисобланади.

Ўрта океан тизмаларининг умумий узунлиги 60 минг км дан ортиқ бўлиб, улар алоҳида планетар тизимни ташкил қиладилар (11.1 расм). Бу тизмалар икки тоифага ажратилади: Атлантика ва Тинч океан тизмалари. Улардан биринчиси нисбатан торлиги ва рифт водийси мавжудлиги билан ажралиб туради. Иккинчисига горстлар кенг тарқалган, тизманинг катта кенглиги кўзга ташланади. Бунинг сабаби спредингнинг катта тезлиги, вулканизм жараёнининг кенг тарқалганлигидадир. Тизманинг ўқ қисмида ёш океан пўсти шаклланади. Натижада ўрта океан тизмалари океан тубидан баландга кўтарилган аниқ геоморфологик ифодага эга бўлади. Рифт водийси ва тепаликнинг қанотлари тизманинг асосий хусусияти ҳисобланади.

Тизма ўқидан узоқлашган сари океан пўстининг ёши улғайиб боради. Бу палеомагнит кузатишлар ва базальтларнинг мутлақ ёшини аниқлаш билан тасдиқланган.

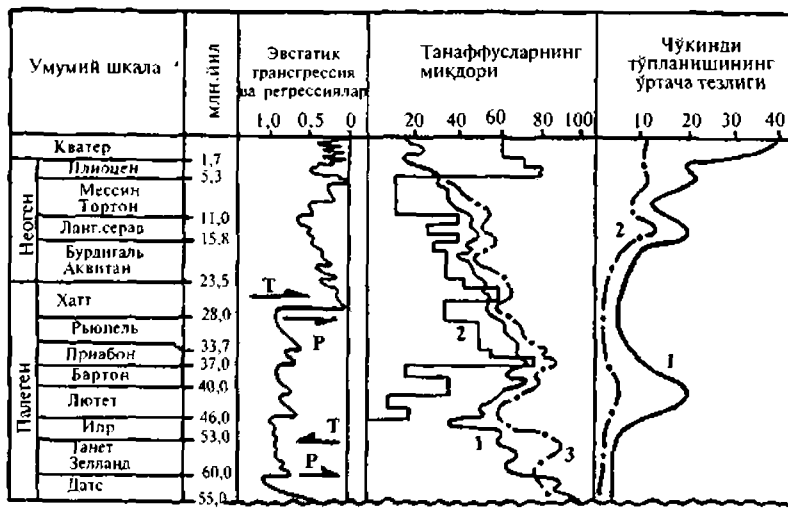
Янги океан пўсти шаклланаётган тизманинг марказида ўта асосли ва асосли габброидлар массиви, уларни қоплаб ётувчи диабаз дайкалар комплекси бор. Базальт лаваларининг сув остига қуйилиши гидротермал жараёнлар билан бирга кечади. Улар билан „оқ ва қора чекувчилар“ — эритмадан чўкмага ўтган сульфидлар, сульфатлар ва карбонатлардан таркиб топган тепаликларнинг шаклланиши боғлиқ. Уларнинг орасида темир, кўрғошин, рух, мис ва бошқа металл минераллар кўпчиликни ташкил этади. Улар **умбра** номини олган.

Спрединг жараёнида магма ҳосил қилувчи ўчоқлардан узоқлашган сари юпқаланган мантиянинг аста-секин совиши натижасида литосфера шаклланади. Унинг нисбатан оғир бўлиши ёш океан пўстининг чўкишига олиб келади. Натижада океан тузилмаларининг янги тури — батнал ва абиссал текисликлар (океан платформалари) пайдо бўлади. Океан чуқурлигининг ошиши литосферанинг ёшига боғлиқ. Ҳозирги ўрта океан тизмаларининг ёши олигоцендан ошмайди, яъни 30—35 млн йилдан ортиқ эмас. Абиссал текисликларни нисбатан қари океан пўсти ташкил этади.

Кечки кайнозойда шаклланган ўрта океан тизмаларининг дунёвий тизими бир неча бор қайта тузилган. Айниқса, бу Тинч ва Ҳинд океанларида намоён бўлган. Масалан, эрта ва ўрта юрада Тинч океани учта литосфера плиталари — Кула, Фаралон ва Феникс плиталаридан иборат бўлган. Уларнинг субдукция зоналарда ютилиши, плиталарнинг структуравий ҳолатини қайта ташкил бўлиши, спрединг ўқларининг йўқолиб кетишининг янги плиталарнинг пайдо бўлиши билан бирга кечган. Ҳозирги вақтда Тинч океанининг ер пўсти ўрта океан тизмасидан ғарбда Тинч океани плитасидан иборат. Шарққа ва жанубга қараб уни Наска, Кокос ва Антарктида плиталари алмаштиради. Худди шундай қайта қурилиш Ҳинд океанида ҳам содир бўлган. Спрединг тизимларининг қайта ташкил бўлиш жараёнларида спрединг ўқининг кўчиши кузатилган, плиталарнинг бир-биридан ажралиш тезлиги ўзгарган. Бу уларнинг мураккаб ички тузилишига эга бўлиши, баъзи ҳолларда эса плитаичи дислокация зоналарининг юзага келиши билан бирга кечган.

Карбонат ётқизиқлар ҳосил бўлиш сатҳидан баландда жойлашган тизма ўқи пиллоу-базальтлар, чуқурсувли ётқизиқлар билан қопланган. Микропланктон таркиби билан боғлиқ ҳолда, улар карбонат ёки кремний тўпловчи микроорганизмлар — кокколитофоридлар, фораминифералар, диатомли сувўтлари, радиолярийлар ва бошқалар қолдиқларидан иборат бўлиши мумкин. Бунда ўрта атлантика тизмаси каби сув спредингли тизмаларнинг ботиқ жойлари терриген жинслар, шу жумладан, флиш ётқизиқлари билан тўлдириладиган парчаланган рельефга эга. Тез спредингли тепаликлар (Шарқий Тинч океани) пелагик ётқизиқлар билан қопланган анча текис рельефга эга. Абиссал текисликлар чегарасида уларни пелагик гиллар ва кремнийли гиллар алмаштиради. Тизманинг ўқ қисмида пиллоу-базальтлар темир ва марганец билан бойиган жинслар билан қопланган. Кўп ҳолларда гидротермал фаолият маҳсулотлари („қора ва оқ чекувчилар“) кузатилади.

Трансформ (кўндаланг) **ер ёриқлари** океанлар тубининг муҳим тектоник элементиدير. Ўрта океан тизмаларига кўндаланг ўтувчи бу узилмалар океан абиссал текисликлари майдонида юзлаб ва минглаб километр масофаларга чўзилган (5.5- расмга қаранг). Атлантика



11.4- расм. Океанларнинг пелагик чўкиндиларида танаффусларнинг миқдорини таққослаш (А.П.Лисицин). Дунё океани сатҳининг эвстатик тебраниши (трансгрессия — Т, регрессия — Р). Дунё океани пелагик чўкиндиларида танаффусларнинг миқдори (А.П.Лисицин, Т.А.Дэвис, J.C.Southan, Т.Р.Уорсли): 1 — Дунё океани учун ўртача, бурғи қудуқлари керни маълумотлари бўйича Тинч океани жанубий-ғарбий (2) ва шарқий (3) қисми учун, Бубнов бирлиги бўйича тезлик (мм/1000 йил). Тинч океанида чўкинди тўпланиш тезлиги: 1 — умуман, 2 — фақат карбонатли чўкиндилар.

океанида ер ёриқлари тизими қитъалар оралиғи бўшлиғини эгаллаган. Тинч океанида улар океаннинг жануби-шарқий қисмида тўпланган. Кўпчилик ер ёриқлари барча океанларда Дунё рифт тизими билан боғлиқ. Атлантика океанида Жанубий экваториал, Марказий Ньюфаундленд-Иберий, Лабрадор-Британия ва Норвегия-Гренландия сегментлари ажратилган. Уларнинг барчаси меридионал йўналишда жойлашади. Ҳинд океанида Ҳинд-Арабистон, Ҳинд-Зонд ва Африка-Антарктика сегментлари ажратилади. Тинч океани шартли равишда Жанубий, Шимолий-шарқий ва Шимоли-ғарбий сегментларга бўлинади.

Трансформ ер ёриқлари литосфера плиталари ҳаракат йўналишини кўрсатади ва сурилиш амплитудаси спрединг зонасидан узоқлашган сари камайиб борувчи силжималардан иборат. Стресс кучланишлар сиқилиш ва чўзилиш зоналари шаклида амалга ошади. Улардан биринчиси акс узилмалар билан ифодаланган. Уларда кўтарилган қанот устсурилган ва унинг асосида пўстлоқнинг пастки қатламлари ва ҳатто мантия очилиб қолган. Иккинчилари, одатда, чуқур даралар — плитачи, трансформ новлар ҳосил бўлиш билан бирга кечади.

Абиссал текисликлар қарироқ пўстлоқ (олигоценгача) устидаги океанлар ҳудудининг катта қисмини эгаллайди. Уларнинг келиб чиқиши литосферанинг ўз сузувчанлигини йўқотиши ва қалинлигининг ошиши билан боғлиқ. Абиссал текисликларнинг чуқурлиги 4000—6000 м ва океан ботиқларида ундан ҳам чуқур. Океан ботиқлари карбонат компенсацияси сатҳидан пастда абиссал ва кремнийли гиллар тўпланиши туфайли ажратилади.

Абиссал текисликлар ҳаммаёқда пелагик ва абиссал ётқизиклар билан қопланган. Уларнинг стратиграфик кесмаси ўрта океан тизмасидан узоқлашган сари остидан ортиб боради.

Океан ётқизиклари жуда секин тўпланишини алоҳида қайд этиб ўтиш лозим. Шунинг учун ҳам уларнинг умумий қалинлиги юз метрлардан ошмайди, кесмаларда ички стратиграфик танаффуслар ва ювилишлар кузатилади (11.4-расм).

Ётқизиклар таркиби, уларнинг қалинлиги океаннинг иқлимий зоналлигига боғлиқ бўлган фотосинтез зонасининг биомассулдорлиги билан назоратланади. Экваториал вилоят биоген гилларининг максимал қалинлиги 400—500 м гача боради. Ундан шимол ва жанубдаги тропик минтақаларда „океан саҳролари“да чўкинди ҳосил бўлиш тезлиги сезиларли даражада пасаяди. Паст тезлик, демак, қисқарган кесмалар туби, карбонат компенсациясидан пастда жойлашган абиссал чўкмалар учун хос бўлади. Фақат пассив четлар бўйлаб катта қалинликдаги турбидитлар билан тўлдирилган қитъаолди ботиқликлари шаклланади. Йирик дарёлар қуюладиган жойларда уларнинг қалинлиги 10—15 км га етиши мумкин.

Океан ётқизиклари субдукция зонасида уларнинг ютилиши туфайли камдан-кам сақланиб қолади. Ўтмишдаги океаник кесмалар, офиолитларнинг қолдиқлари фақат коллизион бурмали ўлкаларда учрайди. Офиолит комплекси кесмасини топиш қадимий океанларни қайта тиклашда энг муҳим мезон ҳисобланади.

11.3. Қитғалар чеккалари

Қитға чеккалари орқали океан ва қитғалар бир-бири билан боғланади. Океаннинг ташқи чегараси қитға чеккасининг этаклари ва чуқурсув новлар бўйлаб ўтади. „Қитға чеккаси“ атамаси умумлаштирилган тушунча бўлиб, ўзининг тузилиши ва ривожланиши бўйича турли вилоятларни ўз ичига олади. Улар океанлар майдонининг 15% ини ташкил этади. Уларнинг орасида кўпчилик талқиқотчилар иккита асосий турини — суэт ёки пассив (дивергент) ва фаол, актив (конвергент) четларни ажратишади. Ўз навбатида, улар орасида яна бир қанча турлар бор. Фаол четлар, асосан, Тинч океани атрофида ва Ҳинд океанининг шимоли-шарқий қисмида (Зонд ёйи) тарқалган. Атлантика океанида фаол четлар унинг Скотия ва Кариб плиталари бўйлаб ўтган чегарасида шаклланган.

Пассив (суэт) четлар қитғалар билан нисбатан ёш Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлари чегараси белгиланади. Тинч океани ҳам Антарктида билан пассив чет орқали туташади. Арктика ҳавзаси ва Атлантиканинг шимолий районларидан ташқари бундай чеккалар кенглиги 200 км дан ошмайди. Шимоли-шарқий Атлантика ва Евросиё шельфида четлар кенглиги 500 км га боради. Кенгликнинг бундай нисбати уларнинг геологик тузилиши хусусиятлари билан боғлиқ.

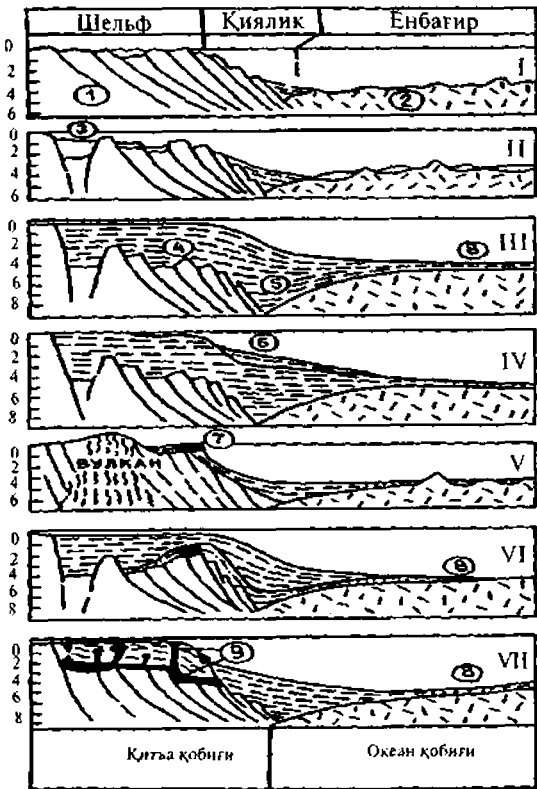
Қадимий платформаларнинг суэт четлари — шельф, қитға ёнбағри ва қитға этаклари учлигидан иборат. Улар тектоник жиҳатдан соҳилга параллел листрик ер ёриқлари билан чегараланган тектоник остоналар шаклидаги тузилмалардан иборат. Чўкинди қопламаси тузилишида таркиби бўйича турли чўкинди формациялар қатнашади. Шельф зонасида улар, асосан, катта қалинликдаги терриген ёки карбонатли ётқизиқлардан иборат бўлиши мумкин. Шельф чеккаси бўйлаб кўпинча тўсиқ рифлар ривожланган бўлади. Қитға ёнбағри ва континентал этаклар майдонида уларни флиш формацияларининг турбидит оқим жинслари алмаштиради. Улар кесмада лава оқимлари билан алмашган бўлиши мумкин. Бунда уларнинг энг катта қалинлиги (10—15 км гача) қитға этақларига тўғри келади. Максимал чўкиш маҳсулотлари қитға четларига туташган ботикликларнинг морфологиясини кўрсатади (11.5-расм).

Қитға чеккасининг чўкиши саёз денгиз терриген ёки карбонатли формацияларнинг катта қалинликдаги ётқизиқлари ҳосил бўлиши билан бирга кечади. Океан томонида улардан кейин флиш ётқизиқлари қолади ва улар ҳам, ўз навбатида, чуқурсув ётқизиқлари билан алмашади. Қитға ва океан орасидаги бундай чегаравий тузилма периокеан ботиклиги номини олган. Улар билан улкан нефть ва газ конлари боғлиқ.

Кейинчалик океаннинг ёпилиши босқичида пассив четлар, одатда, бурмаланишга учрайди, уларнинг океанга қараган қисми бурмали структуралар таркибига қўшилиб кетади.

Евросиёни ўраб турувчи Шимолий Атлантика ва Арктика ҳавзаларининг четлари, умуман, бошқа тузилишга эга. Уларнинг асосий фарқи рифтогенез жараёнларидир (11.6-расм).

Фаол қитға чеккалари. Пассив четлар каби улар ҳам океан ва қитғани ўзаро туташтириб туради. Улар ҳозирги замонда фаол тектоник фаолиятга эга бўлган минтақалардир. Умуман олганда, улар эрта протерозойдан бошлаб маълум ва кейинги барча даврларда кузатилади.



11.5- расм. Суэт (пассив) қитға четининг шаклланиш кетма-кетлиги: I — IV — қопламаларнинг ривожланиш босқичлари; V — VII — рифт туридаги чеккалар: 1 — қитға пўсти, 2 — океан пўсти, 3 — ён рифтли ботиклик, 4 — қоплама, 5 — турбидитлар, 6 — қопламанинг сидирилиши, 7 — маржон сувўтли рифт, 8 — чуқур сувли ётқизиқлар, 9 — тузли диапирлар.



11.6- расм. Евросий-Арктика шельфларида рифтларнинг тарқалиши (Н.А.Богданов). 1 — қитъа; 2 — ҳозирги замон сувлари; 3 — рифтларнинг йўналиши; 4 — океан ҳавзаси; 5 — рифтларнинг марказий ўқи; 6 — рифт.

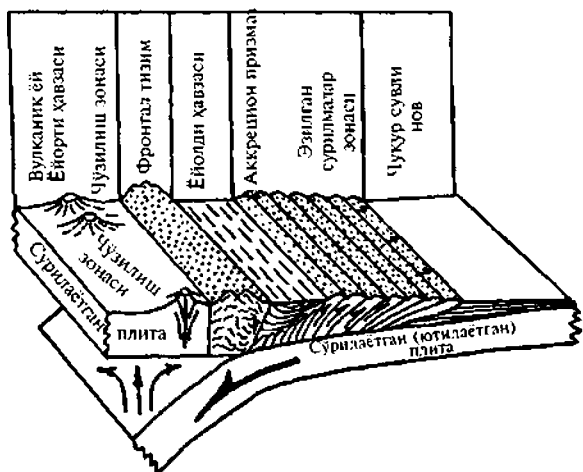
Фаол четларнинг пайдо бўлиши океан тубининг кенгайиш жараёнлари билан боғлиқ. Спрединг ва субдукция океаннинг турли қисмларида, турли вақтда ривожланиши мумкин. Ютилиш зоналарининг пайдо бўлиши океан литосфераси режимининг ўзгариши билан боғлиқ. Спрединг зонасидан фарқли ўлароқ, ютилиш чегаралари туташувчи литосфера плиталарининг тузилиши, уларнинг силжиши ва, эҳтимол, мантиядаги конвектив оқимлар хусусиятларига боғлиқ бўлган хилма-хиллиги билан характерланади.

Ютилиш зоналари ва фаол қитъа четлари океан пўстининг қитъа турига айланадиган вилоятлар ҳисобланади. Беньофнинг қия жойлашган сейсмофокал зоналари ютилиш структурасининг муҳим қисми ҳисобланади. Океан литосфераси планетар ер ёриқлари бўйлаб мантияга чўкиши давомида қисман эрийди ва ер юзасига магмаларнинг янги авлодини етказиб беради.

Фаол қитъа четларининг кўндаланг кесмасида қуйидаги геодинамик тузилмалар: чуқурсув новлари, вулкан ороллар ёйи, ёйорти ҳавзалари ва майда қитъалар ривожланади. Уларнинг тўплами мазкур четларнинг иккита асосий турини: периконтинентал ёки Шарқий-Тинч океани ороллар ёйи ёки Фарбий-Тинч океани структураларини ажратишга имкон берди.

Қитъа четларининг Фарбий Тинч океан тури. У қуйидаги учта структуравий элементлардан — чекка денгизларнинг чуқурсув новлари, вулқон ороллар ёйи ва ёйорти ҳавзаларидан иборат. Чуқурсув новлар ва ороллар ёйи Беньоф сейсмофокал зонасидаги сейсмик минтақа билан бирга учрайди. Бу сейсмофокал зона юзаси океан литосфераси ботаётган пластина ҳолатини ифодалайди. Унинг устида эса ороллар ёйи пайдо бўлади. Аккрецион пона, ёйолди ҳавзаси ва уларга туташган ташқи новулканик ёй фаол четнинг муҳим элементи ҳисобланади (11.7- расм).

Океан литосфераси ютилиш жараёнида сувсизланиш (дегидратация) ва эриш жараёнига учрайди. Шунинг натижасида янги магма ўчоқлари пайдо бўлади. Ер юзасига магма ва

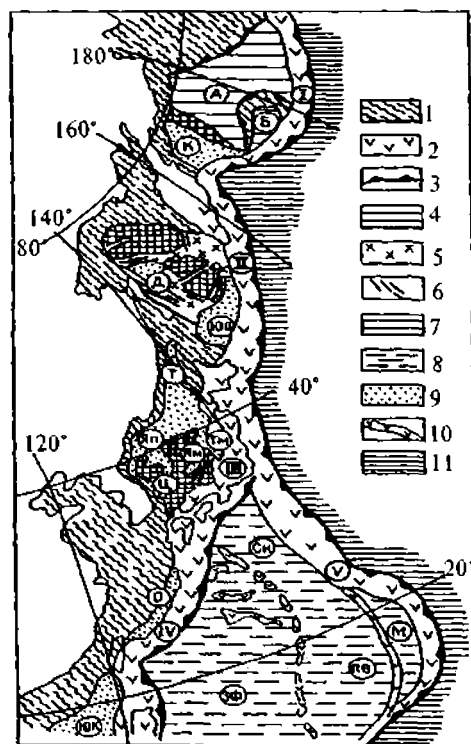


11.7- расм. Шимолий Янги Зеландия соҳили бўйлаб субдукция зонаси мисолида фаол четнинг кўндаланг кесими.

флюидларнинг чиқиши атроф жинсларнинг ўзлаштирилиши билан бирга кечади. Бу эса вулқон ороллар ёйини ташкил этувчи хилма-хил магматик жинсларнинг шаклланишига олиб келади. Ороллар ёйидаги вулканик жараёнлар учун вулқон жинсларининг—базальтлардан тортиб то дацитларгача — кальций-ишқорли ихтисосланганлиги характерлидир. Бундай мажмуа вулқон ороллар ёйи ҳосил бўлишидаги геодинамик режимнинг муҳим белгиси ҳисобланади.

Ороллар ёйи кўндаланг кесимидаги жинсларнинг таркибида ишқорларнинг ўзгариши магматик жинсларнинг иккинчи хусусияти ҳисобланади. Одатда, ёйнинг океанбўйи (фронтал) қисмида толеитлар, ички қисмида эса ишқорли базальтлар тарқалган. Ушбу йўналишда K_2O нинг

11.8- расм. Ғарбий Тинч океани фаол чети ёйорти конвергент ҳавзаларининг учта тури (Е.Н.Меланхолина буйича): 1 — Шимолий Осиё мезозой-палеоген аккрецион қитъа чети бурмали қамбари палеоструктуралари; 2 — 3 — ҳозирги замон қитъа чети структуралари; (2 — ороллар ёйи, 3 — новлар; нов тизими); 4 — 6 — континентал пўстнинг бошланғич парчаланиш жойлари (4 — микроконтинентлар, 5 — уларнинг парчаланиш майдони, 6 — троглар ва грабенлар); 7 — 9 — океан пўстига эга ёйорти ҳавзалари (7 — қолдиқ тури, 8 — спредингли тури, 9 — рифтли тури); 10 — қолдирилган ороллар ёйи; 11 — Тинч океани плитаси; доиралардаги белгилар: I — V — ороллар ёйи (I — Алеут, II — Курил-Камчатка, III — Япон, IV — Рекю, V — Мариан), ёйорти ҳавзалар: А — Алеут, Б — Бауэрс, К — Командор, Д — Дерюгин, ЖО — Жанубий Охота, Т — Татар бўғози, Яп — Япония, Ям — Ямато, Тм — Тояма, Ц — Цусим, О — Окинава, ЖХ — Жанубий Хитой, Ск — Сикоку, ҒФ — Ғарбий Филиппин, ПВ — Паресс-Вела, М — Марианн.



миқдори ошиб боради. Тоғ жинсларидаги K_2O нинг миқдори Беньоф зонасининг гипсометрик ҳолатини ва унинг қиялик бурчагини аниқлаш имконини беради. Беньоф зонасигача чуқурлик қанча катта бўлса, магматик жинсларда калийнинг миқдори шунча кўп бўлади.

Фаол четларнинг навбатдаги структуравий элементи бу денгизларнинг ёйорти чўкмаларидир (11.8-расм). Кўпинча уларнинг ҳосил бўлиши ёйорти Ер пўстининг чўзилиш жараёнлари билан белгиланади. Қитъа пўсти устида шаклланган рифт ботиқлиги Япон денгизи мисолида ўрганилган. Океан очилишининг кетма-кетлиги юқори пўстлоқда рифтнинг пайдо бўлиши ва унинг кейинчалик пўстлоқнинг бутунлай ёрилиши билан кечадиган субокеан ҳавзасига айланишини ўз ичига олади. Бундай турдаги ёйорти ҳавзалари қитъанинг чекка қисмида ривожланади, унга туташган вулқон ёйлари, одатда, пўстнинг ажралган бўлақларида шакллана бошлашини таъкидлаб ўтиш зарур. Шунинг учун ҳам уларнинг вулканик жинслари таркибида кремний оксиди миқдорининг ортиқлиги яққол кўзга ташланади.

Спрединг билан боғлиқ ҳавзалар ёйорти ҳавзаларининг иккинчи туридир. Уларга мисол қилиб Филиппин денгизини кўрсатиш мумкин. Улар океан кенгайиши жараёнида вужудга келган. Спрединг туридаги ҳавзалар океандан энсиматик ороллар ёйи билан ажралганлиги, ёйорти чўзилиши ва пўстлоқ ҳосил бўлишнинг шиддат билан ривожланишини таъминлайди. Бунда спрединг жараёнида ҳосил бўлган майда океан плиталари уларга туташган қитъа остига ютилиши мумкин. Энсиматик ороллар ёйи ва ёйорти спрединг ҳавзаларининг бундай бирлиги такрорланиши мумкин. Бунда қитъалар четида ёй ва ҳавзаларнинг қўш тизими ҳосил бўлади.

Ҳавзаларининг учинчи тури сифатида қолдиқ ҳавзаларни кўрсатамиз. Улар қитъаичи субдукцияси вужудга келиши туфайли ҳосил бўлади ва океан пўстининг ажралган қисми ёйорти ҳавзасига айланади. Бунга Тинч океани плитасидан шу номдаги ёй билан ажралган Алеут ботиғини мисол қилиб кўрсатиш мумкин. Бундай ҳавзаларнинг асосий хусусияти қадимий магнит аномалиялар йўналишининг уларни чегараловчи ороллар ёйи билан мос тушмаслигидир. Бундай ҳавзаларнинг пайдо бўлиши океанлар структура шакли ва спредингининг йирик қайта қурилиш босқичига тўғри келади.

Шундай қилиб, фаол континентал четларда субдукцион структураларнинг турлича birlikлари мавжуд. Ороллар ёйларининг туташishi, ёйорти ҳавзаларининг ёпилиши янги Ер пўстнинг ҳосил бўлаётганлигини билдиради. Унинг узил-кесил шаклланиши қитъалар туташуви ва четларнинг умумий коллизияси вақтида якунига етади. Фаол четларнинг мураккаб тузилиши уларни ташкил этувчи структураларнинг турлича муносабатини қайта тиклашда маълум қийинчиликлар туғдиради. Бу вазиятда энг унумли бўлиб формацион усул саналади. Формациялар таркиби, уларнинг латерал ва тарихий-геологик кетма-кетлиги океан четларини уларнинг турли ривожланиш босқичларини ишончли равишда қайта тиклаш имконини беради.

Умуман олганда, формацияларнинг океан кўндаланг кесмасидаги кетма-кетлиги куйидагича: флиш формациялари → „базальт“ қатламининг субдукция натижасидаги аралашмалари → вулканик ороллар билан боғлиқ бўлган вулканик формациялар.

11.4. Коллизия бурмали ўлкалар

Океанлар ривожланишида ва океанларнинг бурмаланган вилоятларга айланишида улар формацияларнинг таркиби билан боғлиқлигини биринчи бўлиб М.Бертран очиб берган. Унинг фикрича, бу жараён куйидаги тўрт босқич: тоороген, тофлиш, флиш ва моласса босқичлари билан белгиланади. Тоороген босқич пойдеворнинг очилишига, тофлиш босқичи эса денгиз ётқизиклари билан тўлмаган ботиқни букилиш фазасига тўғри келган. Уни флиш формацияси, чуқурсувли ётқизиклар тўпланиш шароитлари алмаштирган. Ривожланиш кўрсаткичи — моласса формациялари ҳисобланган орогенез ва бурмаланиш билан яқунланган. Ушбу босқичлар кўпчилик геологлар томонидан қабул қилинган. Бундай кетма-кетлик М.Бертран цикли номини олган. Уларга байкал, каледон, герцин, киммерий ва альп цикллари ёши бўйича мос келади.

Бу қадимги, мумтоз қарашларни спрединг натижасида океаннинг очилиши, субдукция давомида унинг ёпилиши ва, ниҳоят, қитъалар ўзаро тўқнашганидаги умумий коллизияни ўз ичига олган Вильсон цикли сифатида талқин этиш мумкин. Аммо Вильсон цикли тушунчаси ундан кенгроқ. У ҳар қандай палеоокеан ёки унинг тармоқлари тарихини қамраб олади. Бертран цикллари умумсайёравий ҳисобланади ва ёши бўйича байкал, каледон ва бошқа бурмали ўлкалар ёшига мос келади. Улардан баъзилари ягона циклли, бошқалари — кўп циклидир. Масалан, Урал-Охота бурмали вилояти байкал, каледон ва герцин даврларида шаклланган, Шимолий Атлантика эса байкал ва каледон даврида ҳосил бўлган, Альп-Ҳимолой минтақаси тузилишида альп бурмали структуралари ҳам қатнашади.

Океан литосферасининг субдукцияси, унинг ютилиши, океан ҳавзасининг ёпилиши, кейинчалик қитъа четларининг туташуви қитъалар тўқнашуви билан яқунланади. Бу узоқ давом этган жараённинг ниҳоясида кўп қопламали ички тузилишга эга ороген минтақалар таркиб топади ва янги ер пўсти ҳосил бўлади.

Яқуний тўқнашув давомида илгари бир-биридан минглаб километр масофада жойлашган тузилмалар бевосита туташади. Бунда ҳосил бўлган бурмали минтақалар таркибида туташган қитъаларнинг қадимий пойдевори, қитъа четларининг метаморфик формациялари, чекка денгизлар ва ороллар ёни аллохтон формациялари ва майда қитъалар учрайди. Бундай ороген ўлкаларнинг марказий ўқи — сутура зонаси, сутура чоки — океан литосфераси формацияларидан таркиб топади. Гоҳи бу зоналарни океан „чандиғи“ ҳам дейилади.

Ҳозирги вақтда орогенларнинг икки асосий тури ажратилади. Улардан биринчиси континент ва океан ўртасидаги чегарани кўрсатувчи чекка орогенлардан иборат. Иккинчиси эса қитъаларнинг ўзаро туташуви натижасида вужудга келади (11.9- расм).

Бурмали структураларнинг ички тузилиши жуда мураккаб бўлади. Коллизия пайтида қитъа четлари ва уларга туташган платформа четларидаги хилма-хил структуралар туташади. Урал-Охота ва Альп-Ҳимолой бурмали вилоятларни буларга мисол қилиб кўрсатиш мумкин.

Қитъаларнинг четидаги бурмаланган ўлкалар қитъалар четида жойлашган бўлиб, литосферанинг субдукцияси шароитида шаклланади. Бунга мисол қилиб ҳар иккала



11.9- расм. Ернинг ҳозирги тузилишида фанерозой бош бурмали минтақалари (К.Сойферт ва Л.Сиркин бўйича, В.Е.Ханн қўшимчаси билан): 1 — 3 — қитъаларо бурмали минтақалар: 1 — Урал — Охота (УО), 2 — Альп-Ҳимолой (АХ); 3 — Шимолий Атлантика (ША); 4 — 5 — қитъа чети бурмали ўлкалар; 4 — Арктика (А), 5 — Тинч океани (Т), 6 — қадимий платформалар: 1 — III — Лавразия (I — Шимолий Америка, II — Шимолий Европа, III — Сибирь); IV — Хитой; V — IX — Гондвана (V — Жанубий Америка, VI — Африка, VII — Ҳинд, VIII — Австралия, IX — Антарктика). Осиё (УО), Тетис (АГ), Япетус (СА), Бореал (А), Лейсифик (Пацифик) — (Т) палеоокеанларининг ёпилиши давомида океан ва континентал чети коллизияси бурмали ўлкалари.

Американинг ғарбий соҳилларидаги тоғ тизмаларини (Кордильер ва Анд) кўрсатиш мумкин. Океан ва қитъа литосфераларининг тўқнашуви бир томондан, океан литосферасининг субдукциясига, иккинчи томондан, кратонларнинг бурмали ўлкалар остига ички субдукция зоналари бўйлаб киришига олиб келади. Шу тариқа бундай минтақаларнинг мураккаб ички тузилиши шаклланади.

Натижада океан томондан субдукция жараёнида қитъа четининг кучли вулқон қурилмалари билан ўсиши давом этади, Ер пўсти ичига гранит плутонларининг катта қисми ёриб киради. Вулканик ҳудудларнинг ортида, мантия диапирларининг фаолланиши, кириши туфайли платформа четлари кўтарила бошлайди. Баландликларнинг гумбаз қисмида рифт ботиқликлари ҳосил бўлади. Континентал плитанинг босими ва унинг ороген тагига сурилиб кириши субдукциянинг қия зонаси шаклланишига ва чекка ботиқликнинг ҳосил бўлишига олиб келади.

Шундай қилиб, ороген таркибига коллизияга учраган қитъа чети структуралари ҳамда континент четлари қўшилади. Ороген ҳудудларининг кенглиги минг километрдан ортиқ бўлиши мумкин. Масалан, Американинг Ғарбий чеккаси бўйлаб у Кордильера ва Анд тоғларини, Колорадо платосини ва Шарқий қояли тоғларни ўз ичига олади.

Қитъаларро орогенлар қитъаларнинг ўзаро тўқнашуви натижасида ҳосил бўлади ва қадимий платформаларнинг орасида жойлашади. Орогенлар узоқ масофаларга чўзилганлиги ва нисбатан торлиги билан ажралиб туради (Альп-Ҳимолой, Урал, Жанубий Тяньшан, Каледон-Аппалачи ва бошқа бурмали вилоятлар). Бурмали ўлкалар асосини офиолит комплекслар, ороллар ёйи ва ёйорти ҳавзалар формациялари ташкил этади. Майда қитъалар аҳён-аҳёнда учрайди. Бундай орогенлар кўп қопламали, одатда, моновергент ички тузилишга эга бўлган бурмали ўлкаларни ҳосил қилади. Қопламалар ва шарьяжларнинг қиялиги, одатда Беньюф зонасиникига мос келади.

Орогенларнинг яна бир муҳим белгиси — бу жуфт метаморфик минтақалардир. Улар паст ҳароратли, аммо юқори босимли глаукофан-сланецли ва амфиболит фациясига мансуб.

Атроф тузилмасининг шаклига боғлиқ ҳолда чизикли бурмали тизимлар (Урал, Жанубий Тяньшан) билан бирга, ёйсимон шаклдаги бурмали ўлкалар (Апеннин, Альп, Карпат, Помир) ҳам учрайди. Бу сурилиб келаётган плита пойдеворининг бўртиб чиққан жойи мавжудлиги билан белгиланади. Масалан, Ҳиндистон платформасининг бундай бўртиб чиққан жойи ҳосил қилган структураларни кўрсатиш мумкин. Унинг чеккаларида Қорақорум-Помир тоғларининг ёйсимон тизими шаклланган. Арабистон плитасининг шундай бўртган понаси олдида Кичик Кавказ ёйи ҳосил бўлган. Одатда, бундай тузилмалар иккиламчи табиатга эга.

Япалоқ ороген тизимлар юқорида таърифланганлардан мураккаб ички тузилиши билан фарқ қилади. Бундай минтақалар узиқ-юлуқлиги, эгри-бугрилиги билан ажралиб туради. Бундай мураккаб тузилишнинг сабаби — ўлчами ва ёши бўйича турли майда қитъаларнинг — илгари континентал четлар таркибига кирган қадимий континентал пўстлоқнинг бўлаклари кенг тарқалганлиги ҳисобланади. Улар билан туташган ороллар ёйи ва ёйорти ҳавзаларининг ҳосилалари коллизия жараёни мобайнида майда қитъалар шаклини такрорлайди. Бундай структураларга мисол қилиб Марказий Олтой, Саян ва Марказий Осиёнинг бурмали тузилмаларини кўрсатиш мумкин.

Бурмали ўлкаларни кўп йиллик ўрганиш, айниқса, кейинги йилларда бажарилган сейсмик профиллаш ўзининг миқёси бўйича жуда йирик бўлган тоғларнинг горизонтал сурилишини асослаб берди. Аллохтон плиталардан иборат бўлган орогенларнинг бурмали тузилиши ўзининг тасдиғини топди. Орогенларнинг кўп қопламали тузилиши, кейинги бурмаланиш, турли таркибдаги магматизм ва интенсив силжима дислокациялар билан қўшимча тарзда мураккаблашган. Моҳо юзаси, одатда, тоғлар остида ботиқ шаклга эга ва улар кўп ҳолларда чуқур ер ёриқлари бўйлаб сурилган бўлади.

Бурмали ўлкаларнинг ички тузилишини ўрганиш бу вилоятларда астеносфера бўйлаб литосфера плиталари горизонтал сурилишининг ягона шакли эмаслигини кўрсатди. Бундай ҳаракатлар ер пўстининг турли сатҳларида қайд этилади.

Литосферанинг кетма-кет қатламланиши ҳақидаги ҳозирги тасаввурлар „базальт“ ва „гранит“ қатламлар табиати тўғрисидаги анъанавий қарашларни инкор этади. Ер пўстининг икки қатламли геофизик модели тоғ жинсларининг термобарик шароитларга, шу жумладан, стресс кучланишга, боғлиқ бўлган табиий ҳолатини аке эттиради.

11.5. Континентал платформалар

Континентал платформалар тузилишида кристалланган ёки бурмаланган пойдевор ва чўкиндилардан ташкил топган қоплама ажратилади. Пойдевор коллизион ривожланиш босқичида вужудга келган ва у якунловчи бурмаланиш, магматизм ва метаморфизм хос бўлган Ер пўсти кесмасидан иборат. Унинг ёшига қараб қари ва ёш платформалар ажратилади. Улардан биринчисининг пойдевори қадимий архей-қуйи протерозойнинг юқори даражадаги метаморфизмига ва гранитизацияга учраган жинсларидан иборат. Ёш платформаларнинг асосини мезопротерозой-палеозойнинг коллизион бурмали тузилмалари ташкил этади.

Қадимий платформаларни одатда токембрий, ёшларини эса эпигерцин платформалари дейишади. Улар бир-биридан Ер пўстининг тузилиши ва тектоник фаоллиги билан фарқ қилади. Пойдевор жинслари баъзи жойларда ер юзасига чиқади ва шу орқали улар иккита муҳим, латерал туташган структура бирликлари — умумий кўтарилиш ва минтақавий чўкиш вилоятларига ажратилади. Улардан биринчиси қадимий платформаларнинг қалқони ёки ёш платформаларда уларнинг муқобили бўлган паст амплитудали кўтарилиш вазиятида ривожланган ижобий тузилмалар ҳисобланади. Иккинчиси чўкинди қопламаси шаклланиши билан ифодаланади. Уларнинг тузилишида платформанинг ривожланишидаги иккита геодинамик босқичга мос келувчи комплекс мавжуд.

Плитадан аввалги комплекслар тузилишида чўкинди ва вулканоген формациялар қатнашади. Улар, одатда, ер ёриқлари билан чегараланган грабенсимон ботиқликларда тўпланади. Ёриқлар, кўпинча, устки плита ётқизиқларга ўтмайди. Бу ботиқликлардаги ётқизиқларнинг қалинлиги 5—8 км гача тенг бўлиши мумкин.

Плита комплекси пойдевор жинслари устига номувофиқлик билан ётади. У минтақавий чўкиш худудларида кенг тарқалган ва нисбатан кучсиз метаморфизмга учраган чўкиндилардан иборат. Одатда, унинг қалинлиги 4—5 км гача ётади. Баландлиқлар майдонида чўкинди қопламасининг қалинлиги уни ташкил этувчи қатламларнинг қалинлигига тенг даражада камайиши туфайли паст бўлади.

Қитъа платформа плиталари учун Мохо юзасининг ётиш чуқурлиги 35—40 км, баъзан 45—50 км га тенг. Мохо юзасининг энг кичик чуқурлиги плита комплексларининг юқори қалинликдаги вилоятларига тўғри келади. Қалқонлар остида Мохо юзаси чўккан. Ёш платформаларда астеносфера анча аниқ ифодаланган ва қатламланган. Қадимий қалқонлар остида астеносфера қатламлари қийинчилик билан аниқланади. Бу Ер пўстини қадимийлиги билан боғлиқ.

Платформалар пойдеворининг тузилиши ва уни ташкил этувчи тузилмаларнинг таркиби бўйича хилма-хилдир. Қадимий платформаларда у архей-палеопротерозойнинг юқори метаморфизмга учраган ҳосилалари — гранулит-гнейсли гумбазлар ва баъзи жойларда чўкинди қопламаси қолдиқлари билан қопланган гранит-яшилтошли қамбарлардан иборат.

Ёш платформаларнинг пойдевори коллизион бурмали тузилмалардан иборат. Айнан шунинг учун ҳам улар жуда мураккаб тузилишга эга. Бу мураккаблик пойдеворнинг чўкинди қопламаси ва тепаликлардаги структураларда ўз аксини топган. Асосан, протерозой охирида шаклланган тоғ массивларидан иборат бўлган қадимий платформалардан фарқли ўлароқ, ёш платформаларнинг асосини байкалидлар, каледонидлар ва герцинидлар ташкил этади. Уларнинг барчаси коллизия якунлангандан сўнг ҳам тектоник фаол бўлиб қолган. Бу хусусият тоғоралиги ва тоғолди ботиқликларида тўпланган ягона чўкинди қопламаси шаклланишига тўсқинлик қилган. Баъзи тадқиқотчилар уларни ҳам платформалар категориясига киритишади ва эпибайкал, эпикаледон ва эпигерцин платформалари сифатида ажратишади. Бошқалари, уларнинг ороген структуралари билан алоқасини ҳисобга олган ҳолда, чўкинди қопламаси—плита комплекси шаклланишидан олдинги оралик структуралар сифатида ажратишади. Улар асосий бурмали пойдевордан таркиб топган ёш эпиплатформалар номини олган.

Платформаларнинг чўкинди қопламаси. Платформалар коллизион орогенлардан кейинги планетар структуралар синфини ташкил этади. Уларнинг ривожланиш кетма-кетлиги вақт давомида тектоник фаолликнинг пасайиши билан ифодаланади ва бу платформаларнинг ривожланишида иккита асосий босқични ажратишга имкон беради.

Қопламаолди босқич. Қадимий платформалар учун уни авлакоген, ёш платформалар учун эса, тафроген босқич деб аташади.

Платформа қопламалари кесмасида топлита ва плита ётқизиқларининг ажралиши унинг ривожланиши жараёнида ўзгаришлар кечганлигини акс эттиради. Топлита комплексининг

шаклланишини қадимий платформалар пойдевори рифтогенез жараёнлари билан тенглаштиради. Ёш платформаларда унга тафроген грабенлар ёки ботиқликларни тўлдирувчи оралиқ комплекс формациялари мос келади.

Қадимий платформаларда авлакоген босқичи пойдеворни кесиб ўтувчи узун ва тор рифтлар тизимини яратади. Улар чўкинди ва чўкинди-вулканоген маҳсулотлар билан тўлдирилган грабенсимон ботиқликлардан иборат (11.10, 11.11- расмлар).

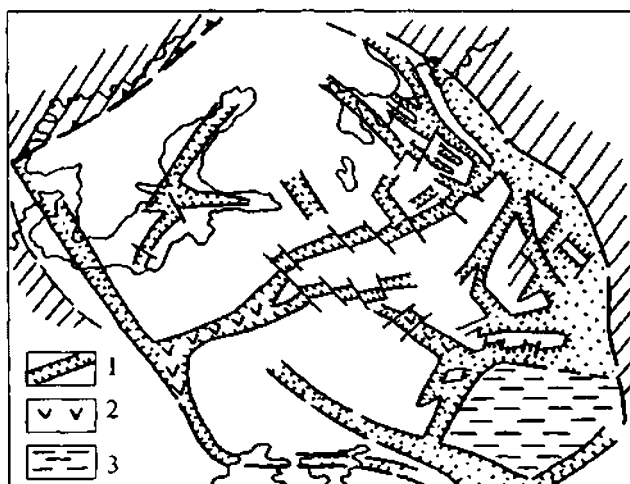
Магматик жинслар ишқор-оливинли базальтлардан, нордон вулканитлардан таркиб топган. Грабенлар (авлакогенлар)нинг ривожланиши ҳар қандай босқичда тўхташи мумкин. Баъзида рифт ботиқликлари бурмаланиш таъсирига учрайди. Бошқа ҳолларда эса рифтлар устида ботиқликлар—синеклизалар пайдо бўлиши мумкин.

Ёш платформаларда тафроген босқичи турли шаклларда намоён бўлади. Баъзи ҳолларда улар шакли ва ўлчами бўйича турли ботиқликларни тўлдириб турувчи ороген формациялардан иборат. Одатда, улар бурмали пойдевор бўлаклари ҳолатини мерос қилиб олган бўлади. Бошқаларида терриген формациялар ва ишқорли қатордаги базальт вулканизми билан бирга кечадиган рифт ҳосил бўлиши кузатилади.

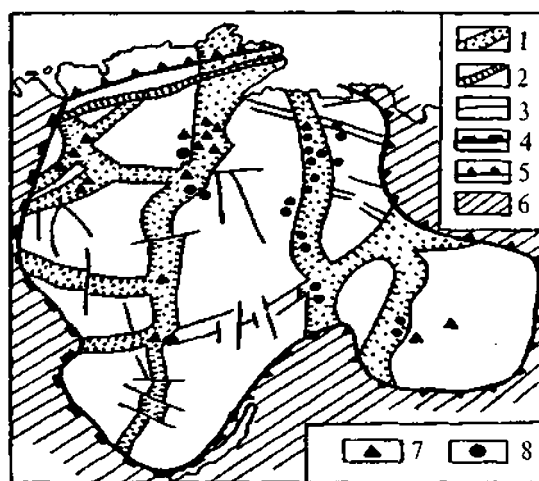
Плита босқичи оралиқ комплекс ёки бурмали пойдевор устига номос ётувчи ягона чўкинди қоплама ҳосил бўлишидан бошланади. Шунинг учун ҳам ёш платформаларни ажратишнинг муҳим мезонларидан бири — қоплама жинсларининг тарқалиш чегараси ҳисобланади. Ёш платформаларга Фарбий Сибирь, Турон, Скиф, Фарбий Европа ҳамда майдони бўйича унча катта бўлмаган чўкинди қопламаси тарқалган вилоятлар (Сунляо, Шарқий Австралия ва б.) киради. Улардан ташқарида, платформаларга жуда текисланган бурмали вилоятлар ва уларга йўлдош бўлган нураш қобиклари ва уларнинг маҳсулотлари кўчириб ётқизилган ва кўмилган қолдиқ ҳамда эрозион ботиқликлар киради.

Плита комплексининг тузилиши ва тарқалиши вертикал тектоник ҳаракатлар таъсирида вужудга келган. Бунда пастга йўналган тектоник ҳаракатлар чўкинди ҳосил бўлиш билан бирга кечган, яъни улар конседиментацион ҳисобланади. Уларнинг ётиш қиялиги жуда паст бўлиб, баъзида бир неча градусга тенг. Фақат энг йирик ер ёриқлари бўйлаб флексуралар ҳосил бўлган. Қадимий платформаларни чўкинди қопламаси ётқизиқларининг қалинлиги, одатда, 1,0—2,0 км дан ошмайди, аммо перикратон ва субокеан ботиқликларида 10 км ва ундан ортиқ бўлиши мумкин. Юқори ҳаракатчанлиги билан фарқ қилувчи ёш платформалар 5,0 км ва ундан ортиқ бўлган қалинлик ўзгариш градиенти билан характерланади.

Плита комплекси кесмаларнинг ишончли стратификацияси, стратиграфик танаффуслар мавжудлиги ва ётқизиқлар фашиал таркибининг кам ўзгарувчанлиги билан фарқ қилади.



11.10- расм. Шарқий Европа платформасининг рифей рифтлари (авлакогенлар) (Е.Е.Мялановский): 1 — рифтлар (авлакогенлар); 2 — магматизм ўлкалари; 3 — Каспийбўйи субокеаник ботиқлиги.



11.11- расм. Сибирь платформаси палеорифтлари тарқалиши (Н.С.Малич, А.С.Гринсон, Е.В.Туганова, Н.М.Чернишев): 1 — эрта протерозой ва рифей босқичлари палеорифтлари; 2 — палеозой-мезозой рифтлари; 3 — ер ёриқлари; 4 — платформаларнинг пассив чети; 5 — Сибирь платформасининг чегараси; 6 — фанерозой бурмали минтақалари; 7 — карбонатитли портлаш трубчалари; 8 — олмагли портлаш трубчалари.

Фашиал таркиби терриген аллювиал-текислик ёки саёз сувли денгиз ётқизиқларидан иборат бўлиши мумкин. Иқлимга боғлиқ ҳолда уларнинг петрографик таркиби ҳам ўзгаради. Қитъа тепаликларидан келиб тушадиган маҳсулот кам бўлганда чўкинди қоплама карбонатли ва эвалоритли ҳосилалардан ташкил топади.

Қадимий платформаларнинг ривожланиши жуда йирик қитъалар ҳосил бўлишидан бошланади. Улар протерозойнинг охирида литосферанинг бир-бири билан қўшилиши жараёнида ҳосил бўлган. Уларнинг кейинги ривожланиши қитъаларнинг парчаланиши билан ажралиб туради. Бу планетар жараённинг бошланиши рифтогенез жараёнлари билан белгиланади. Рифтогенез платформаларда кўп сонли рифт тизимларини ҳосил қилади. Улардан баъзилари литосферанинг бутунлай узилиши ва океан ҳосил бўлишига олиб келган ва спрединг билан алмашади. Платформаларнинг ҳозирги шакли шунга боғлиқ. Платформалар майдонида бир вақтнинг ўзида рифтогенез жараёни тўхтаган ва ҳозирги кунда чўкинди қопламаси, яъни плита комплекси билан қопланган кенг ҳудудлар чўка бошлаган. Ёш платформалар шаклланишини бошидан кечирган ва вақт давомида ўзининг тектоник фаоллигини йўқотган палеозой коллизия бурмали қамбарлар структурасини мерос қилиб олади.

Платформалар уларнинг остидаги мантияда содир бўлаётган жараёнлар таъсирида ривожланган. Дастлабки босқичда тектоник фаоллик, шу жумладан, авлакоген ва рифтларнинг пайдо бўлиши, мантия плюмлари таъсирида кечган. Кейинчалик, литосфераости мантиянинг совиши туфайли йирик ҳудудлар ҳам чўка бошлаган ва у чўкинди қопламаси шаклланишига олиб келган. Плита комплексининг тузилишига ва пойдевор тепалигига ёндош коллизия қамбарлар ўз таъсирини ўтказган ва уларнинг энергияси платформаларнинг ичига тарқалган.

11.6. Қитъаичи орогенез зоналари

Литосфера плиталарининг чегарасида шаклланган ороген минтақалар билан бир қаторда, Ер пўстида қитъаичи тоғ ҳосил қилиш жараёни ҳам ривожланган. Уларнинг асосий хусусияти шундан иборатки, орогенезга бир вақтнинг ўзида тузилиши, ёши, тарихи ҳар хил бўлган тузилмалар: қадимги орогенлар, дейтероорогенлар ва ҳоказолар жалб қилинади.

Уларни шаклланишидаги геодинамик шароит бўйича икки катта гуруҳга — рифтоген ва коллизия тузилмаларга ажратиш мумкин. Булардан биринчиси Ер пўстининг чўзилиш шароитида, иккинчиси эса литосфера ва Ер пўстининг сиқилиш шароитида шаклланади.

Токембрий ва фанерозой давридаги бу гуруҳлардаги тузилмаларни ҳозирги замон муқобиллари билан қиёслаш — тўртламчи тоғ ҳосил бўлиш вилоятлари билан уларда иссиқлик оқимининг юқори қиймати, юқори сейсмиклик, мантияда кечаётган жараёнларнинг юқори фаоллиги билан характерланади. Янгидан пайдо бўлган тоғларнинг шаклланиши вулканик жараёнлар билан бирга кечган. Ер ёриқлари билан боғлиқ бўлган ботиқликларда ва чуқурликларда айни вақтда катта қалинликдаги континентал молассалар тўпланади. Уларнинг тузилишининг қиёсий таҳлили шуни кўрсатадики, қитъаичи орогенези давомида Ер пўстининг геофизик параметрлари: пўстининг қалинлиги, қатламланганлиги ва бўлақларга парчаланганлиги сезиларли даражада ўзгаради.

Ер юзасида ва чуқурлик қисмида кечадиган ўзгаришлар уларга Ер мантиясида содир бўлаётган жараёнларнинг таъсири биринчи сабаб, деб тахмин қилишга асос бўлади.

11.6.1. Рифтогенез зоналари

Спрединг ва коллизия жараёнлари билан бир қаторда, рифтогенез ҳам Ер пўстининг таркиби ва тузилиши шаклланишида муҳим аҳамиятга эга. Рифт тизмалари ва алоҳида рифт ботиқликлари тарихий категориялар ҳисобланади, уларнинг ривожланиши Ер пўсти шаклланишининг маълум даврларига тўғри келади. Улар қитъаларнинг парчаланишидан, ёйорти ҳавзаларидан аввал пайдо бўлган. Баъзи ҳолларда бурмаланган ўлкаларнинг шаклланишини яқунлайди.

Қадимий платформаларнинг рифт тизимлари. Улар архей ва қўйи протерозой давридаги яшилтош минтақаларнинг шаклланишидан бошланади. Архейнинг рифтсимон структуралари, эоархейнинг содда „кул ранг гнейсли“ пўстининг чўзилиши мобайнида пайдо бўлган ва вулканоген, чўкинди маҳсулотлар билан тўлдирилган. Шу туфайли базальтли ва коматитли лавалар, терриген ва кремнийли ётқизиқлардан иборат бўлган анча қалин кесмалари шаклланган. Эрта протерозойда рифт ботиқликларининг иккинчи авлоди вужудга келади. Архей рифтларига нисбатан улар катта узунликка эга ва ўта асосли лаваларнинг кам тарқалганлиги билан фарқ қилади. Архей ва эрта

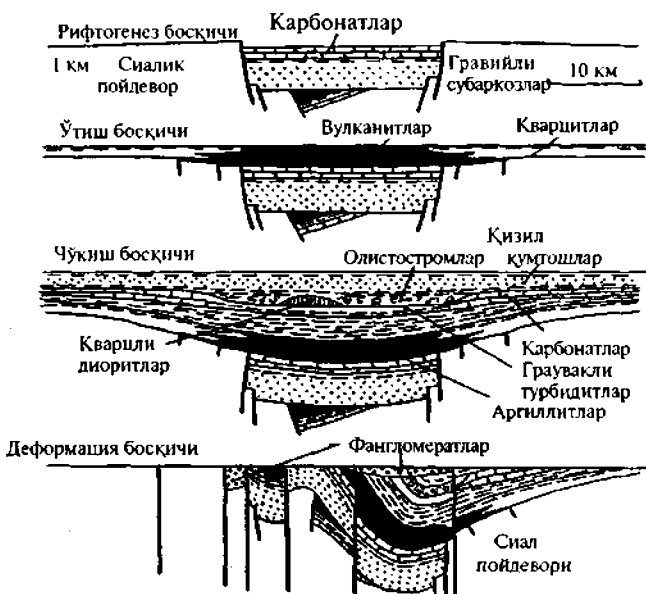
протерозой рифт тизимларининг (протоавлакогенларининг) ривожланиши жадал бурмаланиш, жуда фаол магматизм ва метаморфизм билан яқунланган. Шу жараёнлар туфайли эрта протерозойнинг охирларида қадимий платформаларнинг пойдевори узил-кесил шаклланган. Баъзи протоавлакогенлар протоокеанларнинг шаклланишига замин яратган.

Кечки протерозойдан бошлаб, асосан, эрта-ўрта рифейда, қуйи палеозойда қадимий платформалар ҳудудларида рифт тизимларининг учинчи авлоди — авлакогенлар ҳосил бўлади. Улар чизикли, юзлаб ва минглаб километрга чўзилган, листирик ер ёриқлари билан чегараланган ботиқликлар сифатида ифодаланган. Уларнинг маҳсулотлари базальтли ва ишқорий-базальтли формациялар, турли терриген, карбонат ва эвапорит ётқизиқлардан иборат (11.12- расм).

Ҳар қандай рифт тизими ўзининг ривожланишида кетма-кет босқичларни ўз бошидан кечиради (11.12- расм). Бошланғич босқичда нормал листрик узилмалар билан чегараланган ва мураккаблашган грабенсимон ботиқликлар вужудга келади. Бу босқичда ҳажм бўйича анча кўп бўлган базальт ва габбро магматизми кузатилади.

Кейинчалик чўкиш давом этади, аммо магматизм ҳажми қисқаради. Авлакогенларнинг кейинги ривожланиши бошқача йўлдан кетиши мумкин.

Улардан баъзи бирлари умумий чўкишни давом эттиради. Бу ҳолда авлакоген устида синеклиза шаклланади. Ақс ҳолда эса авлакоген маҳсулотлари бурмаланади ва инверсион структурага, одатда, блокли горстсимон тепаликка айланади. Платформанинг чўкинди қопламасида флексуралар билан чегараланган тўсиқлар, антиклиналлар ҳосил бўлади. Авлакогенларнинг таснифи 11.13- расмда келтирилган.



11.12- расм. Жанубий Оклахома авлакогени схематик кесмаси (P.Hoffman, J.F.Dewey, K.Burke): рифтогенез босқичлари (кечки протерозой — ўрта кембрий), оралик босқич (кечки кембрий — эрта девон), чўкиш босқичи (кечки девон — эрта карбон), деформация босқичи (кечки карбон — пермь).

Цикл	I	II	III	IV	V	VI	
ФАНЕРОЗОЙ	Инверсия						
	Уқирлиш						
	Бошланиш						
РИФЕЙ	Инверсия	СТРАТИГРАФИК ТАНАФУС					
	Уқирлиш						
	Бошланиш						

11.13- расм. Қадимий платформа авлакогенларининг ривожланиш босқичлари ва турлари (Е.Е.Милановский буйича): I — дастлабки циклда бош инверсияли (тиман тури), II — III — кечки циклда бош инверсияли; II — бурмаланиш билан ифодаланган (Донецк тури), III — ички тепаликнинг ўсиши билан ифодаланган (Киров тури), IV — аниқ ифодаланмаган инверсияли (Днепр тури), V — VI — фанерозой рифтлари: V — инверсияли (Бенуэ тури), VI — инверсиясиз (Припять тури).

Тектоник зоналар ва магматизм турлари	EA	AR	PR ₁	PR ₂			PZ			MZ	KZ
				R ₁	R ₂	R _{1V}	PZ ₁	PZ ₂	PZ ₃		
Гранулитли минтақа	●										
Яшилтошли минтақа		■									
Океанлар ва улар асо- сида пайдо бўлган бур- маланган минтақа			■				■	■	■	■	■
Кул ранг протоқобиқ	■										
Қадимги платформа кратонлари		■	■								
Протоавлакогенлар			■				■	■	■	■	■
Авлакогенлар							■	■	■	■	■
Интракратонли рифтлар										■	■
Рифтоген магматизм	Базит-ультрабазит- ли вулканизм	■									
	Базальтли вулканизм		■								
	Ишқор-базальтли вулканизм			■							
	Гранитоидли интрузия			■							
	Ишқор-гранитоид- ли интрузия				■						
	Ишқорли-ўта асос интрузия					■					

11.14- расм. Платформаларда рифтогенез турлари ва уларга йўлдош магматизм эволюцияси (Е.Е.Милановский бўйича).

Авлакогенлар Ер тарихида қайтадан, иккинчи марта пайдо бўлмаган. Бунда, биринчи навбатда, рифт ботиқликларининг морфологияси, миқёси, магматизм таркиби ва намоён бўлиш шакли ўзгарган (11.14- расм).

Протоавлакогенлар билан бирга намоён бўлган магматизм перидотитли ва базальтли коматиитлар, улардан кейин базальт магмасининг нордон ҳосилаларидан иборат. Юқори иссиқлик оқими Ер пўстида магма ҳосил қилувчи эриш ўчоқларини пайдо бўлишига олиб келган. Бу ҳақда гранито-гнейс гумбазлар ва гранит диапирларининг ялпи равишда вужудга келиши далолат беради. Эрта протерозой авлакогенларида базальтли коматиитлар ва пикритларнинг аҳамияти сезиларли даражада пасаяди ва ўз ўрнини толеитларга ва нордон таркибли лаваларга бўшатиб беради. Интрузив жисмлар габброидлар ва ультрабазитлардан иборат. Эрта протерозойнинг охирига келиб, кучли диастрофизм давомида Пангея I кратонлари пойдеворини ташкил этувчи ва ёшроқ бурмали минтақалар майда қитъалар пойдевори таркибига кирувчи қадимий қитъа пўсти ҳосил бўлган.

Кечки протерозойда рифтларнинг янги авлоди шаклланади. Толеитли базальтлар билан бир қаторда, ўта ишқорли ва ишқорли базальтлар ривожланган. Бунда калий натрийдан ортиқ бўлади. Рифейдан бошланган ишқорийликнинг ошиши палеозой ва мезозойда кучайган.

Рифтогенез жараёнлари циклик характерга эга. Архейдан бошлаб ҳар бир цикл умумий сайёра миқёсида қитъалар парчаланишини дебочаси ҳисобланади. Рифтлардан баъзилари спредингли океан вилоятларига айланган. Бошқалари эса платформа қопламаси шаклланишини бошлаб берган. Бундай турдаги фаол рифтогенез архей — эрта протерозойда, рифей-эрта палеозойда ва триасда вужудга келган.

Ёйорти ҳавзалари рифтлари чекка денгизлар, оролар ёйи ва чуқурсув новлар билан бир қаторда, ғарбий-тинч океани туридаги фаол четлар таркибига кирази (11.8-расм). Уларнинг бир қисми қитъа пўсти асосида ривожланган. Кейинчалик спредингнинг ривожланиши натижасида улар Ер пўстининг субокеан ва океан туридаги чекка денгизларига айланган. Бундай структураларга Хитой платформасининг шарқий чеккасидаги ёйорти ҳавзалар ва ботиқликлари мисол бўлади. Бунда Япон ва Жанубий Хитой денгизлари субокеан ботиқликларининг кайнозой тузилмалари латерал қатори каледон ва герцин структуралари асосида вужудга келган рифт ботиқликлари билан алмашади. Эҳтимол, шимолда Байкалбўйи ва Байкалортидан бошлаб, то жанубда Ҳинди-Хитойгача чўзилган Осиёнинг шарқий чеккаси бўйлаб ривожланган мезозой ва палеоген рифт ботиқликлари худди шундай табиатга эга. Юра ва эрта бўрда уларнинг ривожланиши фаол вулканизм билан бирга кечганлигини таъкидлаш муҳимдир.

Постколлизийон рифтлар коллизийон орогенларнинг ривожланишини яқунлайди. Рифтогенез қитъаичи бурмали минтақаларига ҳам, океан чети бурмали ўлкаларига ҳам хосдир. Улар пировардида, чуқурсув новларига ва чекка денгизларга айланиши мумкин. Бунга мисол қилиб Альп-Ҳимолай бурмали қамбарининг Ўртаер, Қора, Жанубий Каспий ва бошқа денгизларини кўрсатиш мумкин.

Эпиороген рифт зоналари ороген тузилмалар билан бирга пайдо бўлган. Рифтогенез, одатда, тарқоқ рифтингдан бошланади ва йирик гумбазли баландликлар ҳудудида битта ёки бир неча грабенлар шаклланиши билан яқунланади. Ороген рифт тизимининг магматик жараёни, асосан, нордон ва, уларга қўшимча бўлган, ишқорли жинсларнинг мажмуалари билан ажралиб туради. Рифтоген жараёнларнинг тарқалиш майдони бурмали ўлкалар майдони билангина чекланмасдан, ундан анча узоққа чиқиши мумкин (11.15-расм).

Бурмаланган минтақалар ривожланишида В.Е.Хаин мустақил тафроген босқичини ажратган. Коллизийон орогенез яқунланиши билан тангенциал сиқилиш кучланиши фаоллашади ва у чўзилиш билан алмашади. Тоғ тизмалари листрик ер ёриқларига айланувчи устсурилмалар юзаси бўйлаб бўлақларга ажралади. Ер пўстининг совиши ва магма ўчоқларининг мантияга (астеносферага) тушиши магматизм турларининг алмашувига олиб келади. Толеитли базальт қопламалари етакчи аҳамиятга эга. Қитъаичи рифт тизимлари рифтларнинг эволюцион қаторини яқунлайди.

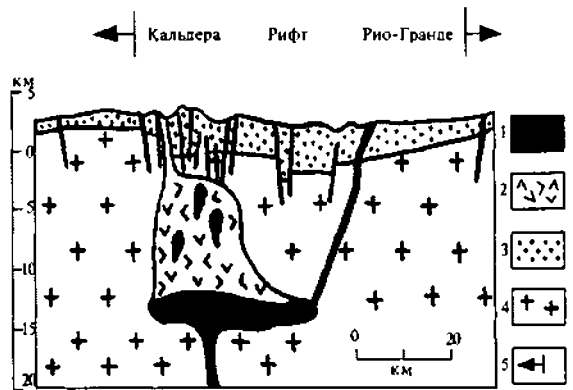
Гумбазли вулканик рифтлар мантиянинг зичлашмаган моддаларидан дайкалар ва рифт болишлари шаклланиши жараёни билан белгиланади. Гумбазнинг ўпирилиши ва рифт водийсининг шаклланиши кучли ва узоқ давом этадиган вулканизм билан бирга кечади. Лавалар таркибида ишқорли ва ўрта ишқорли базальтлар кўпчиликни ташкил этади ва улар ишқорли нордон сиалик вулканизм маҳсулотлари билан аралашган ҳолда учрайди. Рифтнинг шаклланиши қуйидаги икки босқичдан иборат: торифтли ва рифт босқичи.

Тирқишли рифтларга Танганика, Байкал, Рейн ва бошқа шунга ўхшаш рифтлар киради ва улар гумбазли тепалик ҳосил бўлмасдан шаклланган. Бундай рифт водийларининг чуқурлиги 3—4 км гача боради ва чекка тепаликлари (рифт елкалари)нинг торлиги билан ажралиб туради. Тоғ жинсларининг таркиби хилма-хил — ўта ишқорли калийлидан тортиб то субишқорли ва ҳатто толеитлигача бўлади.

Рифт тизмаларининг шаклланиши, одатда, алоҳида хусусиятларга эга бўлган тектоник зоналар бўйича, баъзилари эса силжима шароитларда (pull-apart туридаги ботиқликлар) юзага келган.

Рифтогенез жараёнлари бетакрор хусусиятга эга. Архей-эрта протерозойнинг яшилтошли қамбарлари замонавий рифт зоналарнинг қадимий муқобиллари саналади. Бу давр давомида магматик жинслардан энг кўп тарқалганлари базальтлар ҳисобланади. Бу фақат чўзилиш шароитларидагина кечиши мумкин. Уларнинг таркиби ҳозирги замон рифт вилоятларининг базальтларига ўхшаш. Шу билан бир қаторда, улар ўта асосли таркибдаги лаваларнинг (перидотитли комагнитлар) мавжудлиги туфайли тарихий категория саналади. Ўта асосли жинсларнинг вужудга келиши фақат жуда юқори ҳарорат (1650 °С дан паст бўлмаган) шароитлардагина кечиши мумкин. Иккинчи муҳим хусусият вулканиклар орасида ишқорли оливинли базальтларнинг учрамаслигидир.

Ернинг кечки протерозой-фанерозой тарихида магмани ишқорли, одатда, калийга ихтисослашуви, алмашиниши бўйича ҳам ажратилади. Бу етарли даражада қалин, баркамол континентал пўстлоқнинг шаклланиши туфайли амалга ошган. Шу билан бир қаторда вулканизмнинг умумий эволюцияси ишқорли ва ўта ишқорли турдан тортиб то субишқорли ва толеитлигача ўзгариши билан аниқ ифодаланган йўналишга эга. Бу эса пўстлоқнинг аста-секин юпқалашиб борганлигини кўрсатади. Кейинчалик бимодал вулканикларнинг вужудга келиши пўстлоқнинг турли сатҳларида оралиқ магма ўчоқларининг узоқ давом этган фаолияти туфайли содир бўлган.



11.15- расм. Рио-Гранде рифтининг кўндаланг кесмасида Шимолий Америка платформасининг токембрий кристаллашган пойдеворида қотган магма ўчоқларининг кўриниши (А.Апкелу): 1 — базальтлар; 2 — нордон жинслар; 3 — метасоматик қайта ўзгарган кристаллашган пойдевор; 4 — токембрий кристаллашган пойдевор; 5 — очилма йўналиши.

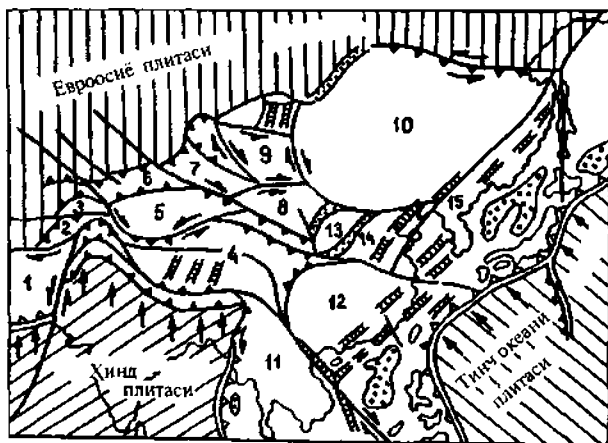
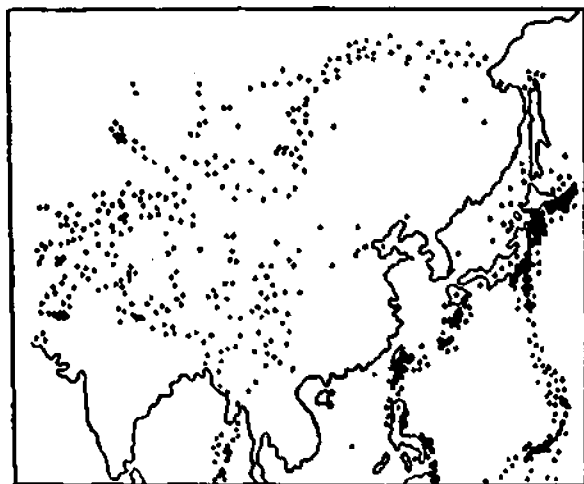
11.6.2. Коллизион эпиплатформа ороген вилоятлари

Қитъалар ичидаги вилоятларда платформалар ўрнида ҳосил бўлган орогенлар алоҳида ўрин эгаллайди. Рифт вилоятларидан фарқли ўлароқ, улар литосфера ва қитъалар, қитъалар-ичи минтақавий сиқилиш шароитларида шаклланган. Стрессли кучланишнинг йўналиши, майда плиталарнинг бир-бирига қараб ҳаракатланиши ва уларнинг бири иккинчисининг устига сурилиб чиқишини юзага келтиради. Баландлик ва ботиқликлар тоғ рельефининг шакллари чегаравий ер ёриқлари билан белгиланган. Бундай вилоятлар Ер пўстининг устки қисмида сусайган магматизм билан характерланади. Бунга Марказий Осиё тоғлар минтақаси мисол бўлади. Шимолий ва Жанубий Америка қадимий платформалари чеккаларининг орогенезга жалб этилганлиги Кордильер (Қояли тоғлар, Колорадо платоси) ва Анд (Шарқий Кордильер, Марказий Анд) тоғларида кузатилади. Альп-Ҳимолай минтақаси шимолдан Тоғли Қрим, Катта Балхан, Паропамиз ва Банди-Туркистан билан ўралган. Структураларнинг алоҳида тоифасини коллизион бурмали минтақаларнинг умумий йўналишига мос келадиган Тоғли Манғишлоқ, Помир, Атлас тоғлари ва бошқа бир қатор плитачи баландликлари ташкил этган.

Қитъачи орогенларда турли магматик жараёнлар тарқалган. Сиқиш шароитлари магмани ер юзасига ёриб чиқишига қаршилик қилади. Марказий Осиё минтақаларининг ғарбий қисми (Олтой, Тяньшан) амалда магматик жараёнларсиз ривожланган. Шарққа қараб Байкалорти ва Байкалбўйида базальтли ва ишқорий-базальтли жинслар кескин кўпаяди. Ғарбий ва Марказий Европадаги (Марказий Француз ва Богем массивлари) ва Шимолий Африкадаги (Ахаггар ва Тибести массивлари) орогенлар ҳам магматизмга эга.

Коллизион орогенез тузилмаларининг тектонотиби сифатида Марказий Осиё ва унга кирувчи Помир, Куньлун, Ҳиндикуш, Тяньшан, Наншон, Цинлин, Олтой, Саян чуқур ботиқликлар билан ажралган Байкалбўйи ва Байкалорти баландликларини кўрсатиш мумкин. Бу минтақанинг палеоген текислиги ва эпигерцин пенепленини ўрнида ҳосил бўлганлиги унинг асосий хусусиятидир. Тяньшан тоғ этакларидан бошлаб Становой тоғларигача жануби-ғарбдан шимоли-шарққа қараб бу минтақа Сибирь платформасининг жанубий чеккасига, Урал-Мўғилистон қамбари ва Хитой платформасининг гетероген асосига устама тушади (11.16- расм).

Яқин ўтмишгача Осиё ичидаги тоғли ўлканинг ҳосил бўлишини кўплаб тадқиқотчилар фақат пойдеворнинг вертикал ҳаракати билан боғлашган. Аммо геодинамик зоналикнинг



11.16- расм. Евроосиё, Ҳинд-Австралия ва Тинч океан плиталари геодинамик тузилишида литосфера плиталари, майда плиталар ва блоклар минтақаси. Ўнгдаги расм — зилзила ўчоқларининг тарқалиши (Т.Сено, Т.Егучи). Чапдаги расм — Евроосиё, Ҳинд-Австралия ва Тинч океани плиталари ўзаро таъсирида Марказий Осиё минтақаси (Л.П.Зоненшайн ва Е.Е.Милановский бўйича). Ҳиндистон плитасининг стресс кучланиши таъсирида шаклланган ороген структуралар (микроконтинентлар: Афғон (1), Тожик (2), Фарғона (3), Тибет (4), Гарим (5), Шарқий Тяньшан (6), Жунган (7), Олашон (8), Мўғул (9), Амур (10), Ҳинди-Хитой (11), Евроосиё ва Тинч океани плиталари ўзаро таъсири қамбари. Плиталар ва микроплиталар: Хитой (12), Ордос (13), Пекин (14), Корея (15); белгилар: 1 — океан плиталари субдукцияси зонаси (Б тур), 2 — қитъачи субдукция зонаси (А тур), 3 — узилмалар, силжималар, устсурилмалар, 4 — рифтлар, 5 — ёйорти субокеан ботиқликлари.

умумий кўриниши, агар унга плиталар тектоникасининг замонавий тушунчалари билан ёндашилса, ҳақиқатан Гондвана ва Евросиё литосфера плиталарининг тўқнашувини акс эттиради. Улар туташган ҳудудларда литосфера ва Ер пўстининг бир қатор майда бўлаклари мураккаб мажмуаси ҳосил бўлганлигини кўриш мумкин. П. Молнар ва П. Тапонье, биринчи бўлиб, Марказий Осиё қитъаици минтақаси табиатини Ҳиндистоннинг шимолга сурилиши туфайли континент ичига стресс кучланишининг етказилиши билан асослашган.

Марказий Осиё тоғларининг ички тузилиши нафақат стрессли кучланганлик, балки пўстлоқнинг ички тузилиши билан ҳам белгиланган. Унинг таркибида микроконтинентлар (Тарим, Жунгар, Тожик-Қорақум ва бошқалар) қатнашади. Улар ороллار ёйи, ёйорти ҳавзалари ва пассив четлар структураларидан иборат бўлган бурмали зоналар билан биридан ажралган. Пўстлоқнинг бундай латерал бир жинсли эмаслиги Ҳиндистон плитасининг босимига турлича қаршилиқ кўрсатган. Бунда квазипластик бурмали зоналар кўшимча деформацияга учраган ва одатда, микроконтинентлар устига сурилган. Бу поғоналар бўйлаб тектоник тоғолди асимметрик ботиқликлар шаклланган.

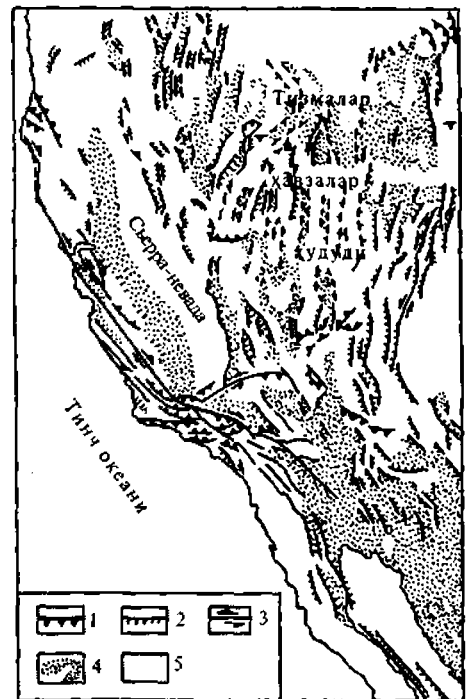
Бурмали зоналарнинг ички қисмида шаклланган ботиқликлар уларни ўраб турган тоғлардан икки томонлама сиқиш таъсирига учраган. Тоғ тизмалари ўзаро тутшиб, бундай ботиқликларни тўлиқ ёпган. Бунда уларнинг сурилиши листрик ер ёриқлари орқали амалга ошган. Структура ҳосил бўлишида пўстлоқнинг турли горизонтлари қатнашган, яъни жараёнлар икки ярусли плиталар тектоникасига мувофиқ ривожланган. Бунинг кўшимча тасдиғи сифатида юқори пўстлоқдан четга чиқмайдиган (20—25 км) кўплаб зилзилалар ўчоқларини кўрсатиш мумкин. Фақат литосферанинг яхлитлигини бузувчи чуқур силжималар бўйлаб чуқур фокуси зилзилалар кузатилади.

Марказий Осиёнинг энг янги эпиплатформа тоғ ҳосил қилиш жараёнларини икки бош омили мавжуд. Биринчидан, горизонтал сиқишда стрессли кучланиш ва мантия қатламларининг зичланиши назарда тутилади. Ҳиндистоннинг шимолга ҳаракати кинематикаси олигоцендан бошлаб кенглик бўйича 22—22° га етиши, нафақат Тетис океани бекилишига ва улар асосида Альп-Ҳимолай бурмали қамбарининг пайдо бўлишига, балки Тарим ва Марказий Осиёнинг орогенезга жалб қилинишига олиб келган. (11.17- расм).

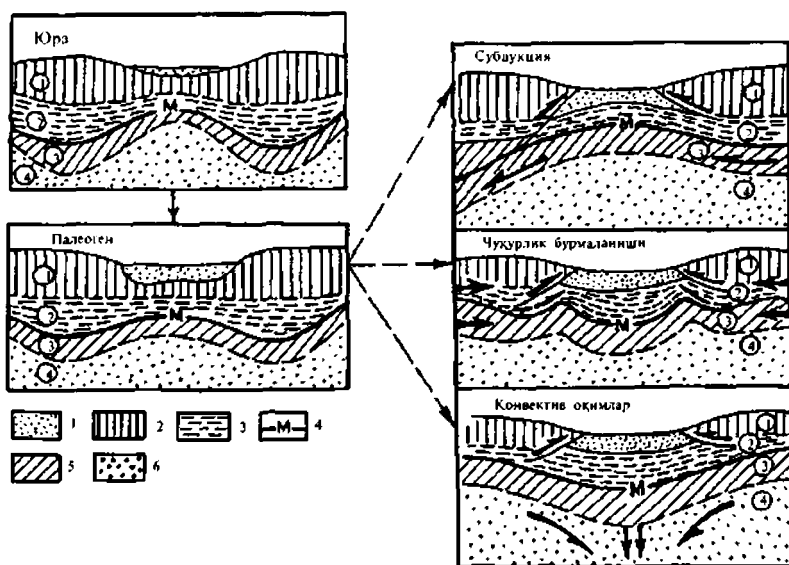
Ҳиндистон плитасининг шимолга ҳаракати эоцен охиридан бошланган. Унинг fronti бўйлаб Осиёда Альп-Ҳимолай коллизия минтақа ташкил топган. Бу ҳаракат давомида орогенезга босқичма-босқич Ҳимолай ва ТрансҲимолай, Қорақорум, Помир ва Бадахшон жалб этилган. Ҳиндистон плитасининг Тибет кичик қитъаси остига сурилиб кириши туфайли унинг пўсти икки баробар ошган ва шу туфайли унинг ёй таркибида умумий кўтарилиш содир бўлган.

Устсурилма кучланишнинг Осиё ичига тарқалиши, нафақат Урта Осиёда, балки унинг ҳудудидан анча узоқда ҳам тоғ тизмалари ва ботиқликларнинг ҳосил бўлиши билан бирга кечган. Бунда орогенезга жалб этилган литосфера плиталари ва бўлақларининг уюшмаси Талас-Фарғона ўнг томонлама силжимасининг ҳар икки томонида турли геодинамик шароитда ривожланган. Силжимадан ғарбда меридионал сиқилиш фронтда блоklar ғарбга суриб чиқарилган. Бу эса, меридионал бурмалар ҳосил бўлиши, блоklarнинг чап томонлама айланиши билан бирга содир бўлган. Кўплаб тоғоралиғи ботиқликлари, уларнинг устига сурилган палеозой формациялари тоғ массивлари билан қопланиб қолган.

Талас-Фарғона силжимасидан шарқдаги тузилмалар фронтал сиқилиш шароитларида шаклланган. Ҳиндистон плитасининг энергияси Тибет ва Тарим микроконтинентлари орқали Осиёнинг ичига тарқалган. Шарқий Тяньшанда барча тоғ тизмалари ва ботиқликлар субкентлик йўналишига эга, бутун тизим эса жанубдан тоғолди



11.17- расм. Ҳавзалар ва тизмаларнинг эпиплатформа рифт ҳудуди (А.В.Лукьянов). 1 — устсурилмалар; аксузилмалар; 2 — узилмалар, Шимолий Америка ва Кордильерада ҳам; 3 — силжималар; 4 — кечки учламчи чўкинди ва вулканоген чўкинди катта қалинликдаги ётқиқликлар билан тўлдирилган ботиқликлар; 5 — пойдеворнинг кўтарилган жойлари — горстлар. Рифтогенез қадимий бурмали вилоятда ҳам ривожланган.



11.18- расм. Неоген тўртламчи даврида Тяньшаннинг эпиплатформа коллизия ороген структурлари шаклланишининг геодинамик модели. (J.P. Avouac, E.V. Burgov): чапда — платформа босқичининг геодинамик вазияти (мезозой-палеоген), ўнгда — коллизия эпиплатформа структураларининг геодинамик вазиятлар вариантлари (1 — неоген-кватер ботикликларнинг чўкинди қопламаси, 2 — устки пўстлоқ, 3 — пастки пўстлоқ, 4 — Мохо юзаси, 5 — литосфера қаттиқ мантияси, 6 — астеносфера; доирадаги рақамлар — пўстлоқ ва мантиядаги мос қатламлар.

ботикликлари билан чегараланган. Яна шарққа қараб, вертикал ҳаракатлар амплитудаси сезиларли даражада пасайган, бу эса палахсали бурмаланишга эга бўлган тизмаларнинг шаклига таъсир қилган.

Осиёнинг шарқий қисми мисолида қитъа минтақаларининг хусусиятлари уларга Ҳинд-Австралия ва Тинч океани плиталарининг таъсири туфайли аниқланади. Шимолга силжувчи Ҳиндистон плитасининг таъсири туфайли Марказий Осиё минтақаси кичик плиталар ва бўлақларга парчаланган. Улар стрессли кучланишлар вектори таъсири остида шаклланган.

Гарбий Тинч океани фаол четларига бевосита туташган Шарқий Хитой худуди эса чўзувчи кучланиш таъсирида бўлган. Бу Япон ва Жанубий Хитой денгизлари, Шарқий Хитой рифт ботикликларидаги структуралар латерал қатори алмашинишида ўз аксини топган. Қитъада уларни Шимолий Хитой ҳавзасининг ҳақиқий рифтлари, Хехуай рифтлари тизмаси алмаштиради. Ордос микроконтиненти теварагида Шанси ва Цзуньчуань грабен системалари ривожланган (11.18- расм).

Эҳтимол, структураларнинг бу синфига АКШдаги ҳавзалар ва тизмалар вилоятларини ҳам киритиш лозим. Буларда тарқоқ рифтинг жараёнлари Шимолий Америка платформасининг кенг ҳудудларини ва уни гарбдан ўраб, Кордильера коллизия бурмали қамбарини қамраб олган (11.18- расм).

Шарқий Африка рифт тизими бутунлай бошқача табиатга эга. Унинг катта узунлиги ва магматизмининг таркиби мантиянинг кўтарилиши билан боғлиқ эканлигидан далолат беради. Эҳтимол, Рейн грабенини ҳам фаол рифтогенез структурасига киритиш лозим.

Такрорий орогенез фақат Ернинг неотектоник ривожланиш даврига хос эмас. Унинг намоён бўлиши кечки токембрийдан бошлаб, турли даврларда қайд этилган. Барча жойда ҳам уларнинг ҳосил бўлиши катта қалинликдаги дағал бўлакли молассалар билан тўлдирилган ботикликларнинг шаклланиши билан кечган. Бу жараёнларнинг шаклланиши одатда байкал, каледон, герцин ва бошқалар билан мос келади. Коллизия минтақалар билан туташиб, улар бу вилоятларнинг ўзига ёндашган қамбарларнинг давомидек туюлади. Ер тарихида бир неча бор такрорланувчи орогенезнинг бундай турини В. Е. Хаин рекуррент ороген деб атаган. Улар билан нафақат контраст рельеф шаклланиши, балки гранитоид интрузияларнинг ҳосил бўлиши ва минтақавий метаморфизмнинг намоён бўлиши ҳам боғлиқдир. Бундай орогенез ўзида минтақавий сиқилиш шароитларида ҳам, чўзилиш шароитларида ҳам шаклланган структураларга эга бўлиши мумкинлигини қайд этиб ўтиш лозим. Бу жараёнлар эпиплатформа орогенези билан қамраб олинган яхлит минтақа худудида намоён бўлиши мумкин.

Сиқилиш шароитларида ҳосил бўлган ороген тизимларининг турли моделлари бор. Коллизия турдаги модел 5.15-расмда кўрсатилган. Тяньшан орогенига мос келувчи Ж. П. Авоуак ва Е. Б. Буров томонидан Тяньшанда эпиплатформа орогенези ривожланишининг учта варианты таклиф этилган (11.18- расм). Улардан биринчиси коллизия босқичдан мерос бўлиб ўтган субдукция шароитларини белгилайди. Бунда Ер пўстининг эзилиши ва юқори мантиянинг узилиши туфайли қарши устеурилмаларнинг ҳосил бўлиши давом этади. Иккинчи

фронтал сиқилиш шароитларини ва чуқурлик бурмаларининг ҳосил бўлишини, учинчиси эса тоғоралиғи ботиқлигининг пайдо бўлиши мантиядаги пастга ҳаракатланувчи конвектив оқимлар билан белгиланишини акс эттиради.

11.7. „Қайноқ нуқталар“ ва майдонларнинг плитачи магматизми тузилмалари

Ернинг ҳозирги 90% га яқин вулканик фаоллиги литосфера плиталари бўйлаб тўпланган. Аммо плиталар чегаралари билан боғлиқ бўлмаган, плиталар ичида намоён бўлган вулканизм илгаридан маълум. Океандаги ҳозирги кунда намоён бўлаётган вулқонлар (Гавай ороллари) буларга ёрқин мисол бўлади. Тинч океанида яқин ўтмишда ўз фаолиятини тўхтатган минглаб якка вулканлар топилган.

Ж. Т. Вильсон ва У.Морган томонидан ишлаб чиқилган „қайноқ нуқталар“ ва мантия оқимлари гипотезаси плитачи вулканизми табиатини жуда яхши тушунтириб беради. Уларнинг фикрича, плитачи вулқонларининг ҳосил бўлиши мантиянинг чуқур қисмларида вужудга келадиган ўчоқлар билан боғлиқ. Литосферани эритиб, улар турлича вулқон қурилмаларини шакллантиради. Қайноқ нуқталарнинг ҳозирги ҳолати 11.19-расмда кўрсатилган.

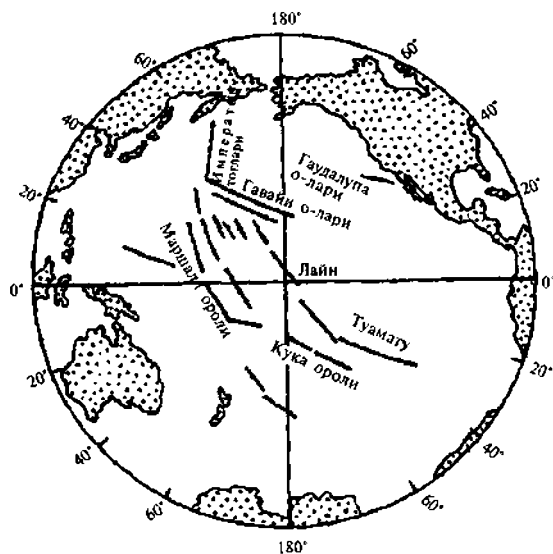
Якка вулқонлар Тинч океанидаги Гавай ороллари ва Император тизмаси каби минглаб километр масофага чўзилган тўғри чизиқли ороллар занжири ва сувости тоғларини ҳосил қилиши мумкин. Улар мантия аномалияларига ва ўрта океан тизмалари йўналишига кўндаланг жойлашган. Уларнинг иккинчи муҳим хусусияти, ўрта океан тизмаларидан узоқлашган сари вулканлар ёши ортиб бориши ҳисобланади. Вулканизм астеносферадан анча пастда, мантияда жойлашган магма ўчоғи фаолияти билан боғлиқдир. „Қайноқ нуқта“ ҳосил қилган флюидлар оқими литосферани эритиб, вулқон қурилмаларини шакллантиради. Мантия магма ўчоғи фаолиятига боғлиқ ҳолда якка вулқон ороллари ҳам, сувости вулқон тоғлари сифатидаги уларнинг занжирлари ҳам ҳосил бўлиши мумкин. Магма манбаи ҳаракатдаги литосфера тагида жойлашганлиги сабабли, вақт ўтиши билан қайноқ нуқталардан ажралиб қолади ва ундаги вулканизм сўнади. Натижада плита ҳаракати йўналишида қайноқ нуқтадан узоқлашиб борувчи турли ёшдаги сўнган вулқонлар занжири ҳосил бўлади. Бунда литосферанинг совиши ва океан чуқурлигининг ошиши туфайли вулқон ороли атоллга, кейинчалик гайотга айланади.

„Қайноқ нуқталар“ изларидан фойдаланиш океан плиталари геодинамикасини, унинг ҳаракат йўналиши ва тезлигини қайта тиклашда муҳим омил ва усул саналади. Масалан, тизмалар йўналишининг ўзгариши Тинч океани литосфера плитаси ҳаракати йўналишининг ўзгаришини кўрсатади (11.21-расм). Ҳаракатдаги плиталар билан бирга, субдукция зонасига тушган тизмалар ороллар ёйининг йўналишини бурмалайди. Тизманинг ороллар ёйи билан тўқнашувига мисол қилиб Курил-Камчатка ва Алеут ороллар ёйлари туташув бурчагига кирган Император тизмасини кўрсатиш мумкин.

„Қайноқ нуқталар“ магматизмининг бош хусусияти бўлиб, уларнинг ўрта океан тизмалари базальтларига нисбатан юқори ишқорийлиги ҳисобланади. Океанлар майдонида улар ишқорли оливинли базальтлардан иборат. Бу уларни океан пўстининг ҳақиқий толеитларидан ажратишга имкон беради.

„Қайноқ нуқталар“ механизми ўтмиш қитъалардаги плитачи вулканизми ўчоқларининг пайдо бўлишини ҳам тушунтиради. Сувости вулқон тизмалари каби, қайноқ нуқталар (майдонлар) излари магматик сериялар ёшининг қонуний ўрин алмашиб бориши ёрдамида аниқланади. Л.П.Зоненшайн бўйича улар континентал пўст структураларига номувофиқ устама тушувчи магматизм ўлкасини ҳосил қилади.

Плитачи магматизми Мўғилистон, ғарбда Мўғул Олтойидан то шарқдаги Катта Хингангача чўзилган. Минтақанинг узунлиги 2000 км дан ортиқ, магматизм ёши эса ғарбдан шарққа қараб куйи пермдан бўрнинг бошларигача ўзгаради. Бошқа мисол қилиб ғарбда Минуса чўкмасидан



11.19- расм. Тинч океани чизиқли вулқон занжири — „қайноқ нуқталар“ устидан ўтган плита ҳаракати излари (Дж. П.Кеннет).

шарқдаги Шимолий Байкал, Патом баландлиги ва Алдан қолқонигача чўзилган, умумий узунлиги 1800 км ни ташкил этувчи, Жанубий Сибирь минтақасини кўрсатиш мумкин. Бу йўналишда магматик формациялар ёши ғарбдан шарққа қараб эрта девондан карбонгача ўзгаради. Болтиқ худуди магматизми Хибин тоғларидан Осло грабенигача ва ундан жанубга қараб чўзилган ишқорли интрузиялар ва вулқон жинслар қамбарини бирлаштиради. Уларнинг ёши шимол йўналишида карбондан пермгача ўзгаради. Магматизм қамбарларининг умумий йўналганлиги ва магматик сериялар таркибининг ўзгариши ўрта ва кечки палеозойда Сибирь ва Европа континентал плиталари дрейфи векторларини кўрсатади.

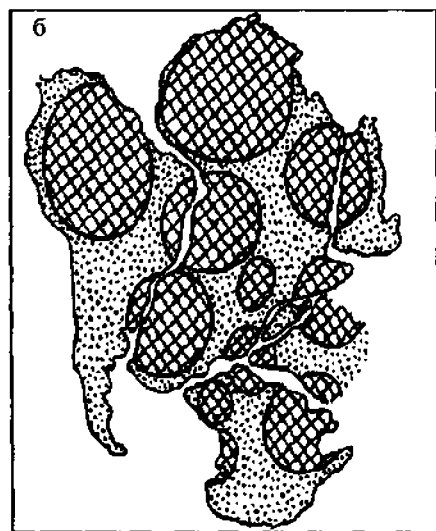
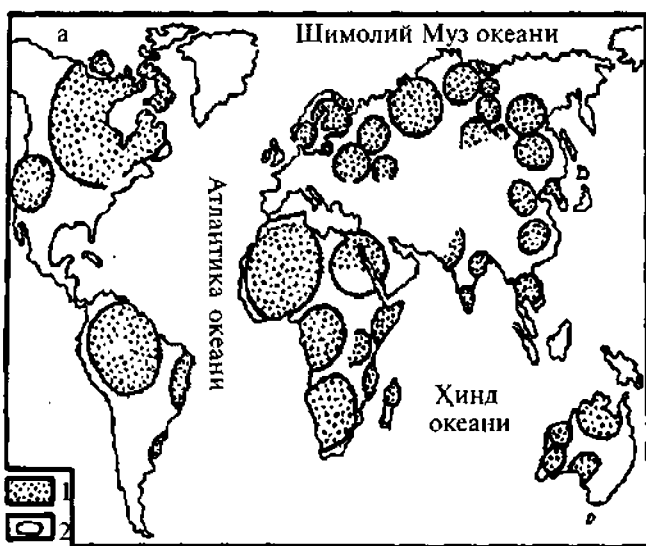
Якка вулқонлар ва вулқон тизмалар қаторида ҳудудий плитаичи магматизми ҳам кенг ривожланган. Бунга мисол бўлиб платформалардаги трапп майдонларини кўрсатсак бўлади. Уларга Тунгус синеклизаси ва Ғарбий Сибирь триас трапплари, Гондвана траппли мажмуалари ва бошқа кўплаб қадимий ва ёш платформалар майдонида ривожланган шундай ҳосилалар киради. Уларнинг Ер пўстида туган ўрни ривожланишидаги алоҳида босқичларда вужудга келганлигидан далолат беради. Кўпчилик траппли мажмуалар ялпи рифтогенездан олдинги қитъаларнинг парчаланиши бошланғич босқичига тўғри келувчи қисқа вақт давомида шаклланган.

11.8. Ҳалқали тузилмалар, метеорит кратерлар ва астроблемалар

Ҳалқали тузилмалар Ер пўстидаги тузилмаларнинг алоҳида синфи сифатида космик суратларни талқин этиш туфайли ажратила бошланган. Улар космик суръатларда гумбазли эллипслар, гумбаз-ҳалқали шаклдаги ҳалқалар қабилда кўринади. Уларнинг ўлчамлари катта ораликда ўзгаради, 1000 км ва ундан ортиқ бўлиши мумкин. Одатда, йирик структуралар орасида майдалари жойлашган бўлади. „Ҳалқали структура“ деганда, одатда марказий вилоятдан (ядро), ер юзасида айлана, эллипс, ҳалқалар ҳосил қилувчи концентрик ва радиал структура элементлари тизимидан иборат, келиб чиқиши турлича бўлган геологик таналар тушунилади. Ҳалқали структуралар радиал, концентрик ва кесиб ўтувчи ер ёриқлари билан бирга учраши мумкин. Кесиб ўтувчи ер ёриқлари бўйлаб ҳалқали структуралар сурилган бўлиши мумкин.

Ҳалқали структуралар турли эндоген, экзоген ва космоген жараёнлар таъсирида пайдо бўлади. Улар ўлчами бўйича мегаструктуралар, макроструктуралар, мезоструктуралар, мини-ва микроструктураларга бўлинади. Уларнинг келиб чиқиши турлича бўлиши мумкин.

Энг йирик ҳалқали структуралар бўлиб нуклеарлар (11.20- расм) ҳисобланади. Уларнинг диаметри юзлаб километрдан минглаб километргача бўлиши мумкин. Уларнинг пайдо бўлишини қадимий платформаларнинг архей ядроси шаклланиши билан боғлашади. Мантия-



11.20- расм. а — Ер қитъаларида нуклеар ҳалқали тузилмаларнинг жойлашуви ва уларнинг Гондвана майдонида қайта тикланиши (М.З.Глуховский ва б.) б — Гондвана ҳалқали структураларини қайта тиклаш: 1 — нуклеарлар майдони; 2 — интернуклеар бўшлиқ.

ўчоқли структуралар мезозой ва кайнозой эралари учун характерлидир. Уларнинг тутган ўрни юқорига йўналтирилган мантия ва астеносфера диапири билан мос келади. Натижада уларнинг маркази пўстлоқнинг юққаланиши билан характерланади. Қадимий платформалар пойдевори ва бурмали қамбарлардаги нуклеар структуралар чўкинди қопламаси тагида ҳам аниқланади.

Магматоген ҳалқали структуралар ҳам пўстлоқости, ҳам пўстлоқ магматизми билан боғлиқ. Пўстлоқости магматизмига эга бўлган вулканик ва вулканоплутоник структуралар қадимий платформаларнинг траппли майдонлари учун хосдир.

Вулканик ва вулканоплутоник ҳалқали структуралар пўстлоқ магматизми билан боғлиқ. Уларнинг кўндаланг ўлчами 50—150 км дан ошмайди, континентал чекка минтақаларида кенг тарқалган. Пўстлоқ магматизми билан плутоник ҳалқали структуралар ҳам боғлиқ.

Ҳалқали структуралар, одатда, вертикал-тектоник ҳаракатлар таъсирида ҳосил бўлади. Ижобий структуралар платформа пойдеворининг кўтарилган жойлари, антеклизалар, гумбазлар, ғовлар, йирик антиклинал бурмаларга ва неотектоник баландликларга мос келади. Салбий структуралар синеклизалар, ботиқликлар, муьдалар, синклинал бурмаларга мос келади. Алоҳида турини туз ҳавзаларнинг диапир ҳалқали структуралари ташкил этади. Гилли диапирлар ва балчиқли вулқонлар ҳам ҳалқали тузилишга эга бўлади.

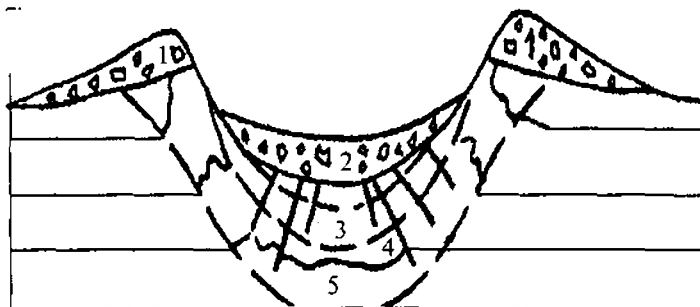
Космоген ҳалқали тузилмалар космик объектларнинг (астероидлар, метеоритлар) тушишидаги импакт жараёнлар таъсирида ҳосил бўлади. Улар ўзига хос мезон ва белгиларига эга эмас ва фақат зарба таъсири метаморфизми излари бўйича аниқланади.

Келиб чиқиши турлича бўлган ҳалқали структураларнинг тақсимланиши Ер пўстининг тузилиши ва ривожланиши қонуниятларига бўйсунди. Уларнинг вужудга келиши заминнинг иссиқлик тақсимланиш хусусиятлари, юқорига ҳаракатланувчи иссиқлик оқимларининг (қайноқ нуқталар, плюмлар) тутган ўрни, Ер пўстидаги гравитацион хилма-хилликлар билан боғлиқ. Кейингилари изостатик мувозанатга интилиши туфайли сузиб чиқиши (гранитли плутонлар) ёки, аксинча, ботиши мумкин. Буларнинг барчаси ер юзаси тузилишида ва турли морфоструктураларнинг вужудга келишида ўз аксини топади. Ҳалқали структуралар фойдали қазилмаларнинг жойлашувини ўрганишда муҳим аҳамиятга эга.

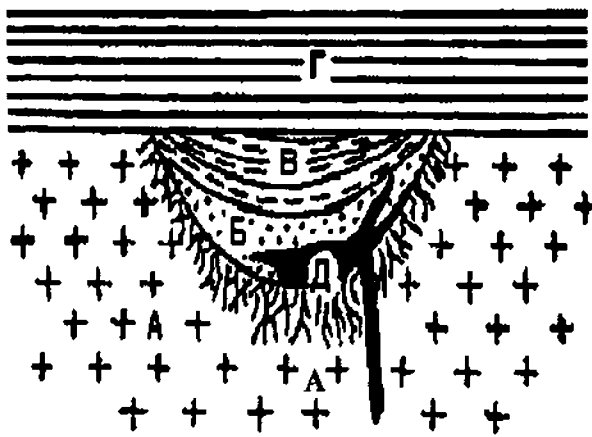
Импактли кратерлар ва астроблемалар. Ой, Марс, Меркурий ва Венерада метеорит кратерларининг кенг тарқалганлиги, бундай ҳосилаларнинг вужудга келиши Ернинг дастлабки ривожланиш босқичларида ҳам мавжудлиги тахмин қилинмоқда. Бу омил Ернинг рельефи ва заминининг иссиқлик режими шаклланишида катта аҳамиятга эга бўлган. Кейинчалик турли экзоген ва эндоген жараёнлар Ерни астероидлар билан ялпи бомбардимон қилиниш изларини сезиларли даражада ўчирган. Вақт ўтиши билан Ерни бомбардимон қилиш ҳодисалари сезиларли даражада пасайган. Аммо уларнинг излари архейдан бошлаб кузатилади.

Метеорит кратерлар ва астроблемалар фазовий таналарнинг ерга тушиш излари ҳисобланади. Астроблемалар деб Ердаги тўртламчи давргача бўлган метеорит кратерларига айтилади. Улар кейинги экзоген жараёнлар таъсирида сезиларли даражада ўзгарган ва ўзларининг бирламчи морфологик хусусиятларини йўқотган. Метеорит кратерлар ҳар доим метеоритлар қолдиқларига эга бўлади. Импактли кратератамаси астроблемаларни ҳам, метеорит кратерларини ҳам ифодалашини мумкин.

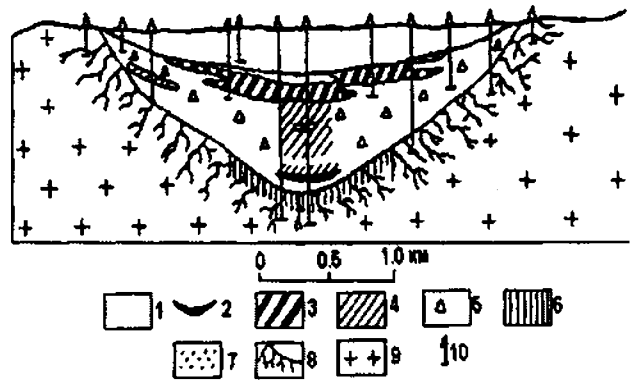
Ер юзасидаги ботиқликлар ва котловиналар, шу жумладан, уларнинг кесмада сақланган излари ҳисобланади. Уларнинг ҳосил бўлиши сайёранинг заминга кириб борувчи кучли зарба тўлқинлари билан боғлиқ. Бунда ажралиб чиққан энергия рельефда ўзига хос морфологик шаклнинг ҳосил бўлишига олиб келади ва зарба метаморфизми ҳодисаси билан бирга кечади. Зарба



11.21- расм. Импактли кратернинг шакли ва элементлари (В.Л.Масайтис): 1 — аллоген брекчия тўсиғи, 2 — аллоген брекчия ва импактитлар линзаси, 3 — қисман суюқланиш зонаси, 4 — бузилиш зонаси, 5 — пластик деформациялар зонаси.



11.22- расм. Идеаллаштирилган астроблеманинг структуравий-литологик комплекслар нисбати (В.Л.Масайтис): А — цокол комплекси, кратер остида қисман деформацияланган; Б — контоген комплекс; В — тўлдирувчи комплекс; Г — қопловчи комплекс; Д — инъекцион комплекс.



11.23- расм. Канада қалқонда палеозой (414 ± 20 млн йил) Бренг зарба кратерининг геологик тузилиши (Р.Гриве): 1 — кратерни тўлдирувчи чўкиндиляр; 2 — импакт суюқлигининг қотган линзаси; 3 — қотган лава фрагментларига эга ташилган брекчия; 4 — зарба метаморфизми кучсиз бўлган брекчия; 5 — метаморфизм белгиларисиз брекчия; 6 — зарба метаморфизми гнейслари; 7 — базальт брекчия; 8 — брекчиялашган ва дарзлашган гнейслар; 9 — “гранит” пойдевор; 10 — бурғи кудуқлари (вертикал ва горизонтал масштаблар бир хил).

тўлқинларининг жуда катта босими ва у билан боғлиқ бўлган ҳароратнинг ошиши туб тоғ жинсларининг ва минералларнинг парчаланишига, уларнинг тўлиқ суюқланиши ва ҳатто буғланишигача борадиган ўзгаришига олиб келади.

Метеорит кратерларидаги улкан босим ва юқори ҳарорат бирламчи тоғ жинсларининг минерал таркибини ўзгартириб юборади. Бу эса метаморфик минералларнинг (коэсит, стиповерит, рингвудит, жадеит) ва импактли жинсларнинг (аутиген ва аллотиген брекчиялар, импактит-зювитлар ва тагамитлар) ҳосил бўлишига олиб келади.

Шакли ва тузилиши бўйича зарбали ва портлаш кратерлари ажратилади. Ер билан тўқнашганда тушувчи космик жинсларнинг кинетик энергияси кратер маҳсулотини сачратишга, туб жинсларнинг деформациясига, уларнинг қизишига, суюқланишига ва буғланишига ҳамда сейсмик тўлқинлар генерациясига сарф бўлади. Натижада астроблемалар тузилишида цокол, контоген, инъекцион, тўлдирувчи ва қопловчи комплекслар қатнашади (11.22- расм).

Цокол комплекси — бу кратер вужудга келган тоғ жинсларидир. Контоген комплекс портлашдан сўнг думалоқ кратер ботиқлигини тўлдирувчи ётқизикларни (аллоген брекчиялар ва импактитлар) бирлаштиради. Инъекцион комплекс юқори ҳарорат шароитларида ҳосил бўлган турли магматик таналарни ва гидротермал-метасоматик ҳосилаларни ўз ичига олади. Тўлдирувчи комплекс кратер ботиқлигини тўлдиради ва постимпактли чўкинди ҳосилалардан иборат бўлади. Ниҳоят, қопловчи комплекс импактли структурани кўмади. Астроблеманинг ички тузилиши 11.23- расмда тасвирланган.

Ер гуруҳидаги планеталарга импактли таъсир уларнинг аккрециясидаёқ бошланган. Кейинги оғир бомбордировка, Ой, Марс ва Меркурий маълумотларидан келиб чиққан ҳолда, $4.1-3.9$ млрд. йил илгари содир бўлган. Ойда бу базальтлар билан тўлдирилган ($3.0-3.2$ млрд. йил) катта ўлчамдаги ҳавзаларнинг ҳосил бўлишига олиб келган. Ернинг дастлабки даврлари билан магматик океанлар ва улар билан йўлдош бўлган бирламчи коматиит-базальтли, кейинчалик кул ранг гнейсли протопўстлоқ ҳосил бўлганлиги тахмин қилинади. Кейинги даврларда кратер ҳосил бўлиш интенсивлиги пасайган.

ИККИНЧИ ҚИСМ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ — ЕР ЭВОЛЮЦИЯСИ

ТАРИХИНИ ДАВРИЙЛАШ АСОСИ

XII БОБ. СТРАТИГРАФИЯНИНГ АСОСИЙ ҚОИДАЛАРИ

Вақт, унинг кетма-кетлиги ва геологик ҳодисаларни даврийлаш ҳақидаги тушунчалар геология фанининг пойдевори ҳисобланади. Геологияда вақт муаммоси стратиграфия ва геохронология усуллари ёрдамида ечилади.

Стратиграфия — Ер кесмасини ташкил этувчи геологик жисмларнинг макон ва замондаги муносабатлари ҳақидаги фандир. Стратиграфиянинг ўрганиш объекти геологик таналар ҳисобланади. Уларни ўрганиш макондаги бирламчи ўзаро муносабатларни ва уларнинг ҳосил бўлишидаги вақт кетма-кетлигини тиклаш имконини яратади.

Стратиграфия ўз тадқиқотларида бир қатор тамойилларга таянади.

Биринчи тамойил (Н.Стенон тамойили) Ер пўсти кесмасида геологик таналар шаклланишидаги кетма-кетликни белгилайди ва уларнинг муносабатини вақт тоифасига ўтказиши (ёшроқ—қарироқ). Шу орқали геологик вақт тўғрисидаги тушунчага асос солинади. Бир вақтнинг ўзида бу тамойил биринчи стратиграфик операцияни—ҳар қандай кесмани табақалашни, ундаги геологик чегараларни асослашни ва стратиграфик табақаларни ажратишни таъминлайди.

Иккинчи тамойил (Т. Гексли тамойили) бир-биридан узоқ жойлашган кесмалардаги палеонтологик, литологик ва бошқа кўплаб белгиларнинг кетма-кетлигини очиб беради. Т. Гексли тамойили стратиграфик тадқиқотларнинг иккинчи операциясини — кесмалар ва уларни ташкил этувчи табақалар (геологик таналар)ни таққослаш имкониятини таъминлайди.

Учинчи тамойил С. В. Мейен томонидан таклиф этилган бўлиб, у турли фациядаги ётқизикларни таққослаш имконини берувчи ҳодисаларнинг хронологик ўзаро ўринбосиш тамойили деб номланган. Турли фауна ва флора гуруҳлари, литологик ва палеонтологик, геофизик ва бошқа белгилар бирлигининг ўзаро ўринбосиши ёрдамида ҳар қандай генезисдаги стратиграфик табақалар, турли иқлимий минтақалар, палеобиогеографик вилоятлар планетар миқёсда таққосланади. Стратиграфиянинг бу тамойили минтақавий стратиграфик жадвалларни ҳам ўзаро, ҳам Халқаро стратиграфик жадвал билан боғлаш имконини беради.

Тўртинчи тамойил Д. Л. Степанов ва М. С. Месежниковлар томонидан таклиф этилган ва С. В. Мейен томонидан тўлдирилган. У—стратиграфик табақаларнинг стратонлари стратотипик эталонлари ноёблигини, фазо ва маконда такрорланмаслигини билдиради. Улардан Халқаро стратиграфик жадвал ҳам, минтақавий ва маҳаллий шкалалар ҳам таркиб топган бўлади.

Халқаро стратиграфик жадвални тафсилотлари билан аниқлаш ва уни ташкил этувчи минтақавий ва маҳаллий схемаларни яратиш стратиграфиянинг якуний мақсади ҳисобланади. Стратиграфик тадқиқотлар иккита муҳим вазифани — кесмаларни стратиграфик табақалаш ва стратиграфик таққослашни амалга оширишга қаратилган ҳамда улар орқали Ер эволюциясининг бош гувоҳлари—геологик таналарнинг тўпланиши замон-макон муносабатларида ифодаланган геологик вақт, унинг кетма-кетлиги тўғрисидаги тушунча ҳосил қилади.

Стратиграфик табақалаш деганда тоғ жинсларининг бирламчи вертикал кетма-кетлиги ва қатламланиш хусусиятлари, уларнинг таркиби ва органик қолдиқларининг ўзгариши, кесмаларни ташкил этувчи турли қатлам ва қатламчаларнинг ўзига хос хусусиятлари тушунилади. Кесмаларни таққослашда фойдаланиладиган усулларнинг турлари жуда кўп. Буларнинг орасида палеонтологик, литологик, геохимик, геофизик, шу жумладан, палеомагнит, радиологик ва бошқа кўплаб усулларни кўрсатиш мумкин. Бу усулларнинг ҳар бири, бир-бирига боғлиқ бўлмаган ҳолда, кесмаларни алоҳида қисмларга ажратиш имконини беради. Уларни умумий белгилар бўйича бирлаштириш турли тоифадаги стратиграфик табақаларни ажратиш учун асос бўлиб хизмат қилади. Н. Стенон тамойили кесмаларни табақалашнинг назарий асоси бўлиб ҳисобланади. Бу тамойилга мувофиқ устидаги қатлам остидагига нисбатан ёш бўлади (қатламлар ётиши бузилмаганда).

Стратиграфик корреляция ёки қиёслаш — бу кесмаларни табақалашда ажратилган стратиграфик бўлинмаларни ўзаро таққослаш ва уларнинг ёш муносабатларини аниқлашдир. Корреляциянинг умумий тамойиллари сақланган ҳолда (Т. Гексли ва ўзаро ўрин босиш тамойиллари) тадқиқотлар миқёсига

боғлиқ бўлган турли усуллар қўлланилади. Умумсайёравий аҳамиятта эга схемаларни яратишда органик дунёнинг бетакрор эволюцион усули энг муҳим ҳисобланади. Фанерозойнинг Халқаро стратиграфик жадвалига таянган ҳолда, улар қитъалар ва океанлар кесмаларини, турли геотектоник ва палеоиклимий шароитларда шаклланган минтақавий стратиграфик табақаларни таққослаш имконини беради. Дунё океани сатҳининг эвстатик тебранишини ҳисобга олган ҳодисавий стратиграфия усуллари, кутбларнинг алмашуви, тоғ жинсларининг мутлақ ёшини аниқлаш ва бошқа усуллар ҳам юқори таққослаш кучига эга.

Ўқинди тўпланиш ҳавзалари ёки уларнинг бир қисмини эгаллаган маҳаллий ва минтақавий даражадаги таққослаш усуллари жуда кенг. Бу соҳада палеонтологик усул етакчи бўлиб қолади.

Геологияда вақт ҳақидаги тасавурлар икки хил тарзда идрок этилади. Бир томондан, вақт ўзгармаган ва доим мавжуд: қуёшнинг чиқиши ва ботиши, иқлим фасллари, ойлар, суткалар, соатлар, минут ва секундлар алмашуви; иккинчи томондан эса бир-бирини алмаштирувчи кўплаб ҳодисалардан ташкил топган кундалик мавжуд ҳаёт каби идрок этилади. Амалда шу икки вақт ҳақидаги дуалистик тушунча — мутлақ (табиий, астрономик) ҳамда жараёнлар ва ҳодисалар орқали идрок этилувчи нисбий тушунча келиб чиқади. Геологияда бу мутлақ ва нисбий вақт ҳисобидир. Мутлақ ва нисбий вақт тушунчасини И. Ньютон биринчи бўлиб аниқ белгилаб берган.

Бир-бирини вақт ўтган сари алмаштирадиган геологик жараёнлар ва ҳодисаларнинг даврий такрорланиши — кенг тарқалган воқеадир. У трансгрессия ва регрессияларнинг алмашувида, геодинамик вазият ва иқлим ўзгаришида, палеоландшафт турлари алмашинишида ва Ернинг бетакрор ривожланишида ўз аксини топади. Даврийлик турли тоифадаги цикллардан иборат бўлган органик дунё эволюцияси мисолида тўлиқ ифодаланади. Амалда нисбий геологик вақтнинг рубрикаторлари ҳисобланган табақалари эонотемадан, аср ва фазагача қамраб олган фанерозойнинг геохронологик жадвали турли тоифали циклийликни ўрганишга асосланган. Геологик вақтнинг замонавий тушунчаси икки муҳим параметрларни ўрганишга таянади.

Улардан биринчиси Ер пўсти кесмасида турли тоифадаги геологик жисмлар ва уларга мос келувчи органик қолдиқлар мажмуаси ажралиши билан ифодаланган геологик жараёнларнинг йўналганлигини ўз ичига олади. Органик қолдиқлар мажмуаси геологик вақтни ҳисоблаш учун энг ахборотли мезон ҳисобланади. Анорганик ва органик дунё ривожланишидаги ўзаро алоқадорлик ва уларни бир-бирининг ўрнини босиши, литосфера ва биосфера жараёнларининг бирлиги биостратиграфия, литостратиграфия, магнестратиграфия, сейсмостратиграфия ва бошқа кўплаб усуллар билан Ер пўстини мустақил ўрганиш мисолида тасдиқланади. Тадқиқотчилар сайёра бўйича геологик жараёнларнинг бир вақтда кечиши тўғрисидаги хулосага келишган. Бу уларни геологик вақт эталони сифатида қарашга асос бўлади.

Вақтнинг иккинчи ўлчами мутлақ, астрономик ёшдир. Буни геохронология ўрганади. Унинг усуллари мукамаллаштириш фанерозойнинг замонавий жадвалидаги барча чегараларни мутлақ йил ҳисобида (млн. йил) ишончли санаш имконини берди. Токембрий геохронологияси Ернинг ривожланишидаги қадимий даврларнинг стратиграфик табақаларини фақат мутлақ ёш билан белгилашга асосланади.

Амалда геологик вақт — бу табиий йилнома, унинг ҳар бир варағи ва сатри кўплаб биргаликда ривожланувчи ҳодисалар кетма-кетлигини ўз ичига олади. Улардан баъзи бирлари маълум чегараланган ҳудудда содир бўлади, бошқалари кенг тарқалиш ареалига эга, учинчилари эса планетар миқёсда тарқалган. Буларнинг барчаси Ернинг ривожланиш тарихини акс эттиради. Шунинг учун ҳам стратиграфиянинг маҳаллий ва минтақавий жадвалларга ҳам, умумий стратиграфик жадвалга ҳам таяниши бежиз эмас. Геологик жараёнларнинг излари асосида маълум ҳодисалар тикланади. Улар хронологик кетма-кетликда сафланиб, кесмаларни табақалаш ва таққослаш йўли билан амалга оширилади ва бу, оқибатда, турли миқёсдаги стратиграфик схемаларнинг яратилишига олиб келади. Маҳаллий схемаларни таққослаш йўли билан минтақавий схемалар ишлаб чиқилади. Уларга эса умумий Халқаро стратиграфик жадвал асосланади. Халқаро стратиграфик жадвал планетар эталон бўлиб, унда минтақавий стратиграфик табақалар ўз аксини топган бўлади ва уларнинг стратиграфик чегаралари аниқланади.

Геологик ҳодисалар кетма-кетлиги ва уларнинг иерархик муносабатига стратиграфияда муҳим муаммо деб қаралади. Эталон ҳодисаларни танлаш ҳам муҳимдир. Уларда барча бошқа ҳодисалар гавдаланган бўлади ва ўзаро таққосланади. Органик дунё эволюцияси биотик ҳодисаларга таянади. Фанерозойнинг хронологик жадвали уларга асосланган. Тўртламчи давр эса иқлим кўрсаткичларига таянади. Токембрий учун стратиграфик кўрсаткичларни эталонлаш орогенез фазалари, магматизм, метаморфизм ва бошқаларга асосланади.

Ҳозирги вақтда стратиграфик жадвалларнинг моҳияти ҳақида ўзаро қарама-қарши, икки хил тушунчалар мавжуд. Биринчи нуқтаи назар бўйича фақат минтақавий стратиграфик схемалар ва уларни ташкил этувчи стратиграфик табақаларгина объектив ҳисобланади ва ўрганилаётган ҳудуднинг

ривожланиш босқичларини акс эттиради. Халқаро стратиграфик жадвал ва уни ташкил этувчи даврлар, бўлимлар, яруслар ва зоналар эса синтетик эталон бўлиб, улар билан минтақавий схемалар таққосланади. Уларнинг фикрича, умумий жадвал сунъий ҳисобланади ва шунинг учун ҳам Ер эволюцияси жадаллиги ва йўналишини акс эттирмайди, чунки халқаро ва минтақавий жадваллар турли вазибаларни бажаради.

Иккинчи нуқтаи назар бўйича Халқаро стратиграфик жадвал геологик ҳодисалар ўз аксини топган минтақавий стратиграфик схемаларнинг махсус танланган кетма-кетлигидан иборат. Дастлаб Европа ҳудуди тузилишининг фақат маҳаллий хусусиятлари бўйича ажратилган Халқаро жадвалнинг табақалари ва чегаралари кейинчалик бошқа қитъаларнинг кенг географик майдонида ўзининг тасдиғини топди. Халқаро жадвал ўзининг дастлабки кўринишида, шубҳасиз, минтақавий бўлган. Лекин геологик амалиётда тасдиқлангани каби, у билан турли геологик ҳодисаларнинг ишончли таққосланиши планетар ҳодисаларни ҳам тўғри акс эттиришга имконият туғдиради. Амалда Халқаро жадвал ўзининг мазмуни бўйича ҳар қандай минтақавий муқобилидан фарқ қилмайди. Унинг асосий ютуғи бўлиб, бошқаларга нисбатан устунлиги ҳисобланади. У минтақавий схемаларга нисбатан устун ҳисобланади. Кўп ҳолларда у минтақавий стратиграфик схемалар ва ҳодисалар таққосланувчи халқаро эталон бўлиб хизмат қилади.

Кейинги ўн йилликлар давомида геологияда янги қарашлар пайдо бўлди. Геосинклинал назариянинг кейинги 150 йил давомида ҳукмрон бўлган ғоялари литосфера плиталари тектоникаси назариясига ўз ўрнини бўшатиб бериб, ўзининг етакчи мавқеини йўқотди. Нисбатан қисқа вақт ичида янги назария Ер ва унинг қобиклари тарихи тўғрисидаги тушунчаларни, том маънода, ўзгартириб, геологияни янги тушунчалар ва атамалар билан бойитди. Плиталар тектоникаси ғояси геологик амалиёт томонидан фаол ўзлаштирилмоқда. Янги ғоя стратиграфиянинг назарий асосларини қандай даражада ўзгартирди, деган савол туғилиши табиий. Шубҳасиз, стратиграфия бу ғояни қабул қилди. Аммо унда, геологиянинг муҳим бўлими бўла туриб, геотектоника ва минтақавий геологияда юз бергани каби, туб ўзгаришлар содир бўлмади. Эҳтимол, бу стратиграфиянинг доимо геологик жараёнларнинг бетакрор эволюцияси, биринчи навбатда, органик дунё эволюцияси тарихий асосига таянганлиги ва Ер пўстини ташкил этувчи мавжуд табиий геологик таналарни ўрганиши билан боғлиқдир.

Стратиграфиянинг тарихий ривожланиши парадигмаларнинг бир-бирини кетма-кет алмашуви: униформизм, катастрофизм ва эволюционизм таъсири остида кечди. Бу йўналишлар қайси даражада ўзининг аҳамиятини сақлаб қолди? Улардан ҳар бири литосфера ва биосфера ҳамда уларнинг алоҳида олинган экосистемалари, тузилиши ва ривожланишининг эмпирик йўл билан аниқланган хусусиятларини тушунтира олмаган. Аммо бу ғоялар бекорга кетмади, уларнинг маълум томонлари замонавий стратиграфияда ўз ўрнини сақлаб қолди. Литосферадаги йирик ҳодисалар ва организмларнинг ёлласига қирилиб кетиши, биосга импактли таъсир (иридийли ҳодиса) каби, катастрофизм ғоясига жуда яқин. Биосферанинг политаксонли ҳолати эволюционистларнинг дунёқараши билан кўшилиб кетади. Ва ниҳоят, токембрийда шаклланган ва фанерозойда сақланиб қолган денгиз биоценозларининг экологик зоналлиги мисоллари униформизм ғояларига ўхшаб кетади. Табиийки, булар ҳозирги вақтда бошқачароқ талқин қилинади.

XIX аср стратиграфиясининг ўша даврда мавжуд бўлган тарихий парадигмалари ва унинг бош концепцияси асосидаги муҳим ютуғи геологик тарих ва органик дунёнинг бетакрор эволюциясига асосланган геохронологик жадвалнинг яратилиши бўлди. Айнан шу вақтда асосий стратиграфик табақалар—эратема ва системалар ажратилган. Бундай қарашлар қаърида геологик йилноманинг дунёвий эталони бўлган геохронологик жадвални яратишда стратиграфиянинг замонавий ютуғини белгиловчи биостратиграфик концепция ривожланди.

1900 йилда VIII Халқаро геология конгресси томонидан Халқаро стратиграфик жадвалнинг тасдиқланиши улкан аҳамиятга эга бўлди. Ўтган 100 йил давомида жадвал кескин ўзгаришга учрамади. Зонал стратиграфиянинг мукаммаллашуви, кесмаларни табақалаш ва таққослашда табиий, палеогеографик, палеоэкологик ва бошқа усулларнинг қўлланилиши умумий жадвалнинг дастлабки тузилишини сақлаган ҳолда, унинг ички мазмунига аниқлик киритди, холос.

Юз йил илгари каби, геологиянинг муҳим тармоғи бўлиб қолган стратиграфия, Ер пўсти минерал массаларини тарихий нуқтаи назардан табақалаш муаммоларини ечишга ҳамда геологик жараёнлар ва ҳодисаларни саналаш учун хронологик жадвални асослаш ва мукаммаллаштиришга даъват этган. Стратиграфиянинг асосий тарихий парадигмаси шундан иборат. Унинг назарий асоси, илгаригидегидек, Ер ва унда тарқалган органик дунёнинг бетакрор, узлуксиз эволюцион ривожланиши ҳақидаги ғоядан келиб чиқади.

Литосфера ва палеобиосфера стратиграфик табақаларининг турли тоифалари стратиграфиянинг асосий ўрганиш объекти ҳисобланади. Улардан ҳар бири маълум ўлчамга ҳамда геологик макон ва

замонда ўз ўрнига эга. Улар фақат атроф-муҳитнинг квазистационар ҳолатида, экологик ҳамжамиятнинг ривожланиши учун тоғ жинслари ва уларнинг мажмуалари шаклланиши бўйича бир хил шароитлар сақланган ҳолдагина шаклланиши мумкин. Бу шароитларнинг ўзгариши баъзи табақалар ривожланишининг узилшига олиб келади ва бир вақтнинг ўзида янгиларининг шаклланишини таъминлайди. Муҳитнинг бир ҳолатдан иккинчисига ўтиши табақалар орасидаги чегарани акс эттиради. Улар яққол ва аниқ бўлиши ва аста-секинлик билан ўзгариши мумкин. Чегараларни ўрганиш ҳам стратиграфиянинг муҳим вазифаси саналади.

Ер пўстини ташкил этувчи геологик жисмлар табиатда маълум тартибга эга. Бундай тартиб ҳар қандай кесмада кузатилади. Агар стратиграфия, биринчи навбатда, табиий тартибланишни ўрганиш бўлса, стратиграфик назария — стратиграфик табақаларнинг ички ва ташқи алоқаларини очиб берувчи, Ер тарихида уларнинг шаклланиши ва бетақроп эволюциясини тушунтирувчи таълимотдир.

Стратиграфия, ўз тадқиқот услубларига эга бўлгани ҳолда, кўп фанларнинг ютуқларини ўзлаштиради. Улар орасида палеонтология ва палеобиология (органик дунё, экологик ҳамжамият систематикаси ва эволюцияси), литология (фация ва формация ҳақидаги таълимот, палеогеография), геотектоника ва геодинамика (қитъалар дрейфи, бурмаланиш фазалари, эвстатик трансгрессия ва регрессиялар), палеоклиматология (иқлимий зоналик, музлик ва илиқ иқлимлар), палеоокеанология (оқимлар, уларнинг дивергенцияси ва конвергенцияси, турғунлиги), физика (мутлақ ёш, палеомагнетизм), математик статистика, тизимли таҳлил ва бошқа қатор фанларни кўрсатиш мумкин. Улардан кенг фойдаланиш стратиграфияни геология фанларининг муҳим йўналишлари сифатида мавқеини мустаҳкамлайди.

Замонавий стратиграфиянинг асосини Н. Стенон, В. Смит, А. Броньяр, Ж.Кювье, А. Грессли, И.Вальтерлар томонидан ифодаланган ва кейинчалик Ч. Дарвин ва А.Оппелнинг эволюцион ғоялари билан тўлдирилган ва Е. Реневьенинг машҳур „Геологик хронограф“ асарида умумлаштирилган тамойиллар ва усуллар ташкил этади.

Мутация жараёнлари, изоляция ва табиий танлаш ҳодисасини бирлаштирувчи биологиядаги эволюцион синтетик назариянинг янги маълумотлари, ҳаётнинг турли тоифалари— молекуляр-генетик, онтогенетик, популяцион-биоценотик ва, ниҳоят, биосфера ҳақидаги тушунчалар каби, органик қолдиқларни янгича ўрганиш ва палеонтологик маълумотларни янги нуқтаи назардан талқин қилиш имконини берди. Микро- ва макроэволюциялар (микро- ва макромутациялар, сальтациялар) ҳақидаги тушунчалар, филогенез ва онтогенез бўйича янги маълумотлар биостратиграфиянинг ривожига сезиларли ҳисса қўшди.

Замонавий стратиграфияда бир-бирини тўлдирувчи иккита етакчи йўналиш мавжуд. Улардан биринчиси Халқаро стратиграфик ва минтақавий жадвалларни ривожлантирмоқда ва мукам-маллаштирмоқда. Бунда у кесмаларни табақалаш ва таққослашнинг барча усулларида, биостратиграфик усулга асосий аҳамият берган ҳолда, фойдаланади. Яқинда туғилган иккинчи йўналиш, стратиграфиянинг геотарихий муаммоларини ҳодисавий стратиграфия орқали ҳал этади. Ҳозирги стратиграфияни фақат геологик жараёнлар ва уларнинг геологик ҳодисалар пайтида бир-бирини алмаштирувчи чексиз кўплигини таъминловчи эволюцияси масалаларига эмас, балки уларнинг Ерда ҳам, Коинот таъсирида ҳам ҳосил бўлиш сабаблари ҳам қизиқтиради.

Яқин ўтмишга қадар биосфера ва литосфера жараёнлари ва ҳодисалари параллел ривожланувчи тизимлар сифатида қаралган. Уларнинг ўзаро алоқадорлиги ва боғлиқлиги фақат тахмин қилинган ва стратиграфик умумлаштиришда керакли даражада ҳисобга олинмаган. Бу тушунчага мувофиқ, эволюция фақат атроф-муҳит таъсирида кечган; биосфера иккиламчи, умуман, суат категория деб қаралган. Кейинги йиллардаги тадқиқотлар шуни кўрсатдики, биосфера атроф-муҳитга (иқлим, атмосферанинг газ таркиби ва б.) таъсир кўрсатадиган ва уни ўзига керакли йўналишда ўзгартира оладиган тизим эканлигини кўрсатди. Ягона биогеосистема сифатида биосфера ва литосферани биргаликда ўрганиш долзарб масала бўлиб бормоқда. Бундан биосфера ва литосфера ҳодисаларининг синхрон ҳолда амалга ошиши равшан бўлади ва уларнинг ўзи Ернинг ривожланишидаги бетақроп ривожланувчи жараён тарихида таянч горизонт вазифасини ўтайди.

Ернинг ривожланишидаги биогеосистеманинг аҳамиятини бундай тушуниш, нафақат органик дунё эволюциясининг жадаллиги ва йўналганлигини акс эттирувчи, балки литосфера эволюцияси сифатида қараладиган геологик вақт ҳақидаги тушунчаларни янгидан талқин қилиш имконини беради. Кўплаб мисоллар шуни кўрсатадики, литосферани ташкил этувчи геологик жисмлар, экологик ҳамжамият каби, уларга умумий бўлган Ернинг ривожланиш жараёнлари, эҳтимол Коинот таъсирига бўйсунган ҳолда бетақроп ривожланган.

Геология, улкан назарий базага эга бўлган ҳолда, бир вақтнинг ўзида амалий фан ҳам саналади. Стратиграфиянинг амалий томони, биринчи навбатда, амалий мақсадларда фойдаланиш учун қулай бўлган, асосини назарий стратиграфия ташкил этган, турли минтақавий ва маҳаллий стратиграфик схемаларни яратишдан иборатдир.

Стратиграфияда организмларнинг атроф-муҳит билан ўзаро алоқадорлиги ва уларнинг вақт давомида бетақдор эволюцияси ҳақидаги қоидалар фундаментал характерга эга. Аммо кейинчалик уларнинг нисбати ва ўзаро алоқадорлиги янги мазмун билан бойиди ва уларни ўрганиш фақат хусусий палеонтологик (биостратиграфик) усулларни стратиграфияга бошқа геологик фанлардан—литология, палеоклиматология, геофизика, физика, геохимия ва бошқалардан кириб келган усуллар билан бирга комплекс қўллаш орқалигина мумкин бўлиб қолди. Кесмаларни табақалаш ва таққослашда магнитостратиграфия, сейсмостратиграфия, ритмостратиграфия (циклостратиграфия), мутлақ геохронология ва бошқа усулларни комплекс қўллаш тобора кенгайиб бораётганлиги бежиз эмас. Амалдаги стратиграфик бўлимларни табақалаш ва таққослашда, етакчи фауналар тарқалишини кўзда тутилган ҳолда, уларнинг ҳажми ва чегараларини асослаб берадиган усуллар билан бир қаторда, янгилари ҳам жорий қилинди.

XIII БОБ. ХАЛҚАРО СТРАТИГРАФИК ЖАДВАЛНИНГ ЯРАТИЛИШ ТАРИХИ

Халқаро стратиграфик жадвалнинг юқори табақалари (эратема, система, бўлим) табиийлиги ҳақидаги тушунчалар XVIII асрда, стратиграфиянинг бошланиш даврида пайдо бўлган. Аммо у вақтда тадқиқотчилар ҳали органик қолдиқларнинг улкан аҳамиятини тушуниб етмаган ва жинслар таркибига, фаунанинг тарқалиш хусусиятларига, стратиграфик танаффуслар ва номувофиқликларга таянишган. Улар томонидан ажратилган стратиграфик табақалар турлича ном олган, таркиби ва қалинлиги бўйича ҳар хил геологик таналар—тоғ жинсларининг мажмуаларидан иборат бўлган.

Эратема. Фанерозойнинг учга бўлиниши биринчи марта Германия кесмаларини ўрганиш мисолида А. Вернер томонидан таклиф этилган бўлиб, бунда у бирламчи ва оралик (кембрий-девон) ҳамда флешли тоғ жинсларини, биринчи сув қопламасини (карбон-бўр) ва иккинчи сув қопламасини (учламчи) ажратган. Кесмани қоплама жинслар якунлаган. Ж. Филлипс 1841 йили ўша вақтда органик қолдиқларга эга бўлган барча маълум қатламларни палеозой, мезозой ва кайнозой қатламларига бўлишни таклиф этган. Ж. Филлипснинг бу таклифи барча тадқиқотчилар томонидан қабул қилинган ва ҳозиргача ўз аҳамиятини йўқотмаган.

Система, бўлим. Европа кесмалари бўйича йиғилган маълумотларни умумлаштириш орқали Омалиус д'Аллау 1831 йили А. Вернернинг «биринчи сув қопламасини» алоҳида системаларга бўлган. Улар қаторида қуйи, ўрта ва юқори пенееен (пермь), қуйи, ўрта ва юқори кейпер (триас), лейас ва юра, қуйи, ўрта ва юқори бўр (бўр) ётқизиқлари ажратилган. 1839—1854 йиллари карбон, девон, силур ва кембрий системалари Р. И. Мурчисон томонидан ажратилган. К. Науман ва М. Гернеслар томонидан, учламчи давр ётқизиқларининг пастки қисми палеогенга ва устки қисми неогенга тааллуқлиги асосланган.

Шундай қилиб, XIX асрнинг иккинчи ярмида Халқаро стратиграфик жадвалнинг биринчи тоифаси яратилган. Йирик тоифаларни ажратишда тадқиқотчиларнинг тарихий-геологик тамойилга таянганлиги диққатни жалб этади. Бунда ажратилган системалар, асосан, континентал ёки лагуна ётқизиқлари бўлганлиги сабабли, улар таркибида органик қолдиқлар етарли бўлмаган. Шунинг учун ҳам кейинчалик биостратиграфик асослаш бошқа минтақаларнинг ётқизиқлари мисолида амалга оширилган.

Ярус ва зона стратиграфик жадвалнинг асосий қуйи табақалари ҳисобланади. Яруслар ҳақидаги тушунча адабиётга биринчи марта XX асрнинг ўрталарида А.д'Орбиньи томонидан киритилган. У томонидан географик ном берилган 27 ярус ажратилган. Юра ва бўр тизимлари энг аниқ ва батафсил табақаланган ва уларда 17 қават ажратилган. Учламчи давр ётқизиқлари 4 қаватга, триас ва палеозой эса фақат 6 қаватга бўлинган. Бундай бўлиниш органик қолдиқларнинг турлича миқдорда учраши ва ўрганилганлиги билан тушунтирилиши мумкин. Масалан, пермь, карбон, девон ва силур системалари А.д'Орбиньи томонидан яруслар сифатида ажратилган.

Стратиграфик жадвалнинг энг паст тоифаси зонадир. А. д'Орбиньи ва А. Опеллар замонидан бошлаб, зона деганда қуйи тоифадаги фауна комплекси— турлар, баъзан авлодлар билан характерланган ётқизиқлар тушунилган. Кесмаларнинг зоналли табақаланиши А. Опелдан бошланган. У юра аммонитларини ўрганиш мисолида аммоноидеялар комплекслари алмашувидаги кетма-кетликни асослаб берган. Шу билан А. Опель томонидан ярусларни алоҳида зоналарга ажратиш мезонлари ишлаб чиқилган ва улар етакчи органик қолдиқлар номи билан аталган. А. Опелнинг тадқиқотлари Ч. Дарвиннинг органик дунёнинг бетақдор эволюцияси ҳақидаги хулосаларидан устун бўлди, лекин стратиграфиядаги зоналли тамойил муаллифининг ўзи бунинг жуда муҳимлигини тасаввур қилмаган эди.

А. Опелнинг ишлари стратиграфиянинг ривожланишида улкан аҳамиятга эга бўлди ва шу вақтга келиб яратилган умумий стратиграфик жадвални тафсифлашда кўп тадқиқотчилар томонидан тан олинган. Шунини қайд этиш муҳимки, яруслар ва зоналар ҳали глобал стратиграфик табақалар даражасига

қўтарилмаган ва Халқаро жадвал таркибига киритилмаган, яъни кичик ҳудудларнинг кесмаларини табақалаш ва таққослашда фойдаланиладиган минтақавий бўлим сифатида сақланиб қолган.

Шундай қилиб, XIX аср охирида Халқаро стратиграфик жадвалнинг шаклланиши яқунланди. Геология конгрессининг Парижда ўтган VIII сессиясида (1900 й.) биринчи Халқаро стратиграфик жадвал тасдиқланган. „Ер пўсти минерал массасини“ табақалаш бир-бирига тобе бўлган бешта стратиграфик тоифани: гуруҳ, система, бўлим (ёки серия), ярус ва зонани кўзда тутган ва улар қуйидаги хронологик тоифаларга мос келади: эра, давр, эпоха, аср ва фаза. Бу тоифалар Халқаро жадвални таснифлаш тамойилларини муҳокама қилиш пайтида учта нуқтаи назар шаклланди. Улардан биринчисига мувофиқ қуйидан юқоригача бўлган барча тоифалар универсал аҳамиятга эга бўлган бирликлар сифатида қаралиши ва Ер шарининг бутун юзаси бўйлаб тарқалган бўлиши лозим. Бошқача қилиб айтганда, Халқаро стратиграфик жадвал вақт муаммосини ҳам, Ер тарихини даврийлашни ҳам ҳал этиши даркор. „Геологик хронограф“ муаллифи Е. Реневьедан бошланган иккинчи нуқтаи назар жадвални универсал ҳолда, минтақавий жадваллар учун маълум эталон деб тушунган. Ниҳоят, учинчи нуқтаи назар Халқаро жадвалга қўшиш тавсия этилмаган паст тоифа табақаларни тарқалиш имкониятларини чеклаган, яъни фақат гуруҳлар, системалар ва бўлимлар планетар табақалар сифатида қаралиши таклиф этилган. Уларнинг фикрича, яруслар ва зоналар минтақавий стратиграфиянинг ўрганиш объектлари бўлиб қолиши керак.

Конгресс Халқаро жадвални тарихан қандай бўлса, шундай фойдаланиш лозимлигини тавсия этган. Унга ҳеч бир ўзгартиришлар киритмаслик ҳам тавсия қилинган. Шундай қилиб, жадвал Европа кесмалари тузилишини минтақавий хусусиятларига асосланган эталон сифатида қабул қилинди. Уни яратишдаги бу тамойил, уни ҳар қанча ўзгартиришга ҳаракат қилинмасин, ҳозиргача сақланиб келмоқда.

XX асрда стратиграфиянинг ривожланишидаги бош хусусият тадқиқотларнинг дастлабки босқичида ўзининг Европа ҳудуди билан чегараланганлигини аста-секин йўқота бориши ва планетар аҳамиятга эга бўлишидан иборат. Бунда Европа эталонларидан анча узоқда жойлашган минтақаларнинг стратиграфик тадқиқотлар доирасига жалб этилиши асосий аҳамиятга эга. Шу билан бир қаторда, Шимолий Америка, Шарқий Европа, Осиё, Жанубий Африка ва дунёнинг бошқа қисмларидаги кесмаларни ўрганиш жараёнида ётқиқларни даврийлаш ва уларни Европа эталонлари билан таққослашдаги табиий, тарихий тамойиллар ва усулларда бир қатор номувофиқликлар борлиги юзага чиқди.

Минтақаларо ва бутун Ер шари миқёсида янги таққослаш усулларини қидириш жараёнида палеонтологик усуллар муҳим аҳамиятга эга бўлди ва у стратиграфик тадқиқотларнинг янги соҳаси — биостратиграфиянинг шаклланишига олиб келди. Бунинг оқибатида стратиграфик таснифни такомиллаштириш ва стратиграфик таққослашга аниқлик киритиш бўйича бир қатор янги кашфиётлар қилинди. Кесмаларни табақалашда токембрий ва тўртламчи давр жинсларининг мутлақ ёшини аниқлашнинг радиологик усуллари катта аҳамиятга эга бўлди.

Стратиграфик тадқиқотларнинг Европа эталонидан ташқари, бошқа янги мамлакатларни қамраб олиб, кенгайтириш туфайли кесмаларни Халқаро жадвал билан таққослаш тобора қийинлашиб бормоқда. Натижада геологлар минтақавий ва маҳаллий жадвалларни яратишга мажбур бўлишди. Улар Халқаро жадвалнинг ўрнини босиши керак эди. Ҳатто уни тафтиш этишга чақирувчи кўплаб мақолалар чоп этилди. 1900 йили VIII Халқаро геология конгресси томонидан умумий фойдаланиш учун тасдиқланган йирик табақалар (системалар, бўлимлар)нинг мавжудлиги ҳам шубҳа остига олинди. Шу билан бирга, палеозой эрасини иккита мустақил эрага, бўр системасини иккита системага бўлиш таклиф этилган. Кўплаб тадқиқотчилар томонидан фақат минтақавий табақа қаторига киритилган ярусларнинг планетар тарқалишига ҳам шубҳа пайдо бўла бошлади.

Аммо умумий стратиграфик жадвал билан минтақавий табақалар орасидаги катта фарқ минтақавий стратиграфиянинг ривожланишига тўсқинлик қилмади. Кўплаб мамлакатларда геологик хариталаш, қидирув ишларининг кескин ривожланиши сабабли амалий геология талабларини тўлиқ қондира оладиган янги стратиграфик жадваллар яратиш зарурати туғилди. Шунинг учун ҳам XX асрнинг 50-йиллари кўплаб мамлакатларда минтақавий геологиянинг, биринчи навбатда, минтақавий стратиграфиянинг муаммоларини ҳал этиш амалий геологиянинг етакчи йўналиши бўлиб майдонга чиқиши бежиз эмас. Минтақавий стратиграфия геологик билимнинг мустақил соҳаси бўлиб шаклланди. Баъзи мамлакатларда минтақавий тадқиқотларнинг мазмуни ва усулларини умумлаштирувчи стратиграфик қондалар (кодекслар) яратила бошланди. Бунда стратиграфик таснифлашга ёндашиш ва табақаларнинг номенклатураси сезиларли даражада ўзгарган. Бу эса бир-биридан узоқда жойлашган минтақаларни таққослаш схемаларини яратишда маълум қийинчиликларни келтириб чиқарди ва стратиграфиянинг кейинги ривожланишига тўсқинлик қилди.

Минтақавий стратиграфик схемаларни яратишдаги катта муваффақиятларга қарамасдан, уларнинг Халқаро жадвал билан ўзаро муносабатидаги зиддиятлар кучли эди. Бир гуруҳ тадқиқотчилар фикрича, минтақавий ва халқаро таснифлаш системалари мустақил ва тенг ҳуқуқлидир. Шу орқали Халқаро

жадвални шартли эканлиги, табақалари фақат геологик вақт рубрикацияларини акс эттириши ва геологик ривожланиш тарихи минтақавий стратиграфик табақаларда қайд этилиши тан олинган. Иккинчи қарама-қарши нуқтаи назарга мувофиқ, Халқаро жадвал стратиграфик таснифнинг ягона тизими саналади ва планетар геологик жараёнларни акс эттиради. Бунда минтақавий схемаларни иккиламчи аҳамияти назарда тутилади.

Бундай вазиятда баъзи тадқиқотчилар ўзларининг хусусий стратиграфик таснифларини ярата бошладилар. Шу орқали Халқаро жадвал табақаларини ажратишдаги бир қатор мезонлар йўқола бошлади. Унинг кўплаб табақалари бошқача талқин қилинди. Бу эса тарихий-геологик маълумотларни умумлаштиришни, Халқаро геологик хариталар тузишни қийинлаштирди ва ҳ.к. Табиийки, бу ҳол стратиграфиянинг ривожланишига тўсқинлик қиларди. Стратиграфиянинг фундаментал муаммоларига, биринчи навбатда, стратиграфик табақалар ҳақидаги масалаларга: уларни асослаш, фазовий муносабатларининг турлари, табақаларнинг хронологик жадвалдаги ўрни, уларнинг абиотик ва биотик муҳитлар ривожланишидаги тарихий жараёнларга қайтиши лозим эканлиги кўриниб қолди. Таққослаш усуллари ва минтақавий стратиграфик жадваллар билан Халқаро жадвал орасидаги қарама-қаршилиқлар ҳақидаги масалалар қайтадан кўтарилди. Бунда стратиграфик табақалар, айниқса, паст тонфалар — яруслар ва зоналар чегаралари муаммоси марказий ўринни эгаллади. Натижада илмий ҳамжамият билан келишилган умумий стратиграфик таснифлаш, стратиграфик табақалар атамашунослиги ва номенклатурасига доир ишлар кучайтирилди. Бунга турли мамлакатларда стратиграфиянинг ғоялари ва муаммоларини тарғиб қилишда муҳим аҳамиятга эга бўлган стратиграфик кодекслар яратилиши ёрдам берди. Стратиграфик таснифлашнинг халқаро мезонларини ишлаб чиққан Халқаро стратиграфик комиссия ва унинг қўмиталари иши ҳам аҳамиятли бўлди.

Стратиграфиянинг умумий муаммоларига қизиқишнинг ошиши минтақавий тадқиқотлар ўтказиш жараёнида тўпланган янги маълумотларни умумлаштириш лозимлиги билан тушунтирилди. Бунга XX асрнинг 60—70- йиллари Дунё океани ҳавзасида юзлаб бурғи қудуқлари қазилди билан олиб борилган тадқиқотлар натижаларининг жалб қилинганлигини ҳам қайд этиб ўтиш жоиздир. Шу даврда геологиядаги парадигмалар ўзгарди. Унинг фундаментал асосини литосфера плиталари тектоникаси назарияси ташкил этди. Янги геологик, тектоник ва бошқа хариталар тузиш учун объектив зарурат туғилди; фойдали қазилма конларини қидириш ва башорат қилиш усуллари ўзгарди. Буларнинг барчаси минтақавий стратиграфик схемаларнинг янги авлодини яратишни тақозо этди. Уларни ўзаро таққослашни фақат янги, мукамаллашган умумий стратиграфик жадвал таъминлаши мумкин эди.

XX асрнинг иккинчи ярмидаги стратиграфиянинг муваффақияти қитъаларда, океанлар акваториясида ҳам олиб борилаётган стратиграфик тадқиқотларнинг кескин кенгайишигина эмас, балки стратиграфик тадқиқотлар усулларининг ўзгариши билан ҳам таъминланди. Халқаро жадвал табақалари кесмаларининг стратотиплар муаммоси, улар орасидаги чегараларни асослаш алоҳида аҳамиятга эга бўлди.

Стратотип, яъни, стратиграфик табақанинг ҳақиқий эталон кесмаси ҳақидаги тушунча. Стратиграфиянинг шаклланиши давридаёқ, XIX асрда стратиграфик таснифни яратишдаги биринчи уриниш билан бирга вужудга келди. Илгари, асосан, тарихий-геологик кўрсаткичлар бўйича ажратилган асосий табақалар (системалар, бўлимлар ва яруслар) ўзларининг стратотипик кесмаларида органик қолдиқларнинг эътиборли комплексларига эга бўлмаганлиги сабабли, уларнинг чегараларини аниқлашда маълум қийинчиликларни келтириб чиқарди. Комплекс усуллар асосида Халқаро жадвалнинг асосий табақалари чегараларини аниқлаш ҳамда кесмаларни минтақалараро ва планетар миқёсда таққослаш учун асос бўлиб хизмат қилувчи „таянч кесмаларни“ Халқаро жамоатчилик билан бирга ўрганиш ва таърифлаш ғояси илгари сурилди. „Стратотип“ атамаси палеонтологияда қўлланилиб келинадиган „генотип“ атамасига ўхшаб кенг тарқалди. Ҳозирги вақтда стратотипик кесмаларни аниқлаш, таърифлаш ва ҳар томонлама ўрганиш умумий жадвал табақаларини аниқлаштиришнинг муҳим усули ҳисобланади.

Системада хроностратиграфик бўлимларнинг чегараларини ўрнатиш муаммоси диққат марказида бўлиши бежиз эмас. Чунки системалар, бўлимлар ва ярусларнинг Европа стратотипик эталон кесмалари узлуксиз эмас, уларнинг чегараларида стратиграфик танаффуслар ва номувофиқликлар кузатилади. Масалан, Англиядаги қитъа ва лагуна ётқизилари кенг тарқалган Девоншир вилоятида девон системасининг чегараси ҳеч қандай палеонтологик асосга эга эмас. Бундай мисолларни умумий жадвалнинг бошқа кўплаб системалари учун ҳам келтириш мумкин. Шунинг учун ҳам стратотипик ҳудуд ташқарисида кесмаси узлуксиз бўлган майда табақаларни (ярус ва зона) ажратиш ягона йўл ҳисобланади. Масалан, девон ярусларининг стратотиплари Англияда эмас, балки Чехияда, қуйи триаснинг яруслари Ҳиндистонда, Сибирда ажратилган ва ҳоказо.

Шу муносабат билан кейинги ўн йил давомида стратотипларни ва таянч кесмаларни ажратишга қўйилган талаблар ошганлиги сабабли, уларни ўрганишга алоҳида аҳамият берилмоқда. Стратотипларнинг тарихий мазмуни уларни ҳар томонлама асослашни талаб этади. Бунинг учун барча мавжуд усуллардан фойдаланилади. Зоналик асосида стратотипларни тафсилий биостратиграфик асослаш, тоғ жинсларининг

мутлақ ёшани аниқлаш, уларнинг палеомагнит хусусиятларини, сейсмик хоссаларини ва бошқаларни ўрганиш билан биргаликда амалга оширилади. Бу усуллар табақалар орасидаги чегараларга аниқлик киритиш ва бир вақтнинг ўзида уларни таққослаш белгиларини асослаш имконини яратади. Шу орқали минтақа, минтақаларо ва планетар миқёсида турли фациядаги ётқизикларни ишончли таққослаш таъминланади. Стратонларни ҳар томонлама асослаш геологик йилномада ноёб ва такрорланмаслик хусусиятларини келтириб чиқаради.

Кейинги ўн йилликларда Халқаро стратиграфик жадвал ярусли табақаларининг чегараларини саналаш бўйича катта муваффақиятларга эришилди. Ҳозирги вақтда умумий жадвал хроностратиграфик ва хронометрик (мутлақ ёш) жадвалларни бирлаштиради. Бунда хроностратиграфик табақалар нисбатан доимий қолади, уларни саналаш мутлақ геохронология усуллариининг мукаммаллашиб бориши муносабати билан тафтиш қилиб турилади. Шундай қилиб, ҳозир ривожлантирилаётган усуллар турли стратиграфик табақалар чегараларини аниқроқ белгилаш ва уларнинг ҳажмини аниқлаш имконини беради. Шу туфайли эволюцион геологик жараёнларни, уларнинг фаоллиги ва тезлигини ўрганишда янги имкониятлар очилмоқда. Масалан, тектоник ҳаракатлар фаоллиги, чўқинди ҳосил бўлиш тезлиги (м/млн йил) бўйича ўрганиш таққосланувчи стратиграфик оралиқлар қалинлигини анъанавий ўлчашга қараганда ахборотлироқ бўлади. Биосферадаги эволюцион ўзгаришларни, тур ҳосил бўлиш тезлигини мутлақ йилномада акс эттириш мумкин.

Стратиграфик тадқиқотлар амалиётига „олтин қозиклар“ — яруслар ҳажми ва чегарасини асослаш усулини жорий этиш Халқаро стратиграфик жадвални мукаммаллаштиришга қўшилган муҳим ҳисса бўлди. GSSP (Global Stratotype Section and Point) усули фанерозой яруслар стратотиплари чегараларининг ўрни ва планетар тарқалишини, GSSA (Global Stratotype Section and Age) эса токембрий табақаларининг ўрни ва тарқалишини мутлақ йилномада асослашга имкон яратади.

Замонавий Халқаро стратиграфик жадвал биосфера ривожланишида турли геологик ҳодисалар кетма-кетлиги ва босқичлилигини ишончлироқ саналаш имконини беради. Кейинги йилларда стратиграфияга казуал усулни жорий этишга уринишлар бўлмоқда. Стратонларни ажратиш ва асослашда нафақат моддий объектларнинг ишончилиги (органик қолдиқлар таркиби, тоғ жинсларининг таркиби, уларнинг физик хоссалари ва мутлақ ёши), балки турли геологик жараёнлар ва ҳодисаларнинг қайта тикланувчи излари ҳам ҳисобга олинади. Стратиграфия минерал массалар ва органик дунё эволюцияси сабабларини талқин қилади. Геологик ҳодисалар излари (эвстатик трансгрессиялар ва регрессиялар, палеоклим ўзгариши, экосистемалар палеосукцессиялари, Дунё океани суви шўрлигининг ўзгариши, палеомагнит инверсиялар ва ҳ.к.) умумий жадвалнинг планетар ва минтақа миқёсида турли геологик ҳодисаларни талқин этишга имкон яратувчи маркерига мос келади. Улар асосида турли ҳодисалар орасидаги ўзаро алоқадорлик ўрнатилади. Халқаро стратиграфик жадвал минтақавий стратиграфик жадваллар билан биргаликда геологик воқеалар йилномасини тузиш учун ишончли асос бўлади. Бир вақтнинг ўзида стратиграфик маълумотлар биосферанинг ривожланиш хусусиятларини, унинг эволюцияси йўналишини ва босқичларини, кризис воқеалар ва, ниҳоят, планетар ва минтақавий палеогеографик, эвстатик ва иқлимий ўзгаришлар ва бошқалар фониди биотик ҳамжамиятнинг макон ва замонда ривожланишини талқин этиш учун асос бўлиб хизмат қилади. Шу асосда янги соҳа — экологик ва ҳодисавий стратиграфия ривожланди.

Нафақат зоналлик, балки инфразоналлик асосда тафсифлашга қаратилган жадвалларнинг янги авлодини яратиш яқин келажакнинг вазифалари ҳисобланади. Стратиграфиянинг ҳодисавий, экологик, палеомагнит ва сейсмик усуллари қўшимча маркерларни — турли биотик ва абиотик ҳодисаларни акс эттирувчи турларни яратишга имкон беради.

Ҳозирги вақтда фанерозой жадвали палеозойда 100 га яқин, мезозойда—140 ва кайнозойда 45 та зонага таянади ва бунда алоҳида зоналарнинг давомийлиги 0,2—3,0 млн. йилни ташкил этади. Кун тартибига табақаларининг давомийлиги 0,1—0,3 млн йил бўлган янада мукамалроқ (инфразонал, микростратиграфик) жадвалларни яратиш вазифаси қўйилмоқда. Ҳозирги вақтда тўртламчи давр ётқизиклари жадвалини яратишда давомийлиги минг ва ўн минглаб йилларга борадиган мукамал стратиграфик табақалар фаол ишлаб чиқилмоқда. Микропалеонтологик усулларнинг улкан имкониятлари ҳали очиб берилган эмас. Микрофоссилийларнинг эволюцияси жадаллиги ҳам ўн минг йилларни ташкил этади.

Халқаро стратиграфик жадвал, ўзининг стратиграфик табақалари мунтазамлигини сақлаган ҳолда, муттасил мукаммаллашиб бормоқда ва унга аниқликлар киритилмоқда. Халқаро стратиграфик комиссия томонидан амалда фойдаланиш учун тавсия этилган унинг охириги варианты 2000 йилда Бразилияда ўтган Геологик конгресснинг навбатдаги сессиясига тақдим этилган. Олдинги вариантларга нисбатан янгиликнинг асосий ўзгаришлари, биринчи навбатда, асосий стратиграфик табақа — чинакам халқаро „олтин қозиклар“ (GSSP ва GSSA) статусини олган ярусларнинг чегараларига қаратилган. Стратиграфик табақалар ҳажми ва номидаги ўзгаришлар келишиш йўли билан ҳал қилинди. Пермнинг

икки қисмли қуйи ва юқори бўлимларга бўлиниши ўрнига уч қисмли бўлиниши тавсия этилган. Аксинча, карбоннинг уч қисмли бўлиниши икки қисмлига (қуйи—миссисипи ва юқори—пенсилван бўлимларга) алмаштирилди. Силур яруслари ҳамми бўйича ҳам ўзгартиришлар киритилган. Протерозойнинг табақаланиш схемаси умуман бошқа кўринишга эга бўлди ва ҳозир унда учта эратема ва 10 система ажратилади. Ярусли табақаланишнинг индекслари бутунлай ўзгарди.

Халқаро стратиграфик жадвал бутун Ер шари учун умумий бўлган стратиграфик табақаларни бирлаштиради. Тоғ жинслари ва уларнинг мажмуаларида акс этган Ер пўсти ва органик дунё ривожланишидаги даврийлик ҳодисаси бу табақаларни ажратишда мезон саналади. Чегаралари изотоп хронометрия усули билан белгиланган жадвал бир вақтнинг ўзида геохронологик табақалар (эон, эра, давр, эпоха, аср, фаза) ва уларнинг хроностратиграфик муқобиллари (зонотема, эратема, система, бўлим, ярус, зона) орасидаги вақт муносабатларини акс эттиради.

Замонавий умумий стратиграфик жадвал стратиграфик табақаларни моддий объектлар — тоғ жинслари ва уларда мавжуд бўлган органик қолдиқларнинг кетма-кетлиги, тузилиши ва таркибининг нисбати ва хусусиятларини, табақаларнинг стратотипларини стандартлаш ва белгилаш ва, энг муҳими, булар учун махсус танланган кесмаларда конкрет ҳодисалар билан ифодаланган стратонлар чегараларини таҳлил қилишга таянади. Хроностратиграфиянинг бу бош тамойилини архейдан то тўртламчи давргача бўлган стратификацияланган ётқизиқлар устунига қўллаш мумкин. Аммо Ернинг ривожланишидаги объектлар хусусиятлар сабабли, унинг тарихи турли усуллар ва бутун тафсилотлари билан ҳужжатланади.

Шу жиҳатдан фанерозой жадвали, тўртламчи даврдан ташқари, ноёб ҳисобланади. Унинг асосида субглобал ва глобал миқёсда акс этувчи органик дунё ва экосистемаларнинг муҳим эволюцион ўзгаришлари ётади. Бунда биостратиграфик усул табақалашда ҳам (чегараларни асослаш), таққослашда ҳам (чегараларни минтақалараро ва глобал миқёсда кузатиб бориш) етакчи ўринга эга. Табақалар мутлақ ёшини аниқлаш билан тўлдирилган стратонларни кузатиб бориш литостратиграфия, магнитостратиграфия, экостратиграфия, ҳодисавий стратиграфия ва бошқаларни кўзда тутувчи комплекс усуллар билан таъминланади.

Токембрий, шу жумладан, юқори протерозойда, фанерозойдаги чегараларни биостратиграфик асослаш усулини қўллаб бўлмайди. Чунки уларда биос ривожланиши хусусиятлари секин эволюцияланувчи цианобактериялар ҳамжамиятидан ташкил топган. Уларнинг жуда катта экосистемали ривожланиш босқичлари прокариотик ва эрта эвкарриотик сатҳлардан то кечки вендгача таксономик радиацияларнинг барқ уриб ривожланиши кузатилмайди. Шунинг учун стратиграфик табақалар чегаралари ҳам, табақаларнинг ўзи ҳам у ёки бу абиотик ҳодисалар — бурмаланиш фазалари, магматизм ва метаморфизм босқичлари, тоғ жинсларининг петрокимёвий таркиби ва бошқалар билан асосланади. Тарихий-геологик усул токембрий стратиграфиясининг етакчи усули саналади. Унда, айниқса архейда, изотоп геохронология нафақат табақалар чегарасини аниқлашда, балки уларни кузатиб боришда ҳам муҳим ҳисобланади. Стратиграфик чегараларни белгилаш замонавий, хусусан, кўрғошин-уран усулида цирконнинг ёшини аниқлаш (цирконометрия) орқали магматик ва метаморфик ҳодисаларни млн. йил аниқлигигача ажратиш имконини беради. Бу эса токембрий жадвалини тавсифлаш даражасини кескин оширади. Тўртламчи системанинг шаклланиш даври 1,75 млн йилни ташкил этади ва бу тахминан фанерозой жадвали яруси ҳаммига тўғри келади. Тўртламчи давр ётқизиқларини табақалаш учун фанерозой мисолида ишлаб чиқилган зонал стратиграфик усули тўғри келмайди. Шунинг учун ҳам табақаларнинг хроностратиграфик чегаралари мутлақ геохронология, палеомагнетизм ва литостратиграфия маълумотлари қўшилган ҳолда, асосан, климатостратиграфик усул ёрдамида асосланади.

Шундай қилиб, Халқаро стратиграфик жадвал ўз мазмуни бўйича хилма-хилдир. Тарих қаърига кириб борган сари ахборот йўқотилиши кузатилади. Натижада батафсил стратификация учун имконият камайиб боради. Тўртламчи давр жадвалининг элементар табақалари ёш диапазони юзлаб ва ўнлаб минг йилни, фанерозой жадвалиники— 1—10 млн йилни, токембрийники эса юзлаб млн йилни ташкил этади. Бир вақтнинг ўзида жадвалнинг бу уч қисми стратиграфик табақаларни ажратишда ўзининг етакчи усуллари билан фарқ қилади: токембрий учун тарихий-геологик, фанерозой учун — биостратиграфик ва тўртламчи давр учун эса иқлимий, стратиграфик усул бош усул бўлиб ҳисобланади.

XIV БОБ. ХАЛҚАРО СТРАТИГРАФИК ЖАДВАЛ

Қуйида Халқаро стратиграфик комиссиянинг 2000 йилда Халқаро геологик конгрессга тақдим этган Халқаро стратиграфик жадвалининг янги варианты, стратиграфик табақаларининг қисқача мазмуни берилади. Олдинги вариантга нисбатан унга табақалар номенклатураси, уларнинг ёшини аниқлаш бўйича сезиларли ўзгартиришлар киритилган, уларнинг индексацияси тўлиқ ўзгартирилган. Янги жадвалнинг асосий ютуғи токембрий стратиграфик табақаларининг тафсифланишидир. Силур, карбон, перм ва неоген жадвалларига ҳам сезиларли ўзгартиришлар киритилган.

14.1. Токембрий

Чукур метаморфизмга учраган топалеозой ётқиқиқлари биринчи марта америкалик геолог Д. Дэна томонидан 1872 йилда ажратилган ва улар қадимий архей метаморфик комплекслари деб номланган. Кейинчалик, 1889 йилда С.Эммонс уларни икки қисмга ажратишни таклиф этган. Унинг пастки қисми учун архей номи сақланиб қолган, устки қисми эса протерозой деб номланган. Бу номлар ҳозиргача сақланиб қолган. Дастлаб токембрийни стратификациялашда тоғ жинсларининг таркиби, уларнинг метаморфизм даражаси, фаол магматизми, айниқса, гранитоид магматизм фаолияти босқичлари, бурмаланиш фазалари, тектоник деформация хусусияти ва тектоник структуралар нисбатига асосланган тарихий-геологик усул қўлланилган. Органик қолдиқларнинг мавжуд эмаслиги тоғ жинсларининг ёшини аниқлаш имконини бермаган. Шунинг учун ҳам токембрий стратиграфиясининг ривожланиши минтақавий ва маҳаллий стратиграфик схемаларни яратиш йўлидан борган.

Токембрий ётқиқиқлари кенг тарқалган. Уларнинг тарқалиш майдони Ер пўстидаги ҳозирги замон қитъалар майдонининг 80% ини ташкил этиши тахмин қилинади. Уларнинг тузилишида маълум кетма-кетлик кузатилади. Токембрийнинг дастлабки стратиграфик схемаларида гранулит ва эклогит фацияларигача чукур метаморфизмга учраган архей эонотемасига бирлаштирилган метаморфик ва магматик жинслар мажмуалари ажратилган. Ёшроқ протерозой ётқиқиқларининг метаморфизм даражаси ва тоғ жинслар тўплами бўйича куйи ва юқори протерозойга бўлинган. Юқори протерозой ётқиқиқлари рифей ҳам деб аталади. XX асрнинг 50-йиллар охиригача уларни ажратишга турли минтақалар кесмалари тузилишининг тарихий-геологик хусусиятлари асос бўлиб хизмат қилган. Бу даврда токембрийнинг стратиграфик схемалари минтақалар учун ишлаб чиқилган ва шунинг учун ҳам турли қитъа схемалари бир-бирдан сезиларли даражада фарқ қилган. Бу эса уларни ўзаро таққослашда қийинчилик туғдирган.

Кейинчалик, кечки протерозойда ҳаёт излари топилгандан сўнг ва, айниқса, изотоп хронометрия усуллариининг мукамаллашуви билан токембрий стратиграфияси анча ойдинлашган. Асосий стратиграфик табақаларнинг мутлақ ёшини аниқлаш қитъалар учун схемаларни яратиш имкониятини берди; уларни ўзаро таққослаш имконияти пайдо бўлди. Аммо бунда хроностратиграфик табақаларни ажратиш тамойиллари эскича қолди. Уларнинг чегаралари у ёки бу геологик ҳодисалар ёки тектономагматик жараёнлар, алоҳида континентлар ёки Ернинг жамлама геологик йилномаси миқёсидаги, магматик фаоллик жадаллиги ва бошқа тектономагматик фаолликнинг пасайиши ва стратиграфик танаффуслар билан белгиланади. Лекин чегаралар одатда синхрон¹ эмаслиги аниқланди. Бундай чегараларнинг ҳар хиллиги умумий жадвалда архей ва протерозойнинг ўрни ноаниқлигига олиб келди.

Жадвалга муқобил сифатида тарихий-геологик кўрсаткичларга асосланган мутлақ геологик вақтни (вақтинчалик бирликларни ажратиш) изотоп-геохронологик маълумотлар асосида бўлишни кўзда тутувчи хронометрик жадвал таклиф қилинган. Шу орқали минтақавий табақаларнинг ёшини млн йилларда аниқлаш билан алмаштириб, токембрийнинг ҳар қандай умумий жадвалидан воз кечиш режалаштирилган эди. Бу жадвални табақаларнинг таркибини ҳам, уларнинг тарихий-геологик тутган ўрнини ҳам акс эттирмайдиган формал ҳолга келтирган бўлар эди.

Токембрийни ўрганишдаги улкан ютуқлар сабабли, йиллар давомида замонавий умумий жадвалнинг асосини фанерозой стратиграфияси мисолида ишлаб чиқилган хроностратиграфик ёндашиш эгаллади. У моддий объектларнинг—тоғ жинслари мажмуаларининг (формация, свита, серия, комплекс) ва улардаги органик қолдиқларнинг кетма-кетлигини, нисбатини ва хусусиятларини таҳлил қилишни ўз ичига олади. Стратонлар чегарасини белгилаш млн йилларда мутлақ ёшни аниқлаш (GSSA—глобал стратотипик кесмалар ва уларнинг млн йиллардаги ёши) бўйича тасдиқланади. Бундай стандартлаш токембрий стратиграфик табақалари ҳажми ва чегараларининг ўрнини мустаҳкамлашга ёрдам беради (14.1-жадвал).

Токембрийнинг замонавий жадвалидаги иккинчи янгилик чегараларни ривожланишнинг маълум босқичини яқунловчи ҳодиса бўйича эмас, балки босқичнинг бошланишини ифодаловчи ҳодиса билан белгилаш ҳисобланади. Бу яқунловчи бурмаланиш, финал магматизм ва минтақавий метаморфизм фазаси, одатда диахрон шаклда амалга ошганлиги билан тушунтирилади. Бундан ташқари, янги стратиграфик табақанинг шаклланишидан олдин, одатда чўкинди ҳосил бўлишда танаффус кузатилган ва у пастда ётувчи ётқиқиқларнинг бир қисми ювилиб кетишига ва кесмаларнинг стратиграфик тўлиқ бўлмаслигига олиб келган. Умумий жадвални тақсимлаш янги тамойили юқорида қайд этилган қийинчиликларни четлаб ўтишга ёрдам беради.

Муҳим стратиграфик чегараларни тектономагматик цикларнинг яқунланишига боғлашдан, уларни геологик тарихнинг муҳим босқичлари — вулканизм, чўкинди ҳосил бўлиш ва бошқаларнинг

¹ Синхрон — бир вақтда ҳосил бўлиш маъносини билдиради. Масалан, „синхрон ётқиқиқлар“ — бир вақтда ҳосил бўлган жинслар.

Токембрийнинг стратиграфик табақалари

ХАЛҚАРО ШКАЛА						ЕВРОСИЁНИНГ МИНТАҚАВИЙ ШКАЛАСИ					
ЭОНОТЕМА ЭОН	ЭРАТЕМА ЭРА	ИНДЕКС	СИСТЕМА ДАВР	ИНДЕКС	МЛН ЙИЛ	ЭОНОТЕМА ЭОН	ИНДЕКС	ЭРАТЕМА ЭРА	ИНДЕКС	МЛН ЙИЛ	СИСТЕМА
ПРОТЕРОЗОЙ – PROTEROZOIC	НЕОПРОТЕРОЗОЙ NEOPROTEROZOIC	NP	Неопротерозой III	NP ₃	650	ЮҚОРИ ПРОТЕРОЗОЙ	PR ₂			650	Венд (V)
			Neoproterozoic III								
			Криогений	NP ₂	850						
			Cryogenian								
			Тоний	NP ₁	1000						
			Tonian								
	МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ MESOPROTEROZOIC	MP	Стений	MP ₃	1200						
			Stenian								
			Эктасий	MP ₂	1400						
			Ectasian								
			Каллибий	MP ₁	1600						
	Calymmian										
	ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ PALEOPROTEROZOIC	PP	Статерий	PP ₄	1800						
			Statherian								
			Оросирий	PP ₃	2050						
			OROSIRIAN								
			Риасий	PP ₂	2300						
			RHYACIAN								
СИДЕРИЙ			PP ₁	2500							
SIDERIAN											
						ЮҚОРИ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)	PR ₁	ЮҚОРИ КАРЕЛИЙ	R ₁	1900	
						ҚУЙИ ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ)	PR ₁	ҚУЙИ КАРЕЛИЙ	PR ₁	2500	
								ЮҚОРИ РИФЕЙ (КАРАТАВИЙ)	R ₃	1000	
								ЎРТА РИФЕЙ (ЮРМАТИНИЙ)	R ₂	1350	
								ҚУЙИ РИФЕЙ (БУРЯЗНИЙ)	R ₁	1650	

АРХЕЙ – ARCHEAN	НЕОАРХЕЙ NEOARCHEAN	A	СИСТЕМАЛАР АЖРАТИЛМА- ГАН	2800	ЮҚОРИ АРХЕЙ	AR ₂	ЭРАТЕМАЛАР АЖРАТИЛМА- ГАН	2500
	МЕЗОАРХЕЙ MESOARCHEAN	MA		3200				
	ПАЛЕОАРХЕЙ PALEOARCHEAN	PA		3600				
	ЭОАРХЕЙ EOARCHEAN	EA						
					ҚУЙИ АРХЕЙ	AR ₁		3150

бошланишига ўтиш, унга мос келувчи стратоэталонлар орқали геологик ривожланиш тарихини даврийлашни аниқроқ асослаш ва кесмаларни стратификациялашни амалга ошириш мумкин бўлади. Архей ва протерозой эонотемалар ва уларни ташкил этувчи эратемалар ажратилди. Протерозойда биринчи марта системалар ажратилди. Илгари фақат венд система тоифасида қаралар эди.

14.1.1. Архей эонотемаси (3,6 — 2,5 млрд йил)

Замонавий космогоник тахминларга мувофиқ, Ернинг ибтидоий модда аккрецияси орқали шаклланиши 4,55 — 4,56 млрд йил олдин якунланган. Яқин ўтмишгача Ердаги энг қари жинсларнинг ёши 3,8 — 4,0 млрд йил деб ҳисобланган. Аммо Австралиядаги „кул ранг“ архей гнейсларидаги цирконларнинг 4,2 — 4,4 млрд йиллар атрофидаги ёшини аниқлаш, Ер моддаси аккрецияси (4,56 млрд йил) ва магматик жинслар ҳосил бўлиши ва уларнинг Ер пўсти шаклланишида кейинги экзоген жараёнларда нураш жараёнлари ёшини аниқлаш вақти оралиғидаги фарқни қисқартиради.

Ернинг архейдаги геологик тарихининг дастлабки босқичларида тектоник ривожланиш характери ва структурали бўлиниши, изотоп геохронология туфайли эришилган анчагина муваффақиятларга қарамасдан, ҳанузгача ноаниқ бўлиб келмоқда ва қизғин мунозаралар уйғотмоқда. Яқин ўтмишда кўпчилик тадқиқотчилар Ернинг бирламчи ривожланишидаги жараёнлар базальт қатламининг шаклланиши билан боғлиқ, деб ҳисоблашган. Бунга Ер кесмасида „базальт“ қатламининг континентлар пўсти остидаги барча жойларда мавжудлиги асос бўлган. Аммо бу қарашлар ўз тасдиғини топмади. 7,5 км чуқурликда базальт қатламини учратишга мўлжалланган ўта чуқур Кола бурғи қудуғи 12 км чуқурликкача бу ерда протопўстнинг тоналитли гнейс каби тоғ жинслар ривожланганлигини кўрсатди. „Базальт“ қатламининг мавжуд эмаслиги, қадимий платформаларнинг Алдан, Анабар, Гренландия, Австралия ва бошқа қалқонларида ҳам аниқланган. Уларнинг ёши 3,5—3,8 млрд йил ва ундан ортиқ.

„Кул ранг“ гнейслар таркибида асосли жинс ксенолитларнинг кенг тарқалганлигини таъкидлаш муҳимдир. Шунинг учун ҳам ибтидоий пўст кейинги магматик жараёнлар туфайли ҳосил бўлган деган хулоса чиқарилган. Бунинг натижасида эрта архейда, тахминан 3,5—3,6 млрд йил аввал, қитъа туридаги гнейсли протопўстлоқ шаклланган. Унинг бутун Ерни ёки дастлаб Пангея суперконтинентининг биринчи авлодини қоплаган ёки қопламаганлиги аниқ эмас.

Ернинг бу энг қари ётқиқиқлари барча қадимий платформаларнинг пойдеворида тарқалган ва, асосан, гранулит, қисман амфиболит фацияли метаморфизм билан ажралиб туради. Бу энг қадимий структура қавати магматизмнинг ривожланишидаги босқиччилик эндербитлар, чарнокитлар ва плагиогранитларнинг гранитлар билан алмашуви орқали ифодаланган. Ҳосил бўлиш вақти бўйича улар янги жадвалга мувофиқ эоархей (<3,6 млрд йил) ва палеоархейни (3,6 — 3,2 млрд йил) ўз ичига олади.

Ернинг навбатдаги ривожланиш босқичи янги статиграфик жадвалнинг мезоархей (3,2—2,8 млрд йил) ва неоархей (2,8—2,5 млрд йил) эратемаларини бирлаштиради. Бу вақт оралиғининг асосий хусусияти структураларнинг янги авлоди—гранитогнейсли гумбазлар ва яшилтошли қамбарларнинг шаклланишидир.

Гранит-гнейсли мажмуалар таркиби ва структуравий хусусиятлари бўйича, одатда, эо- ва палеоархей, қадимий „кул ранг“ гнейсларга ўхшаш. Одатда, уларни бир-биридан фарқлаш қийин. Улар юқори метаморфизм шароитида ҳосил бўлган гнейслар, кристаллашган сланешлар ва гранитоидлардан иборат.

Уларни ажратиш турувчи яшилтошли қамбарлар бошқа тоғ жинсларидан иборат. Бунда муҳим кўрсаткич сифатида асосли ва ўта асосли жинсларнинг (толеитлар ва коматитлар) мавжудлигини кўрсатиш мумкин. Кейингилари ўта асос таркибли лавалардан таркиб топган. Бу турдаги жинслар протерозойда деярли учрамайди. Яшилтошли ботиқликларни тўлдирувчи чўкинди қопламасида терриген жинслар кенг ривожланган, дастлабки джеспилитлар — кремний-темирли жинслар пайдо бўлган. Мана шу стратиграфик ораликда дастлабки офиолитлар аниқланган.

Ернинг кечки архей босқичи, эрта архейдаги каби, фаол метаморфизм, гранитланиш ва бурмаланиш фази билан якунланган. Бу чегара (2500 млн йил) аккрецияси Пангея 0 ёки Моногея суперконтинентининг шаклланишига олиб келганини билдиради. Шу даврда биринчи муз босиш содир бўлган.

14.1.2. Протерозой эонотемаси (2500—540 млн йил)

1889 й. С. Эммонс томонидан ажратилган протерозой эонотемаси қуйи ва юқори протерозой эонотемаларини ўз ичига олган. Кейингисининг таркибида рифей ва венд ажратилган. Охириги ўн йилликларда протерозой жадвалига муҳим ўзгаришлар киритилди. Замонавий жадвал протерозой эонотемасини палео-, мезо- ва неопротерозой эратемаларига бўлишни кўзда тутди ва улар эса, ўз навбатида, системалардан тузилган бўлади. Ҳаммаси бўлиб протерозойда 10 система ажратилган.

14.1.2.1. Палеопротерозой эратемаси (2500—1600 млн йил)

Европа стратиграфик жадвалида палеопротерозой эраси ёки эрта протерозой Ернинг ривожланишида, асосан, қадимий платформаларнинг кристаллашган пойдевори шаклланишини яқунловчи босқичи ҳисобланади. Яшилтошли қамбарлар, архейдагилардан фарқли ўлароқ, аниқ чўзилган йўналишга эга бўлган чўкинди-вулканоген жинслардан иборат. Вулканоген ётқизиқлар асосли ва нордон таркибга эга. Терриген жинслар орасида жеспилитли, темир маъданли формациялар мавжудлигини алоҳида қайд этиб ўтиш лозим. Бу жинсларда Ердаги темир конлар захирасининг 90% дан кам бўлмаган қисми тўпланган. Ўта асосли вулканитлар (коматиитлар) миқдорининг жуда камлиги палеопротерозой эрасининг ажралиб турадиган белгиси бўлиб саналади.

Палеопротерозойнинг охирида етук қитъа қобилигининг шаклланиш жараёнлари янада авж олиб, уларнинг бирлашиши туфайли Пангея I суперқитъа ҳосил бўлган. Ҳозирги вақтда унинг қолдиқлари қадимий платформалар пойдеворини ва фанерозой бурмали ўлкаларнинг алоҳида террейнларини ташкил этади.

Архей ва палеопротерозойнинг умумий ўхшашлигига қарамасдан, улар орасида сезиларли фарқлар ҳам бор. Архейда рифтогенез тарқоқ бўлган. Бу ҳол майда плиталар ва уларни ажратувчи спрединг ҳавзаларининг вужудга келишига сабаб бўлган. Палеопротерозойда ҳаракатчан минтақаларнинг шакли, чўзинчоқлиги, узунлиги ва кенлиги уларнинг етарли даражада етук архей қитъа пўстида вужудга келганидан далолат беради. Архей босқичининг ҳам, палеопротерозой босқичининг ҳам фаол диастрофизм билан яқунланганлиги диққатни жалб этади. Архей ва палеопротерозой ётқизиқлари бир-биридан тоғ жинсларининг таркиби билан ҳам фарқ қилади. Архейда грауваккалар кўп учраса, эрта протерозойда оҳактошлар, доломитлар, джеспилитлар кенг тарқалган. Протерозой ичида чўкинди ҳосил бўлиш шароитларини кўрсатувчи майда заррали кремний-бўлакчи ва карбонатли жинсларнинг катта қалинликдаги узлуксиз кесмалари учрайди. Палеопротерозой охирида қизил рангли ётқизиқларнинг ривожланганлиги фотосинтезни бажарувчи бактериялар ва сувўтлари вужудга келиши билан изоҳланади ҳамда атмосфера таркибининг ўзгарганлигидан далолат беради.

Гурон музбосиш босқичи билан боғлиқ чегара (2,2 млрд йил) жуда муҳим бўлиб, унинг вужудга келиши, эҳтимол, архей атмосферасидаги карбонат ангидрид газининг парник самараси пасайиши ва унинг тўпланиб, чўкинди карбонатларга ўтиши орқали кечган катастрофик жараёнлар билан боғлиқ бўлган. Палеопротерозой билан кўплаб маъданларнинг — темир, уран, олтин, мис, полиметалларнинг улкан конлари боғлиқ. Улар бу даврдан олдин ҳам, кейин ҳам бундай миқёсда ҳосил бўлмаган.

Архей-палеопротерозойни ўрганишдаги муваффақиятлар нафақат магматизм ва чўкинди ҳосил бўлиш давридаги асосий чегараларни қайта тиклаш, балки органик дунёнинг пайдо бўлиши ва ривожланиш хусусиятларини ҳам аниқлаш имконини яратди. Токембрийда ҳаёт изларининг топиллиши ва чуқур метаморфизмга учраган углеродли бирикмаларнинг биоген хусусиятга эга эканлигининг аниқланиши йирик кашфиёт бўлди. Эоархей жинсларида содда прокариот экосистемаси — кислородсиз атмосфера шароитида кўпаядиган бирламчи гетеротроф организмларнинг пайдо бўлиш излари топилди. Архейдан бошлаб (3500—2500 млн йил) янги прокариотик тизимлар пайдо бўла бошлади. Улар дастлабки автотроф микроорганизмлар бўлиб, эркин кислороднинг кескин танқислиги шароитида фотосинтез йўли билан органик моддаларни ҳосил қилган. Ва, ниҳоят, палеопротерозойда (2500—1600 млн йил) уларнинг ўрнини турли хил ипсимон, сфероидал ва бошқа цианобактериялар, ферробактериялар — фаол кислород ишлаб чиқарадиган микроорганизмлар эгаллаган.

14.1.2.2. Мезо- ва неопротерозой эратемалари (1600—540 млн йил)

Евросиёнинг минтақавий стратиграфик жадвали юқори протерозой—рифей эратемасини ва венд системасини ўз ичига олади. Халқаро жадвалнинг янги турида улар мезопротерозой ва неопротерозой эратемаларига ажратилган. Аммо уларнинг 6 та системага бўлиниши мутлақо янгидир. Евросиё ва Халқаро жадвалларнинг ўзаро қиёсланиши 14.1-жадвалда келтирилган.

Кечки протерозой Ер тарихида алоҳида ўрин эгаллайди. Қитъаларнинг жанубий оиласи ҳудудида бу вақтда Гондвананинг шаклланиши ўз ниҳоясига етган. Шимолий ярим шарда бу босқичда шимолий Лавросиё қитъаси вужудга келган. Алоҳида жойлашган қитъаларнинг туташуви билан бир вақтда, Лавросиёнинг парчаланиш механизми ишга туширилган бўлиб, у фаол рифтогенез билан белгиланади. Бу давр рифт тизилмалари Шимолий Америка, Шарқий Европа, Сибирь, Хитой ва бошқа платформалар ҳосил бўлиши билан бирга кечган. Улардан баъзиларининг кейинги ривожланиши Ер пўстининг тўлиқ ёрилишига ҳамда Палеоосиё ва Палеоатлантика океанларининг ҳосил бўлишига олиб келган. Кўплаб тадқиқотчилар фикрича, кечки протерозойдан бошлаб геодинамик жараёнлар литосфера плиталари тектоникаси қоидаларига тўлиқ мувофиқ ҳолда содир бўлган.

Палеопротерозойнинг пастки чегараси кечки протерозой (рифей) рифтоген тузилмаларни биринчи авлоди бошланишига мос келувчи ётқизикларнинг ва уларга қадимий платформаларнинг чўкинди қопламалари асосида ўтказилади.

Кечки протерозойда рифтогенез жараёнлари турлича ривожланган. Биринчи навбатда, улар литосферанинг тўлиқ узилишига ва океан ҳавзаларининг ҳосил бўлишига олиб келган. Уларнинг ривожланиши вулканоген, чўкинди тўлдирмаларининг умумий коллизияси, гранитизация ва метаморфизм билан яқунланган. Натижада грэнвил ва байкал орогенлар даврида ҳосил бўлган тизимлар шаклланган. Иккинчи ҳолда, рифт ботиқларининг ривожланиши океан спредингига олиб келмаган. Бунда қадимий платформаларнинг пойдеворида вужудга келган чўзинчоқ чўкмалар катта қалинликдаги чўкинди ва чўкинди-вулканоген формациялар билан тўлдирилган. Кесмаларнинг учинчи тури сифатида миогеосинклинал тўлдирмалари ажратилади. Улар платформаларнинг чекка қисмларини белгилайди ва амалда вулканоген ҳосилалар бўлмаган, катта қалинликдаги чўкинди жинсларнинг серияларидан иборат. Ётқизиклар циклик тузилишга эга. Ҳар бир циклда қумли, гилли ва карбонатли жинслар қонуний ўрин эгаллайди. Умумий шкаланинг стратификацияси цикликка асосланган. Ниҳоят, кесмаларнинг охириги турига рифт ботиқликларини тўлдирувчи ва пойдевор устига трансгрессив ётувчи қадимий платформаларнинг чўкинди қопламалари киради.

Протерозой кесмасининг яқунловчи венд тизими стратиграфик жадвалда алоҳида ўрин эгаллайди. Бу системанинг муҳим хусусияти — унинг икки қисмдан иборатлигидир. Пастки қисмида музлик ҳосилалари, устки қисмида эса денгиз ва лагуна ётқизиклари кенг тарқалган.

Палеопротерозойни уч эратемага табақаланиши тарихий-геологик белгилар бўйича амалга оширилган. Ҳар бир эратема Ернинг йирик ривожланиш босқичига тўғри келади. Уларни планетар бурмаланиш чегаралари ажратиб туради. Янги шкаланинг эратемаси тектономагматик даврга мос келади. Протерозойда қадимий платформаларнинг пойдевори шаклланиши яқунланган, кейинги бурмали қамбарларга тўғри келувчи ривожи уларнинг умумий структурасини узил-кесил ҳал этган.

Архей ва палеопротерозойдан фарқли ўлароқ, протерозойнинг ёшроқ қисм стратификациясида турли карбонатли қурилмалар — строматолитлар шаклидаги микроорганизмларнинг фаолият излари катта аҳамиятга эга. Мезопротерозойнинг бошида прокариотик, эукариотик микрофитопланктонга ва, эҳтимол, биринчи замбуруғларга ўтувчи экосистема пайдо бўлган. Атмосферада кислород мавжуд бўлганлиги тўғрисида темир оксидлари билан бойиган қизил рангли ётқизиклар далолат беради. Мезопротерозойнинг охирида прокариотик ва эукариотик турлардаги, шу жумладан, строматолитли қурилмаларни ҳосил қилган организмлар хилма-хиллиги ошган. Неопротерозойда тубан организмлар дунёси биринчи сувўтларидан иборат бўлиб, улар ўзининг фақат яшаш изларинигина қолдирган. Кислород миқдори Пастер нуқтасига етган, яъни ҳозирги замон атмосферасидаги кислороднинг 1% ини ташкил этган. Шу туфайли организмларнинг кислород билан нафас олишга ўтиши таъминланган.

Протерозой кесмасини венд системаси ётқизиклари яқунлайди. Бу давр токембрий ва фанерозой чегарасидаги органик дунё эволюциясида алоҳида ўрин тутади. Умуртқасизлар глобал экосистемаси вужудга келадиган ўтувчи давр сифатида ажратилади. Улар эдиакер туридаги скелетсиз умуртқасизлар деган умумий ном билан ажратилади. Вақтнинг бу оралиғида қадимий сувўтлар пайдо бўлган. Дастлабки скелетсиз умуртқасизлар ва қадимий сувўтларининг пайдо бўлиши венд денгизларининг пелагиал ва шельфини ўзлаштирган палеобиоценозларнинг жуда кенг турларини характерлайди. Фанерозой органик дунёсини бошлаб берувчи йирик таксонларнинг шаклланиши шу давр билан боғлиқ. Бундан ташқари, бу вақтда биотик ҳамжамият вакиллари орасида трофик алоқалар вужудга келган. Улар озикланишнинг ҳамма турларини ўзлаштирган.

14.2. Фанерозой эонотемаси (540 млн йил — ҳозиргача)

Палеозой, мезозой ва кайнозой ётқизиклари 1830 йилда А. С. Седжвик томонидан „фанерозой“ деган умумий ном остида бирлаштирилган.

Фанерозойнинг қуйи чегараси 540 млн йилдан бошланади ва Ер эволюциясида энг муҳим давр ҳисобланади. Унинг бош хусусияти — скелетсиз ҳайвонлар ўрнини скелетлилар: оҳақли сувўтлар, археоциатлар, губкалар, бўғимоёқлилар, моллюскалар, игнатанлилар эгаллаши ҳисобланади. Бунда токембрийда ҳукмрон бўлган акритархлар ва юмшоқ танали медузоидлар янада турли-туман бўлди. Ҳайвон скелетларининг ҳосил бўлиши нафақат кальцийнинг йиғилишидаги янги имкониятларга, балки янги пайдо бўлган йиртқичлардан сақланиш учун интилишлар ҳам маълум роль ўйнаганлигини кўрсатиш керак. Бу даврда яшаш шароитлари бўйича организмларнинг экологик фацияларга ихтисослашгани ҳам кўзга ташланади. Венд—қуйи кембрийнинг кўпчилик узлуксиз кесмаларида юмшоқ танали медузаларнинг тошқотган изларидан қалқон ва найчаларга эга бўлган организмларга ва улардан трилобиталарга ўтиши қайд этилади. Саёз ҳавза ётқизикларида строматолитлар, коловчи ва бентосли брахиоподалар кенг тарқалган. Карбонатли кесмаларда сувўтли биостромлар археоциатли рифлар билан ўрин алмашган.

14.2.1. Палеозой эратемаси (540—250 млн йил)

Палеозой ётқизиклари 1938 йили А.Седжвик томонидан „палеозой гуруҳи“ умумий тушунчаси билан бирлаштирилган бўлиб, у қадимги ҳаёт ётқизикларини англатади. Палеозой эратемаси 6 та системадан иборат.

14.2.1.1. Кембрий системаси (500—540 млн йил)

Кембрий ётқизиклари биринчи марта Уэльсда (Буюк Британия) А.Седжвик томонидан 1835 йилда ажратилган. Дастлаб у ҳозирги тушунчадаги юқори протерозойнинг, кембрий, ордовик ва силурнинг бир қисмини ўз ичига олган. Кейинчалик Мурчисон ҳозирги ўрта кембрий, ордовик ва силур ҳажмидаги силур системасини ажратди. Ниҳоят, 1898 й. Ч.Лапворт қуйи палеозойни кембрий, ордовик ва силурга бўлишни таклиф этди (14.2-жадвал).

Кембрий системаси учта бўлимдан иборат бўлиб, умум қабул қилинган ярусларга эга эмас. Кембрийни ярусларга бўлиш турли қитъалар учун ҳар хил бажарилган. Масалан, Марказий ва Шарқий Евросиё учун қуйи кембрийни томмот, атдабан, ботом ва тойон ярусларига, ўрта кембрийни — амгин ва май ярусларига, юқори кембрий эса аюсаккан, сак ва оқсой ярусларига бўлинган. Шимолий Америкада фақат юқори кембрийгина ярусларга бўлинган. Уларга мос келувчи минтақавий схемалар бошқа қитъалар учун ҳам ишлаб чиқилган. Кейинги йилларда уч асосий палеобиогеографик ҳудудлар — Тинч океани, Атлантика ва Ҳинд-Австралия ҳудудий схемаларини трилобитлар бўйича таққослаш орқали кембрийнинг умумий ярусли жадвалини яратиш учун ҳаракат қилинмоқда.

Кембрийда органик дунё хилма-хил бўлган. Организмлар скелетли пўст қуриш имкониятини олган эволюцион портлаш унинг ривожланишида муҳим чегара ҳисобланади. Кембрий даври денгиз кўп ҳужайрали таксонлари сони жуда тез ўсиши билан ажралиб туради. Улар қаторида археоциатлар, губкалар, моллюскалар, брахиоподлар, бўғимоёқлилар, игнатанлилар, радиолярийлар, оҳакли сувўтлари ва бошқалар бор. Уларнинг кўпчилиги фанерозойда ўзининг ривожланишини давом эттирган, баъзилари ҳозиргача яшамоқда. Кембрийда скелет ҳосил қилувчи умуртқасизларнинг янги экологик ҳамжамияти шаклланди, турли фито- ва зоопланктонлар кенг тарқалди. Эҳтимол, кембрийдаги радиация ҳамжамият ичида янги трофик алоқаларнинг шаклланишига ёрдам берган.

14.2- жадвал

КЕМБРИЙ ВА ОРДОВИКНИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА— ПЕРИОД	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР*	МЛН ЙИЛ
ОРДОВИК— ORDOVICIAN (O)	ЮҚОРИ—КЕЧКИ UPPER—LATE	O ₃		455
	ЎРТА MIDDLE	O ₂	Дарриул* Darrwilian	465
	ҚУЙИ—ЭРТА LOWER—EARLY	O ₁	Тремалок* Tremadocian	500
КЕМБРИЙ— CAMBRIAN (E)	ЮҚОРИ—КЕЧКИ UPPER—LATE	o ₃		
	ЎРТА MIDDLE	o ₂		520
	ҚУЙИ—ЭРТА LOWER—EARLY	o ₁		540

* Дарриул ва тремалокдан ташқари ҳамма қабул қилинган яруслар йўқ.

Давр	Умуртқасизлар				
Силур	3	4			
Ордовик	12		8		14 15
Кембрий		5	6	7	9 10 11 13

14.1—расм. Эрта палеозойда ҳайвонлар асосий гуруҳларининг ривожланиш схемаси (Е.С. Левицкий): 1—археоциатлар, 2—миомерлар, 3—полимерлар, 4—мшанкалар, брахиоподалар, 5—тишсизлар, 6—ортидлар, 7—пентамеридлар ва строфоменидлар, 8—атринидлар ва спириферидлар, 9—наутилондеялар, 10—граптолитлар, 11—табуляталар, 12—тўрт нузли маржонлар, 13—цистоидеялар, 14—бластоидеялар ва криноидеялар, 15—жағсиз умуртқалилар.

Юзага келган экосистемада трилобитлар алоҳида ўрин эгалладилар. Денгиз акваториясининг узоқ ва тинчроқ бўлган жуда катта майдонларини эгаллаган трилобитлар тез ривожланган. Трилобитларнинг бу муҳим икки хислати бир-биридан узоқда жойлашган кесмаларни таққослашда ва стратиграфиянинг зонал жадвалини яратишда уларни етакчи ўринга чиқарган. Ордовикда уларнинг ўрнига граптолитлар пайдо бўлган.

Кўплаб қитъаларда муз қопламлари шаклланган эрта вендадаги кучли совуқдан сўнг кембрийга келиб иқлим илиқлашган. Эрта кембрийда миқдори бўйича улкан тузли формациялар тўпланган. Кембрий системаси Ернинг ривожланишидаги мустақил босқични ташкил этади. Унинг бошланишида кучли трансгрессия ривожланган. Шундай трансгрессив цикллари ўрта ва кечки кембрий учун ҳам характерлидир.

Кембрий даври—эдрикарск типидagi скелетсиз шаклларнинг ўрнига келган скелетли денгиз фаунасининг шаклланиш пайтидир. Пайдо бўлган турли таксонлар орасида етакчи ўринни археоциатлар (эрта кембрий) эгаллаган ва кейинчалик уларнинг ўрнига келган трилобитлар (ўрта-кечки кембрий) шундай мавқега эга бўлган. Кембрийнинг охири — ордовикнинг бошида денгиз биотасининг — умуртқасизларининг асосий синфлари ва дастлабки оддий умуртқалилар — жағсизлар, дастлабки балиқлар ва содда конодонталарнинг жуда бой дунёси шаклланди (14.1- расм).

14.2.1.2. Ордовик системаси (500—435 млн йил)

Ордовик системаси расмий равишда 1960 йили Халқаро геологик конгресснинг XXI сессиясида тасдиқланган. Илгари у қуйи бўлим сифатида силур системасига кирган. Аммо „ордовик системаси“ номи биринчи марта Ч.Лэпворт томонидан 1879 йилда ишлатилган.

Ордовик системаси уч бўлимдан иборат бўлиб, кембрий каби, мувофиқлаштирилган планетар миқёсда ярусларга табақаланмаган. Ордовик силурдан архистратиграфик гуруҳлар—граптолитларнинг систематик таркибидаги умумийликка қарамадан, маҳаллий бентосли ва пелагик фауналарнинг кескин фарқи билан ажралиб туради. Бу ҳол минтақалараро таққослашни жуда қийинлаштиради.

Англиядаги ордовикни стратотипик кесмаси қуйи бўлимнинг тремадок ва арениг ярусларини, ўрта бўлимнинг лланвир, лландейло ва карадок ярусларини ўз ичига олади; ашгил яруси юқори бўлимга тенглаштирилган. Шундай ҳудудий схемалар Сибирь, Шимолий Америка ва бошқа минтақалар учун ҳам яратилган.

Маълум даражада кембрий биота таркиби мерос бўлган эрта ордовикда археоциатлар тўлиқ қирилиб кетган ва трилобитларнинг хилма-хиллиги кескин камайган. Ҳамжамият асосини иссиқ сувли ҳаёт кечирувчи биогерм маржонлар, строматопороидеялар ва мшанкалар ташкил этган. Пелагик ҳайвонлар орасида конодонталар ва граптолитлар ҳукмронлик қилган. Аммо брахиопода ва трилобитларнинг бентосли турлари жуда сараланган.

Органик дунёнинг кембрий-ўрта ордовикдаги ривожини умумий йўналиши денгиз фаунаси вакиллари турли-туманлигининг ўсишига олиб келди. Ордовикнинг иккинчи ярмида денгиз умуртқасизларининг умумий турлари сони 120—130 тага етган. Шу вақтга келиб, уларнинг ривожланишида денгиз экосистемасининг нормал ҳаётини таъминловчи экологик фацияларнинг тўлганлиги билан мувозанат ўрнатилган.

Кембрий-ўрта ордовик оралигининг муҳим аҳамияти — бу даврда фанерозой денгиз биотаси таксономик таркибининг шаклланганлигидир. Унинг фанерозойдаги ривожланиши бир неча бор, ҳатто катастрофик хусусиятга эга бўлган, ёппасига қирилиб кетиши билан узилган. Аммо мувозанат кембрий-ордовикда мавжуд бўлган ранг-баранглик даражасигача қайта тикланган.

Биота таркибидаги сезиларли ўзгаришлар кечки ордовикда содир бўлган ва бу биота турли-туманлигининг пасайиши билан ифодаланган. Планктон тарзида ҳаёт кечирувчи граптолитлар, конодонталар, хитинозоалар ва цефалоподалар ўз аҳамиятини сақлаб қолган. Бир вақтнинг ўзида бентосли трилобитлар, брахиоподалар ва гастроподаларнинг турли-туманлиги пасайган.

Ордовик органик дунёсининг эволюцияси, унинг эрта-ўрта- ва кечки ордовикда экологик ҳамжамиятларга ажралиши бир қанча омиллар билан исботланган. Эрта-ўрта ордовикда илиқ иқлим ва

йирик палеозой трансгрессияларидан бирининг бирга содир бўлиши бу ҳолатни исботлайди. Кечки ордовикда (ашгил яруси) планетар регрессия шароитида иқлимнинг кескин совиши кузатилади. Контраст иқлимий зоналикнинг вужудга келиши туфайли, иссиқ иқлимли минтақанинг кенглиги камайган ва Гондвананинг юқори кенгликларида қитъа музликлари вужудга келган.

Иқлимий ва эвстатик омиллар туфайли ландшафтларнинг палеобиогеографик зоналиги ҳам ўзгарган, улар қуйи кенгликларда арид ва юқори кенгликларда нивал минтақаларга ажралган. Япетус палеоокеанининг ёпила бошлаши, планетар регрессия ва совуқ иқлим, эҳтимол, шельfli ва ички денгизларда биотанинг кескин камайишига сабаб бўлган.

14.2.1.3. Силур системаси (435—410 млн йил)

1935 йили Англияда биринчи марта Р.Мурчисон томонидан ажратилган силур ётқизиқлари 1960 йили Халқаро геологик конгресснинг XXI сессиясида геологик системанинг бўлими сифатида тасдиқланган. Силур системаси таркибида лландовери ва венлок яруслари билан қуйи силур ва лудлов, даунтон яруслари билан юқори силур ажратилди. Силур стратиграфик табақалари архистратиграфик гуруҳлар — граптолитлар ва конодонталарнинг кенг тарқалганлиги туфайли палеозой стратиграфик жадвалининг энг турғун стратонлари ҳисобланади. Бу фауналарни чуқур ўрганиш силурнинг зонал жадвалини яратиш имконини берди.

Лекин 1980 йили Халқаро конгресснинг навбатдаги сессиясида Халқаро стратиграфик комиссия силурнинг асосий табақалар ҳажми ва номенклатурасини ўзгартириш ҳақидаги таклиф билан чиқди. Хусусан, ярусларни бўлимлар тоифасига кўтариш ва ярусли табақалашнинг янги жадвалини ишлаб чиқиш таклиф этилди. Бу таклифлар инobatга олинмади. Кейинги 20 йил давомида силурнинг стратонларини ўрганиш унинг стратиграфияси тўғрисидаги тушунчаларни сезиларли даражада ўзгартирди. Халқаро стратиграфик жадвалнинг янги вариантыда силур системаси, унинг бўлимлари ва ярусларининг мазмунини туб ўзгаришларга учради. Халқаро жадвални яратиш тарихида биринчи марта система тўртта бўлимга — лландоверий, венлок, лудлов ва пржидолга бўлинди ва уларнинг олдинги учтасида етти ярус ажратилди (14.3- жадвал).

14.3- жадвал

СИЛУРНИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА— ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ*	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ*	МЛН. ** ЙИЛ
СИЛУР— SILLIRIAN (S)	ПРЖИДОЛ PRJDOLI	S ₄	Мувофиқлаштирилмаган	S ₈	415
		S _{2P}			
	ЛУДЛОВ LUDLOW	S ₃	Лудфорд Ludfordian	S ₇	425
		S _{2LD}	Горст Gorstian	S ₆	
	ВЕНЛОК WENLOCK	S ₂	Хомер Homorian	S ₅	430
		S _{1V}	Шейнвуд Sheinwoodian	S ₄	
	ЛЛАНДОВЕРИЙ LLANDOVERY	S ₁	Телич Telychian	S ₃	435
		S _{1L}	Аерон Aeronian	S ₂	
			Руддан Rhuddanian	S ₁	

* Бу ерда ва кейин суратда янги индекслар, махражда эса — эскилари.

** Табақалар асосининг ёши.

Силур даврида турли экологик ҳамжамиятлар тикланди. Конодонталар, хитинозоалар ва граптолитлардаги хилма-хилликнинг янгилиниши оила ва авлодлар тоифасида амалга ошган ва амалда у олий таксонларга таъсир қилмаган. Йирик силур трансгрессияси, илиқ иқлимий зоналикнинг тикланиши, атмосфера таркибининг кислород билан бойиши бентосли ҳамжамиятнинг ривожланишига ўз таъсирини кўрсатди. Саёз сувли карбонат тўпланиш шароитида маржонлар, брахиоподалар, гастроподалар кенг ривожланди ва кам даражада трилобитлар тарқалди. Силур охирида жағғизлиларнинг биринчи синфи пайдо бўлди. Дастлабки найсимон ўсимликлар куруқликни ишғол эта бошлади.

Ҳаёт амалда денгиз ҳавзаларида тўпланган эди. Уларнинг кенг алоқалари граптолитлар ва конодонталарнинг жуда тез ривожланишига ва тарқалишига сабаб бўлди. Улар кесмаларни зонал табақалаш ва планетар таққослаш учун асосий гуруҳлар ҳисобланади. Шундай қилиб, агар кембрий системаси органик дунёнинг асосий таксонлари вужудга келган ва шаклланган даври бўлса, силур уларнинг асосий эволюцион ривожланиш вақтидир.

Дунёнинг турли районларида граптолитли кесмаларни ўрганиш натижасида силурнинг Британия схемаси ўз тасдиғини топди. Граптолитлар ҳамжамияти таркибининг умумийлиги ва кенг маконий ареали шу гуруҳдан зонал стратиграфик жадвални яратишда фойдаланиш имконини берди. Халқаро жадвалнинг эталони бўлиб улгурган ушбу гуруҳ бўйича кесмалар биостратиграфик таққосланади. Силур таркибида 41 зона ажратилди.

Узлуксиз кетма-кетликдаги граптолитли пелагиал ётқизикларни конодонталар, хитинозоалар, остракодалар ва бошқа организмлар қолдиқлари бўлган шельф ва денгиз кесмалари билан таққослаш стратоеталонларни планетар миқёсда кузатиб бориш имконини яратади. Стратонлар ва чегараларни комплекс асослаш (GSSP) бўйича силур системасини палеозой системаларидан энг яхши ўрганилгани деб қарашга асос бўлади.

Кўпчилик тадқиқотчиларнинг фикрича, силур фаунаси экологик ҳамжамиятларининг кучсиз биогеографик сараланишига ва космополитик хусусиятига эга. Силур биотик ҳамжамиятининг биогеографик зоналиги ордовикдаги музлик даври совуқ иқлимидан сўнг ўрнатилган илиқ иқлим зоналигига мос келади.

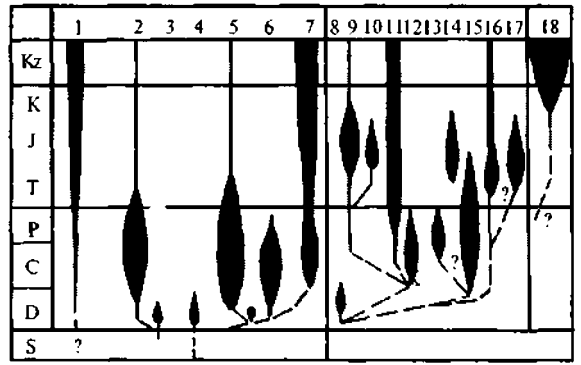
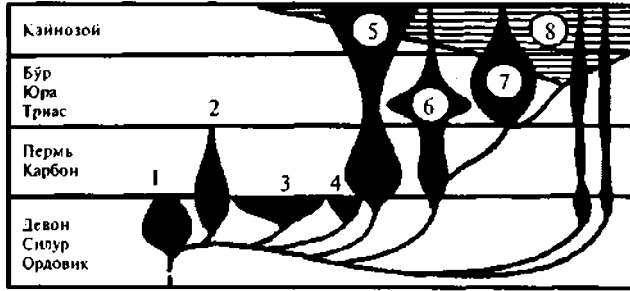
14.2.1.4. Девон системаси (410—355 млн йил)

Девон системаси Англияда 1839 йили Р. Мурчисон ва А.Седжвиклар томонидан ажратилган. Аммо унинг ярус ва зоналарга табақаланиши Фарбий Европадаги Арденда, Рейн Сланецли тоғларида ва Чехияда амалга оширилган. Силур ва девон чегарасида очиқ денгизлар орасида, ҳавзалар соҳилларини эгаллаган фаунадан ташқари, сезиларли ўзгариш бўлмаган. Бу геологик чегара йирик геологик ҳодисалар—каледон орогенцияси давомида қадимги океанларнинг ёпилиши ва регрессия билан ифодаланган. Эҳтимол, шунинг учун ҳам, брахиопода ҳамжамияти орасида эндемик турлар ривожланган. Кейинчалик фауна ривожини сокинлик билан кечган. Бой турларга эга бўлган ва тез ўзгарувчанлиги билан фарқланувчи конодонталар ва брахиоподалар ўзининг энг юқори ривожига етган. Улар муҳим архистратиграфик гуруҳлар ҳисобланади. Улар билан бир қаторда, гониатитлар ва агониатитлар ривожланган. Кейинги ривожланиш риф қурилмалари ҳосил қилишда қатнашган тўрт нурли маржонлар, строматопороидеялар ва мшанкалар билан боғлиқ. Девон даврини одатда „балиқлар асри“ деб ҳам аташади; уларнинг панцирли, тоғайли ва суякли турлари ривожланган. Буларнинг дивергенцияси панжапатли, икки хил нафас олувчи ва нурпатлиларнинг пайдо бўлишига олиб келган. Девоннинг охирига келиб, амфибияли ҳаёт кечирган дастлабки тўрт оёқли ҳам сувда, ҳам куруқликда яшовчилар вужудга келган (14.2- расм).

Девон даври ўсимликларнинг куруқликка чиқиши билан ҳам характерланади. Уларнинг орасида споралиларнинг асосий гуруҳлари — плаунсимонлар, бўгинпо्याлилар ва папоротниклар ривожланган. Нисбатан қисқа давр ичида ўсимликлар салтанати шу даражада самарали ривожланганки, уларнинг юзлаб млн йиллар давомида ўсиб-унган ва ҳатто ҳозиргача учрайдиган муҳим гуруҳлари пайдо бўлган (14.3- расм).

Девон даври илиқ иқлим билан белгиланади. Бу даврда юқори кенгликларгача тарқалган маржонли ҳамжамиятлар кенг ривожланган.

Ўрта ордовикдан бошлаб девоннинг охиригача бентосли экосистемаларнинг шаклланишида органоген қурилмалар ҳосил қила оладиган строматопороидеялар алоҳида аҳамиятга эга бўлган. Бу ҳамжамиятга турли маржонлар (табуляталар, ругозалар), мшанкалар, оҳақли сувўтлари ва игнатанлилар (цистодеялар, криноидеялар) киради. Бу ҳамжамият кечки кембрий-эрта ордовикнинг, асосан, сувўтли-губкалилари ўрнини эгаллаган ва кейинчалик у ўз ўрнини карбондаги сувўтли-губкали-мшанкали биоценотик ҳамжамиятга бўшатиб берган.



14.2- расм. Балиқлар асосий гуруҳларининг геохронологик тарқалиш схемаси (Е.Н. Colbert): 1—қалқонлилар, 2—акантодалар, 3—бошқа тангачалилар, 4—акуласимонлар, 5—тоғайдилар, 6—суякдилар, 7—суякдилар, 8—суяги борлар, 9—панжа патлилар, 10—икки хил нафас олувчилар.

14.3- расм. Олий ўсимликлар асосий гуруҳларининг вақт давомида тарқалиши (Друшиц В.В., Шиманский В.Н.): 1—Bryophyta, 2—Lycophyta, 3—Zosterophytina, 4—Rhyniophytina, 5—Arthrophyta, 6—Pimofilices, 7—Filices, 8—Pragymnospermopsida, 9—Ginkgoales, 10—Gzekanowskiates, 11—Coniferales, 12—Cordaitales, 13—Glossopteridales, 14—Caytoniales, 15—Cycadofilicales, 16—Cycadales, 17—Bennettitales, 18—Angiospermae.

Девон даврининг охирида маржон-строматолитли ҳамжамият аҳамиятининг кўкқисдан пасайиб кетганлигини бир қатор тадқиқотчилар фитопланктонларнинг кескин камайиб кетганлиги билан боғлайдилар. Бунга денгиз регрессиясининг ривожланиши ва жуда текисланган қуруқликлар майдонининг қисқариши сабаб бўлган. Шу билан бирга, денгиз ҳавзасига бирламчи денгиз биомаҳсулотларини таъминлаш учун лозим бўлган минерал бирикмаларнинг келиб тушиши камайган. Ҳозирги океанда фитопланктоннинг катастрофик қирилиб кетиши фотосинтез зонасига озиқ моддаларининг апвеллинг йўли билан келиб тушиши тўхтаган ҳолда рўй беради. Кечки палеозойдаги бирламчи денгиз биомаҳсулот борлигини пасайиши риф қурувчи ҳайвонларнинг жабрланишига сабаб бўлганлиги ҳам эҳтимолдан холи эмас. Бунда планктон организмлар (конодонталар ва б.) сезиларли ўзгаришга учрамаган. Девон охирида қирилиб кетган оилаларнинг сони 30% дан ортигини ташкил этади (14.4- жадвал).

14.4-жадвал

ДЕВОННИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ		
ДЕВОН—DEVONTN (D)	ЮҚОРИ—КЕЧКИ UPPER—LATE	D ₃	Фамен Famelian	d ₇ D ₃ fm	370		
			Фран Fransian	d ₆ D ₃ f		375	
			ЎРТА MIDDLE	D ₂	Живет Givettian		d ₅ D ₂ zv
					Эйфел Eifelian	d ₄ D ₁ ef	390
	Эмс Emsian	d ₃ D ₁ e			400		
	ҚУЙИ—ЭРТА LOWER—EARLY	D ₁				Прага Pragian	d ₂ D ₁ p
			Лохков Lochkovian	d ₁ D ₁ l	410		

14.2.1.5. Карбон системаси (355—295 млн. йил)

Карбон системаси 1822 йили Англияда У. Конибар ва У. Филлипслар томонидан ажратилган. Унинг стратиграфик ҳажмига 1889 йили А. Седжвик ва Р. Мурчисонлар томонидан аниқлик киритилган. Европада карбон системасини учга бўлишни кўзда тутган. АҚШда карбон ётқизиқлари аниқ икки қисмга — миссисипи ва пенсильван бўлимларига ажратилади. Ҳозирги Халқаро стратиграфик жадвалда карбон ётқизиқларини табақалаш қайта кўриб чиқилган. Карбон икки бўлимга — миссисипи ва пенсильванга ажратилади. Яруслар стратонлари ўзгартирилган.

Карбон даврида ўсимликлар тез ривожланган, қанотли ҳашаротлар пайдо бўлган, қуруқликни амфибиялар ва рептилиялар эгаллаб олган. Биосферанинг ташқи кўриниши тамоман бошқача ҳолга келган (14.4- расм). Органик дунё билан содир бўлган бу ҳодисаларнинг барчаси ёки деярли барчаси, девон даврида ҳукм сурган ҳодисаларнинг давоми эканлигини таъкидлаб ўтиш даркор.

Денгиз организмлари, юқори таксонлар сақланган ҳолда, сезиларли эволюцион ўзгаришларга учрайди. Ҳамжамият асосини конодонталар, фораминифералар (фузулинидалар), кулфли брахиоподалар, гониатитлар, мшанкалар, денгиз нилуфарлари ва қадимий денгиз типратиканлари ташкил этган. Девон даврига нисбатан бу гуруҳларда оилалар, авлодлар ва турлар даражасида таркибий ўзгаришлар содир бўлди. Карбон даврининг стратиграфияси учун конодонталар, гониатитлар ва фузулинидалар каби денгиз акваторияси жониворлари муҳим аҳамиятга эга бўлган (14.5-жадвал).

Карбон даврининг муҳим хусусиятларидан бири географик шароитнинг ўзгарганлигидир. Эрта карбонда иқлим етарли даражада нам ва илиқ бўлиб сақланиб қолган. Бу эса пермь қуруқлик ландшафтини эгаллаган ўсимликларнинг кенг ривожланишига йўл очиб берган. Бу даврда кўплаб кўмир конлари шаклланади.

Карбон даврининг иккинчи ярми иқлимнинг ўзгариши билан ажралиб туради, у Жанубий яримшарда ҳароратнинг умумий пасайиши ва музликларнинг пайдо бўлиши билан боғлиқ. Бундай иқлимий шароитларнинг кескин фарқ қилиши ландшафтнинг аниқ фитогеографик зоналигини вужудга келтирган. Шимолий ва жанубий ярим шарлардаги юқори кенгликларда ангара ва гондвана фитогеографик худудларида мўътадил иқлим ўсимликлари ривожланган. Тропик ўсимликлар паст кенгликлардаги минтақаларни эгаллаган (Еврамерий ва Катазия вилоятлари). Қуруқлик ўсимликларининг асосий қисмини дарахтсимон плаунлилар, бўғимполиялар, папоротниклар, птеридоспермлар ва кордаитлар ташкил этган.



14.4-расм. Ҳайвон ва ўсимликларнинг кечки палеозойдаги ривожланиш схемаси (Гречишников И.А.). Энг содда ҳайвонлар: 1—фузулинидалар, бошоёқли моллюскалар; 2—гониатитлар; 3—цератитлар; 4—брахиоподалар; 5—продуктидлар; 6—спириферидалар; 7—пентамеридалар; 8—атринидалар; 9—ринхонеллидалар; 10—табуляталар; 11—тўрт нурлилар, игнатанлилар ва яримхордалилар; 12—граптолитлар; 13—криноидеялар; 14—цистоидеялар; 15—ластоидеялар; 16—трилобитлар, балиқлар; 17—тангачалилар; 18—панжапатлилар; 19—икки хил нафас олувчилар; 20—нур патлилар; 21—стегоцефаллар, судралиб юривчилар; 22—котилозаврлар; 23—ҳайвонсифат рептилиялар, ўсимликлар; 24—лепидодендронлар; 25—нолистниклар ва астерокаламитлар; 26—псилофитсимонлар; 27—папоротниклар; 29—кордаитлар; 30—глоссоптеридлар; 31—уруғли папоротниклар, 32—игна барглилар; 33—гинкголилар.

КАРБОННИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ	
КАРБОН — CARBONIFEROUS (C)	ПЕНСИЛЬВАН PENNSYLVANIAN	C ₂	Гжел Gzhelian	c ₇ C ₃ G	320	
			Қосимов Kazimovian	c ₆ C ₃ k		
			Москва Moskavian	c ₅ C ₂ m		
			Бошқирд Bashkirian	c ₄ C ₂ b		
			Серпухов Serpukhovian	c ₃ C ₁ s		325
			Визей Visean	c ₂ C ₁ v		345
	Турне Tournaisian	c ₁	355			
	МИССИСИПИ MISSISSIPPIAN	C ₁				

14.2.1.6. Пермь системаси (295—250 млн йил)

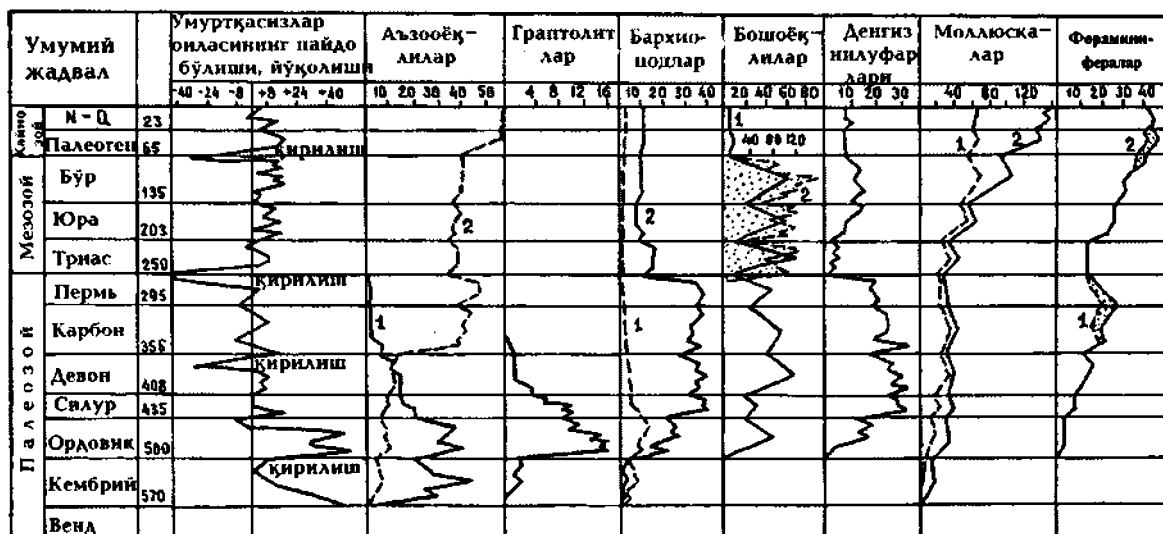
Пермь системаси Р.Мурчисон томонидан 1841 йилда Фарбий Уралда ажратилган. Унинг табақаланиши ва таққосланиши ҳар доим ҳам маълум қийинчиликлар билан кечган. Бу Ер шари юзасидаги геологик вазиятларнинг ўзгарувчанлиги билан боғлиқ. Карбондаги каби, энг мунозарали масала—бу турли қитъалар орасидаги қиёслаш саналади. Европа жадвалига мувофиқ система қуйи ва юқори пермь бўлимларига табақаланган. Ҳозирги вақтда пермь системаси Халқаро шкалада уч бўлимга ажратилади (14.6- жадвал). Қуйи пермда ярусли табақаланишда Европа хроностандартлари сақланиб қолган. Европа шкаласининг юқори бўлими, ўрта ва юқори бўлимларга ажратилади. Шундай қилиб, пермь системаси ҳозирги тушунча бўйича уч бўлимга эга. Бунда Европа яруслар стратонлари қуйи бўлимни, Шимолий Америка стратонлари эса ўрта ва юқори бўлимни эгаллайди.

Пермь даври палеозой ландшафтининг узоқ ривожланиш жараёнини яқунлайди. Бу даврнинг энг муҳим хусусияти сифатида Лавразия ва Гондвана қитъаларининг ягона Пангея II қитъасига бирлашишини кўрсатиш мумкин. Қитъанинг баландлиги иқлимнинг кескин фарқ қилишига ва қитъалар чеккасида денгизбўйи ландшафтларининг ривожланишига олиб келган. Пермнинг кунгир асрида жуда кўп туз ётқизиклари ҳосил бўлган, уларнинг захираси фақат кембрий эвапоритларининг захирасидан камроқ.

Пермь даври, бир томондан, карбонда шаклланган биотик тузилмаларни мерос қилиб олган, иккинчи томондан эса, органик дунё эволюциясида йирик давр бўлганлиги билан ажралиб туради. Бу даврнинг бошида карбондаги умуртқасизлар ривожидан давом этган. Уларнинг қаторида фузулинидалар, аммоноидеялар, айниқса, гониатитлар, брахоподалар, рифқурувчилар (маржонлар, мшанкалар) асосий ўрин тутди. Қуруқлик ўсимликлари ҳам меросий ривожланган. Аммо пермнинг охирларига келиб, органик дунёдаги йирик ўзгаришлар содир бўлган. Палеозой ва мезозой чегарасида ҳайвонот дунёсининг жуда кучли янгиланиши кузатилади. Бу даврда фузулинидалар, ругозалар, трилобиталар каби йирик таксонларнинг ва брахиоподаларнинг катта қисми қирилиб кетган: моллюскаларнинг систематик таркиби ҳам сезиларли ўзгаришга учраган. Пермь даври давомида умуртқасизлар оиласи сони икки марта қисқариб кетган. Кўплаб палеозой организмлар гуруҳи қирилиб кетган (14.5- расм).

ПЕРМНИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА-ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ
ПЕРМЬ - PERMIAN (P)	ЛОПИНГ LORINGIAN	P ₃	Чангшинг Changhsingian	P ₉	
			Вачиapiг Wuchiapigian	P ₈	
	ГВАДЕЛУП GUADALUPIAN	P ₂	Кэпитэн Capitanian	P ₇	
			Ворд Wordian	P ₆	
			Родий Roadian	P ₅	272
	УРАЛОЛДИ CISURALIAN	P ₁	Кўнғир Kungurian	P ₄	
				P _{1k}	
			Арт Artinskian	P ₃	280
				P _{1ar}	
			Сакмар Sakmarian	P ₂	
				P _{1s}	
	Ассел Asselian	P ₁	295		
		P _{1a}			



14.5- расм. Фанерозойда умуртқасизлар оилалари сонининг ўзгариши (Г.П.Леонов). Бўғимоёқдилар: 1 — трилобитлар, 2 — бошқалар, брахиоподалар (1 — тишлилари, 2 — тишсизлари), бошоёқдилар (1 — умуман, 2 — амоноидеялар авлодлари), моллюскалар (1 — икки табақалилар, 2 — қорин-оёқдилар), фораминифералар (1 — фузулинидалар, 2 — нуммулитидлар).

14.2.2. Мезозой эратемаси (250—65 млн йил)

Мезозой эраси палеозой ва мезозой чегарасида органик дунё таксономик хилма-хиллигининг ёппасига янгилалиши билан аниқ белгиланади. Ҳамжамиятлар асосини аммонитлар, цератитлар, белемнитлар, турли икки табақалилар, брахиоподалар, қориноёқлилар, олти нурли маржонлар, игнатанлилар ташкил этади. Мезозойда умуртқалилар орасида ихтиозаврлар, плезиозаврлар ва динозаврлар ҳукмронлик қилган. Эранинг охирига келиб қушлар ва сутэмизувчиларнинг хилма-хиллиги ошган. Қуруқлик ўсимликлари папоротниклар, гинголар ва цикатларнинг кенг мажмуасини ҳосил қилган. Ўсимлик дунёсининг ривожланиши қадимий палеозой шакллари (кордаитлар, глоссоптерийлар) қирилиб кетиши ва эранинг охирида ёпиқ уруғли ўсимликларнинг пайдо бўлиши билан ифодаланган.

Мезозойда органик дунёнинг ривожланиши, умуман, эволюцион характерга эга бўлган. Унинг ички қайта қурилиши, биринчи навбатда, йирик таксонларнинг филогенетик қайта ҳосил бўлиши билан ифодаланган (14.6-расм).

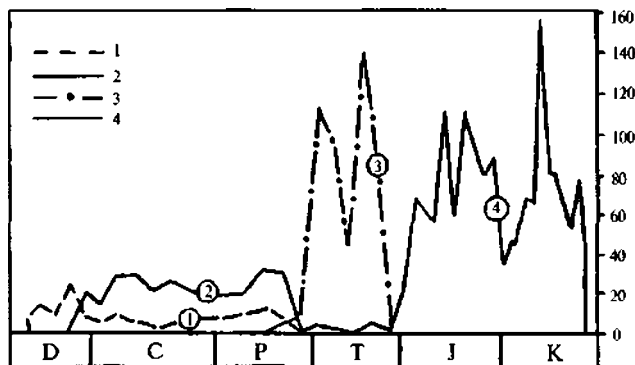


14.6- расм. Мезозойда организмлар асосий гуруҳларининг ривожланиш схемаси (В.А. Густомесов, В.М. Цейслер). Умуртқасизлар, бошоёқлилар: 1 — гониатритлар, 2 — цератитлар 3 — аммонитлар; 4 — ортоцератитлар, 5 — белемноидеялар, 6 — икки табақалилар, 7 — қориноёқлилар, брахиоподалар, 8 — спироферидлар, 9 — теребратулидлар ва ринхонеллидлар, маржонлар; 10 — табуляталар, 11 — олти нурли маржонлар; 12 — денгиз типратиканлари; 13 — коталиндлар, умуртқалилар; 14 — стечоцефаллар, 16 — ҳайвон тишли рептилиялар, 17 — ихтиозаврлар, 18 — динозаврлар, 19 — текодонтлар; 20 — птерозаврлар; 22 — қушлар; 23 — сутэмизувчилар; ўсимликлар: 24 — лепидодендронлар; 25 — каламитлар; 26 — уруғсиз папоротниклар; 27-28 — кордаитлилар, глоссоптеридлилар; 29 — игнабарглилар; 30 — гинголилар ва цикадалилар; 31 — ёпиқ уруғлилар.

14.2.2.1. Триас системаси (250—203 млн йил)

Триас системаси Ф.Альберт томонидан 1834 йили Германияда ажратилган. Аммо Германия ҳавзаси фаунасининг эндемиклиги туфайли ўрта ва юқори бўлимларнинг ярусли табақаланиши Альпда, қуйи бўлиминики эса Ҳимолайда ва Сибирда амалга оширилган. Кейинги йилларда триас жадвали сезиларли ўзгаришларга учрамаган (14.7- жадвал).

Триас даври мезозой биотаси шаклланишида оралик давр ҳисобланади. Айниқса, бу ўсимликлар ҳамжамиятига тааллуқли. Флоранинг қайта шаклланиши жуда узоқ кечган бўлиб, пермнинг ўрталаридан триаснинг ўрталаригача давом этган. Бу давр органик дунёнинг ривожланишида бутунлай мустақил саналади. У цератитлар ва тетраподлар эволюциясида ифодаланган. Зонал табақаланишда аммоноидеялар асосий аҳамиятга эга (14.7-расм). Кейинги йилларда субглобал таққослашда конодонтлардан кенг фойдаланилмоқда.



Кечки триасдаги ўзгаришлар ҳайвонлар оилаларининг учдан бир қисмини қирилиб кетишига олиб келган. Цератитлар тўлиқ йўқолиб кетган, аммонитлардан эса фақат битта оила сақланиб қолган. Триас охирига келиб, мегалодонлар — рифли ҳамжамият йўлдошлари тўлиқ қирилиб кетган.

14.7- расм. Кечки палеозой ва мезозойда аммоноидеялар авлодларининг эволюцияси (В.Е. Руженцев): 1 — Agoniatitida, 2 — Goniatitida 3 — Seratitidae; 4 — Ammonitida. Эволюцион ривожланиш системалар чегарасида аммоноидеялар комплексларининг алмашилиши билан аниқ ифодаланган. Ўнгда — авлодлар сони.

Триаснинг илиқ иқлими иссиқни севувчи фауналарнинг кенг тарқалишига қулай шароит яратган. Бу даврда мезозой палеобиогеографик зоналигининг чизгилари шакллана бошлаган. Мўътадил ва илиқ иқлим нивал ва бореал биогеографик ҳудудларнинг ажралиши кузатила бошланган. Бу даврга келиб, Пангея II суперқитъаси узил-кесил шаклланган ва нураш қобиклари ҳосил бўлиши билан белгиланган, эпигерцин протопенеплени ривожланган. Бир вақтнинг ўзида янги океанлар ҳосил бўлишига олиб келадиган рифт тизимлари пайдо бўла бошлаган.

Триас денгизларининг биогеографик зоналиги Пангея II қитъасининг ҳолати билан белгиланган. Унинг ички қисми бутунлай тропик минтақада жойлашган. Тинч океани чеккаларидаги ҳавзалар турли иқлим минтақаларида жойлашган бўлиб, бу ҳар иккала Американинг ғарбий соҳилларига мос келади.

Мавжуд зоналик шимолий ва жанубий мўътадил иқлимли, экваторбўйи илиқ иқлимли фито-географик ҳудудларни характерлайди.

14.7- жадвал

ТРИАСНИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ	
ТРИАС - TRIASSIC (T)	ЮҚОРИ—КЕЧКИ UPPER-LATE	T ₃	Рэт Rhetian	t ₇ T _{3,r}	220	
			Норий Norian	t ₆ T _{3,n}		
			Карний Carnian	t ₅ T _{3,k}		230
			Ладин Ladinian	t ₄ T _{3,l}		233
	ЎРТА MIDDLE	T ₃	Анизий Anisian	t ₃ T _{3,a}	240	
			Оленек Olenekian	t ₂ T _{3,o}	250	
			Ҳинд Induan	t ₁ T _{3,i}		
			Куйи—Эрта LOWER-EARLY	T ₃		

14.2.2.2. Юра системаси (203—135 млн йил)

Юра системаси А.Броньяр томонидан 1829 йилда ажратилган. Аммо ундан олдин 1775 йилда немис олими А.Гумбольт биринчи марта юра ётқизикларини „юра формациялари“ номи билан ҳозирги ҳажмда бирлаштирган эди. Юра системаси фанерозой стратиграфияси тамойиллари ва усулларини яратишда алоҳида аҳамиятга эга. В.Смит биринчи марта кесмаларни табақалашда фауналарнинг биостратиграфик аҳамиятини амалда исботлаган. Юра ётқизикларини ўрганиш давомида А.Оппель ҳам биринчи марта ярусли ва зонал стратиграфия усулларини яратган. Юранинг ярусли табақаланиши А. Оппель ва А. Броньярнинг тадқиқотларидан сўнг амалда ўзгармаганлиги бежиз эмас (14.8- жадвал). Чегараларнинг турғунлиги бош архистратиграфик гуруҳлар—аммонитларнинг кенг географик тарқалганлигига боғлиқ. Чегараларни белгилашдаги асосий келишмовчиликлар юқори табақаларга—тетис ҳудудининг титон ярусига ва бореал ҳудуднинг волга ярусига тааллуқли. Шу орқали юра ва бўр орасидаги чегарани асослашдаги мавжуд мунозаралар тушунарли бўлади. Денгиз акваториялари ҳайвонот дунёсининг мезозойдаги кўриниши юра даврида узил-кесил шаклланган. Умуртқасизлар орасида аммоноидеялар, белемнитлар, икки табақалилар, гастроподалар кенг тарқалган; маржонлар, денгиз типратиканлари, брахиоподалар, фораминифералар ва ҳоказолар кўп бўлган. Денгиз умуртқалилари балиқлар ва рептилиялардан ташкил топган; ихтиозаврлар ва плезиозаврлар гуркираб ривожланган. Куруклик ҳайвонот дунёсида турли рептилиялар — улкан динозаврлар, диплодоклар ва бронтозаврлар, йиртқич гигантлар—карнозаврлар, қанотли калтакесаклар—птерозаврлар, улар қаторида птеродактилиялар ҳукмронлик қилган. Юқори юра ётқизикларида дастлабки

ЮРАНИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ
ЮРА — JURASSIC (J)	ЮҚОРИ—КЕЧКИ UPPER-LATE	J ₃	Титон Tithonian	J ₇ J _{3,tt}	141
			Киммериж Kimmeridgian	J ₆ J _{3,km}	146
			Оксфорд Oxfordian	J ₅ J _{3,o}	154
			Келловей Callovian	J ₄ J _{3,k}	160
			Бат Bathonian	J ₃ J _{3,bt}	164
			Байос Bajocian	J ₂ J _{3,b}	170
	ЎРТА MIDDLE	J ₂	Ален Aelenian	J ₁ J _{2,a}	175
			Тоар Toarcian	I ₄ J _{1,t}	184
			Плинсебах Pliensbachian	I ₃ J _{1,p}	191
			Синемюр Sinemurian	I ₂ J _{1,s}	200
			Геттанг Hettangian	I ₁ J _{1,g}	203
			ҚУЙИ—ЭРТА LOWER—EARLY	J ₁	

қушлар—архептериксларнинг қолдиқлари топилган. Ўсимликлар дунёси очиқ уруғли ўсимликлар ва папоротникларнинг хилма-хиллигидан иборат.

Эрта ва ўрта юрада нисбатан нам, илиқ ва кечки юрада аридроқ иқлимнинг ўрнатилиши — юра даврининг асосий геологик ҳодисаси ҳисобланади. Бу Тетис океани чеккаларидаги шимолий ва жанубий арид иқлимли минтақаларда туз ҳосил қилувчи ҳавзаларнинг шаклланишига олиб келган. Юра даврида Дунё океани умумий сатҳининг кўтарилганлиги яққол кузатилади. Шу сабабли кечки юрада ўзининг максимумига эришган эвстатик трансгрессиянинг аста-секинлик билан кенгайиши содир бўлган.

14.2.2.3. Бўр системаси (135—65 млн йил)

Бўр системаси Ж.О.д'Алла томонидан 1831 йилда Париж ҳавзаси ётқизикларини ўрганиш мисолида ажратилган. Системанинг ярусли табақаланиши сезиларли ўзгаришларга учрамаган ва ҳозиргача сақланиб қолган. Бўр даври фанерозойдаги энг узоқ давом этган давр ҳисобланади. Уни икки мустақил даврларга: қуйи қисмини—команус ва юқори қисмини—бўрга ажратиш лозимлиги тўғрисида фикрлар айтилган. Аммо улар қўллаб-қувватланмаган ва ҳозирги кунда бўр даври икки бўлимга бўлинади.

Океанларнинг тузилишини ўрганиш, айниқса, океанда бурғилаш ишларининг кенг қўламда олиб борилиши туфайли, Ер юзасининг учдан икки қисми геологиясини ёритадиган янги маълумотлар олинди. Бурғилаш ишлари ва геофизик тадқиқотлар натижасида геологларда қитъалар мисолида

БЎРНИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	М.ЛН ЙИЛ
БЎР — CRETACEOUS (K)	ЮҚОРИ-КЕЧКИ UPPER-LATTE	K₂	Маастрихт Maastrichtian	k ₆ K _{2m}	72
			Кампан Campanian	k ₅ K _{2km}	83
			Сантон Santonian	k ₄ K _{2st}	87
			Коньяк Coniacian	k ₃ K _{2k}	88
			Турон Turonian	k ₂ K _{2t}	92
			Сеноман Senomanian	k ₁ K _{2s}	96
			Альб Albian	b ₆ k _{1al}	108
	ҚУЙИ-ЭРТА LOWER-EARLY	K₁	Апт Aptian	b ₅ K _{1a}	113
			Баррем Barremian	b ₄ K _{1br}	117
			Готерив Hauterivian	b ₃ K _{1g}	123
			Валанжин Valanginian	b ₂ K _{1v}	131
			Берриас berriasian	b ₁ K _{1b}	135

олинган маълумотларни океан кенгликлари тузилиши бўйича тўпланган янги маълумотлар билан умумлаштириш учун улкан имкониятлар туғилди. Шу муносабат билан мезозой ва кайнозой стратиграфияси янги мазмун билан тўлиб борапти.

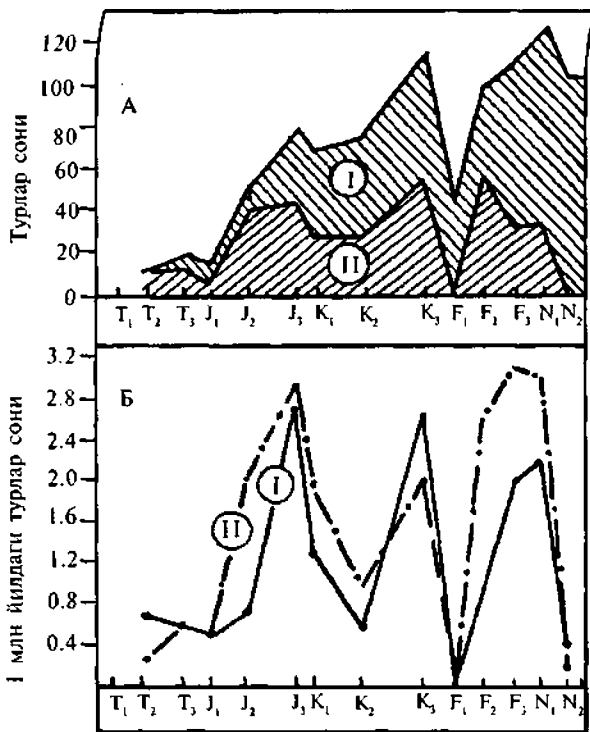
Бўр даврига юрада вужудга келган органик дунё структураси мерос бўлиб ўтган. Денгиз акваториялари аммоноидеялар, белемнитлар, икки табақалилар, қориноёқдилар, денгиз типратиканлари, склероктинийлар, брахиоподалар, фораминифералар, кокколидофоридлар ва бошқаларнинг ҳукмронлиги билан белгиланади. Бўрнинг стратиграфияси учун аммонитлар, микрофауналар ва микрофлоранинг тезлашган эволюцион суръати алоҳида аҳамиятга эга бўлди. Уларнинг хилма-хиллиги, зонал стратиграфик схемаларни яратиш ва бир-биридан узоқда жойлашган кесмаларни таққослаш имконини яратди. Кечки бўрда ҳукмронлик қилган ёпиқ уруғлиларнинг пайдо бўлиши ўсимликлар дунёсидаги эҳтимоллий чегара бўлиб ҳисобланади (14.8- расм).

Бўр даври ўзининг илиқ иқлими, Атлантика ва Ҳинд океанлари акваторияларининг кенгайиши жараёнида эвстатик трансгрессияларнинг ошиши билан ажралиб туради. Бўр даври охирида Тетис океани бутунлай ёпилади. Органик моддаларга бойиган қора рангли гилларнинг тўпланиши билан боғлиқ турғунлик шароитлари пайдо бўлди. Бу эса океанлар ҳаётида муҳим воқеа бўлди.

Бўр даври океанлари ва денгизлари ривожланишида чўкинди ҳосил қилувчи планктон организмлар—планктон фораминифералар, оҳакли наннопланктонлар, диатомли сувўтлари ва

радиолярийларнинг вужудга келиши алоҳида аҳамиятга эга. Ҳар бир гуруҳнинг ривожланиши пелагик ҳамжамият таркибида сезиларли ўзгаришларга олиб келди. Бўр даври пелагик экосистемаларига аниқ биогеографик зоналлик мансуб. Бу эса океан ётқиқиқларининг тафсилий стратиграфик схемаларини яратиш имконини берди (14.9- жадвал). Кечки бўрда карбонат тўпловчи организмлар—кокколитофоридлар ва фораминифераларнинг эволюцион портлаши кузатилади ва у билан ёзув бўр формацияларининг ҳосил бўлиши узвий боғлиқ. Бўр даврига юра биогеографик зоналлигининг умумий хусусиятлари мерос бўлиб ўтган.

Мезозой ва кайнозой чегараси — органик дунёнинг Ердаги чуқур ўзгаришида муҳим чегара ҳисобланади. Ҳажми бўйича уни токембрий ва палеозой орасидаги чегара билан таққослаш мумкин. Бу чегаранинг бош хусусияти — органик дунё ҳамжамиятларининг кескин ўзгаришидир. Бу чегарада аммонитлар ва белеменитлар, рудистлар, учувчи қуруқлик ва денгиз калтакесаклари бутунлай қирилиб кетган. Бу қирғин кечки бўр давридаги илиқ иқлимдан, органик дунёнинг турлари хилма-хиллиги ва фанерозойнинг бутун тарихидаги энг катта трансгрессия ривожланишидан сўнг содир бўлган. Бўр даврининг охиридаги йирик биотик таназзул бутун сайёра бўйича бир вақтда ва тез содир бўлган. Қирилиб кетган оилаларнинг сони 26% ни ташкил этган, авлодлар даражасида таксонларнинг ярмидан кўпи алмашган. Шиддатли таназзул, айниқса, планктон фораминифералар ва оҳакли наннопланктонларга кучли таъсир қилган бўлиб, улардан фақат бир неча турларгина сақланиб қолган. Улар палеогенда микроорганизмларнинг ривожланиши ва бошқа мавжудотларнинг ёлпасига қирилиб кетиш сабаблари Ер тарихидаги очилмаган буюк сирлардан бири ва органик дунё эволюциясининг ҳал этилмаган муаммоси бўлиб қолмоқда. Бунда Ерга қулаб тушган коинот жисмининг гидросфера ва атмосферага портловчи таъсир кўрсатганлиги ҳақидаги гипотеза кенг тарқалган.



14.8- расм. Мезозой ва кайнозойда олти нурли маржонлар таксономик хилма-хиллиги ўзгаришининг асосий чегаралари (Wells W.). А—маржонлар эволюцияси (I—бирга яшаганлари ва II—янги турлари). Б— турларнинг қирилиб кетиш (I) ва пайдо бўлиш (II) тезлиги.

14.2.3. Кайнозой эратемаси (65 млн йил — ҳозирги кунгача)

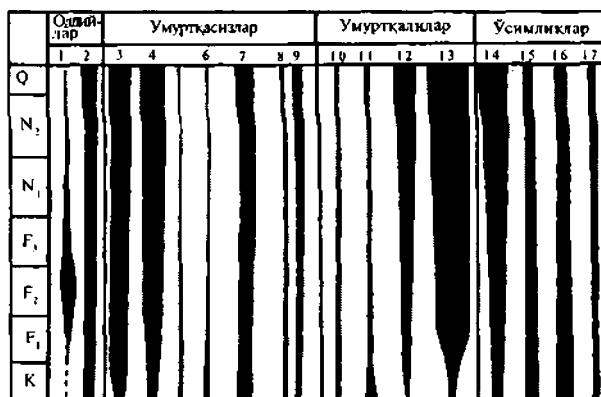
14.2.3.1. Палеоген системаси (65—23,5 млн йил)

Палеоген системаси К.Науман томонидан 1866 йилда Париж ҳавзасини ўрганиш мисолида ажратилган (14.10- жадвал). Яқин ўтмишгача палеоген фацияларининг турли-туманлиги ва фауналарнинг эндемиклиги туфайли системанинг умумий ярусли табақаланиши яратилмаган. Англия ва Ғарбий Европадаги палеоген ҳавзаларни ўрганиш халқаро миқёсда унинг келишилган умумий жадвалини яратиш имконини берди.

Палеоген даври органик дунёсининг ранг-баранглиги барчага маълум (14.9- расм). Бўр давридаги биотик таназзулдан сўнг, қисқа даврда фақатгина олдинги биота вакиллари қайта тикланиб қолмасдан, балки янгилари ҳам пайдо бўлган. Пелагик ҳамжамиятнинг асосини фораминифералар, кокколитофоридлар, диатомли сувўтлар, радиолярийлар ва динофлагиятлар ташкил этган. Денгиз умуртқалилари ҳам хилма-хиллашган. Уларнинг орасида тишлари бўйича кесмалар стратификацияси амалга оширилувчи акулалар алоҳида аҳамиятга эга. Нафақат нормал шўрликдаги саёз денгизларни ишғол қилган, балки юқори ва паст шўрликдаги ҳавзаларда ҳам яшаган икки табақали қориноёқли моллюскалар жуда ҳам ранг-баранг бўлган.

Қуруқлик мавжудотлари орасида турли сутэмизувчилар асосий ўринни эгаллаган. Палеогенда энг оддий приматлар ва уларнинг ўрнига келган ҳақиқий маймулар яшаган. Ўсимлик қопламаси асосини ёпиқ уруғлилар ташкил этган. Паст кенгликлардаги тропик ва субтропик ўрмонларни юқори кенгликларда барг ташловчи ўрмонлар алмаштирган. Ўсимлик қопламасининг ривожланишида уч бош

14.9-расм. Кайнозойда организмлар асосий гуруҳларининг ривожланиш схемаси (Немков Г.И.). Энг содда ҳайвонлар: 1—нумулитидлар; 2—роталиидлар; умуртқасизлар: моллюскалар; 3—икки табақалилар, 4—қориноёқлилар, 5—бош-оёқли наутилидлар, 6—брахиоподалар (теребратулидлар ва ринхонеллидлар), 7—олти нулли маржонлар, игнатанлилар, 8—денгиз нилуфарлари, 9—денгиз типратиканлари, 10—амфибиялар, 11—рептилиялар. 12—қушлар, 13—сутэмизувчилар; ўсимликлар: 14—ёпиқ уруғлилар, 15—игнабарглилар, 16—папоротниклар, 17—сувўтлари.



14.10-жадвал

ПАЛЕОГЕННИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ
ПАЛЕОГЕН — PALEOGENE (E)	ОЛИГОЦЕН OLIGOCENE	E ₃	Хатт Chattian	e ₉ P _{3h}	28
			Рюпель Rupelian	e ₈ P _{3r}	
	ЭОЦЕН Eocene	E ₂	Приабон Priabonian	e ₇ P _{2p}	37
			Бартон Bartonian	e ₆ P _{2b}	
			Лютет Lutetian	e ₅ P _{2l}	46
			Ипр Ypresian	e ₄ P _{2y}	
			ПАЛЕОЦЕН PALEOCENE	E ₁	Танет Thanetian
	Селанд Selandian	e ₂			
	Даний Danian	e ₁ P _{1d}			

босқич — палеоцен, эоцен ва олигоцен босқичлари ажратилади. Улардан ҳар бири иқлим ва ўсимликлар эволюцияси босқичларига мос келади. Палеоцен ва эоцендаги текис илиқ иқлимда паст ва юқори кенгликларнинг иссиқ севувчи ўсимлик шакллари кўпчиликни ташкил этган. Иқлимнинг совиб бориши натижасида бу ўсимликлар ўз ўрнини барг тўқувчи флорага бўшатиб бериб, паст кенгликларга силжиган. Иқлимнинг қуруқланиши туфайли чўл ўрмонлари, чўллар ва саванна ландшафтлари ривожланган.

Органик дунёнинг умумий эволюцияси қуйидаги учта бош омил — палеоиклимнинг ўзгариши, океан оқимлари йўналишини алмашуви ва эвстатик трансгрессиянинг умумий йўли таъсирида амалга ошган. Палеоцен-эоценда иқлим илиқ бўлган ва у қитъа денгизларнинг кенг ривожланиши билан

бирга, биоценозларнинг турли-туман бўлиши учун қулай шароитлар яратган. Эоценнинг охирида иқлимнинг кескин совиб кетиши кузатишга эришилган. Антарктидада муз қопламаси ҳосил бўла бошлаган. Натижада океан чуқурликларини тўлдириб турувчи совуқ Арктика суви эоценда циркуляцион оқимларни вужудга келтирган. Бу эса экологик ҳамжамиятларнинг кескин алмашинувиغا сабаб бўлган. Бу чегарадаги биотанинг таназзули „эоценнинг яқунловчи ҳодисаси“ номини олган. Умумий совиш ва циркуляцион оқимлар йўналишининг ўзгариши океан мавжудотларининг ҳаётига салбий таъсир кўрсатган. Океанларнинг кўптаксонли ҳолати ҳам ҳавза туби, ҳам пелагик микрофоссилийлар турли-туманлигининг пасайишига олиб келган.

14.2.3.2. Неоген системаси (23,5—1,75 млн йил)

Неоген системаси Хорнс томонидан 1853 йилда Ляйелнинг (1833) тўртламчи системаси таркибида ажратилган. Ярусларининг стратонлари Ғарбий Европа ва Англияда жойлашган. Унинг ярусли табақаланиши моллюскаларга асосланган (14.11- жадвал). Илик ҳавзаларнинг биоценозлари таркибида эндемик турларнинг кўплиги стандарт стратиграфик жадвал яратишни қийинлаштирди. Яқин ўтмишгача неоген умумий қабул қилинган жадвалга эга бўлмаган. Ҳар бир минтақа учун ўзаро схематик равишдаги хусусий схемалар яратилган.

14.11- жадвал

НЕОГЕН ВА АНТРОПОГЕННИНГ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАРИ

СИСТЕМА ДАВР	БЎЛИМ ЭПОХА	БЎЛИМ ИНДЕКСИ	ЯРУС АСР	ЯРУС ИНДЕКСИ	МЛН ЙИЛ
ТЎРТЛАМЧИ QUATERNARY (Q)	ГОЛОЦЕН HOLOCENE	Q ₂	Тўртламчи даврда қуйи табақалар мувофиқлаштирилмаган		0,01
	ПЛЕЙСТОЦЕН PLEISTOCENE	Q ₁			1,75
НЕОГЕН — NEOGEN (N)	ПЛИОЦЕН PLIOCENE	N ₂	Гелас Gelasian	n ₉	
			Пьяченц Piacenzian	n ₈	3,4
			Занкл Zanclean	n ₇	5,3
	МИОЦЕН MIOCENE	N ₁	Мессин Messinian	n ₆	7,3
			Тортон Tortonian	n ₅	11,0
			Серравалий Serravallian	n ₄	14,3
			Ланг Langhian	n ₃	15,8
			Бурдигал Burdigalian	n ₂	20,3
			Аквитан Aquitanian	n ₁	23,5

Аммо кейинги йилларда ҳар хил усуллар ёрдамида океан кесмаларини ўрганиш туфайли мукам-малроқ жадвал яратилди. Унинг асосини фораминифералар ва наннопланктонларнинг зонал турлари ташкил этган. Бунда бошқа планктонли микрофоссилиялар (радиолярийлар, диатомли сувўтлари, динофлаггилятлар ва б.) бўйича тўпланган маълумотлар ҳам ҳисобга олинган. Биостратиграфик табақалаш тафсифий магнитостратиграфик жадвал ва мутлақ ёшни аниқлаш натижалари билан таққосланган. Бу тадқиқотлар палеоген ва неоген ётқизикларини қамраб олган. Натижада неогеннинг янги жадвали яратилган. Хусусан, унда турли океанлар кесмасини субглобал таққослаш имкониятини берувчи 17 фораминиферали, 16 наннопланктонли ва 9 радиолярийли зоналар асосланган. Минтақа яруслари чегараси ана шу жадвал бўйича бўлиб чиқилган.

Неогенда ҳозирги фауна ва флоранинг оилалари ва авлодлари шаклланган. Иқлимнинг совиб кетиши, орогенез ва бошқа омиллар ландшафтларнинг биогеографик зоналликни сезиларли даражада ўзгартирган. Натижада минтақалар орасидаги алоқа бузилган, улар бир-бирдан ажралиб қолган бўлиб, бу неоген формацияларини сайёра миқёсида таққослашдаги қийинчиликларни туғдирган.

14.2.3.3. Тўртламчи давр системаси (1.75 млн йил — ҳозиргача)

Тўртламчи система кайнозой кесмасини яқунлайди. Биринчи марта у Бельгия геологи Ж.Денуайе томонидан 1829 йилда ажратилган. Бу даврнинг қисқалиги (1,75 млн йил) кесмани биостратиграфик усуллар билан табақалаш имконини бермайди. Сутэмизувчиларни ўрганиш ва уларнинг тарқалиш йўллари қайта тиклаш, фақат энг йирик стратиграфик табақаларни ажратишга имкон яратади.

Тўртламчи давр ётқизиклар стратиграфиясини яратиш уларни ўрганишнинг барча даврида тўртламчи давр геологияси қизиқтирадиган мутахассислар орасидаги мунозараларга сабаб бўлган. Яқин ўтмишга қадар бу даврнинг бошланиши 700—750 минг йил деб баҳоланган. Ҳозирги вақтда унинг чегараси 1,75 млн йилгача туширилган, ётқизиклар таркибида эса эоплейстоцен, плейстоцен ва голоцен ажратилади.

Тўртламчи давр ва унинг стратиграфияси ҳақидаги тушунчалар континентал Европа ётқизикларини ўрганиш натижаларига асосланган. Уларнинг шаклланиши музлик (гляциал) ва музоралиғи давлари алмашуви билан боғлиқлиги аниқланган. Бу белгилар тўртламчи давр стратиграфиясига асос қилиб олинган. Шундай қилиб, иқлимий стратиграфияга асос яратилган. Ҳозирги пайтда тўртламчи ётқизиклар стратиграфияси микропалеонтологик, палинологик, иқлимстратиграфик, изотоп-кислород, радио-углерод, палеомагнит ва бошқаларга таянади.

Тўртламчи системанинг энг кичик стратиграфик табақаси зона эмас, балки звенодир. Унинг геохронологик муқобили эса „пайт“ саналади. Тўртламчи давр ётқизиклари стратиграфиясининг иқлимстратиграфик тамойили биринчи марта Фарбий Европада А.Пенк ва Э.Брюкнерлар томонидан 1909 йилда ишлаб чиқилган бўлиб, улар музлоқ ва музлоқоралиғи давлари қатламларини ажратишган. Кейинчалик бу табақалар Евросиё ва Шимолий Американинг кўплаб минтақаларида топилган. Масалан, қуйи тўртламчи звено (Q_1), юқори тўртламчи звено (Q_{III} — Рисс-Вюрм) ва ниҳоят, голоцен (Q_{IV}) ажратилди.

XV БОБ. КЕСМАЛАРНИ СТРАТИГРАФИК ТАБАҚАЛАШ ВА ТАҚҚОСЛАШ УСУЛЛАРИ

Кесмаларни стратиграфик табақалаш ва таққослашда жуда кўп усуллардан фойдаланилади. Уларнинг асосида тузилган стратиграфик жадваллар бир-бирини тўлдиреди. Бу ўрганилаётган чўкинди ётқизикларни ишончли таққослаш имконини яратади. Шу муносабат билан стратонлар (эталонлар) тушунчаси ва мазмуни кенгайди. Умумий ва минтақавий стратиграфик жадваллар билан бир қаторда, ёрдамчи жадваллар — магнитостратиграфик, климатостратиграфик, сейсмостратиграфик ва бошқа кўплаб жадвалларни эталонлаш амалга оширилади. Бу эса умумий, унга тобе бўлган минтақавий ва маҳаллий жадвалларни тузишни осонлаштиради.

Амалий стратиграфия умумий стратиграфиянинг назарий қоидаларига таяниб, ўзининг хусусий масалаларини ечади. Бунда у барча усуллардан фойдаланилади. Бунда стратонлар (свита, серия, комплекс ва уларни ташкил этувчи қатламлар, пачкалар) ҳажми ва чегараларини асослаш имконини берувчи кесмаларни табақалаш ҳамда уларни ўзаро ва Халқаро стратиграфик жадвал билан таққослаш муҳим омил саналади.

Ҳар қандай стратиграфик табақани ажратишда унинг ички тузилишини ва таркибини асослаш, таналарнинг ҳажми ва шаклини аниқлаш, унинг тарқалиш чегараларини белгилаш ва, ниҳоят, унинг атрофдаги геологик жисмлар билан муносабатларини ойдинлаштириш лозим. Таянч стратиграфик кесмани чуқур ўрганиш йўли билан стратиграфик табақалар ҳар томонлама асосланади.

Стратиграфик табақаларни асослашда бажариладиган ишлар кетма-кетлиги, одатда, стратиграфик кўрсаткичлар бўйича энг ишончли бўлган таянч кесмани танлашдан бошланади. Энг аввал унинг таркиби ва органик қолдиқлар билан фарқланувчи, тоғ жинсларининг кескин ўзгариши билан ифодаланган юзалар, кўпинча стратиграфик танаффус ва номувофиқлик юзалари билан ажралган қатламларни ажратиш амалга оширилади. Ҳар бир ажратилган секцияни ташкил этувчи асосий ва иккинчи даражали тоғ жинслари тўплами ўрганилади. Бунда тоғ жинсларининг петрографик, минералогик таркибига, уларнинг тузилиш хусусиятларига ҳамда ҳосил бўлиш шароитларини ва фашиал мансублигини кўрсатувчи бошқа белгиларига алоҳида эътибор берилади. Кесмаларни ўрганиш органик қолдиқларни қидириш билан биргаликда бажарилади; уларнинг экологик хусусиятлари ва таксономик хилма-хиллиги ўрганилади. Кесмаларни таърифлашда тоғ жинсларининг мажмуалари ҳақида дастлабки хулосалар чиқарилади.

Кесмаларни таққослаш, талқин қилиш учун ўрганилаётган тоғ жинсларидан намуналар олинади. Кейинчалик улар лаборатория усуллари ёрдамида тадқиқ этилади. Шулар қаторида тоғ жинсларининг петрографик ва минерал таркибини шлифларда ва иммерсион препаратларда ўрганиш, гранулометрик таҳлил, кимёвий таркибини таҳлил қилиш, минерал таркибини электрон микроскоп, масспектрометрия, рентгенструктуравий ва термик таҳлил усуллари билан аниқлашни кўрсатиш мумкин. Камерал ишлар даврида палеомагнит ўлчаш ишлари амалга оширилади, органик қолдиқлар монографик таърифланади ва ҳоказо.

Бу маълумотларни умумлаштириш асосида таянч кесманинг стратификацияси тўғрисида дастлабки хулосалар чиқарилади ва бу кесма асосий ва ёрдамчи стратиграфик табақаларга ажратилади. Уларнинг узил-кесил асосланиши фақат ажратилган табақаларнинг бутун ўрганилаётган майдон бўйлаб тарқалганлиги ва уларнинг латерал чегаралари аниқланганидан сўнг амалга оширилади.

15.1. Биостратиграфик усуллар ёрдамида табақалаш ва таққослаш

Кесмаларда турли биостратиграфик бирликлар — фаунали биостратиграфик зоналар ва қатламларни, стратиграфик табақалар — горизонтлар, лоналар ва бошқа майда табақаларни асослаш ва кейинчалик уларни ўрганилаётган ҳудудда Халқаро стратиграфик жадвал билан таққослаш биостратиграфик усулларнинг асосий вазифаси ҳисобланади.

Фауна ва флора қолдиқлари таркибидаги ўзгаришлар биостратиграфияда муҳим кўрсаткич бўлиб хизмат қилади. Улар бўйича кесмалар нисбий геохронология нуқтаи назаридан табақаланади, атроф-муҳитнинг ўзгаришига боғлиқ бўлган организмларнинг яшаш шароитлари қайта тикланади. Биостратиграфик таққослаш турли чўкинди кесмаларнинг ўхшашлигини ҳисобга олади ва ўрганилган кесмаларда уларнинг кетма-кетлигига мувофиқ палеонтологик ҳодисалар белгиланади.

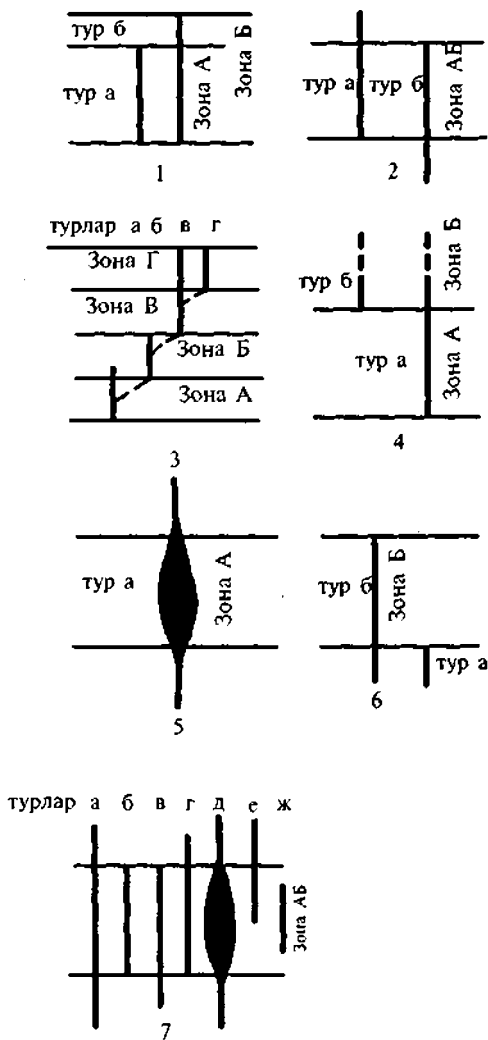
Биостратиграфик табақаларнинг чегаралари ва ҳажми ўрганилаётган кесмалардаги фауна ва флорани таксономик таркибини ўзгаришига асосланади. Органик дунё эволюциясининг турлича суръати, таксонларнинг пайдо бўлиши бир вақтда кечмаслиги ва уларнинг ҳаёт кечириш давомийлигининг хилма-хиллиги биостратиграфик зоналар ажратишни долзарблигини кўрсатди. Кўпчилик стратиграфик тадқиқотлар кесмада органик қолдиқларнинг вертикал тарқалишини ўрганишга асосланган. Вақт кетма-кетлигида уларни ўрганиш биостратиграфик усулнинг асосини ташкил этади.

Биостратиграфик зоналарнинг палеонтологик кўрсаткичларга асосланган бир неча турлари мавжуд. Уларни ажратиш фауна ва флоранинг табиий мажмуаси, тошқотган таксонлар ва битта таксоннинг қанчалик тарқалганлиги ва тур хилма-хиллиги, физиологик, шу жумладан, морфологик, белгилар ва экологик кўрсаткичлар бўйича амалга оширилиши мумкин.

Вақт давомида турли органик шаклларнинг вертикал тарқалиш оралиғи биостратиграфик зонага (биозонага) мос келади. Бу атама ҳар қандай тоифадаги биостратиграфик табақа учун қўлланилади. Биозонанинг бундай кенг тушунчаси В. В. Букман томонидан 1902 йилда киритилган. Биозона тўғрисида ҳар қандай таксоннинг—тур, авлод, оила ва ҳоказонинг кесмада вертикал тарқалиши бўйича фикр юритиш мумкин. Масалан, трилобитлар биозонаси кембрийдан карбонгача ўтган вақтни, аммонитлар — юра ва бўр даврларини эгаллайди. Ўз навбатида, уларни ташкил этган кичик таксонлар (авлодлар, турлар) паст тоифадаги биозоналарни ҳосил қилади ва шу орқали биостратиграфик табақаларнинг кетма-кетлигини белгилайди.

Органик қолдиқларнинг мавжудлиги зонал биостратиграфик табақаларни ажратишнинг ягона мезони саналади. Улар кесмада тарқалиш оралиғини белгилайди ҳамда остидаги ва устидаги комплекслардан фарқ қилади. Стратиграфияда биостратиграфик зоналарнинг қуйидаги турлари мавжуд (15.1- расм).

Биозона чегараланган стратиграфик ораликда ҳайвон ва ўсимликларнинг маълум бир таксонининг ривожланиши бўйича ажратилади. Бу оралик ётқизиклари тейльзона ёки топозона, уларнинг макон ва



15.1- расм. Биостратиграфик зоналар (Россия стратиграфик кодекси). 1—таксонларнинг тарқалиш зонаси (биозона); 2—биргаликда тарқалиш зонаси; 3—филозона; 4,6—оралиқ зона; 5—акмезона(элиболь); 7—комплекс зона.

замонда тарқалиш ареали эса тарқалиш зонаси дейилади. Комплекс зона ўз таркибидаги органик комплекслари билан остида ва устида ётувчи ҳосилалардан фарқланувчи ётқизикларни бирлаштиради.

Экозона тоғ жинсларида бирга учрайдиган, ҳаёт кечирish шароитлари бир хил бўлган органик қолдиқларни бирлаштиради. Бунда кесмадаги экозоналарнинг кетма-кетлиги одатда организмларнинг филогенетик ривожланиши билан эмас, балки уларнинг яшаш муҳити ўзгаришидан келиб чиқади. Трансгрессия ва регрессияларнинг алмашинуви туфайли денгиз ҳамжамиятининг қуруқлик ҳамжамияти билан алмашинишини бунга мисол қилиб кўрсатса бўлади.

Акмезона қандайдир бир тур, авлод ёки бошқа таксонларнинг гуркираб ривожланиши ва миқдоран кўплиги бўйича ажратилади. Зонадан ташқарида улар жуда кам учрайди.

Ёрдамчи стратиграфик табақалар пастда ва баландда ётувчи қатламларда кам учрайдиган ёки бутунлай учрамайдиган организмлар қолдиқларига эга бўлган қатламларни бирлаштиради. Амалий стратиграфияда улар кесмаларни таққослашда қўлланилади.

Биостратиграфик табақаларнинг чегаралари ўрганилаётган таксонларнинг вертикал тарқалиши ва алмашуви орқали ўрнатилади. Ўрганилаётган кесманинг маълум оралиғида органик қолдиқлардан кўпчилигининг бирданига учраши ва (ёки) ёппасига йўқолиб кетиши катта аҳамиятга эга. Тез ривожланадиган ва кенг тарқалган турлар бир-биридан узоқда жойлашган кесмаларни табақалаш ва таққослаш учун фойдаланилади. Ўрганилаётган биозона асосида олдинги таксонларнинг йўқолиши, унинг асосида янги таксоннинг пайдо бўлиши, зона устки қисмида ҳам янги таксоннинг пайдо бўлиши ёки йўқолиб кетиши бўйича ҳам чегаралар ўрнатилади. Бунда паст тоифадаги таксон (тур, авлод)ларнинг филогенетик алоқаларини ўрганиш асосидаги чегаралар ишончли бўлади.

15.2. Петрографик, минералогик ва геохимёвий усуллар ёрдамида табақалаш ва таққослаш

Кесмалардаги тоғ жинсларини моддий (петрографик, минералогик, кимёвий) ва гранулометриқ таркиби, тузилиши хусусиятлари, тоғ жинслари ва фацияларнинг парагенези, таянч горизонтлари, стратиграфик танаффуслар ва номувофиқликлар ҳамда бошқа белгилар бўйича табақалаш мумкин. Табақалаш ва таққослаш учун тоғ жинслари намуналари турли лаборатория усуллари билан ўрганилади.

Петрографик, минералогик ва геохимёвий усуллар литостратиграфик табақалар ҳажмини, чегараларини ўзаро боғлиқлигини асослаш учун фойдаланилади ҳамда уларни ташкил ётувчи тоғ жинсларининг қиёсий ўрганишни, уларнинг таркиби ва жинс ҳосил қилувчи ҳамда аксессуар, терриген ва аутиген минералларни ўрганишни ўз ичига олади. Далада бажарилган ишларга аниқлик киритишдан ташқари, уларнинг бош вазифаси бу минералларнинг хоссаларини ва чўқинди ҳосил бўлиш шароитларини аниқлаш мақсадида уларнинг сифат ва миқдорий таркибини аниқлаш саналади.

Дала шароитларида тоғ жинсларини ўрганиш фақат уларнинг умумий таркиби, структураси ва текстураси хусусиятларини аниқлаш имконини беради, холос. Бу эса уларни лаборатория усуллари ёрдамида, албатта, ўрганиш лозимлигини тақозо этади. Шлифлар ва турли лаборатория таҳлиллари

кўп маълумотлар олишга ёрдам беради. Бу эса ўрганилаётган тоғ жинсларини батафсил тавсифлаш ва қўйилган вазифани бажаришга имкон яратади.

Бўлакчи ва гилли жинслар чўкинди жинслар умумий ҳажмининг тўртдан уч қисмини ташкил этади ҳамда ландшафтларнинг ва улар структураларининг барча турларида ривожланган. Турли терриген фациялардан иборат кесмалар ўзининг жуда мураккаб ички тузилиши билан фарқ қилади ва тоғ жинсларининг турли бирикмаларидан иборат бўлади. Ётқизиқларнинг фашиал кўриниши уларни алоҳида свита ва горизонтларга ажратишда умумий тамойил бўлиб ҳисобланади.

Шундай қилиб, кесмаларни табақалашнинг петрографик ва минералогик усуллари тоғ жинслари петрографик таркибининг қонуний ўзгаришига ва уларнинг минерал-геоқимёвий хусусиятларига асосланган. Тоғ жинсларининг ҳар қандай хосса-белгисидан (петрографик тури, жинс ҳосил қилувчи ва аксессуар минераллари таркиби, гил минераллар таркиби, ранги ва б.) кесмаларни табақалашда фойдаланиш мумкин. Уларни таққослаш ҳам тоғ жинслари хоссалари—белгиларининг майдон бўйлаб тарқалишини таҳлил қилиш орқали амалга оширилади. Бунда улардан ҳар бирининг корреляцион аҳамияти амалда уларнинг тарқалиш ҳудуди билан белгиланади.

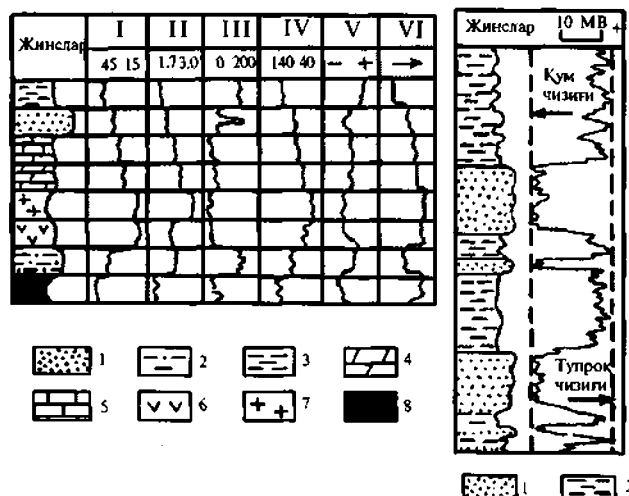
15.3. Геофизик усуллар ёрдамида табақалаш ва таққослаш

15.3.1. Каротаж усуллари

Каротаж кесмаларни табақалашнинг комплекс геофизик усулларида ва бурғи қудуқлари ёрдамида очилган жинсларни аниқлашдан иборат. Бу усуллар тоғ жинсларининг физик хоссаларини — зичлигини, ғоваклигини, табиий радиоактивлигини, электр ўтказувчанлигини ва бошқаларни ўрганишга асосланган. Бу хоссалар тоғ жинсларининг петрографик, гранулометрик ва минерал таркиби, зичлиги, ғоваклиги, ғоваклик суюқлигининг кимёвий таркиби билан таққосланади. Каротажнинг кўплаб усуллари яратилган. Улар орасида нейтронли, зичликли, гамма-нурланишли ва табиий потенциал усуллари асосийлари бўлиб, акустик, электрик ва наклонметрик каротаж билан бирга қўлланилади. Физик кўрсаткичлар бурғи қудуғига тушириладиган зонд ёрдамида ўлчанади. Зонд бутун кесма бўйича тоғ жинсларининг барча хоссаларини ўзгаришини қайд этиб боради ва уларни каротаж диаграммаларидаги эгри чизиқлар ёрдамида тасвирлайди. Каротаж эгри чизиқлари бурғи қудуғининг бутун узунлиги бўйича узлуксиз бўлганлиги туфайли, улар тоғ жинслар кетма-кетлигини, улар орасидаги чегараларни аниқлашда катта аҳамиятга эга (15.2- расм).

Каротаж усуллари ёпиқ ҳудудларни ўрганишда ниҳоятда қўл келади. Қудуқларни бурғилаш давомида олинган маълумотлар бундай ҳудудларда кесмаларни стратиграфик табақалаш ва таққослаш учун ягона маълумот бўлиб қолади. Аммо геологик маълумотлар ҳисобга олинмаса, каротаж диаграммаларини талқин қилиш яхши самара бермайди. Шунинг учун ҳам каротаж диаграммаларини бурғи қудуғи билан очилган тоғ жинслари кернларини ўрганиш натижаларидан фойдаланмасдан туриб талқин қилиш мумкин эмас. Фақат керн тўлиқ олинган таянч бурғи қудуқларини батафсил ўрганишдан сўнг ишончли натижаларни олиш мумкин.

15.2- расм. Тоғ жинсларининг типик каротаж графиклари (J.A.I. Mugani, D.A. Stow) (а). Каротаж турлари: I—нейтронли (ғоваклик, %); II—зичликли (г/см^3), III—гамма-каротаж (гамма-нурланиш), IV—акустик (мкс/м), V—VI—электрик каротаж, (V—ўз-ўзидан кутбланиш—ПС, VI—қаршилиқ—КС). Тоғ жинслари турлари: 1—қумтошлар; 2—алеволитлар, 3—гиллар, аргилитлар, 4—мергеллар, 5—оҳақтошлар, 6—гипс, ангидрит, 7—туз, 8—кўмир. Гамма-нурланишнинг юқори чўққиси тоғ жинсларининг (слюдалар, глауконит, циркон, монокит ва б. нинг мавжудлиги) юқори радиоактивлиги билан боғлиқ; юқори радиоактивлик гилли фракция билан ҳам боғлиқ; унинг қиймати зарралар ўлчамининг кичрайиши билан ошиб боради. Қум-гилли кесманинг каротаж диаграммаси (б): (1—қумтошлар, 2—гиллар). Эгри чизиқларни талқин қилиш учун қум ва гил чизиғида улар калибровка этилади; қумлар паст, гиллар эса юқори қаршилиқка эга (R.C. Selley).



Таянч бурғи қудуқлари, лойиҳа бўйича, маҳаллий ва минтақавий стратиграфик табақалар стратонларини таянч кесмаларига қўйиладиган талаблар асосида ўрганилади. Литологик ва палеонтологик маълумотни қайта ишлаш натижасида, ётқизикларнинг литологик таркиби, стратиграфик табақалар чегаралари ва ёшини асослаш билан биргаликда, кесмани табақалаш схемаси яратилади. Бу маълумотлар асосида геофизик кўрсаткичлар калибровка қилинади ва улар орқали турли таркибли жинслар ажратилади ва қатламлар орасидаги юзаларнинг хусусияти учун геофизик мезонлар ишлаб чиқилади. Яъни, каротажнинг турли усуллари маълумотлари бўйича талқин этилган кесмалардаги ётқизикларнинг литологик турлари учун геофизик эталонлар қабул қилинади. Кейинчалик геофизик маълумотларни қайта ишловчи компьютер программалари яратилади ва улар бўйича кесмаларнинг литологик тузилиши автоматик тарзда талқин этилади. Бу ишни компьютерсиз чамалаб ҳам бажариш мумкин. Аммо бу ҳолда чиқарилган хулоса унча ишончли бўлмайди.

Каротаж маълумотларидан чўкинди тўпланиш хусусиятларини талқин этишда ҳам фойдаланилади. Соҳилбўйи ётқизикларида регрессия трансгрессив-регрессив циклнинг устки қисмида маълумотнинг дағаллашуви билан бирга кечади. Трансгрессив ётишда дағал ётқизиклар циклнинг асосида жойлашган бўлади, баландга қараб уларни гилли ётқизиклар алмаштиради. Аллювиал циклар ҳам шундай тузилишга эга. Каротаж ёрдамида кернларни ўрганишда олинган геологик маълумотларни ҳисобга олган ҳолда, фациялар ажратилади. Хусусан, чуқурлик каротажи маълумотлари бўйича наклономер қурилмаси ёрдамида қатламларнинг ётиш бурчаги аниқланади. Бу усул пайдо бўлиши фациялар билан боғлиқ бўлган риф массивлари, бар қумлари, дельта ва турбидит ётқизикларини таҳлил қилишда жуда асқотади. Унинг ёрдамида риф массивларини ўраб турувчи ёки дельта ва сувости чиқарув конуслари қоплаган қатламларнинг бирламчи қия ётиши аниқланади. Каротаж диаграммаларини таққослаш асосида кесмаларни таққослаш схемалари тузилади. Шу йўл билан литостратиграфик табақаларнинг фашиал моделлари яратилади. Уларни кернсиз қазилган бурғи қудуқлари кесмасига тадбиқ қилиш мумкин.

Каротаж маълумотларини махсус қайта ишлаш синтетик сейсмограммалар тузиш имконини беради ва улар ўрганилаётган минтақадаги кесмаларнинг сейсмик хоссаларини акс эттиради. Синтетик сейсмограммалар сейсморазведка ишлари давомида олинган сейсмик профиллар учун эталон вазифасини ўтайди.

15.3.2. Сейсморазведка (сеймостратиграфик, сейсмофациал, секвенс-стратиграфик) усуллар

Сейсмик стратиграфия — Ер пўсти кесмаларини стратиграфик табақалаш ва таққослаш мақсадида сейсморазведка маълумотларини геологик талқин қилишнинг янги йўналишидир. Унинг ёрдамида чўкинди ҳосил бўлиш кетма-кетлиги ва хусусиятлари ўрганилади, чўкиндиларнинг хроностратиграфик муносабатлари аниқланади, чўкинди ҳосил бўлишдаги фашиал шароитлар тикланади. Сеймостратиграфия ёпиқ ҳудудларда кесмаларни табақалаш ва таққослашнинг энг замонавий ахборотли усули ҳисобланади.

Сейсморазведка Ер пўсти геологик тузилишини, унда сунъий равишда (портлаш, зарба) ҳосил қилинган қайишқоқ тўлқинларнинг тарқалишини ўрганишга асосланган усуллар мажмундан иборат. Сейсморазведкада қайишқоқ тўлқинларнинг тўлқин манбаидан турли томонга тарқалиш хусусиятидан фойдаланилади. Ҳаракат йўлида тўлқинлар шакли ва таркиби бўйича турли геологик жисмларни учратади ва улардан ўтаётганда қайишқоқлик энергиясини қисман йўқотади. Турли сейсмик чегаралардан қайтиб ва синиб ўтган тўлқин Ер юзасига қайтади ва улар вужудга келтирган тебранишлар махсус аппаратуралар—сейсмик станциялар томонидан қайд этилади. Қайд этилган тўлқинларнинг параметрлари сейсмик чегараларнинг ётиш чуқурлигини ва геологик таналарнинг шаклини аниқлаш имконини беради ҳамда улар асосида тўлқинлар тарқалиш йўлида учратилган тоғ жинсларининг хоссалари ҳақида хулоса чиқарилади. Сейсмик маълумотларни талқин қилиш танафус, номувофиқлик юзалари ва геологик таналар остки ва устки қисмида тоғ жинслари физик хоссаларининг кескин ўзгариши билан чегараланган уч ўлчамли геологик таналарни ажратиш имконини беради. Сейсморазведка ёрдамида минтақавий вазифаларни ҳал этишда турли геологик таналар: қаватлар, квазихрон сейсмик комплекслар ва сейсмик фациялар ажратилади. Сейсмик тўлқинларнинг қайтиш конфигурацияси, уларнинг амплитудаси ва қатлам тезлиги геологик таналарнинг энг ёрқин белгиси саналади. Уларни таҳлил қилиш қатламлашиш хусусияти, чўкинди ҳосил бўлиш ва ювилиш тўғрисида хулоса чиқариш имконини беради. Шу орқали стратификацияланган таналарнинг шакллари фарқлаш, уларнинг тузилишини талқин қилиш мумкин. Табақалаш бирлиги сейсмик тўлқинларнинг узунлигидир. У 30 дан 200 м оралигида ўзгариши ва фақат юқори акустик қаттиқликка эга бўлган тоғ жинсларида 0,1—0,25 м тўлқин узунлиги қайд этилиши мумкин. Сеймостратиграфия — сейсмик маълумотларни стратиграфик талқин этишда геологик ёндашишдир.

Қатлам юзалари ва стратиграфик танаффуслардан бирламчи сейсмик қайтиш турли физик хоссаларга эга бўлган тоғ жинслари орасидаги чегарани акс эттиради. Йирик сейсмостратиграфик табақалар чўкинди комплекслар ёки сейсмокомплекслар дейилади. Уларнинг стратиграфик ҳажми тахминан ярус ёки бўлим, свита ёки серия даражасига мос келади.

Қатламланиш характери ва чўкинди ҳосил бўлиш ёки емирилиш жараёнлари ҳақида маълумотлар сейсмик комплексларнинг энг яққол белгисидир. Қайтарувчи чегараларнинг узлуксизлиги чўкинди ҳосил бўлиш майдонининг кенглиги тўғрисида гувоҳлик беради. Очилмалар ва бурғи қудуқлари кесмасини таққослашдан фарқли ўлароқ, сейсмостратиграфия стратиграфик табақалар муносабатлари ҳақида ишончли маълумот беради. Сейсмостратиграфик усуллар табақаланган фойдали қазилмаларни қидиришда ҳамда седиментацион ҳавзаларнинг ички тузилишини аниқлашда, айниқса самаралидир.

Асосий сейсмостратиграфик табақалар (сейсмокомплекслар) сейсмик тўлқинларнинг яққол қайтиш юзалари билан чегараланган ётқизиклар комплексини ташкил этади. Бу стратиграфик танаффус ёки тоғ жинслари таркибининг ўзгариши натижаси бўлиши мумкин. Ички қайтиш сейсмокомплекс ички тузилиши хусусиятларини акс эттиради. Бу риф массивларида, дельта ётқизикларида қия юзалар, қадимий рельеф ёнбағирларига қатламларнинг ёндашиб ётиши ва бошқаларда ўз аксини топади.

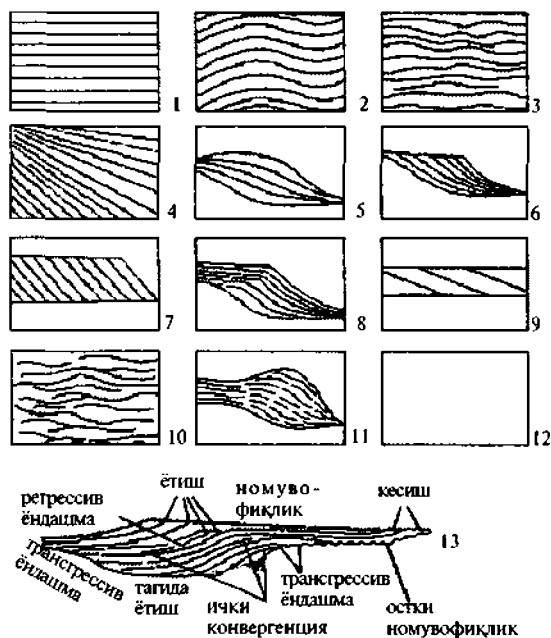
Денгиз сатҳининг ўзгариши, турли фациялар — континентал ва денгиз, соҳилбўйи ва чуқур сувли ётқизикларининг қонуний алмашилишидан иборат бўлган, циклик тузилган кесмаларнинг ҳосил бўлишига олиб келади. Бу кетма-кетликни талқин қилиш трансгрессия ва регрессиялар хусусиятлари, эпейрогенетик-тектоник ҳаракатлар, ҳавзага келтирилган бўлакли маҳсулотлар ҳажми ҳақида хулоса чиқариш имконини беради. Чўкинди циклар минтақавий стратиграфик жадвалларнинг асосий стратиграфик табақалари ҳисобланади ва катта масофаларда кузатилади. Халқаро стратиграфик

жадвални яратишнинг бошланғич даврида геологик системаларнинг бир қисми номувофиқ чегаралар билан ажратилган тоғ жинслари комплекси бўйича қабул қилинган. Умумий жадвалнинг кўплаб Европа хроностратиграфик табақалари шундай пайдо бўлган.

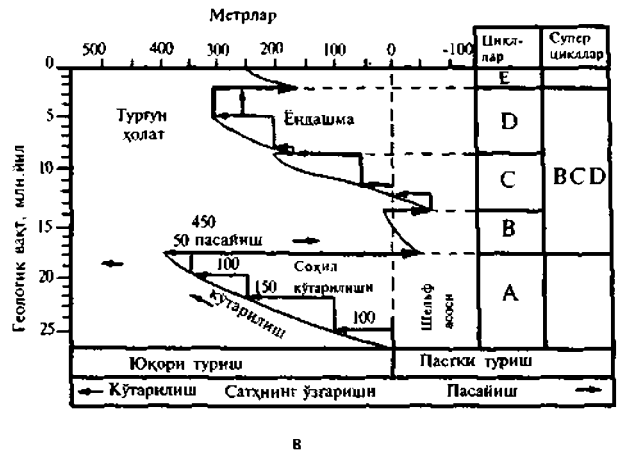
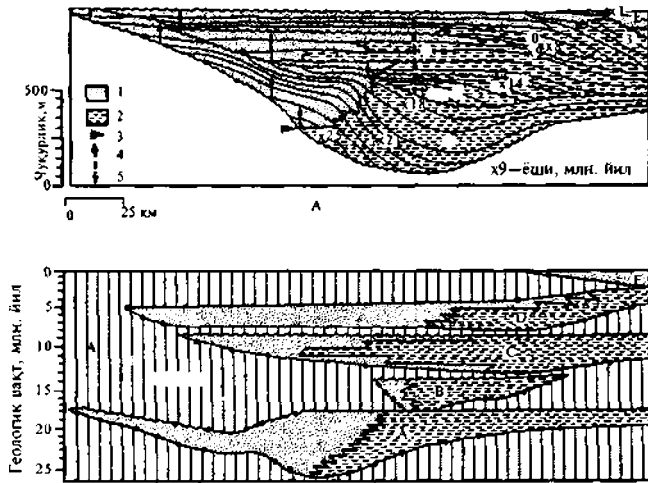
Йирик трансгрессия ва регрессиялар сабабларини аниқлаш геологларни доимо қизиқтириб келган. Аммо фақат сейсморазведка усулларининг мукаммаллашуви, сейсмик сигналларни талқин этишнинг янги қоидаларининг ярагилиши туфайли чўкинди ётқизикларнинг ички тузилишини талқин қилиш ва уларни кенг майдонларда стратификациялаш имконияти пайдо бўлди. Минтақавий тўлқинларни қайтариш маълумотлари бўйича сейсмик кетма-кетликнинг таҳлили, горизонтлар ва свиталар ҳажмига мос келувчи геологик таналарни ажратиш ва майдон бўйича кузатиб бориш имкониятини яратди. Уларнинг ички тузилишини ўрганиш фацияларни тўғри ажратишга ёрдам беради. Сейсмостратиграфик усул океан сатҳи ўзгаришини таҳлил қилишда алоҳида аҳамиятга эга.

Сейсмофациялар таҳлили алоҳида чўкинди цикллари ажратиш ва улар чегараларини кузатиб боришни ўз ичига олади. Циклларнинг ички тузилиши қайтарувчи ётқизикларнинг геометрияси, циклни ташкил этувчи геологик таналар (фациялар) чегарасида уларнинг давомийлиги ва сейсмик тезликлар бўйича аниқланади. Қатламларнинг ўзаро муносабатлари мисоли 15.3- расмда келтирилган. Қатламланиш бўйича қуруқлик ва сувости чиқарув конуслар, дельталар, риф массивлари ва биогермлар, ўзан чуқурликлари, ҳавзаларнинг чўкиндилар билан тўлдирилганлиги қайта тикланади.

Трансгрессив-регрессив цикллари сейсмостратиграфик усуллар билан талқин қилиш трансгрессия ва регрессияларнинг умумий йўналишини қайта тиклаш имконини беради. Трансгрессиялар қатламларнинг остки қисми хусусиятлари ёрдамида



15.3- расм. Сейсмик қайтиш конфигурацияси (шакли) (R.M.Mitchum, P.R.Vail, J.B.Sangree). Конфигурация турлари: 1—2—параллел (1—текис, 2—тўлқинли), 3—субпараллел, 4—тарқалувчи, 5—сигмоидал, 6—7—қийшиқ (6—тангенциал, 7—параллел), 8—мураккаб сигмоидал, 9—қийшиқ, 10—тепаликли понасимон, 11—тартибсиз, 12—қайтишнинг мавжуд эмаслиги, 13—сейсмостратиграфик қайтишнинг охири (R.M.Mitchum, P.R.Vail, J.B.Sangree). Устки юза номувофиқлиги эрозион ювилишни ва устки юза қопламасини ўз ичига олади. Устки юза номувофиқлиги—қайтарувчи горизонтларнинг тугаши, чўкиндиларнинг ҳосил бўлмаслиги ёки кучсиз эрозия туфайли юқорида ётувчи ётқизикларнинг остки юзага туташувини ўз ичига олади.



Б

15.4- расм. Океан сатҳининг нисбий тебраниши графигини тузиш ишларининг кетма-кетлиги (P.R.Vail, R.V. Mitchum, S. Thompson). А—стратиграфик кесма; Б—географик вақтга келтирилган кесма; В—океан сатҳининг нисбий ўзгариши цикларининг минтақавий графиги.

тикланади. Регрессиялар, одатда, трансгрессив комплекснинг устки қисмида тез-тез учрайдиган ювилиш билан бирга кечади ва, одатда, стратиграфик танаффус билан ифодаланган бўлади (15.4- расм).

Регрессиянинг тез содир бўлиши, трансгрессияни эса секин кечиши аниқланган. Денгиз акваторияси сатҳининг турғун ҳолати анча узоқ вақтга чўзилади. Трансгрессив-регрессив циклограммалар кесмаларни минтақавий таққослашда кенг қўлланилади. Дунё океани сатҳининг эвстатик тебраниши Халқаро стратиграфик жадвал мазмунини тўлдирувчи глобал трансгрессия ва регрессияларнинг ишончли планетар коррелянти ҳисобланади. Сейсмостратиграфик тадқиқотлар бурғи қудуқлари каротажи ва литолого-палеонтологик маълумотларини таҳлил қилиш билан комплекс ҳолда олиб борилади. Уларнинг асосида маҳаллий ва минтақавий стратиграфик табақалар ажратилади ва кузатиб борилади, турли фацияли қатламлар таққосланади. Бу усуллар трансгрессия ва регрессияларни қайта тиклашда, Дунё океани сатҳининг эвстатик тебранишини аниқлашда, айниқса, самарали бўлиб, конкрет кесмаларни умумий жадвал билан таққослашда муҳим омил сифатида хизмат қилади.

15.3.3. Радиологик усуллар

Радиоактивликнинг кашф этилиши ва тоғ жинсларининг мутлақ ёшини аниқлаш усуллари яратилганга қадар, кўплаб физиклар Ернинг ёши бир неча миллион йилдан иборатлиги тўғрисидаги фикрни қўллаб-қувватлашган. Баъзи радиоактив элементларнинг парчланиш тезлиги Ер пўсти жинсларининг шаклланиш вақтини аниқлаш имконини беради (K, U, Rb, Sr, Ni, Sm).

Мутлақ ёшни аниқлашнинг радиометрик усули асосида минералларнинг кристалл панжараларига кирувчи нотурғун изотопларнинг радиоактив парчланиш ҳодисаси ётади. Изотоп ҳосил бўлиш вақтидан бошлаб, уларда ўз-ўзидан парчланиш маҳсулотлари тўплана бошлайди. Бу жараёнда янги, турғун изотоплар ҳосил бўлади. Бунда ҳар бир изотоп фақат ўзига хос бўлган доимий тезликда парчланади. Ҳар бир элемент ўзининг ярим парчланиш даври, яъни ушбу нотурғун изотоп атомларидан ярмининг парчланиш вақти билан белгиланади. Барча нотурғун изотопларнинг ярим парчланиш даври аниқ бўлиб, бунда ёшни аниқлаш янги ҳосил бўлган турғун изотоп массасининг она изотоп массасига бўлган нисбатини топишдан иборатдир.

Она изотоп миқдорининг (P) минераллар ёки тоғ жинсида мавжуд бўлган „бола“ ядроларига (D) нисбати масс-спектрометр ёрдамида аниқланади. Ёш (t) „она“ ва „бола“ изотопларининг нисбатига қараб, доимий парчланиш (x) ҳисобга олинган ҳолда, қуйидаги формула бўйича топилади:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{D}{P} + 1\right).$$

Барча аниқлашлар масс-спектрометрда амалга оширилади.

Ҳозирги вақтда тоғ жинсларининг мутлақ ёшини саналаш учун мутлақ геохронологиянинг кўплаб усуллари қўлланилади.

Калий-аргон усули калийли минералларнинг изотоп ёшини аниқлашда кенг қўлланилади. Калийнинг юқори миқдори кўплаб минераллар — слюдалар, дала шпатлари, гил минераллари учун мансуб. Барча ёшдаги (3700 млн. йилдан 30000 йилгача) турли тоғ жинсларини саналашда бу усулдан фойдаланилади.

Изотоп	Ярим парчаланиш даври, йил	Саналаш учун максимал ёш, йил
C ¹⁴	5,57 минг	45–50 минг
I _o	83,5 минг	400 минг
Be ¹⁰	2,7 млн	10 млн
Al ²⁶	0,8 млн	2 млн
Si ³²	0,7 минг	4 минг
Pa ²³¹	34,3 минг	175–200 минг

Рубидий-стронций усули ⁸⁷Sr нинг парчаланиши ва ⁸⁷Rb турғун изотопи ҳосил бўлишига асосланган. Уларнинг нисбати бўйича слюдалар ва дала шпатларининг мутлақ ёши аниқланади. Магматик жинсларнинг ёшини аниқлашда кенг қўлланилади.

Уран-кўрғошин усули уран ва торийнинг радиоактив парчаланиши ва натижада кўрғошин изотоплари ҳосил бўлишига олиб келувчи реакция маҳсулотларини ўрганишга асосланган. Уларнинг циркондаги нисбатига қараб, энг қадимий жинсларнинг (4,2 млрд йилга яқин) ва метеоритларнинг (4,55 млрд йил) ёши аниқланган. Шу усул бўйича Ернинг ёшига (4,6–4,7 млрд йил) баҳо берилган.

Узоқ ярим парчаланиш даврига эга бўлган изотоплар бўйича юқорида айтиб ўтилган ёшни аниқлаш усулларини фақат қадимий ётқизиқлар учун қўллаш мумкин. Тўртламчи давр ётқизиқларини саналаш учун қисқа ярим парчаланиш даврига эга бўлган бошқа изотоплардан фойдаланилади. Уларнинг имконияти жадвалда келтирилган (А.П.Лисицин бўйича).

Бахтга қарши, бу усуллардан ҳар бирини маълум турдаги тоғ жисларигагина қўллаш мумкин: радиоуглеродли усул — карбонатли ва органик моддаларга бой жинслар учун, кремнийли усул — диатомли ва радиолярийли жинслар учун, бериллийли усул — қизил рангли чуқур сув гиллари учун. Ионийли ва протактинийли усуллар қизил рангли чуқур сув гиллари, карбонатли ва кремнийли чўкиндилар учун фойдаланилади. Тўртламчи даврнинг континентал ва денгиз ётқизиқлари учун радиоуглеродли усул энг кўп қўлланилади. Кейинги йилларда висмутли (Bi²¹⁴) ёки гамма-усул яратилмоқда. Унинг имконияти 300 минг йилни ташкил этади.

Ёш ётқизиқларнинг мутлақ ёши трекли радиологик усул ёрдамида ҳам аниқланади. Бунда ураннын изотоп парчаланиши ўлчанади. Қаттиқ тана (слюдалар, циркон, апатит, тектитлар, вулкан шишаси) орқали зарядланган зарраларнинг ўтишида из (треклар) қолдиради. Изларнинг зичлиги бўйича тоғ жинсларининг ёши аниқланади.

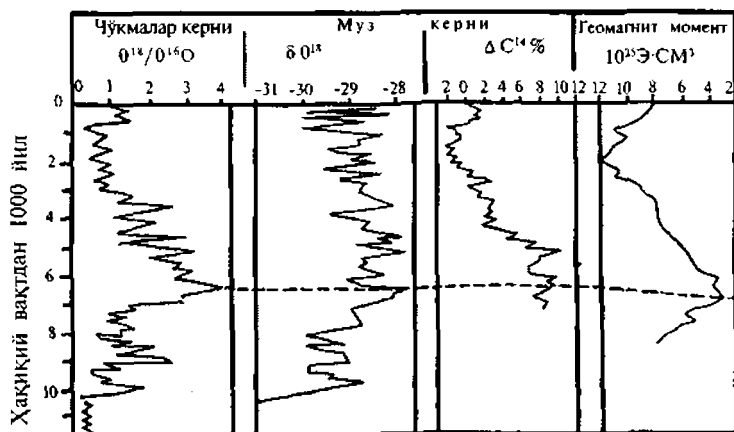
Изотоп-геохронометрик усуллар ёрдамида олинган вақт бирлиги Халқаро астрономик иттифоқнинг стандарт йили ҳисобланади. Стратиграфик табақалар ва уларнинг чегаралари изотоп ёши йилларда белгиланади. Халқаро адабиётларда қисқартилган шартли белгилар қабул қилинган: Ка — 10³ йил, Ма — 10⁶ йил, Га — 10⁹ йил.

Замонавий Халқаро стратиграфик жадвал геологик вақт шкаласи билан биргаликда тузилган бўлиб, унда паст тоифа (ярус) табақалари орасидаги чегара ёши уларнинг изотоп (мутлақ) ёши (млн йил) билан тасдиқланган.

Масс-спектрометрия усулларининг такомиллаштирилиши ёппасига тоғ жинсларининг мутлақ ёшини аниқлаш имконини берди. Ҳозирги кунда бу усул магматик жинсларнинг ёшини аниқлашда кенг қўлланилади, қадимий архей ва протерозой формацияларининг ёшини аниқлашда ягона ҳисобланади. Радиологик усуллар асосида геохронологик шкаланинг асосий табақалари—зона, эра, давр ва, ҳатто, асрнинг давомийлиги, бошланиши ва охирининг ёши аниқланган. Токембрийнинг геохронологик шкаласи фақат мутлақ геохронология маълумотларига таянади. Ердаги энг қадимий жинсларнинг ёши 4,1–4,2 млрд йил деб баҳоланади. У Фарбий Австралия циркон кристаллари ёши бўйича топилган. Энг қадимий метеоритларнинг ёши — 4,5–4,6 млрд. йил, оининг энг қадимий жинслари (анортозитлар) ёши эса — 4,0–4,5 млрд йил бўлиб, бу Ернинг ёшини тахминан 4,57 (±2%) млрд йилга тенг деб қабул қилишга асос бўлади.

Тоғ жинсларининг ёшини аниқлашдаги радиологик усуллардан ташқари кейинги йиллари кислород ва углероднинг турғун изотопларини ўрганиш усуллари ҳам кенг қўлланилмоқда.

Изотоп-кислород усули асосида ҳароратга боғлиқ ҳолда ¹⁶O ва ¹⁸O турғун изотопларининг сараланиш хоссаси ётади. Карбонат қурувчи микроорганизмлар (фораминифералар, кокколидофоридлар ва бошқалар) ўз скелетларини қуриш учун яшаган вақтида денгиз сувларида мавжуд бўлган кислород изотопларини тенг нисбатда ўзлаштирган. Биоген кальцитнинг (арагонитнинг) чўкмага ўтиш ҳарорати палеоҳарорат тенгламаси бўйича аниқланади. ¹⁶O енгилроқ бўлганлиги учун буғланиш жараёнида



15.5- расм. Атлантика океани ётқизиқлари ва Гренландия музлигининг кернларидан олинган планктон фораминифераларида кислород изотоплари миқдори бўйича палеохароратнинг иқлимий ўзгариш эгри чизиқларини атмосфера радиоактивлиги (C^{14}) вариацияси ва Ернинг магнит майдони кучланганлиги билан таққослаш (G.Wollin, D.V.Egycson, W.B.F.Ryan). Узуқ чизиқлар билан магнит майдон кучланганлиги ошиши билан мос келувчи максимал ҳарорат оралиги кўрсатилган. Бу усуллар тўртламчи давр климатостратиграфиясида кенг қўлланилади.

океан сувлари оғир изотоп ^{18}O билан бойийди. Бу ўзгариш денгиз организмлари скелетларидаги кальций карбонатда оғир ва енгил изотопларнинг ўша вақтдаги нисбати билан қайд этилади. Бу жараён музлик ва музоралиги даврларининг алмашувида содир бўлади. Кутб муз қопламаларининг ҳажми ошганда океан сувларидан енгил кислород чиқариб олинади ва улар оғир изотоплар билан бойийди. Музларнинг эриши тескари самара беради. Шундай қилиб, океан туби ётқизиқлари кесмасида $^{16}O/^{18}O$ нинг турли нисбатдаги оралиқлар белгиланади ва у бир-биридан узоқда жойлашган кесмаларни таққослашда ёрдам беради. Изотоп-кислород усули океан сувларини ҳарорат режими бўйича қатламланишини қайта тиклаш учун ҳам фойдаланилади. Бунинг учун бентосли ва планктонли фораминифералардаги кислороднинг изотоп таркибидан фойдаланилади (15.5-расм).

Денгиз ётқизиқларини стратиграфик таққослашнинг энг янги усулларида бири изотоп-углерод усулидир. Унда одатдаги ^{12}C ва кам учрайдиган ^{13}C нисбатидан фойдаланилади. Турли физик ва кимёвий жараёнларда углероднинг енгил ва оғир изотоплари нисбатининг ўзгариши микрофоссилийларнинг карбонатли чиғаноқларида қайд этилади. Бу миқдорий ўзгаришлар кесмаларни таққослашда ишлатилиши мумкин.

15.3.4. Палеомагнит усул

Палеомагнит стратиграфия умумий стратиграфиянинг муҳим йўналишларидан бири сифатида XX асрнинг ўрталарида магнитостратиграфик жадвални яратиш учун олиб борилган тадқиқотлар натижасида шаклланди.

Магнит майдонининг келиб чиқишини тадқиқотчилар Ернинг ташқи ядросида кечадиган жараёнлар билан боғлашади. Конвектив оқимлар туфайли у ерда электромагнит оқимлар ҳосил бўлади ва улар Ернинг магнит майдонини вужудга келтиради. Магнит майдонининг кучланганлиги (F), энгашиш (I) ва оғиш (D) асосий геомагнит элементлардир. Магнит майдонини қайта тиклаш ферромагнит минералларнинг (магнетит, гематит) ажойиб хоссалари туфайли амалга оширилади. Улар, компаснинг магнит миля каби, чўқинди ҳосил бўлиши ёки магманинг қотиши пайтида магнит майдон кучланиш йўналиши бўйича мўлжалланиб жойлашади. Шундай қилиб, тоғ жинслари „магнит хотирасига“ эга бўлади ва у тоғ жинсининг кейинги „ҳаёти“ давомида ҳам сақланиб қолади. Бу „магнит хотирани“ қолдиқ магнитланганликни ўлчаш орқали қайта тиклаш мумкин. Оғиш йўналиши (D) шимолий ва жанубий кутбларнинг ўрнини кўрсатади; компас миля қиялигига мос келувчи энгашиш (I) ўрганилаётган кесманинг палеокенглигини аниқлашга имкон беради, кучланганлик (F) эса магнит майдони кучланганлиги тўғрисида далолат беради.

Палеомагнит майдонни қайта тиклаш усуллари геологияда кенг қўлланилади. Ўтмишда магнит майдон кутбларининг ўзаро алмашинишига асосланган майдон инверсияси усули стратиграфияда алоҳида аҳамиятга эга эди. Тўғри ва тескари кутбийликларнинг (N - ва P -зоналар) хронологик кетма-кетликда ўзаро алмашинуви магнитостратиграфик жадвалнинг моҳиятини ташкил этади. Кутбликнинг алмашинуви ва магнит майдон кучланганлигининг ўзгариши даврийлик хусусиятига эга бўлиб, у палеомагнит стратиграфик жадвални яратиш имконини беради. Магнит инверсиялари оралиқларини радиологик саналаш йўли билан бўлиш ва турлича магнитланган тоғ жинслари қатламларининг ёшини палеонтологик аниқлаш ҳамда магнит инверсиялари зоналарини океан пўстлоғи магнит аномалиялари билан таққослаш замонавий магнитостратиграфик жадвални яратишга олиб келди. Уни бажариш амалиётда стратотипик ва таянч кесмаларни ўрганишни, кейинчалик магнитозоналарни фаунистик комплекслар ва стратиграфик табақаларга боғлашни тақозо этади. Стратиграфия бутун Ер шарида

Магнит кутбли табақалар	Магнитохронологик табақалар ва уларнинг давомийлиги, млн йил
Мегазона	Мегахрон – 100 дан ортиқ
Гиперзона	Гиперхрон – 100–30
Суперзона	Суперхрон – 30–5
Ортозона	Ортохрон – 5–0,5
Субзона	Субхрон – 0,5
Микрозона	Микрохрон – 0,5 дан кам

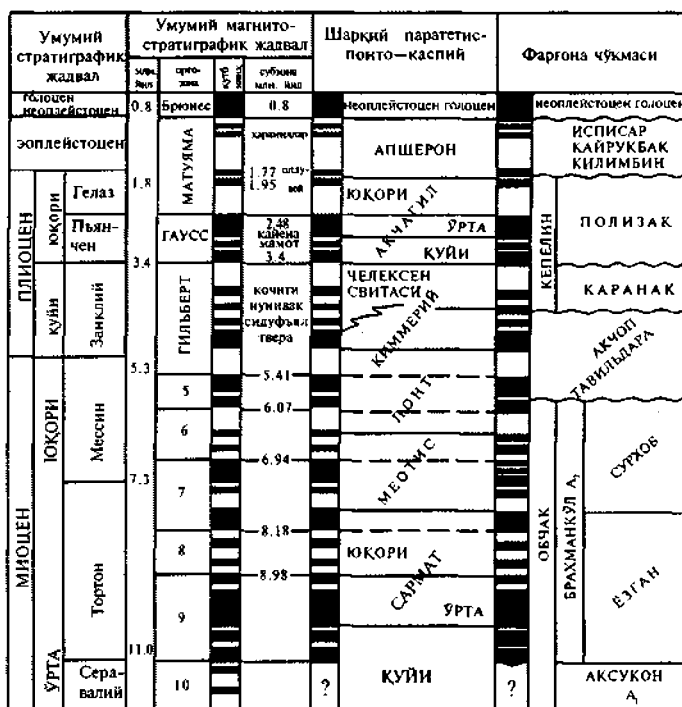
ҳодисаларни таққослаш учун энг ишончли хронологик усул саналади. Баъзи ҳолларда магнит йилномаси, „ортостратиграфик комплекс“лар ёрдамида ажратилган хронологик табақаларга нисбатан, батафсилроқ эканлиги аниқланади. Магнитозоналар фауналар билан асосланган зонал табақаларни ўрнини боса олмайди. Аммо уларнинг стратиграфик аҳамияти биостратиграфик маркерларга эга бўлмаган ётқизикларни таққослаш мумкинлиги билан белгиланади. Магнитостратиграфия океан, денгиз ва қитъа ётқизикларини, шу жумладан, қитъа ичидаги чўкинди ётқизиклар билан таққослашда алоҳида аҳамиятга эга (15.6- расм).

Магнит кутбийлик жадвали инверсиянинг планетар жараёнига асосланганлиги сабабли, унинг табақалари ўз моҳияти бўйича планетар ҳисобланади ва назарий томондан ётқизиклар мавжуд бўлган барча жойларда ажратилиши мумкин. Жадвалнинг асосий мақсади маҳаллий стратиграфик табақалар ва схемаларни ўзаро таққослаш, стратиграфик чегараларни баҳолаш ва, ниҳоят, маҳаллий ва минтақавий стратиграфик схемаларнинг Халқаро стратиграфик жадвал билан ўзаро муносабатини аниқлашдан иборат. Палеомагнит усул органик қолдиқлар бўлмаган литостратиграфик табақаларни таққослашда айниқса самаралидир. Аммо шуни ёдда тутиш лозимки, магнитостратиграфик жадвал бошқа усуллар ёрдамида минтақавий ёки умумий жадваллар билан таққосланмаган бўлса, у мавҳумлигича қолаверади.

Магнитостратиграфия, стратиграфиянинг бошқа соҳалари сингари, магнитостратиграфик табақаларни тартибга келтиришга муҳтож бўлган. Халқаро келишувга мувофиқ магнитостратиграфик бирликларнинг куйидаги олти тоифаси тасдиқланган:

Давомийлиги 1 млн йилга яқин бўлган бир хил кутбийликдаги даврлар дастлаб эпохалар деб аталган. Плиоцен ва плейстоценда тўртта эпоха (Брюнес, Матуяма, Гаусс ва Гильберт) ажратилган. Улардан қарироқ палеомагнит эпохалари номерланган эди. Ҳозирги вақтда „эпоха“ номи „ортохрон“ билан алмаштирилган (Брюнес ва ҳ.к.). 50—200 млн йил давом этган бир хил кутбийликдаги даврлар сингари ҳодисалар деб аталган. Ҳозир бу ном „субхрон“ билан алмаштирилган. Бундай бирликларга улар ўрганилган жой номи берилади (Харамильо субхрони ва ҳ.к.).

Магнитостратиграфик тадқиқотларни қўллаш орқали минтақавий ва умумий стратиграфиянинг кўплаб масалалари ҳал қилинади. Тўрли фацияли органик қолдиқларсиз ётқизикларни палеомагнит усул ёрдамида таққослаш энг қимматли бўлиб чиқди. Бу усулни қўллашда энг катта ютуқ тўртламчи давр ётқизикларини табақалаш ва таққослашдир. Кутбийлик тез-тез алмашган ётқизикларда, умумий жадвалнинг яруслари ва зоналарини батафсил ажратиш имконияти мавжуд. Магнитозоналардан минтақавий ва маҳаллий стратиграфик схемалар табақаларини ёшига аниқлик киритиш учун фойдаланиш мумкин.



15.6- расм. Шарқий Паратетис ва Тяньшан тоғ оралиғи ботиқларининг магнитостратиграфик жадвалларини таққослаш (В.И. Триоцкий).

Геологик томондан магнит майдонининг инверсияси палеомагнит чегараларнинг бир вақтлигини таъминлайди. Умумий палеомагнит жадвалдан баъзи зоналарнинг тушиб қолиши стратиграфик танаффуслар ва ювилиш ҳажмини аниқлашга имкон беради. Айниқса, бу танаффусларни палеонтологик усуллар билан аниқлаш имкони бўлмаса.

Токембрийни ўрганиш магнитостратиграфиянинг алоҳида муҳим муаммосидир. Шу йўналишда жадал тадқиқотлар олиб борилмоқда. Палеомагнит зоналикнинг хоссалари бўйича токембрийда фанерозой жадвали билан таққосласа бўладиган олтита йирик оралик (ҳар бири 260 млн йилга яқин) ажратилиши мумкин. Фанерозойда геомагнит майдоннинг учта асосий босқичига мос келувчи учта: тескари (P) кутбийликка эга палеозой, кутбийлик ишораси (NP) тез-тез ўзгарувчи мезозой ва кайназой мегазоналар аниқланган.

15.4. Ритмостратиграфик усул

Чўкинди ётқизикларнинг ритмостратиграфияси (циклостратиграфияси) — бу тоғ жинслари ва формациялар кетма-кетлигини таҳлил қилишга асосланган стратиграфиянинг бир бўлиmidир. Ритмостратиграфиянинг асосий мақсади геологик ҳодисаларни даврийлаш ва қатламлар, пачкалар, свиталар ва бошқаларни чўкинди ҳосил бўлиш ритмларини белгилаш орқали ўрганишга асосланган.

Циклийлик терриген ётқизикларда турли гранулометрик синфдаги қатламларнинг кесмада қонуний такрорланиши орқали яққол ифодаланган. Бундай гранулометрик цикларнинг тузилиши турлича бўлиши мумкин. Баъзи ҳолларда циклотемалар ичида энг йиригидан майдасига (конгломератлар, гравелитлар, кумтошлар, алевритлар, гиллар) қараб тоғ жинслари турларининг кетма-кет алмашувини кузатилади. Бундай циклотемалар трансгрессив сериялар ёки проциклитлар деб аталади. Қатламларнинг тескари кетма-кетлиги регрессив циклар ёки рециклитлар дейилади. Улар ҳам ўзаро комбинация ҳосил қилиши мумкин. Баъзи ҳолларда цикл йирик бўлакли жинслардан бошланиши ва улар билан якунланиши мумкин. Бунда унинг ўрта қисми майда донали жинслар ва гиллардан иборат бўлади. Бошқа ҳолларда эса циклотеманинг остки ва устки қисмини гилли жинслар ва ўртасини дағал жинслар ташкил этган тескари муносабат кузатилади. Циклийлик саёз сувли, карбонатли ётқизиклар учун ҳам характерlidir. Бу ҳол бўлакли оҳақтошларнинг пелитоморф ёки яширин кристалланган турлари билан алмашиниши туфайли ифодаланган.

Циклик тузилишга пролювиал, аллювиал, денгиз соҳилбўйи ва бошқа ётқизиклар кесмалари эга бўлиб, уларда қатламларнинг шаклланиши қатлам ҳосил бўлиши жараёнининг миграцияси туфайли вужудга келган. Циклик тузилиш тузли қатламлар ва чуқур сувли ҳавзалар ётқизиклари кесмаси учун ҳам хосдир. Уларда такрорланиш сувнинг шўрлиги ва ҳавза биомоҳсулдорлигининг ўзгариши ва бошқа сабаблар билан боғлиқ. Тузли ётқизикларда бундай такрорланиш таркиб бўйича тузларнинг (доломитлар, гипслар, тузлар) уйғунлиги билан ифодаланган бўлади. Чуқур сувли ҳавзалар кесмаларининг циклий кетма-кетлигида пелагик карбонатлар, мергеллар ва ёзув бўри иштирок этади. Уларнинг қайтарилиши тоғ жинсларининг гиллилиги даражаси, биоген компонентлар таркиби ўзгариши орқали ифодаланган бўлади. Бунда циклийликнинг шаклланиши мутацион қатлам ҳосил бўлиши билан боғлиқ.

Тоғ жинсларининг таркиби бўйича турли тоифадаги цикларни ажратиш кесмаларни табақалаш ва таққослашга ёрдам беради. Аммо бунда нафақат тоғ жинслари петрографик таркибининг кетма-кет алмашиниш таҳлили, балки уларнинг ҳосил бўлиш шароитлари, яъни фацияси ҳам ҳисобга олинса, стратиграфик хулосалар ишончлироқ бўлади. Кесмада фацияларнинг кетма-кет алмашиниши седиментацион ҳавза ривожланиши хусусиятларини талқин қилиш ва унинг тарихини даврийлашга имкон яратади. Кесмаларни табақалаш ва таққослашда фашиал-циклик усул литостратиграфик табақаларни, биринчи навбатда, свиталарни ажратиш ва таққослашда, айниқса, самарали бўлади.

15.4.1. Иқлимий стратиграфик усул

Иқлимий стратиграфик усул — бу палеоиклимни қайта тиклаш асосида кесмаларни табақалаш ва таққослаш учун фойдаланиладиган стратиграфия қисmidир. Палеоиклим эволюцияси, Ер эволюцияси омилларидан бири каби, стратиграфияда кенг қўлланилади. Иқлимнинг кенглик бўйича зоналиги, музлик ва илиқ иқлимий вазиятларнинг алмашинуви биосферанинг эволюциясида бевосита акс этган, литогенезнинг нивал, гумид ва арид турлар жараёнлари зоналиги ва даврийлигига таъсир кўрсатган. Палеоиклимларни қайта тиклаш, кесмаларни ишончлироқ табақалашга, палеобиогеографик районлашни амалга оширишга ёрдам беради.

Замонавий Халқаро стратиграфик жадвал Ер иқлими ҳақидаги ахборотларга эга. Тотўртламчи ётқизиклардаги иқлимий вазиятларнинг ўзгариши архейнинг охири—протерозойнинг бошида, протерозойнинг охирида (венда), ордовик охири—силур бошида, карбон ва пермь орасида иқлимнинг

илиқ типи билан музлик даври учун алмашинуви бўйича ўрнатилади. Кенглик иқлимий зоналик фониди қўшимча хусусий нивал, гумид ва арид вазиятлар ажратилади.

Фанерозой ва токембрийнинг иқлимий ўзгаришлари узоқ даврни эгаллайди. Иқлимий ўзгаришлар нивал, гумид ёки арид ётқизиклар ҳолида геохронологик жадвалнинг асосий табақалари—яруслар ва зоналар билан рақобатлаша олмайди. Шунинг учун ҳам бу вақт ораллиқлари учун иқлим излари минтақавий ва маҳаллий стратиграфик жадвалларнинг литостратиграфик табақалари ҳажми ва чегараларини асослашда, асосан, минтақавий стратиграфиядан фойдаланилади.

Фанерозойнинг умумий стратиграфик жадвали асосини биостратиграфик табақалар ташкил этади. Уларни ажратиш биостратиграфик усулларга асосланган, климатостратиграфик усуллар эса бунда ёрдамчи ҳисобланади. У биосфера ва литосфера эволюциясининг умумий йўлини тўлиқ тушуниш имконини беради.

Тўртламчи давр ётқизикларини ўрганиш пайтидаги кесмаларни стратификациялашда, умумий ва минтақавий стратиграфик жадвалларни яратишда иқлим аҳамияти бошқача бўлади. Тўртламчи даврнинг давомийлиги 1,75 млн йилга яқин бўлиб, бу тур ҳосил бўлишдаги эволюцион алмашиш учун етарли эмас. Тўртламчи даврни ўрганишда биостратиграфик усул ёрдамчи ҳисобланади. Бунда етакчи усул бўлиб климатостратиграфик усул саналади. Тўртламчи даврнинг стратиграфик жадвали эса ўз моҳияти бўйича климатостратиграфик ҳисобланади.

Климатостратиграфиянинг асосини иқлимий цикллр ҳақидаги тушунча ташкил этади. Ҳар бир шундай цикл иссиқлик ва намликнинг ўзига хос тақсимланиши билан характерланади ва у органик дунёнинг таркибида, денудация ва чўкинди ҳосил бўлиш хусусиятларида ўз аксини топади. Фанерозойнинг иқлими бўйича кўплаб асарларда тадқиқотчилар, асосан, литогенезнинг нивал, гумид ва арид турларини ажратиш билан чегараланишади. Бу фақат кесмаларни стратификациялаш талабларини энг умумий тарзда қониқтиради, холос.

Шу билан биргаликда замонавий палеоклиматология палеоиклимни қайта тиклаш учун кўп усулларга эга. Хусусан, уларнинг орасида ҳарорат режими бўйича тропик, субтропик, мўътадил, совуқ иқлим ва намлиги бўйича — гумид, семигумид, семиарид ва арид седиментация шароитлари ажратилади. Иқлимнинг энг ишончли кўрсаткичлари бўлиб ўсимлик ва ҳайвонларнинг экологик таркиби, ётқизикларнинг петрографик, минералогик ва кимёвий таркиби ҳисобланади. Турли иқлимларнинг муҳим белгиларига аутиген минераллар, органик моддаларнинг миқдори ва шакли, ўзгарувчи валентликка эга бўлган металлларнинг оксидланиш-тикланиш даражаси, муҳитнинг кислоталик-ишқорийлик кўрсаткичи, гилларнинг минерал таркиби, терриген компонентларнинг етуклик даражаси, фойдали қазилмаларнинг турлари, биофоссилиялар таркиби, тоғ жинсларининг ранги, физик усуллар билан ўлчанган палеоҳарорат ва бошқалар киради.

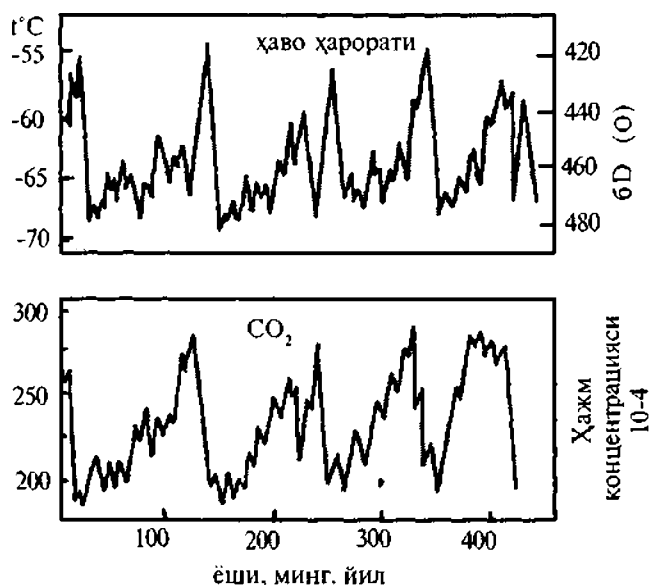
Кесмаларни ўрганишда бу усуллардан фойдаланиш ҳар бири маълум иқлимий режимга мос келувчи алоҳида климатостратиграфик секцияларни ажратишга имкон беради. Иқлимий вазиятлар ўлчами бўйича йирик майдонларни қамраб олишини кўзда тутган ҳолда, бундай климатостратиграфик табақалар фанерозойнинг минтақавий стратиграфиясида кенг қўлланилади.

Иқлим стратиграфия музлоқ ва перигляциал зоналар ётқизикларини ўрганиш жараёнида, асосан, тўртламчи давр геологияси йўналишида ривожланган. Иқлимий шароитларнинг циклийлиги тўғрисидаги дастлабки тушунчалар континентлар ҳудудида тўртламчи давр музлик ва музоралиғи ҳодисаларининг алмашиниши мисолида вужудга келган.

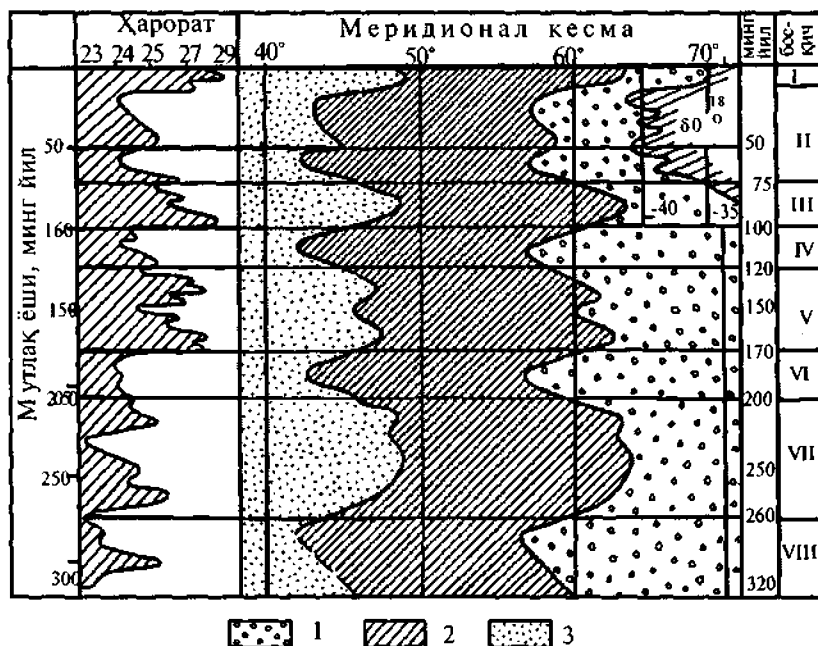
Муз босиш даврларини саналаш радиоуглерод усулини мукамаллаштиришга ва атроф-муҳитнинг палеоҳароратини изотоп-кислород усули ёрдамида аниқлашга, тўртламчи давр климатостратиграфик схемасини яратишга имкон берди. Океан ётқизикларидаги планктон ва бентосли фораминифералар чиганокларидаги O^{18} / O^{16} нисбати бўйича тўртламчи давр океанлари юза ва туб сувларида ҳарорат аниқланган. Бу ўлчашлар тўртламчи давр ётқизикларини табақалашда ўзига хос эталон ҳисобланади. Бу усул ёрдамида океанлар учун умумий бўлган кайнозойнинг стратиграфик жадвали ишлаб чиқилган. Унга палеоҳароратни изотоп-кислородли усул ёрдамида аниқлаш билан характерланган маҳаллий ва минтақавий стратиграфик жадвалларни боғлаш мумкин.

Климатостратиграфик цикллр Антарктида ва Гренландия музликларида сақланиб қолган атмосфера карбонат ангидрид гази миқдори бўйича ҳам ажратилади. Қадимий атмосферада CO_2 миқдорининг ўзгариши, атмосферанинг иссиқхона ҳолатида бўлганлиги тўғрисида тахмин қилишга имкон беради (15.7- расм).

Тўртламчи давр ётқизикларини ўрганишнинг климатостратиграфик усули билан палеомагнит ва биоритмостратиграфик усулларнинг биргаликда қўлланилиши ҳамда ётқизиклар ёшини радиологик саналаш тўртламчи даврнинг етарли даражада тафсиллий бўлган геохронологик жадвалини яратиш имконини берди. Иқлим тарихи бешта ораллиққа: муз босишдан кейинги ёки голоценга (кейинги 13—18 минг йил), плейстоценга (кейинги 1,2 млн йил), плиоценга (кейинги 7—8 млн йил), музлик-



15.7- расм. Антарктида муз қопламаси кернадаги дейтерий ва карбонат ангидрид миқдори бўйича атмосфера ҳавоси ҳароратининг ўзгариши (бурғи қудуғи чуқурлиги 3623 м). Карбонат ангидрид газ миқдорининг ўзгариши ҳарорат ўзгариши билан ишончли таққосланади (А.И.Данилов, В.Котляков). Климатостратиграфик таҳлилнинг бу тамойилидан тўртламчи давр стратиграфик жадвалини яратишда фойдаланилади.



15.8- расм. O^{18} бўйича Тинч ва Атлантика океанлари жанубий қисмида чўқинди ҳосил бўлиш циклийлиги (А.П. Лисицини, С.Emiliani, S.Epstein). Чўқиндилар тури: 1—айсбергли, 2—диатомли, 3—фораминиферали. O^{18}/O^{16} бўйича Тинч ва Атлантик океанлар ҳарорати; юқори ўнг бурчакда антарктика музлиги қатламида $p_{0,000}$ бўйича ҳарорат; керна қалинлиги 2200 м. Меридионал кесма муз ва музоралиғи эпохалар алмашинишини акс эттиради; I—муз босишдан кейин (голоцен), II—Вюрмнинг бош ва кечки стадияси, III—Рисс-Вюрм музоралиғи, IV—Рисс муз босиши, V—Миנדель=Рисс музоралиғи, VI—Миנדель муз босиши, VII—Гюнц-Миנדель музоралиғи, VIII—Гюнц муз босиши.

кечки кайнозойга (кейинги 15 млн йил) бўлинган. Геологик йилноманинг тўлиқсизлигига қараб климатостратиграфик жадвалнинг тўлалик даражаси ўзгаради. Голоценда иқлимнинг қисқа вақтли пульсацияси ишончли ажратилади, плейстоценда, айниқса плиоценда фақат йирик климатостратиграфик табақаларгина ажратилади (15.8- расм).

Иқлимий ҳодисалар кўплаб ташқи омилларга боғлиқ бўлади. Уларнинг қаторида коинотнинг таъсири, трансгрессия ва регрессия, Ер юзасида ўрганилаётган минтақанинг тутган ўрни, жой рельефи (баланд иқлимий зоналик), атмосферанинг газ таркиби, атмосферадаги, океан ва денгизлардаги оқимларнинг характери ўрин олган. Бу омиллардан ҳар бири ривожланишининг ҳодисавий ритмийлигига эга. Шунинг учун ҳам иқлимий ўзгаришларнинг диапозони кўп миқёсли ҳисобланади. Давомийлиги

бўйича турли тоифадаги иқлимий цикллар—фаслий ва йилликдан (тасмасимон қат-қатлик) тортиб то давомийлиги 180-250 млн йилгача бўлган галактика цикллари ажратилади.

Иқлим стратиграфик усул биостратиграфик усулга қўшимча саналади. Тўртламчи давр учун бу усул етакчи ўринда туради. Эоплейстоцен, плейстоцен ва голоцен ҳамда уларни ташкил қилган майдароқ стратиграфик табақаларни ажратиш унга асосланган.

15.4.2. Экостратиграфик усул

Экостратиграфия — стратиграфияда янги жуда истиқболли йўналиш. Геологик таналарнинг таркибидаги органик қолдиқлар акс этган геологик жараёнлар ва ҳодисаларни ўрганишга тизимли ёндашиш экостратиграфиянинг назарий асоси ҳисобланади. Экостратиграфик йўналиш органик дунё эволюциясини фақатгина алоҳида органик қолдиқлар тўплами деб қарамайди. У ривожланаётган организмлар ҳамжамиятлари ва уларнинг ўзгарувчан ҳаёт муҳити орасидаги ўзаро алоқаларни ўрганишга ҳаракат қилади.

Экологик ҳамжамиятни бир бутун деб қараб, экостратиграфия нафақат унинг ички тузилишини, уни ташкил этувчи популяциялар орасидаги трофик ва бошқа алоқаларни тушунишга, балки турли ҳамжамиятлар орасидаги ўзаро алоқадорлик ва боғлиқликни тиклашга ҳам ҳаракат қилади. Шу орқали кесмаларни таққослаш учун катта имкониятлар очилади. Бу эса стратиграфиянинг энг қийин масаласи ҳисобланган турли хил фацияли ётқизикларни таққослашга қўл келади.

Замонавий стратиграфия энди экологик тадқиқот объектларини организмларнинг у ёки бу даражадаги мустақил тўплами деб қарамайди. Тадқиқотларнинг бош мақсади ҳамжамият популяцияси, организмлари ва ҳамжамият орасидаги алоқаларни ҳамда уларнинг яшаш муҳити билан боғлиқлигини ўрганиш бўлиб қолмоқда. Уларнинг ривожланиши ҳаётининг биотик ва абиотик элементларини маълум тизимга бирлаштирган умумий қонунларга бўйсунди. Экостратиграфия минерал массаларни, уларда мавжуд бўлган органик қолдиқларни ҳам ягона тизимга бирлаштирувчи экосистема, геосистема каби геологиядаги янги атамаларга таянади. Стратиграфия объектларини бундай тушунишда стратисферанинг геологик тарихи параллел ривожланувчи органик ва ноорганик тизимлардан эмас, балки биосферанинг ҳам, литосферанинг ҳам биргаликда қайтмас эволюциясининг ягона геологик жараёнидан иборат бўлади. Бундай ёндашувда структуравий-моддий ҳосилаларни (геологик таналар) ҳам, улар билан боғлиқ бўлган ҳаёт изларини ҳам, ўзида бирлаштирувчи умумий ва минтақавий жадваллар табақалари стратонларининг такрорланмаслиги ва ноёблиги тушунарли бўлади.

Палеонтология, палеобиология, литология, геофизика, геохимия ва бошқа геологик фанларнинг ютуқлари ва усулларини умумлаштириб, экостратиграфия нафақат супракрустал ҳосилаларни стратификациялаш ва уларнинг ёшини асослаш, балки бош мақсадга — Ер тарихини даврийлашга яқинлашиш муаммоларини муваффақиятли ҳал этишга қодир бўлган стратиграфиянинг етакчи йўналиши бўлиб бормоқда. Аммо шуни таъкидлаш лозимки, экосистемали тадқиқотлар, биринчи навбатда, фанерозой стратиграфиясига тааллуқлидир. Қадимий биосфера ҳақидаги билимларнинг етишмаслиги туфайли токембрийни ҳужжатлаш учун ҳодисавий асосдаги тарихий-геологик тадқиқотларнинг анъанавий усуллари энг ахборотли бўлиб қолмоқда.

Экостратиграфиянинг бош мақсади органик қолдиқлар ва муҳитни экологик таҳлил ёрдамида ётқизикларни таққослашдан иборатдир.

15.4.3. Ҳодисавий ва каузал стратиграфия усуллари

Ҳодисавий стратиграфия стратиграфиянинг янги йўналишларидан бири сифатида яқинда шакллана бошлаган. Унинг мақсади Ернинг бетакрор эволюцияси билан бирга кечган турли геологик ҳодисаларни ўрганиш ва кузатиб боришдир. Стратиграфия ҳар доим геологик жараёнлар ва ҳодисаларга алоҳида қизиқиш билан қараган. Аммо билимлар аҳволи уларни ишончли қайта тиклаш учун етарли бўлмаган, чунки бундай қайта тиклашнинг қоидалари ва усуллари ҳали яратилмаган эди. Мутлақ геохронология ва палеомагнетизм, атроф-муҳит палеоҳароратини аниқлаш, узлуксиз сейсмопрофиллаш, қадимий атмосферанинг таркибини аниқлаш ҳамда седиментацион жараёнларни моделлашни ўрганиш усулларининг мукамаллашиб бориши туфайли геологик далилларни янгича талқин қилиш, қадим ўтмишдаги геологик жараёнлар ва ҳодисалар ҳақидаги маълумотларни улардан чиқариб олиш имкониятини яратди.

Ҳозирги вақтда ҳодисавий стратиграфия объекти ва усуллари бўйича геологлар орасида ягона фикр йўқ. Тадқиқотчиларнинг бир гуруҳи ҳодисавий стратиграфия деганда фақат Ер тарихидаги қисқа вақтли оламшумул ҳодисаларни тушунишади. Бундай ҳодисаларга палеозой ва мезозой, бўр ва палеоген орасидаги чегарада таксонларнинг ёппасига қирилиб кетиши, протерозой ва палеозой орасида скелетли организмларнинг пайдо бўлиши киради. Одатда, зилзилалар сабабчи бўлган турбид оқимлари

ётқизиклари, темпеститлар — шторм ётқизиклари, инундитлар — сув босиш ётқизиклари ҳам шулар жумласидандир. Денгиз ётқизиклари орасида уларга хардраунлар — сувости танаффуси излари киради. Вулканизм ҳаракатларини тефростратиграфия ўрғанади. Бундай вулқон ҳаракатлари, шубҳасиз, кесмаларни таққослашга ёрдам бериши мумкин. Бу эса муҳим стратиграфик аҳамиятга эга.

Шу билан бир қаторда, тарихий жараён макон ва замонда бир-бирини алмаштирувчи жараёнлар ва ҳодисаларнинг узлуксиз занжиридан иборат. Бундай ривожланган ҳолда улар циклик тузилган кесмаларни ҳосил қилади. Бунда ҳар бир цикл геологик жараёнларнинг турлича жадаллиги ва йўналганлигини ифодалайди. Биосферанинг революцион қайта ўзгариши билан таксонларнинг ёппасига қирилиши ва алмашиниши мос келади. Кейинчалик уларни биосферанинг эволюцион ривожланиш жараёнлари алмаштиради. Бунга мисол қилиб, уларнинг олиготаксон ва политаксон ҳолатларини кўрсатиш мумкин. Ўз навбатида, флора ва фауна эволюциясининг умумий йўли эвстатик трансгрессиялар ва регрессиялар, палеоклимнинг алмашиниши билан мос келади. Бу планетар ҳодисалар геодинамик жараёнлар ва ҳодисаларнинг умумий йўли билан таққосланади, уларнинг фазовий воқеалар билан боғлиқлиги тахмин қилинади.

Бундай ўзаро алоқадорликни ўрганиш ҳамда жараёнлар ва ҳодисаларни ажратиш ҳодисавий стратиграфиянинг вазифасини ва унинг моҳиятини белгилайди. Ҳодисавий стратиграфиянинг мақсади, Ер тарихида турли геологик ҳодисаларни ажратиш ва асослашгина эмас, балки уларни сайёрамизнинг бетакрор ривожланиш жараёни билан боғлашдан иборат. Шу туфайли тарихни қайта тиклаш ва унинг ривожланишини даврийлаш учун янги имкониятлар очилади ва бу тадқиқотчиларни эволюция жараёнларининг ўзини ҳам, уларнинг вақт бўйича кетма-кетлик қонуниятларини ҳам янада тўлароқ тушунишга яқинлаштиради.

Ҳодисавий стратиграфия геологик билимларнинг барча жабҳалари — палеонтология, литология, палеоклимшунослик, океанология, геодинамика ва бошқа кўплаб йўналишлардаги ютуқларни умумлаштиради, уларнинг усуллари ёрдамида турли ҳодисаларни қайта тиклаш, уларнинг тарқалиш ареаллари ва юзага келиш вақтини аниқлашга интилади. Ҳодисавий стратиграфия усуллари биостратиграфик, палеомагнит ва радиологик усуллар билан биргаликда юқори аниқлик имкониятига эга бўлган ҳодисавий-стратиграфик жадвални тузиш учун асос бўлиб хизмат қилади.

Ҳодисаларни ажратиш ва кузатиб бориш ҳодисавий стратиграфиянинг асосий вазифаси саналади. Одатда, ҳодисаларнинг икки тури ажратилади. Абиотик ҳодисалар чўкинди ётқизиклар кесмасида стратиграфик танаффуслар, тоғ жинслари моддий таркибидаги (минералогик ва кимёвий) ўзгаришлар, уларнинг фашиал мансублиги, эксплозив вулканизм характери билан қайд этилади. Уларни ўрганиш палеоклимнинг алмашиниши, рельеф ва табиий-географик ландшафтлар морфологияси, Дунё океани сатҳининг тебраниши ва улар туфайли трансгрессиялар ва регрессияларнинг алмашиниши, океан ва денгиз оқимлари характери, океан ва денгиз ҳавзалари сувларининг стагнацияси билан боғлиқ бўлган ҳодисаларни тиклаш имконини беради. Кутбларнинг алмашиниши ҳам планетар ҳодиса саналади. Минтақавий ҳодисалар планетар ҳодисаларга устама тушиб, умумий вазиятни мураккаблаштиради. Бу эса конкрет седиментацион ҳавза ёки унинг бир қисми ривожланишининг минтақавий (ва маҳаллий) шароитларига боғлиқ.

Биотик ҳодисалар биосферанинг ривожланиш суръати ва йўналганлигини билдиради. Кўққисдан юз берган катастрофик ҳодисалар жуда контраст ҳолда кечади. Улар алоҳида океанларнинг ҳолати, биогеографик вилоятлар, провинциялар, районлар ҳудудида турли экологик ҳамжамият мажмуалари бўйича баҳоланади. Ҳодисаларнинг миқёси биологик хилма-хилликнинг пасайиши ёки ўсиши, палеоэкоцистемаларда конкрет гуруҳларнинг ёппасига қирилиши (кризис) бўйича баҳоланади. Бунда биосферагача бўлган турли тоифадаги экологик ҳамжамият кризис ҳолатини ўрганиш алоҳида аҳамиятга эга. Олий табақа таксонлари вакилларининг ёппасига қирилиб кетиши энг йирик биотик ҳодисаларга мувофиқ келади. Бунга мисол қилиб токембрий охирида, кембрийнинг томмот асрида, ордовикда, девоннинг фран асрида, пермда, триасда ва бўрда организмларнинг ёппасига қирилиб кетишини кўрсатиш мумкин. Бу системаларнинг ичида турлар ёки авлодлар даражасида таксонлар алмашиниши билан ифодаланган ҳодисалар ҳам ажратилади.

Биотик ва абиотик ҳодисалар, одатда, биргаликда кечади. Уларни сабаб-оқибат муносабатлари боғлаб туради. Кўп ҳолларда абиотик ҳодисалар органик дунё вакиллари эволюциясида ишга туширувчи механизм ҳисобланади. Уларнинг қаторида чекка ва шельф денгизлари акваторияларини қамраб олган эвстатик регрессияларнинг алоҳида аҳамияти аниқланади. Экологик бўшлиқнинг қисқариши уларни эгаллаган организмларнинг ёппасига қирилиб кетишига олиб келади. Кейинги трансгрессиялар давомида хилма-хиллик тикланади, аммо у энди бошқа таксонлардан иборат бўлади.

Аниқланган биотик ва абиотик ҳодисалар минтақавий стратиграфик табакаларни таққослашда ва уларни Халқаро стратиграфик жадвал билан боғлашда ишончли маркер ҳисобланади.

Геологик ҳодисаларнинг кетма-кетлиги ва даврийлиги, одатда, стратиграфик схемалар ўзига хос

ҳодисавий жадвал тарзида умумлаштирилади. Стандарт геохронологик жадвалга боғланган ҳолда улар геологик тарихни даврийлаш учун асос бўлиб ҳисобланади.

Ҳодисавий стратиграфиянинг йўналишларидан бири каузал (сабабий) стратиграфиядир. Ўзаро алоқада ва ўзаро боғлиқ бўлган турли жараёнлар ва ҳодисаларнинг вужудга келиш сабабларини аниқлаш ва стратификациялаш унинг мақсади ҳисобланади. Бундай ретроспектив қайта тиклашлар стратиграфия чегарасидан чиқади ва тарихий ҳамда эволюцион геология бўлимига кўпроқ яқин туради. Масалан, планетар миқёсида ёппасига қирғинга олиб келган ҳодисаларнинг алмашилиши литосфера плиталари спрединги тарихидан бошланади. Литосфера плиталари тарихида спредингнинг турли тезлиги ўрта океан тизмаларининг планетар тизими жамлама ҳажмининг ўзгаришини олдиндан таъминлаган. Бу эса Дунё океани сатҳининг эвстатик тебраниш жадаллиги ва миқёсини белгилаган. Планетар регрессияларда денгиз биотасининг экологик майдонлари кескин қисқарган ва шу туфайли ёппасига қирилиш билан кечадиган кризис ҳолатлари вужудга келган. Палеофитобиогеографик ҳудудлар ва минтақалардаги ўзгаришлар таққосланувчи палеоиклимнинг планетар ўзгаришига мисол бўлади.

Каузал стратиграфия, экостратиграфия ва ҳодисавий стратиграфия натижаларини синтез қилиб ва уларни тарихий-геологик умумлашмалар билан тўлдириб, эволюцион жараёнларнинг умумий йўналиши тўғрисида тўлиқ тушунчага эга бўлиш имконини яратади ҳамда Ер ва уни ташкил этувчи минтақалар тарихини даврийлаш учун хизмат қилади.

ХУ БОБ. МИНТАҚАВИЙ СТРАТИГРАФИЯ

Минтақавий стратиграфияни амалий фан дейиш мумкин. Умумий назарий стратиграфиянинг асосий тамойилларига таянган ҳолда у бевосита мавжуд геологик объектларни — очилмалар ва бурғи қудуқлари кесмаси, минтақадаги геологик таналарнинг морфологияси, таркиби ва ўзаро муносабатларини ўрганади. Минтақавий стратиграфия геологиянинг тўнғич йўналишларидан бири бўлиб, барча геологик тадқиқотларнинг бошида туради. Геологиянинг турли соҳалари—тектоника, палеогеография, минтақавий геология ва бошқалар бўйича назарий умумлаштириш муваффақияти стратиграфик схемаларнинг ишончлилиги билан бевосита боғлиқ. Аммо у геологик хариталаш, конларни башорат қилиш, қидирув ва разведка ишларида, фойдали қазилмалар захирасини ҳисоблаш билан биргаликда, жуда муҳим аҳамиятга эга.

Умумлаштирилган ва маълум даражада тенглаштирилган минтақавий стратиграфик схемалар муҳим расмий геологик ҳужжат бўлиб, барча турдаги геологик тадқиқотларни муваффақиятли бажаришни таъминлашга қаратилган. Уларни яратишда геологиянинг турли йўналишдаги (палеонтология, литология, геофизика, минтақавий геология) мутахассислари қатнашади. Стратиграфик схемаларнинг лаборатория тадқиқотларини ўз ичига олувчи аналитик базаси минерологлар, геохимиклар, химиклар, петрографлар ва бошқалар томонидан таъминланади. Кўпчиликнинг ижод маҳсули бўлган стратиграфик схемалар стратиграфик кенгашларда синчковлик билан текширувдан ўтказилади. Улар фақат стратиграфик кўмита томонидан тасдиқлангандан сўнг, геологик ишларни бажаришда қўлланилиши мажбурий бўлган расмий ҳужжат мақомини олади. Янги далилий маълумотларнинг тўпланиши билан бундай схемаларга аниқликлар киритилади ва уларнинг мукамал вариантлари яратилади. Одатда, минтақавий схемаларнинг амал қилиш муддати 10—15 йилни ташкил этади.

Минтақавий жадвал тоифаларга ажралган турли геологик таналар шаклида ифодаланган, вақт давомида алмашган ҳар хил жараёнлар ва ҳодисаларни акс эттиради. Барча миқёсдаги стратиграфик жадваллар ўрганилаётган ҳудуднинг тарихий-геологик хусусиятларини қайд этади ва унинг ривожланишини даврийлаш схемаси бўлиб саналади. Халқаро ва минтақавий стратиграфик схемалар орасидаги фарққа қарамасдан, уларнинг табиати бир хил — уларнинг ҳар иккаласи ҳам геологик жараёнларнинг умумий йўналганлигини акс эттиради. Аммо минтақавий жадвал, Халқаро муқобилидан фарқли ўлароқ, геологик таналарнинг мавжуд муносабатларини ёритади. Унда тоғ жинслари ва уларнинг мажмуалари (свиталар, сериялар, комплекслар, формациялар) ҳосил бўлиш шароитлари, вақти ўз аксини топган бўлади. Уларнинг замон ва маконда қонуний алмашинуви ўрганилаётган ҳудудни геологик районлаш, геологик ҳодисалар кетма-кетлигини ажратиш ва, энг муҳими, шу ҳодисалар кечган вақтни аниқлаш имконини беради. Шу асосда геологик тарихни даврийлаш схемаси яратилади, яъни стратиграфиянинг муайян масалалари ҳал этилади. Кесмалар табақаланади ва таққосланади. Шу туфайли ўрганилаётган ҳудуднинг тарихий-геологик ривожланиш хусусиятлари тикланиб, минтақавий стратиграфик жадвал сингари якуний геологик ҳужжат яратилади.

Кўплаб тадқиқотчиларнинг фикрича, планетар ва минтақавий жараёнларнинг умумий йўналиши вақт бўйича тўғри келмайди ва, демак, умумий ва минтақавий жадваллар табақалари ҳажми бўйича ҳам, чегараси бўйича ҳам тўғри келмайди. Уларнинг фикрича, минтақавий стратиграфик схема минтақанинг ҳақиқий тарихини акс эттиради, Халқаро жадвал эса, фақат ушбу тарихнинг хро-

нологиясинигина кўрсатади. Шу билан бирга, Халқаро жадвални яратишдаги бир асрдан ортиқ муддатда тўпланган тажриба шунини кўрсатдики, у дастлаб Европа минтақавий жадвали асосида тузилган бўлиб, ажратилган табақалари кейинчалик умумий жадвални корреляцион белгиларини олган. Табиийки, ҳар бир минтақа тектоник жараёнларининг бирон-бир хусусиятлари, иқлим ўзгариши, ландшафт турларининг алмашилиши, биоценоз жамоаси ва бошқалари билан фарқ қилади. Бу эса минтақавий жадвалнинг такрорланмас эканлигини кўрсатади ва у шу хусусияти туфайли ноёбдир. Шу сабабли минтақавий ва маҳаллий стратиграфик схемаларни ўзаро таққослашда ҳам, уларни Халқаро жадвал билан боғлашда ҳам катта қийинчилик туғилади. Бундай таққослашларга кесмаларнинг турли стратиграфик белгиларини кузатиб бориш асос бўлади. Булар қаторида фауна ва флоранинг бир хил комплекси, структуравий-моддий ҳосилаларнинг таркиби ва тузилишидаги ўхшашлик, уларнинг стратиграфик кетма-кетлиги ҳамда турли геологик ҳодисаларнинг изларини кўрсатиш мумкин. Баъзи жараёнлар умумсайёравий аҳамиятга эга. Уларга минтақавий ҳодисалар ва маҳаллий миқёсдаги жараёнлар устама тушган бўлади.

Турли мамлакатларнинг стратиграфик кодекслари, Халқаро стратиграфик маълумотноманинг кейинги наشري каби, минтақавий стратиграфик тадқиқотларнинг миқёсини кескин чегараламайди. Бу ҳужжатлардан кўриниб турибдики, улар геологик минтақалар, седиментация ҳавзалари ёки палеобиогеографик ҳудуд билан чегараланади. Демак, минтақавий стратиграфия — бу минтақа стратиграфияси бўлиб, ўзида „маҳаллий хусусиятларни“ умумлаштиради. „Минтақавий“ ва „маҳаллий“ стратиграфия тушунчаси тадқиқотлар миқёсидан келиб чиқади. Палеобиогеографик табақаларнинг жой, район, провинция ва вилоятларга бўлиниши каби стратиграфик схемалар маҳаллий, минтақавий, қитъавий ва, ниҳоят, сайёра миқёсида ишлаб чиқилиши мумкин.

Минтақавий стратиграфик тадқиқотлар ўз моҳияти билан кўп қиррали ҳисобланиб, махсус палеонтологик, литологик, геофизик, тектоник ва бошқа бир қатор ишларни биргаликда олиб борилишини назарда тутаяди. Бу билан кесмаларни ҳар томонлама ўрганиш таъминланади. Шу асосда улар табақаланади ва таққосланади. Маҳаллий ва минтақавий стратиграфик схемаларни тузиш ва уларни кейинчалик Халқаро стратиграфик жадвал билан боғлаш бундай ишларнинг якуни ҳисобланади.

Минтақавий стратиграфик схемаларни тузиш ўрганилаётган ҳудудни қабул қилинган районлаш тамойилларига мувофиқ ҳолда амалга оширилади. Тектоник (геодинамик) тамойилга кўра, минтақавий схемалар океан қатори структуралари, пассив ва фаол қитъа чеккалари, коллизия ва рифтоген ороген қамбарлар, турли платформалар ва седиментация ҳавзалари учун тузилиши мумкин. Ҳар бир минтақанинг ўзига хос хусусияти бўлиб геологик жараёнларнинг бирвақтлиги ҳисобланади ва у стратиграфик схемаларни тузишни осонлаштиради. Минтақавий стратиграфиянинг ҳавзали тамойили седиментацион ҳавзаларнинг ривожланиш тарихини ўрганишга таянади. Уларни районлаш палеогеографик кўрсаткичлар асосида амалга оширилади. Минтақавий схемалар палеобиогеографик жойлар, районлар, ҳудудлар ва вилоятларга ҳам таяниши мумкин. Лекин стратиграфик районлаш ва кесмаларни турларга ажратиш учун энг ахборотли бўлиб районлашнинг комплекс усули ҳисобланади. Бунда ўрганилаётган ҳудуднинг ривожланишидаги геодинамик, палеогеографик ва палеоэкологик хусусиятлари ҳисобга олинган бўлади.

Минтақа миқёсидаги стратиграфик тадқиқотларнинг кетма-кетлиги, геологик тузилиши ва ривожланиш тарихи хусусиятлари асосида ҳудудни районлаш мақсадида кесмаларни дастлабки ўрганишни ўз ичига олади. Шу туфайли турли стратиграфик белгиларни майдон ва кесма бўйича тарқалиши қайд этилади. Бу босқичнинг ўзида кесмаларнинг алоҳида характерли табақаларга бўлиниши тўғрисида дастлабки хулосалар чиқарилади. Улар кейинчалик минтақавий ва маҳаллий стратиграфик бўлимлар мақомини олади. Бу босқичда таянч стратиграфик кесмалар тузилади. Агар улар тўлиқ бўлмаса, бир нечтаси умумлаштирилиб, тўлдирилади. Таянч кесмалар стратиграфик табақалаш ва таққослашнинг барча усуллари қўлланилган ҳолда ўрганилади.

Таянч ва бошқа кесмалар мисолида, уларни алоҳида табақаларга бўлган ҳолда минтақа ва маҳаллий тоифадаги стратиграфик табақаларнинг таснифи ишлаб чиқилади. Стратиграфик таснифлаш тизими, тадқиқотлар миқёсига боғлиқ. Бу эса хусусий кесмадан тортиб, то бутун Ер бўйича хоҳлаган объектда стратиграфик ишларни амалга оширишга ёрдам беради. Ҳар бир стратиграфик жадвални табақалари мустақил аҳамиятга эга, чунки улар тадқиқотнинг турли вазифалари учун яратилган.

Стратиграфик табақалар ёки стратонлар, табиий ажралган геологик жинслардир. Уларни ўрганишдаги кетма-кетлик турли мамлакатларнинг стратиграфик кодекслари билан кескин чекланмаган. Масалан, Халқаро стратиграфик маълумотномага мувофиқ стратиграфик табақалар Ердаги тоғ жинслар кетма-кетлигининг таснифи бирлиги сифатида тоғ жинсларида кузатиладиган кўплаб хосса ва сифат белгиларидан бирининг умумийлиги билан характерланади. Бунда маълум белги билан ажратилган стратиграфик тоифа чегараси, асосий ва бошқа белгилар билан мос тушмаслиги мумкин. Бу эса битта кесмада қанча таҳлил белгилари бўлса, шунча стратиграфик бўлимлар ажратилиши мумкин, деган маънони билдиради. Бундай стратиграфик ноаниқлик ва кўплаб стратиграфик жадвалларнинг мустақил-

лиги тўғрисидаги тушунчалар геологик ривожланиш тарихининг умумий қонуниятлари бирлигини инкор қилади. Охир-оқибатда, стратиграфия иккита асосий тушунча — геологик таналарнинг турлича муносабатлари билан ифодаланган макон ва замон билан боғлиқ.

Минтақавий ва маҳаллий стратиграфик схемалардаги ҳар бир стратиграфик табақа (стратон) ва унинг чегаралари стратотипик кесмага боғланган бўлади. Стратиграфик табақа стратотипи (стратотипик кесма) стратоннинг (горизонт, лона, свита) энг муҳим стратиграфик белгиларини ҳисобга олган ҳолда танланади. Қўшни стратиграфик табақалар орасидаги стратиграфик чегаралар ҳам худди шундай аҳамиятга эга. Табақалар стратотипи ва улар орасидаги чегаралар ўрганилаётган ҳудудда ушбу табақалар топилганда эталон вазифасини ўтайди. Стратонлар устувор қоидалар билан муҳофаза қилинади. Ҳар бир стратиграфик табақа фақат биттагина стратонга эга бўлиши мумкин. Минтақавий стратиграфик схемаларни тузишда фойдаланиладиган барча бошқа кесмалар парастратотип дейилади. Агар минтақада стратотипдан тўлиқроқ кесма топилса, янги ахборот олиш имконияти вужудга келади. Бундай стратонга нисбатан иккиламчи, қўшимча кесма гипостратотип дейилади.

Минтақавий жадвалнинг вазифаси стратиграфик табақаларни ажратиш, уларнинг нисбий ёштини аниқлаш ва дунёвий хроностандарт билан боғлашдан ташқари, ўрганилаётган ҳудуддаги кесмаларни турларга бўлиш — стратиграфик районлашдан иборат. Минтақавий схеманинг асосини хроностратиграфик, асосан, минтақавий стратиграфик шкаланинг (МСШ) биостратиграфик матрицаси ва уни тўлдирувчи маҳаллий стратиграфик схемаларни бирлаштирган минтақавий стратиграфик қиёсий схема (МСС) ташкил этади. Хроностратиграфик матрицани, ажралган геологик таналар (свиталар, сериялар ва комплекслар) билан тўлдириш седиментацион ҳавзалар стратификацияси ва зоналигини вужудга келтирган турли геологик ҳодисаларнинг шаклланиш табиати ва вақтини аниқлаш имкониятини яратади.

Минтақавий стратиграфик схема учта асосий бўлимдан иборат:

1. Минтақавий стратиграфик табақаларни дунёвий хроностандарт билан боғлаш учун хроностратиграфик эталон вазифасини ўтовчи умумий стратиграфик жадвал.
2. Минтақавий стратиграфик жадвал (МСЖ) қуйидаги хроностратиграфик табақаларни — горизонтлар ва лоналарни — минтақа миқёсидаги биостратиграфик табақаларни ўз ичига олади.
3. Маҳаллий стратиграфик кесмаларни таққослаш — минтақавий схеманинг муҳим қисми ҳисобланади. Унда лито- ва биостратиграфик табақалар тўғрисидаги асосий ахборот мавжуд бўлади. Минтақавий стратиграфия уларни ўрганишга асосланган.

Горизонт (регоярус) геологик вақтнинг маълум оралиғида шаклланган ётқизикларни умумлаштирувчи минтақавий стратиграфик табақа бўлиб, ўзи тарқалган ҳудудда бир ёшли ҳисобланади. Демак, горизонт минтақа ривожланишининг маълум босқичига мос келади ва унинг тарихини даврийлаш учун асос бўлиб хизмат қилади. Шунинг учун ҳам у тарихий-геологик тоифа ҳисобланади. Унда геологик жараёнлар эволюцияси хусусиятлари — тектоник ҳаракатлар режимининг ўзгариши, палеоклимнинг, трансгрессия ва регрессияларнинг, ривожланаётган фауна ва флоранинг алмашинуви ва бошқалар ўз изини қолдирган бўлади. Бу хусусиятлар горизонтни ташкил этувчи ётқизиклар таркибидаги ўзгаришларга сабаб бўлади.

Горизонт ётқизиклари таркибида ўз изини қолдирган геологик жараёнлар ва ҳодисаларнинг даврий алмашуви маълум ривожланиш қонуниятларга бўйсунди. Шунинг учун ҳам чўкинди ҳосил бўлишдаги циклийликни ўрганиш минтақавий стратиграфик табақаларни, яъни горизонтларни ажратиш учун асосий мезон ҳисобланади. Органик дунёнинг босқичма-босқич ўзгариши ва унинг оқибатида минтақавий жадвал биостратиграфик табақаларининг алмашилиши ҳам ривожланишнинг циклийлик қонунарига бўйсунди. Горизонтнинг ўзи тарқалган ҳудудда тенг ёшлилиги кесмаларни таққослашда асосий омил бўлиб хизмат қилади ва уларни дунёвий хроностандарт билан боғлашни таъминлайди.

Горизонтлар каттароқ табақаларга (надгоризонтларга) умумлаштирилган ва, аксинча, кичикроқ табақаларга (подгоризонтларга) бўлинган бўлиши мумкин. Горизонтлар ва надгоризонтлар ажратилган жойининг номи билан аталади, подгоризонтлар эса улар ташкил этган горизонт номини сақлаган ҳолда „қуйи“, „ўрта“, „юқори“ каби қўшимчалар билан белгиланади. Подгоризонтлар майда табақаларга бўлинганда ўзининг шахсий номига эга бўлади.

Лоналар (провинциал зоналар) тоифаси бўйича горизонтдан паст табақа ҳисобланади. Уларнинг стратиграфик ҳажми географик тарқалиш ҳудудида фауна (флора) комплексининг вертикал тарқалиш оралиғига мос келади. Лоналар биостратиграфик табақаларнинг таққосланишини таъминлайди ва тарқалиш ҳудудининг экологик хусусиятларини ҳам, фауна ва флора экологик ҳамжамияти эволюцияси босқичини ҳам акс эттиради. Лоналар номи ундаги тошқотган организмларнинг энг характерли индекси—тури номи билан аталади.

Минтақавий жадвалга қўшимча тарзда умумий жадвалнинг зоналари (оппель-зоналар) ва таянч горизонтлар ўрни кўрсатилиши мумкин ва бунда улар минтақавий ва умумий жадвалларни тўғридан-тўғри таққослашни таъминлайди.

Маҳаллий стратиграфик схемалар жадвали куйидаги стратиграфик табақалар тоифасидан — свита, серия ва комплексдан иборат бўлади.

Свита — маҳаллий схеманинг энг муҳим табақаси. Табиий геологик тана сифатида ҳосил бўлишидаги геологик вазиятлар, ҳосил бўлиш жойи ва вақтини бирлаштирувчи тоғ жинсларининг литологик таркиби унинг асосий белгиси ҳисобланади. Свитанинг ҳажми ва чегараларини асослашда етарли даражада ўзгармас бўлган белгилардан (литологик, фашиал, экологик) фойдаланилади. Свита шу белгилари бўйича ўзининг тарқалиш майдонига эга. Бахтга қарши, свиталар, кўп ҳолларда, ҳар томонлама асосланмаган, эмпирик тарзда, фақат хусусий белгилар — тоғ жинсларининг петрографик таркиби, уларнинг ранги, фауна таркиби (қизил рангли терриген, оҳакли, брахиоподати ёки маржонли ва б.) бўйича ажратилади. Натижада бундай свиталарни ўзаро қиёслаш қийин ва улар, оқибатда, турли ёшли бўлиб чиқади. Свиталар ҳар хил турдаги юзалар билан чегараланади. Уларнинг остки ва устки чегаралари эрозион, транзитли ёки фашиал бўлиши мумкин. Эрозион чегаралар чўкинди ҳосил бўлиши жараёнида шароитнинг ўзгариши туфайли, аввал шаклланган ётқирикларнинг қисман ювилиши натижасида ҳосил бўлади. Транзит чегаралар чўкиндилар чўкмайдиган даврларда вужудга келади. Улар карбонатли ётқириклар кесмасида хардграунлар (қаттиқ ҳавза туби юзаси) ҳосил бўлиш билан кечадиган стратиграфик танаффус сифатида кузатилади. Мувофиқ фашиал чегаралар узлуксиз чўкинди ҳосил бўлиш жараёнида вужудга келади. Бу вазиятда геологик таналарнинг вертикал кетма-кетлик чегаралари чўкинди ҳосил бўлиш шароитларининг ўзгариши туфайли шаклланади, ётқириклар таркиби ўзгарса-да, улар ўзаро мувофиқ ётган бўлади.

Свиталар чегараларининг хроностратиграфик табақалар — горизонтлар чегаралари билан муносабати ҳақидаги масала жуда муҳим ҳисобланади. Ғарб мактаби стратиграфлари стратиграфик табақалар чегараларини изохрон (бир ёшли), формацияларнинг чегараларини эса турли ёшли деб ҳисоблашади. Европа мактаби намояндалари эса, аксинча, иккала турдаги чегараларни ҳам изохрон деб тушунишади. Улар литостратиграфик табақалар чегаралари ёшининг фақат тор ораликда ўзгаришини тан олишади. Масалан, свита стандарт ярус ҳажмига мос келса, унинг чегараси ёши, одатда, зона ҳажмидан чиқмайди.

Кўп ҳолларда свита фашиалар, аниқроғи палеогеографик (ландшафт) шароитлар — денгиз, оралик, қитъа ва бошқалар билан тенглаштирилади. Бунда шароит фазода ҳам, маконда ҳам ўзгаради деб ҳисобланади. Бу эса ҳосил бўлган геологик таналар чегаралари ёшининг аста-секинлик билан ўзгаришига олиб келади. Лекин таъсири маҳаллий стратиграфик схемаларнинг тарқалиш майдонидан катта бўлган ҳудудларда кечадиган тектоник режим ва иқлим ўзгариши ҳар доим ҳам ҳисобга олинавермайди. Геодинамик режим ва иқлимнинг ўзгариши, Дунё океани сатҳининг эвстатик тебраниши минтақа миқёсида бир вақтда содир бўлади. Бу ландшафтнинг бутун латерал қаторида чўкинди ҳосил бўлиш шароитларининг бир вақтда ўзгаришига ҳамда янги свита ва формация сингари геологик таналарнинг шакллана бошлашига олиб келади.

Шундай қилиб, минтақавий схеманинг стратиграфик тасниф тизими жадвалларнинг икки — хусусий минтақавий ва маҳаллий тоифаларидан иборат. Улардан ҳар бирининг табақалари мустақилдир ва турли вазифаларни бажаради. Маҳаллий схемаларнинг асосини свиталар, сериялар ва комплекслар ташкил этади ва улар биостратиграфик (лоналар) ва хроностратиграфик (горизонтлар) табақалари билан ҳам ўзаро, ҳам минтақа миқёсида таққосланади. Улардан ташқари, ёрдамчи табақалар — пачкалар, қатламлар, таянч горизонтлар ва органик қолдиқларга эга бўлган қатламлар муҳим аҳамиятга эга. Буларнинг барчаси минтақавий стратиграфик схемаларнинг охириги вариантида ўз аксини топганлигини қайд қилиш муҳимдир. Схемада кесмаларни табақалаш ва таққослаш ишончлигини таъминловчи ва уларсиз замонавий минтақавий стратиграфик схемани яратиш мумкин бўлмайдиган бошқа табақалар ҳам ўз аксини топган бўлиши мумкин.

Кесмаларнинг хусусий хоссалари ёрдамчи стратиграфик табақалар номини олган. Улар минтақавий схемаларни яратишда улкан аҳамиятга эга. Бу белгиларни ўрганиш асосида ёрдамчи стратиграфик жадваллар тузилади, кесмалар стратиграфик табақаланади ва таққосланади. Белгиларнинг генетик талқини чўкинди ҳосил бўлишининг умумий йўли ва даврийлигини тиклаш, маҳаллий ва минтақавий жадваллар асосий стратиграфик табақаларнинг ҳосил бўлиш сабаблари, шароитлари ва кетма-кетлигини тушунтириш ва уларни умумий жадвал билан таққослаш имконини беради.

УЧИНЧИ ҚИСМ ТАРИХИЙ ГЕОДИНАМИКА. ЕРНИНГ ГЕОЛОГИК ЭВОЛЮЦИЯСИ

XVII БОБ. ЕР ЭВОЛЮЦИЯСИНИ ДАВРИЙЛАШТИРИШ МАСАЛАЛАРИ

Ер тарихини босқичма-босқич тиклашда, ҳар бир босқичнинг ўзига хос хусусиятларини ўрганишда даврийлаштириш масалалари алоҳида муаммо бўлиб келган. Фиксизм ҳукмрон бўлган вақтларда, асосан, Ер қобиғи, унинг (Ернинг) энг юқори қисми тарихи ҳақида фикр юритилган ва фақат ушбу пўстнинг ривожланиши тадқиқ қилинган. Бу даврда, асосан, геосинклиналларнинг тарқалиши, босқичлари, уларни бир-биридан ажратиб турган танаффуслар, бурмаланиш жараёнлари ўрганилган. Бу тадқиқотлар ўз вақтида катта аҳамиятга эга бўлган, улар натижасида олинган маълумотлар ўз аҳамиятини ҳозиргача сақлаб қолган, аммо уларни ўзаро қиёслаш Ерни ягона жисм тариқасида ўрганиш имконини бермаган ва бера олмасди ҳам.

Шу нуқтан назардан, Ернинг геологик тарихини тиклашда ягона тамойилларни яратиш, унинг тарихини даврийлаштириш масалалари энг мураккаб ва оғир муаммолар сирасига киради. Г.Штилле Ер тарихини икки йирик даврга: протогей ва неогей даврларига ажратган. Г.Штилленинг фикрича, иккала давр бир-биридан давомийлиги, таркиби, тузилиши, ёши, формациялари билан тубдан фарқ қилган. Платформаларнинг пойдевори (протогей) ва унинг устидаги қопламаларни (неогей) бунга мисол қилиб кўрсатиш мумкин.

Маълумки, тектоник ҳаракатлар Ер тарихининг деярли ҳамма босқичларида содир бўлиб келган. Баъзи вақтларда бу ҳаракатлар кучайган, баъзи вақтларда камайган, аммо тўхтаб қолган эмас, фақат ҳаракатларнинг шакли ўзгарган.

Хилма-хил геологик ҳодиса ва воқеалар ўзига хос маҳсулотлар яратган (формация, комплекслар). Бу ҳосилалар бир-биридан кескин фарқ қилади ва ҳеч қачон, ҳеч қаерда бири иккинчисини қайтармаган. Бу хулосани бир қатор мисоллар билан изоҳлаш мумкин. Масалан, коматиит ва анортозит каби формациялар фақат протерозой ёки архей даврига мансуб, „кул ранг гнейслар“ (эндербитлар) ҳам фақат архейда учрайди. Кўмир, нефть конлари фақат маълум вақтлардагина ҳосил бўлади. Демак, Ернинг геологик тарихида бетакрор ҳодисалар, жараёнлар унинг тарихини асосий хусусиятини ташкил қилади.

Айни бир вақтда, Ер тарихида тектоник ва магматик жараёнлар маълум даражада геодинамик циклар ҳосил қилади. В.Е.Хаиннинг фикрича, эволюциянинг энг йирик босқичлари Д. Вильсон циклларига тўғри келади. Ҳар бир бундай босқич қитъанинг парчаланиши, янги океанларнинг пайдо бўлиши, уларнинг бекилиши билан белгиланади ва, ниҳоят, янги қитъа шаклланиши билан якунланади. Оддийроқ қилиб айтганда, Вильсон цикллари қуйидаги жараёнларни ўз ичига олади: рифтогенез → океаногенез (спрединг) → субдукция → коллизия. Коллизия жараёнларидан сўнг янги қитъа пайдо бўлади. Ернинг геологик тарихида ушбу янги қитъалар қуйидагилар: Пангея 0, Пангея I, Родиний, Пангея II. Ўз навбатида, Вильсон цикллари, бизга анчадан бери маълум бўлган Бергман цикллари: байкал, каледон, герцин, индосиний ва киммерий бурмаланиш даврларига тўғри келади.

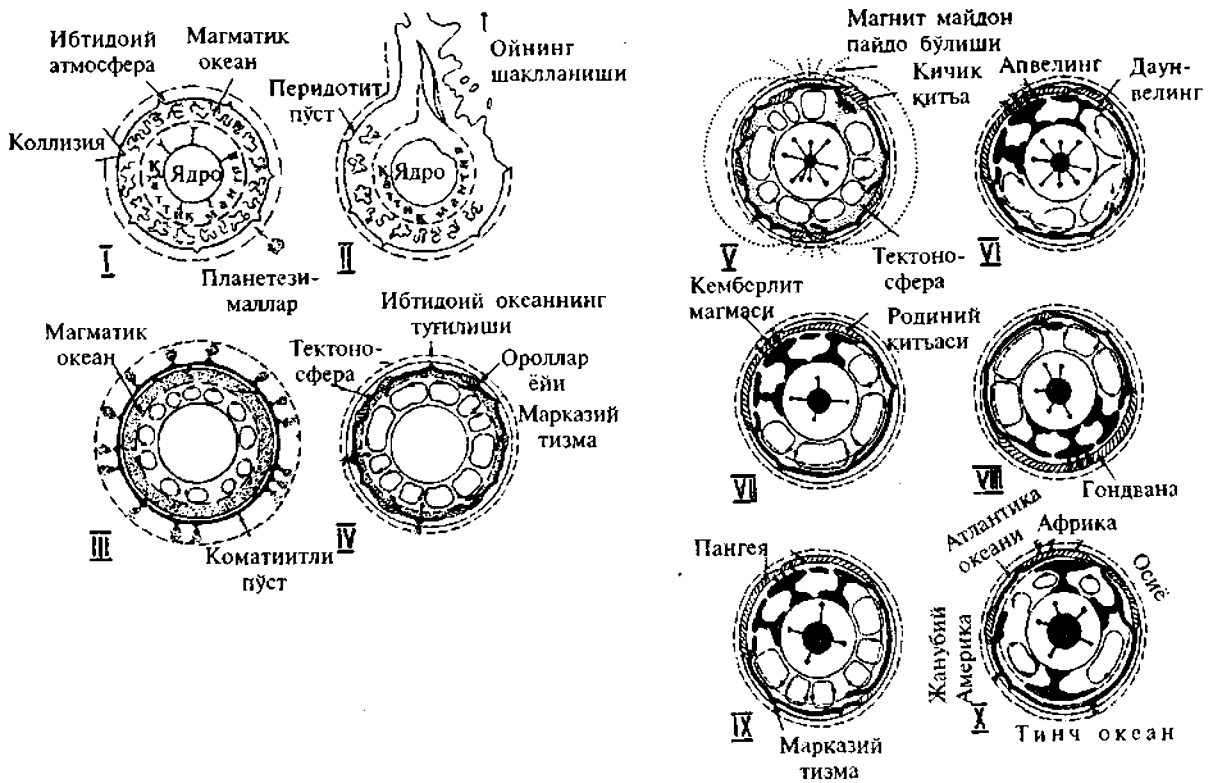
Юқорида қайд қилинган Вильсон цикллари жуда катта вақтни эгаллайди (150—250 млн йил). Ва ниҳоят, ҳар бир ҳудуддаги океанларнинг ривожланишида ўзига хос „кичик“ циклар (Г.Штилле цикллари) мавжуд. Улар 15—20 млн. йилларни ўз ичига олади.

Юқорида айтганимиздек, Ернинг геологик тарихи кетма-кет содир бўлаётган катта-кичик воқеа ва ҳодисалардан иборат. Уларни ажратиш, аҳамияти бўйича таснифлаш, умумий кетма-кетликни яратиш — ҳали ечилмаган масалалар қаторига киради. Шунинг учун ҳам барча тан олган, илмий жиҳатдан асосланган даврийликни яратиш ҳозирча қийин кечаяпти.

Япон олими С.Маруяма Ернинг геологик тарихида қуйидаги асосий воқеаларни ажратиш кўрсатади (17.1-расм).

1. Ернинг 4,56 млрд. йил аввал туғилиши. Ер ибтидоий, бирламчи моддасининг қуюқлашиши (аккрецияси). Планетезималларнинг Ер юзасига урилиши, бирламчи модданинг гравитацион сараланиши натижасида унинг содда қаватлари ҳосил бўлган. Бу жараёнлар натижасида ҳосил бўлган энергия ҳисобига бирламчи магматик ҳавза яратилган.

2. Ниҳоятда улкан астероид билан тўқнашиш натижасида 4,54 млрд. йил аввал Ер моддасининг бир қисми ҳисобига Ой пайдо бўлган.



17.1- расм. Ернинг эволюцияси. Ернинг геологик тарихидаги энг йирик ҳодисалар: I—Ернинг туғилиши (4,56 млрд. йил); II—астероид билан тўқнашув ва Ойнинг ҳосил бўлиши (4,54 млрд. йил); III—магматик океаннинг пайдо бўлиши (4,3 млрд. й); IV— плиталар тектоникаси (В.Е.Хаин 4,0 млрд. й); V—ядронинг суюқ қисми ва магнит майдон (2,7 млрд. й); VI—биринчи суперқитъанинг пайдо бўлиши (1,9 млрд. й); VII—Родиний суперқитъасининг пайдо бўлиши (1,0 млрд. й); VIII—Гондвананинг пайдо бўлиши (550 млн. й); IX—Пангеянинг парчаланиши (240 млн. й); X—ҳозирги Ер.

3. Ер моддаси дифференциациясининг бошланиши (4,3 млрд. йил). Ибтидоий астеносферанинг ҳосил бўлиши. Бу турдаги астеносферанинг 50—80% қисми юқори ҳарорат натижасида эриган ҳолда бўлиши мумкин ва дифференциация жараёнлари содда базальт-коматиит Ер қобиғини ва бирламчи мантияни ташкил қилган. Бу давр адабиётларда „Ой босқичи“ номи билан маълум.

4. Ер мантиясида конвектив оқимларнинг шаклланиши (4,0 млрд. йил). „Кул ранг гнейслар“ Ер қобиғини ташкил қилади ва уни алюмосиликатларга бойитади.

5. Ер ядросининг ташқи, суюқлашган қисмининг ва у билан боғлиқ бўлган магнит майдоннинг ҳосил бўлиши (2,7 млрд. йил).

6. Пангея I суперқитъасининг ҳосил бўлиши (1,9 млрд. йил).

7. Пангея I суперқитъасининг парчаланиши ва Родиний қитъасининг яратилиши (1 млрд. йил).

8. Родиний қитъасининг парчаланиши натижасида 540 млн. йил аввал Гондвана пайдо бўлади. Бу жараёнлар Пангея II (ёки Вегенер Пангеяси)нинг шаклланиши билан (270 млн. й) якунланади.

9. Пангея II нинг парчаланиши натижасида ҳозирги Ҳинд, Атлантика, Шимолий Муз океанлари юзага келади (200 млн. й).

10. Ҳозирги Ер.

Албатта, С. Маруяманинг тасаввурлари бир қатор муаммо бўлиб турган масалаларни эътиборга олмаган. Масалан, Тинч океан қачон пайдо бўлган? Унинг атрофидаги вулқон ҳалқалари нима билан боғлиқ? Бундай масалалар ҳали ўз ечимини топгани йўқ. Аммо С. Маруяма томонидан ҳам Ер тарихида икки йирик босқич (4,0—2,7 млрд. й. ва 2,7 млрд. йилдан ҳозиргача) ажратилган. Биринчи босқич даврида мантияда икки сатҳли конвекция, иккинчисида эса бир сатҳли конвекция содир бўлган. Бу тасаввурларнинг ижобий томони шундаки, С. Маруяма Ер тарихининг асосий йўналишларини белгилайди ва улар Ернинг дифференциацияси, қаватларнинг мураккаблашуви, янги қитъаларнинг пайдо бўлиши ва ўз навбатида, парчаланиб янги, ёш океанлар пайдо бўлишидан иборат.

Ернинг геологик тарихини тиклаш ва даврийлаштириш Халқаро геохронологик жадвалда ўз аксини топган. Бу жадвалда палеонтологик усуллар ёрдамида фанерозой даври анча мукамал ўрганилган,

бир қатор даврларга ажратилган. Аммо Ернинг энг қадимги, органик моддалар, ҳайвонот дунёси бўлмаган, катта қисми геохронологик усуллар мутлақ ёшни аниқлаш ёрдамида тикланган.

Мазкур китобда Ернинг геологик тарихини даврлашда биз В.Е.Хаин ишлаб чиққан ва олдинга сураётган қарашларга таяндик. В. Е.Хаин қарашларининг заминида плиталар тектоникаси назарияси, умумий геодинамиканинг асослари ётади. Ер тарихидаги асосий геологик воқеа ва ҳодисалар қуйидагича даврийлаштирилган:

1. Ернинг сайёра сифатида шаклланишидан аввалги босқич (4,3—4,56 млрд. йил) Ер бирламчи моддасининг аккрецияси (қуюқланиши, тўпланиши) билан белгиланади.

2. Эоархей босқичи (4,0—3,5 млрд йил). Ибтидоий Ер қобиғининг шаклланиши, „кул ранг гнейслар“нинг ривожланиши.

3. Архей босқичи. Пангея 0 ёки Моногея қитъасининг таркиб топиши (3,5—2,5 млрд й).

4. Палеопротерозой босқичи (2,5—1,6 млрд й) Пангея 0 суперқитъасининг парчаланиши ва Пангея I нинг пайдо бўлиши.

5. Мезопротерозой босқичи (1,6—1,0 млрд й) Пангея I қисман парчаланаяди ва Родиний қитъаси пайдо бўлади.

6. Неопротерозой — қуйи мезозой босқичи (1,0—0,2 млрд. й). Родиний қитъасининг парчаланиши ва Пангея II қитъасининг шаклланиши.

7. Мезокайнозой босқичи (0,2—0 млрд й) Пангея II қитъасининг парчаланиши ва ҳозирги замон океанларининг пайдо бўлиши.

Қуйида ушбу босқичларни батафсил ёритишга ҳаракат қилдик.

XVIII БОБ. ЕРНИНГ ГЕОЛОГИК ТАРИХИ (4,56 — 4,0 млрд. йил)

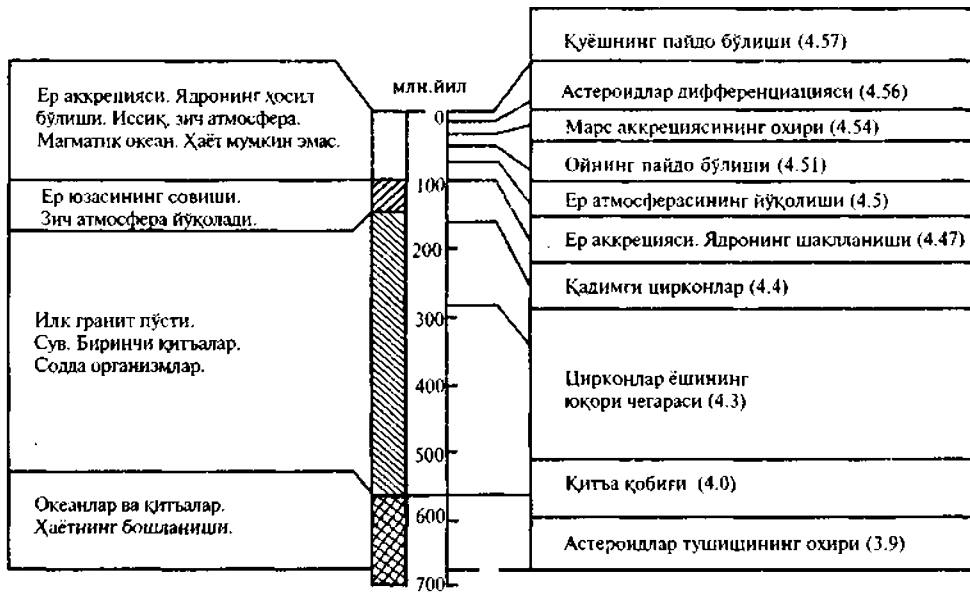
18.1. Ер ибтидоий моддасининг аккрецияси (4,56—4,2 млрд йил)

Ер ва Қуёш тизимидаги сайёраларни ҳосил қилган бирламчи модда Галактикадаги юлдузлараро чанг ва газдан иборат бўлган. Ўта янги юлдузларнинг портлаши натижасида ҳосил бўлган модда — плазма булар орасида катта аҳамиятга эга. Худди мана шу ибтидоий даврдаёқ Ерни ҳосил қилаётган модданинг сараланиши кузатилади ва ушбу хусусият Қуёшга яқин бўлган ва Қуёш тизими четидagi сайёралар таркибидаги фарқни тушунтириб беради.

Ерни сайёра сифатида шаклланишининг бир неча йўллари мавжуд. Масалан, В.С.Сафонов Ернинг шаклланишида уч босқични ажратади. Биринчи (4,56—4,44 млрд йил) босқич, асосий бўлса керак, чунки бу даврда Ер моддасининг 93—95 % и газ—чанг бирламчи моддаси қуюқлашади. Иккинчи босқич, тахминан 0,2 млрд йил давом этган бўлиб, сайёранинг ўсиши секинлашган. Учинчи босқич даврида Ер билан астероидларнинг тўқнашуви бир оз камайган ва у ҳозирги шаклга эга бўла бошлаган. Ушбу жараёнлар 3,8—3,9 млрд йил аввал тамом бўлган.

Ернинг дастлабки тарихида содир бўлган жараёнлар ҳақида ягона фикр йўқ. Айниқса, Ер моддасининг сараланиши ва аккрецияси муаммо бўлиб қолаяпти. Ҳозирги кунда бу соҳада бир-биридан анча узоқ бўлган икки модель мавжуд. Биринчи гомоген аккреция моделига биноан, аккреция жараёнлари тамом бўлгандан сўнг Ер совуқ, тектоник жиҳатдан суст сайёра сифатида шаклланган. Унинг таркиби деярли сараланмаган, дифференциацияга учрамаган метеоритларга яқин моддалардан иборат бўлган. Ёш сайёранинг на гидросфераси, на атмосфераси бўлган. Агарда Ерда учувчан компонентлар учраса, улар бошқа элементлар билан боғлиқ ҳолатда бўлган. (СО₂ карбонатлар билан, ОН гидроксидлар билан, азот нитрат ва нитридлар билан бирга бўлган.) Ердаги магматик дифференциация анча кеч бошланган (3,5—4 млрд йил).

Иккинчи, гетероген аккреция моделига биноан, Ер моддасининг сараланиши, таркиб бўйича қатламларга ажралиши деярли у ҳосил бўлган даврданоқ бошланган. Бу жараёнлар натижасида Ернинг марказида уни темир силикатларидан иборат бўлган мағзи—ядроси ҳосил бўлган. Таркибан ядро моддалари темирли метеоритларга мос келади. Бу даврдаги Ернинг термик ҳолати ҳақида ҳам бир-бирини инкор этувчи икки фикр мавжуд. О. Сорохтин, С. А. Ушаковлар Ерни илк совуқ ҳолатида эканлигини исботлашга ҳаракат қилдилар. Уларнинг фикрича, Ернинг ибтидоий моддаси ҳеч эриммаган, ядро эса аста-секин унинг ривожланиши натижасида ўсиб бориб, ҳозирги ҳажмга эга бўлган Ер моддасининг биринчи эритмалари 4,0 млрд йил аввал пайдо бўла бошлаган. Унғача Ер суст ва совуқ ҳолатда бўлган. Ушбу моделга қарши, баъзи тадқиқотчилар Ернинг иссиқ модели ҳақидаги ғояни ривожлантирадилар. Уларнинг фикрича, энг қадимги (4,6—4,8 млрд йил) метеоритлар ҳам, Ойни ташкил қилган жинслар ҳам магмадан ҳосил бўлган ва 1000°—1300° С да кристалланган. Агар бу фикрлар тўғри бўлса, ер гуруҳига мансуб бўлган сайёралар магматик жараён натижасида ҳосил бўлган бўлиши керак. Айни шу даврда, Ерда магматик дифференциация мавжудлигини исботловчи далиллар



18.1- расм. Ибтидоий Ер тарихини даврлаштириш (N. Halliday).

сифатида архей гнейслари таркибида топилган цирконларни кўрсатиш мумкин (4,3—4,4 млрд. йил аввал ҳосил бўлган). Бундай цирконлар фақат Ернинг ибтидоий моддаси эриши натижасида ҳосил бўлиши мумкин.

Ер 4,55 млрд. й аввал пайдо бўлган (С. Маруяма). Бу даврдан сўнг Ер юзасига тушган улкан астероидлар унинг ҳароратини оширган ва натижада бирламчи магматик ҳавза („магматик океан“) пайдо бўлган деб тахмин қилинади. Ушбу „океан“ фаолияти натижасида Ер атмосфераси ва бирламчи перидотитдан иборат бўлган Ер пўсти ҳосил бўлади. Айни шу даврдан бошлаб суюқ темир фазаси ядронинг ташқи қисмида шаклланади. Ернинг улкан астероид билан тўқнашуви натижасида унинг орбитасига жуда катта ҳажмдаги ибтидоий модда чиқарилган ва унинг ҳисобига Ой сайёраси ҳосил бўлган. Умуман олганда, Ерни улкан астероидлар томонидан „бомбардимон“ қилиниши 4,3—4,2 млрд. йилларга тўғри келади. Бу жараён адабиётда „импакт“ жараёни номи билан аталган ва мантияни эритиб юборишга, магматик океаннинг шаклланишига ва, пировардида, коматиит-перидотит қобикнинг ҳосил бўлишига сабаб бўлган. Фақат 200 млн. йилдан сўнг (4,0 млрд. й) мантияда нотартибли конвектив оқимлар пайдо бўла бошлаган. Бу оқимлар литосфералар плиталари тектоникаси бошлаб берган ягона механизм сирасига киради.

Ернинг ибтидоий тарихини даврлашни Н. Халлидей амалга оширган (4,7—4,0 млрд. йиллар учун). Бу давр Hadean-Гаден даври деб аталади. Бу даврдаги магматик жинслар кейинчалик содир бўлган жараёнлар натижасида қайта ишланган ва ҳозиргача топилган эмас. Улар тўғрисида юқорида келтирилган, архей гнейслари ичида топилган цирконлар далолат беради. Цирконлар таркибидаги ^{237}Pb ва ^{235}Pb , ^{235}U ва ^{238}U изотоплар қуёш тизимини ёшини аниқлаш имконини берган (4,566±0,002 млрд. й). Н. Халлидейнинг фикрича, Ернинг илк ривожланиш даври уч босқичга ажратилади (18.1- расм).

18.2. Эоархей босқичи (4,2 — 4,0 млрд. йил)

Ернинг илк тарихини қиёсий сайёрашуносликка қўлга киритилган баъзи бир натижаларсиз тадқиқ қилиб бўлмайди, айниқса, гап ушбу, анча мавҳум ва кам ўрганилган, даврдаги геодинамик жараёнлар устида кетганда.

Биринчидан, Ер ва унга яқин бўлган сайёралар қобиклари магматик жараёнлар натижасида ҳосил бўлган. Бу жараёнлар орасида дифференциация энг асосий аҳамиятга эга. Ушбу жараёнлар натижасида асосли жинслар ҳосил бўлган ва улар Ойда бирмунча яхши ўрганилган. Худди шундай жинслар Меркурий ва Марсда ҳам бўлиши тахмин қилинади. Бу сайёраларнинг ташқи қисмига плиталар тектоникасини татбиқ қилиб бўлмаса керак. Ойнинг ибтидоий қобиғи ҳам магматик дифференциация маҳсули. Марс ва Меркурий ҳам ниҳоятда кўп астероидлар томонидан ҳосил қилинган кратерларга бой қитъалардан иборат (Ой кратерлари, ҳалқасимон чўкмалар ва базальт уюмлари).

Иккинчидан, Ер ҳам, худди Ой каби, метеоритлар томонидан „бомбардимон“ қилинган бўлиши керак. Айниқса, 4,0 — 3,9 млрд. йил аввал. Бундай ҳодисаларнинг натижаси Ойдаги ҳалқасимон чўкмаларнинг геофизик кесмасида анча аниқ кўзга ташланади. Бунга мисол қилиб Ойда тарқалган

масконларни кўрсатишимиз мумкин. Масконлар — бу ижобий гравитацион номейорликлардир (аномалиялар, 220 мгал). Улар Ойдаги йирик ҳалқасимон чўкмаларга мансуб бўлиб, мантиядан базальт магматик жинсларнинг ажралиб чиқиши билан боғлиқ.

Ой ва бошқа сайёралардагидек, Ерда ҳам аввал базальт ва ўта асосли жинслардан ташкил топган бирламчи қобиқ ҳосил бўлган. Бу даврда икки турдаги тектоник тизимлар ҳосил бўлганини тасаввур қилиш қийин эмас. Биринчиси—кўтариш қитъалар (Ой, Марс, Меркурийдаги қитъалар). Иккинчиси — нисбатан ёш, ҳалқасимон чўкмалар (Марс, Ойдаги „денгизлар“). Ерда бу жараёнлар бошқа тарзда ривожланган дейишга ҳеч қандай асос йўқ. Шунинг ҳам алоҳида таъкидлаш зарурки, айтиш мумкин бу даврда Ер мантиясида конвекция оқимлари шаклланиб бошлаган ва ибтидоий Ер қобиғи эриш жараёнларини бошидан кечирган.

Ернинг илк тарихини ўрганишда Ойдан олинган маълумотлар алоҳида аҳамиятга эга. Маълумки, „Луна—16“, „Луна—17“ космик кемалари, „Аполлон“ экспедициялари келтирган маълумотлар Ойни анча қадимги сайёра эканлигини тасдиқлади.

Ой, асосан, асосли жинслардан, габбро, базальт, анортозитлардан ташкил топган. Масалан, Ойдаги анортозитларнинг ёши 4,09—3,85 млрд йилдан 3,8—3,2 млрд йилгача. Ойдаги баландликларда анортозит ва базальтлар ёши 4,09 — 3,85 млрд йилга тенг, чўкмаларда эса 3,8—3,2 млрд йилни ташкил қилади. Бу рақамларга асосланиб Ойда дифференциация мавжуд бўлган, деган хулосага келса бўлади. Анортозитлар ва базальтлар таркибини қиёсий таҳлил қилар эканмиз глинозем, титан, темирнинг микдорлари қонуний равишда ўзгариб боради ва (масалан, анортозитларда Al_2O_3 —18—23% гача), ўз навбатида, юқорида тахмин қилинган дифференциация жараёнларини кўрсатувчи далил бўла олади.

Маълумки, Ойдаги тектоник ҳаракатлар 3,8—4,0 млрд йил атрофида сўнгган. Айтиш мумкин бу даврда Ерда жуда катта ҳажмдаги „кул ранг гнейслар“ пайдо бўла бошлаган. Ажаб эмаски, бу геологик ҳодисалар ўртасида алоқа бўлса.

Шундай қилиб, Ернинг ривожланишидаги ушбу ибтидоий геологик давр тўғрисида бизда маълумотлар анча танқис бўлса ҳам, Ерни фаол ривожланаётган сайёра эканлигига ҳеч қандай шубҳа йўқ. Унинг бирламчи қобиғи асосли жинслардан иборат. Энг қадимги гнейслардаги ксенолитлар буни исбот қилади. Ушбу даврдаги Ерни астероидлар билан тўқнашувлари, метеоритлар томонидан амалга оширилган „бомбардимонлар“ магматик океанни вужудга келтиради ва мантиядаги анча нотартиб (хаотик) конверсия оқимларини шакллантиради.

ХІХ БОБ. ҚАДИМГИ ЕР ҚОБИҒИ ШАКЛЛАНИШИНИНГ ЭОАРХЕЙ БОСҚИЧИ („КУЛ РАНГ ГНЕЙСЛАР“ ҲОСИЛ БЎЛИШ ДАВРИ 4,0—3,6 млрд. йил)

Ердаги қитъалар шажараси 4,2—3,8 млрд йилга бориб тақалади. Сайёраимизнинг энг қадимги даврдаги тузилиши, тектоник тузилмаларнинг тарқалиши ҳозиргача унча аниқ эмас ва бир қатор баҳсларга, тахминларга сабаб бўлиб келаяпти. Балки эоархейдан архейга ўтиш, бирламчи Ер қобиғини шаклланиш жараёни ниҳоятда узоқ вақтни талаб қилган бўлиши мумкин.

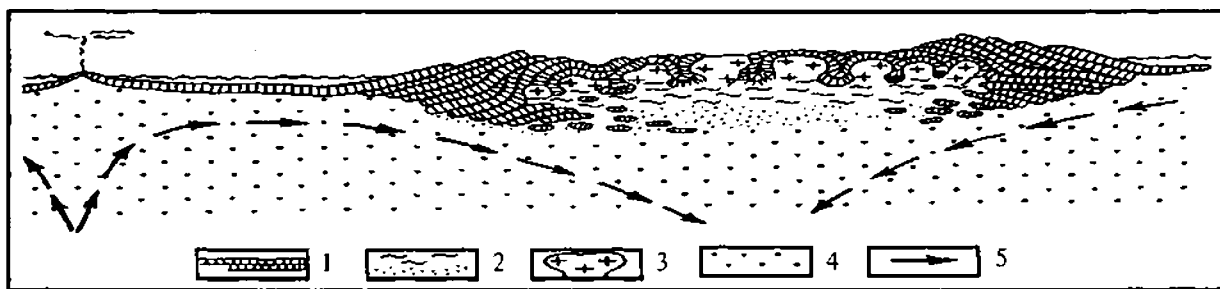
Ҳозирги вақтда, деярли барча платформа ва қалқонлар пойдеворида 3,5—3,8 млрд йил аввал ҳосил бўлган „кул ранг гнейслар“ аниқланган, аммо уларнинг келиб чиқиши жуда ҳам мураккаб бўлиб, узил-кесил ечимини топа олгани йўқ.

Эоархей даврига мансуб „кул ранг гнейслар“ хилма-хил доирасимон, эллиптик гранулит-гнейс, гранит-гнейс гумбазларнинг марказида жойлашган.

„Кул ранг гнейс“ тушунчаси йиғма тушунча, ягона жинсни эмас, балки бир қатор метаморфик ва магматик жинслардан ташкил топган гнейслар, сланецлар, мрамлар ва уларни ёриб чиққан трондъемитлар, тоналитлар ва гранитлардан иборат. Уларнинг асосий хусусиятлари ичида бир неча марта метаморфизмга учраганлигини алоҳида таъкидлаш зарур. Шунинг учун ҳам уларнинг ҳақиқий ёшини аниқлаш жуда қийин кечади. Аксарият тажрибаларда, жинсни эмас, балки метаморфик жараёнлар ёши аниқланаёпти.

„Кул ранг гнейслар“нинг таркиби ҳам анча мураккаб ва улар тоналитлар (андезинли плагиогранит), трондъемитлар, гранитлардан иборат. Албатта, уларнинг геохимик хусусиятлари ҳам аҳамиятли ($Na > K$). Кўпинча, бу жинсларни эндрбит формацияларга ажратилади. Гоҳи уларнинг таркибида асосли жинслар (толеитли базальтлар ва коматиитлар) учраши мумкин. Ушбу формацияларнинг (ТТГ) келиб чиқиши мантия ва Ер қобиғининг эриши билан боғланади. Эриган маҳсулот кўтарилиб, хилма-хил гумбазлар марказини эгаллайди.

Архей давридаги сиалик гумбазлар келиб чиқишини бир неча моделлари мавжуд. Хусусан, улар ҳосил бўлишидан аввал асосли жинслардан ташкил топган ва бирламчи мантиянинг эриши ҳисобига Ер қобиғи шаклланиган. Унинг вақт ўтиши билан уюмланиши ва парчаланиши натижасида архей Ер қобиғининг қалинлиги ошган. О.Г.Сорохтин ва В.М.Моралевларнинг тахминига кўра, бу қалин Ер



19.1-расм. Архей ва эоархейда Ер қобиғининг шаклланиш модели (О.Г.Сорохтин): 1—океан қобиғи ва унинг уюмлари; 2—океан қобиғининг эриш ҳудуди; 3—сиалик гумбазлар; 4—қисман эриган мантия; 5—конвектив оқимлар йўналиши.

қобиғи иссиқ мантияга чўка бошлаган ва умумий, катта ҳажмдаги эриш жараёнларига сабаб бўлган. (Бу жараён рециклинг номини олган.) Бу эриш жараёнлари натижасида мантиядан чиқиб келаётган конвектив оқимларнинг устида сиалик гумбазлар ҳосил бўлган. Қалин „базальт-коматит“ қобиғини эриши натижасида дифференциация жараёнлари авж олади ва SiO_2 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 ажралиб чиқиб, нордон жинслар ҳосил бўлишига сабаб бўлади (19.1-расм).

Эоархей даврида магматик жараёнлар билан бир қаторда сиалик гумбазлар оралиғида энг қадимги авлокагенлар ҳосил бўлган. Ушбу тузилмалар кремнийли сланецлар, оҳақтош ва мрамарлар, конгломератлардан иборат бўлган. Умуман, архейда саёз ҳавзалар, денгизлар ҳукм сурган ва бу хусусият уларни Венерага ўхшашлигини таъминлайди.

XX БОБ. АРХЕЙ БОСҚИЧИ. ПАНГЕЯ 0 ЁКИ МОНОГЕЯ ҚИТЬАСИНИНГ ПАЙДО БЎЛИШИ (3,5—2,5 млрд. й)

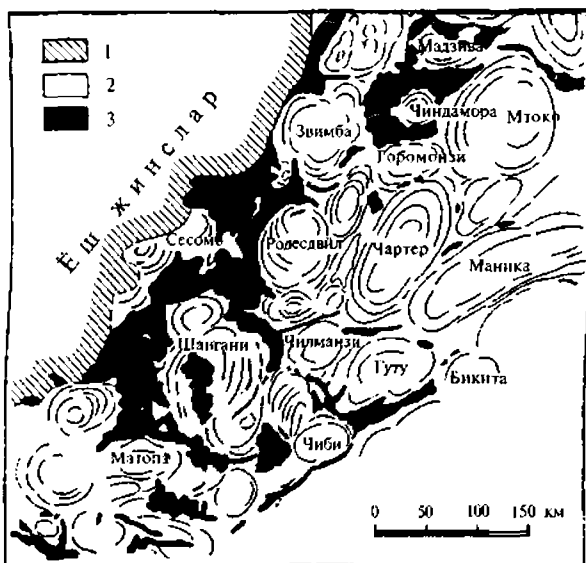
Архей даврининг энг асосий хусусиятларидан бири бу даврда Ерда икки хил тектоник тузилмаларнинг мавжудлигидир. Унда бир томондан, гранулит-гнейс гумбазлари ва, иккинчи томондан, уларни ўраб олган гранит-яшилтош минтақалари ривожланган. Гранулит-гнейслардан ташкил топган гумбазлар, тоналит-трондъемит формациялари, қадимги Ер қобиғининг олдинроқ шаклланган ҳудудлари таркибига киради. Гранит-яшилтош, сланецли минтақалар эса гумбазлар атрофида жойлашиб, улардан кейин ҳосил бўлган. Иккала турдаги тузилмаларни қадимги натрийли гранитлар (плагногранитлар) ёриб чиқадилар. Гранит-яшилтош гумбазлари чизикли тузилмалар ҳосил қилади ва баъзи бир тахминларга кўра, авлокоген¹ ва рифтлар билан узвий равишда боғлиқ. Шунинг учун бўлса керак, уларнинг таркибидаги ўта асосли ва чўқинди жинслар метаморфизмга деярли учрамаган ёки метаморфик жараёнлар даражаси уларда сует бўлган.

Гранит-гнейсли гумбазлар доирасимон, эллиптик шаклга эга бўлган тузилмаларни шакллантиради ва гранитлар, гнейслар, сланецлар, темирли кварцитлар, метаконгломерат ва мрамарлардан иборат бўлади. Бу жинслар ниҳоятда кучли метаморфизмни бошидан кечирган ва бир қатор гранит интрузиялар уларни ёриб чиқиб, жипслаштирган. Бундай қўш тектоник тузилмаларнинг пайдо бўлиши Ер қобиғининг, умуман, янги босқичи шаклланаётганлигини белгилайди. Бундай тузилмаларнинг чизикли шакли, улардаги ётқизиклар ичида асосли ва ўта асосли жинсларнинг кенг тарқалиши бу тузилмаларни рифтоген табиатдан далолат беради ва қадимги Ер қобиғи ҳар хил даражада очилганлигини кўрсатади. Маълум даражада бундай тузилмалар литосфера плиталари тектоникаси назариясига мос келади ва ибтидоий спрединг, субдукция жараёнлари архей давридаёқ бошланганини кўрсатади. Шунинг ҳам айтиб ўтиш керакки, архей даврида гранит-яшилтош минтақаларининг икки тури: архей ва протерозой даврида шаклланганлари ажратилади. Архей даврида шаклланган рифт ва авлокогенлар нисбатан кичик, бетартиб жойлашган ҳолда учрайди. Протерозой даврида шаклланган қадимги рифтлар ундан кўпроқ масофага чўзилган. Яшилтош минтақалар қадимги (архей) Ер қобиғи устида жойлашган, уларнинг таркибида ўта асосли лавалар миқдор жиҳатдан кўп эмас, „кул ранг гнейслар“ ҳосилалари учраб туради (Канада, Болтик ва Гренландия қалқонлари). Барча жинслар гранулит фациясидаги метаморфизмга учраган (20.1-расм).

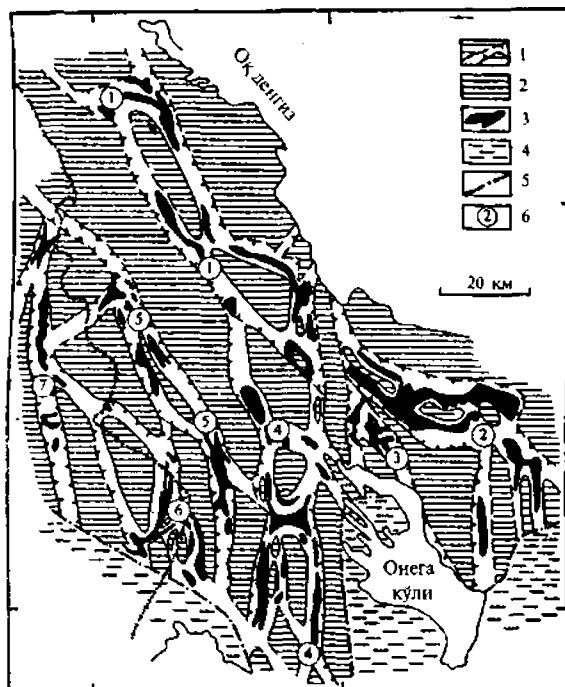
Гранулит-гнейс, гранит-гнейс гумбазларини тадқиқ қилар эканмиз, архей давридаги мантияда содир бўлган дифференциация жараёнлари натижаси кўзга ташланиб туради. Гумбазлар таркибидаги жинсларнинг ёши, кетма-кетлиги, келиб чиқиш механизмларини билмасдан, уларнинг таркибини батафсил таҳлил қилмасдан туриб, геодинамик вазиятларни тиклаб бўлмаслиги кун сайин аён бўлаяпти. Жинсларнинг кимёвий таркиби ҳам жуда йнрик муаммолардан биридир.

Яшилтош формациялар билан тўлдирилган рифтлардаги магматик жинслар орасида, биринчи навбатда, коматитлар ниҳоятда кенг тарқалган. Таркиб жиҳатдан улар ўта асосли вулканик жинслар қаторига киради.

¹ Авлокоген — қадимги рифт тузилмалари (Н.С.Шатский буйича)



20.1-расм. Родезиядаги гнейс-гранит батолитларининг тарқалиши (А.М. Macgregor). 1—ёш жинслар; 2—гранит-гнейсли гумбазлар; 3—сланецли ботиклар.



20.2-расм. Карелиядаги яшилтош минтақаларининг тарқалиши (С.И. Рибакон, А.И. Светова, В.С. Куликова, В.И. Робонен буйича). 1—яшилтош минтақаларининг чегараси; 2—тоналит-трондъемит ва гранодиорит-гранит комплекслари; 3—қуйи архей ботиклари; 4—қуйи протерозой ва унинг чегаралари; 5—чегаралар; 6—бош яшилтош минтақалар (доира ичидаги рақамлар): 1—Парандовск-Тикшозерск, 2—Кенозер, 3—Шилос, 4—Хаутавар-Койкар, 5—Гимоль-Костомукша, 6—Иломантси, 7—Кухмо-Суоменсалми.

Улар мантия шароитида ҳосил бўлиб мантиядаги юқори (1650 — 17000) ҳароратни кўрсатади (20.2-расм).

Шуниси қизиқарлики, мазкур архей ва протерозой рифтларида коматиитлар билан бир вақтда гранитлар, трондъемитлар ҳам кенг тарқалган. Бир-бирига таркиб жиҳатдан қарама-қарши бўлган бу нарқки формацияларни „бимодал“ магматик формациялар сирасига киритиш тўғри бўлади. Бундай формациялар деярли барча платформалар ва қалқонлар пойдеворида аниқланган, аммо фақат Жанубий Африкадаги Барбертон ҳудудида яхши ўрганилган. Шунинг учун бу ҳудуд тўғрисида батафсил тўхталиб ўтишни лозим топдик. Бу ерда мазкур ётқизикларнинг қалинлиги 24 км ни ташкил қилади. Олинган мураккаб ёш рақамлари 2,6—2,980 млрд йилга тенг. Жинсларнинг метаморфизм даражаси унча юқори эмас ва яшилтош фациясидан нарига ўтмайди, шунинг учун ҳам уни қайта тиклаш имконияти мавжуд.

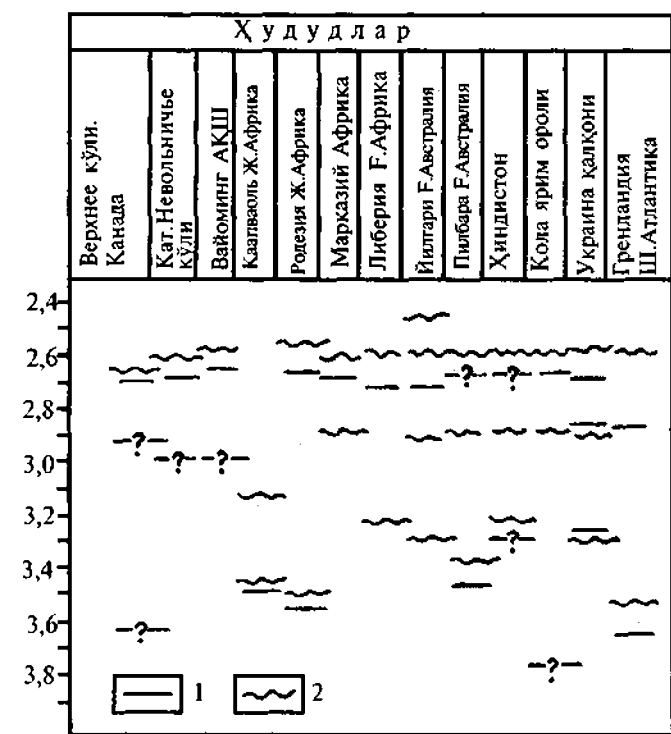
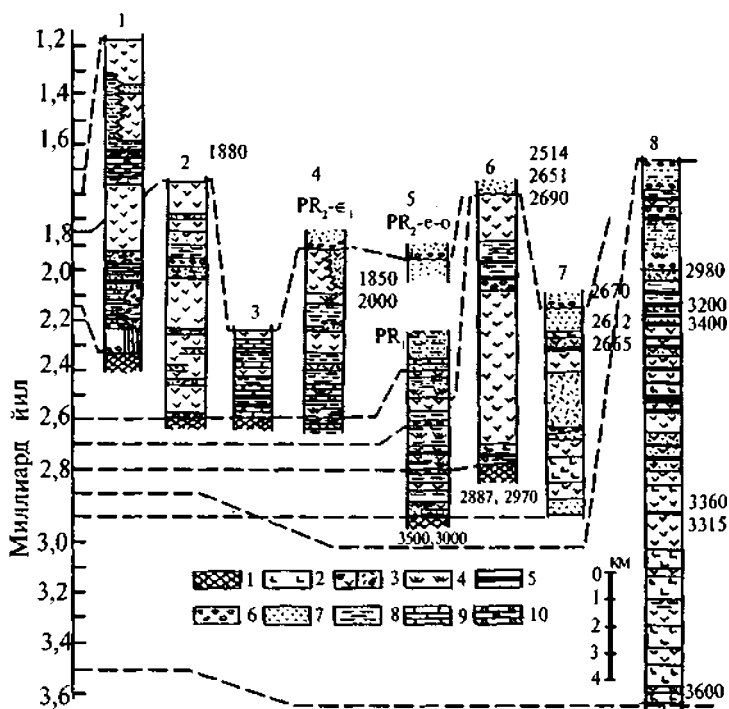
Барбертон минтақасининг жинслари Свазиленд тизимига киради ва қуйи, асосан, вулканоген жинслардан иборат бўлган Онвервахт ва юқори, асосан, чўкиндилардан ташкил топган, Модис серияларига ажратилади.

Қуйи Онвервахт серияси, ўз навбатида, пастки ўта асосли қисмдан (7500 м) иборат. Бу қисмдаги жинслар асосан коматиитлар, улар билан кетма-кет келаётган кремнийли сланецлар, мармарлар ва оҳактошлардан иборат. Юқори қисми (Фиг-Три) 2000 м. қалинликка эга бўлиб, грауваккалар, кремнийли жинслар, қумтошлар ва базальтлардан иборат. Жинсларнинг барчаси чуқурсув новлар шароитида ҳосил бўлган.

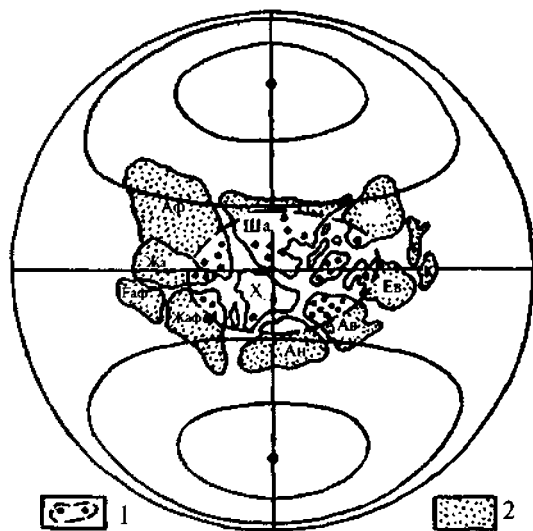
Модис серияси (3500 м) йирик бўлакли конгломератлар, яшмалар, темирли кварцитлар, порфир ва гоҳо гранитлардан иборат.

Барбертон минтақаси жинсларининг асосий хусусиятлари — улар юқори босқичли (даражали) метаморфик жараёнларга учрамаган, ички қисмларида эса умуман метаморфизмга дучор бўлмаган, шу сабабдан, масалан, толеитли базальтлар океан ҳавзаларидаги спрединг ҳудудлари базальтларига ўхшаб кетади. Барбертон яшилтош ҳудудларининг тузилиши бошқа қадимги платформаларда ҳам аниқланган (Удокан, Фарбий Австралия, Накабинди ва ҳоказо). Яшилтош минтақалардаги чўкинди формациялар табиий географик ландшафтни кўрсатувчи латерал қаторларни ҳосил қилади. Чуқурсувли новлар (коматиитлар, спинифекс тузилишга эга бўлган базальтлар, кремнийли жинслар), флиш формациялари ва саёз ҳавза ётқизиклари шулар жумласидандир. Тектоник жиҳатдан ушбу формацияларнинг ҳосил бўлиши ва шаклланиши рифтларга тўғри келади ва литосферани кенгайтириши билан боғлиқ (20.3-расм).

20.3-расм. Архей яшилтош минтақаларнинг кесмалари (А.Ф. Грачев, В.С. Федоровский). 1—қул ранг гнейс пойдевори (гранулитли ва гнейсли комплекслар, тоналитлар); 2—ўта асосли лавалар (коматитлар); 3—асосли (а) ва ўрта нордон (б) лавалар; 4—кварцитлар, кремнийли жинслар; 5—темирли кварцитлар (джеспидит формациялар); 6—конгломератлар; 7—қумтошлар; 8—алевролитлар, графитли ва слюдали сланецлар; 9—оҳактошлар, кальцитли мрамрлар; 10—доломитлар ва доломитли мрамрлар. 1—8—стратиграфик кесмалар: 1—Лабрадор, Шимолий Америка; 2—Печенга, Кола ярим ороли; 3—Приольхонье, Фарбий Байкалбўйи; 4—Олокит-Синнир, Шимолий Байкал; 5—Кодар ва Удокан тизмаси, Оленекмо-Витим тоғли ўлкаси; 6—Белингве, Жанубий Африка; 7—Накабинди, Фарбий Австралия; 8—Барбертон, Жанубий Африка. Рақамлар жинсларнинг мутлақ ёшини кўрсатади.



20.4-расм. Архей давридаги гранит-яшилтош минтақаларида содир бўлган воқеаларнинг қиёсий таҳлили (С.Контти, О.Г.Сорохтин бўйича). 1—яшилтош минтақаларининг бошланиши; 2—бурмаланиш даври.



20.5-расм. 2.4—2.6 млрд йил аввал ҳосил бўлган Моногея қитъаси (О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков бўйича). 1—тиллитлар ҳосил бўлган нуқталар; 2—музликлар йўқ бўлган ҳудудлар. Энг қадимги платформалар: Ав—Австралия; Ан—Антарктида; Аф—Африка; ФАФ—Фарбий Африка, Х—Ҳиндистон; К—Хитой, ША.—Шимолий Америка; ЖА—Жанубий Америка.

Архей давридаги нордон жинслар, хусусан, гранитоидлар уч турга ажратилади: а) кам калийли эндербитлар; б) ўрта ишқорли оддий гранит ва эндербитлар; в) лейкогранитлар ва пегматитлар.

Гранитларнинг миқдоран кўпайиб бориши, архей даврида очилган рифтларнинг бекилиши, уларнинг бурмаланган ўлкалар қаторига айланиши билан белгиланади.

Умуман олганда, кенг тарқалган „гранитлаштириш“ жараёнлари илк бор шакланган Ер қобиғининг ҳосил бўлишига олиб келади. Бу турдаги Ер қобиғининг қалинлиги анча кўпайиб, платформаларга

мос келади. Архей даврининг охирида мавжуд бўлган коллизия (тўқнашув) жараёнлари яшилтош минтақаларини бурмаланган ўлкаларга айлантирди. Яшилтош минтақаларнинг пайдо бўлиши ва узил-кесил бурмаланган ўлкаларга айланиши анча узоқ вақтни ўз ичига олган ва бир вақтда кечган эмас (20.4- расм). Фақат архейнинг охирида 2,6 — 2,7 млрд йил аввал кенорен бурмаланиш даври бутун Ер бўйича ўз кучини кўрсатган. Шу нуқтаи назардан архей ва протерозой чегарасида содир бўлган воқеалар Ернинг геологик тарихида илк бор Моногея ёки Пангея 0 қитъасини ҳосил қилган. Аммо бу қитъани қайта тиклаш жуда катта қийинчиликларга учраётди. О.Г.Сорохтин ва А.С.Ушаков бажарган натижалар 20.5- расмда кўрсатилган. Шуни алоҳида таъкидлаш зарурки, бу даврда умумий Ер қобиғининг 30—40% и ташкил топган.

XXI БОБ. ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ ДАВРИ. ПАНГЕЯ I СУПЕРҚИТЪАСИНИНГ ПАЙДО БЎЛИШИ (2,5 — 1,6 млрд. йил)

Палеопротерозой даври Ер тарихида мустақил аҳамиятга эга. Бу босқич даврида тўлақонли қитъа ер қобиғи шаклланиб, у деярли барча платформалар ва кичик қитъалар пойдеворини ташкил қилади. Бу даврнинг бошланишида илк бор архей қобиғининг парчаланиши кузатилади. Парчаланиш жараёнлари, биринчи навбатда, платформалардаги архей пойдеворининг ёрилиши кенг тарқалган дайқалар орқали исботланади. Бу жараёнлар натижасида юқорида кўрсатиб ўтилган авлокогенлар пайдо бўладилар. Ўз навбатида, ушбу авлокогенларнинг бир қисми кенгайиб, океаник ва субокеаник тузилмаларга айланади. Фақат шу босқичда Ер тарихида биринчи марта тўлақонли бурмаланган ўлкалар ва платформалар шаклланади. Палеопротерозой платформалари хусусиятларини алоҳида белгилаш мақсадида улар протоплатформа¹, яъни, илк бор ҳосил бўлган қадимги платформалар дейилади. Уларнинг пойдевори архей даврига мансуб гнейс, сланец ва бошқа юқори метаморфизмга учраган жинслардан иборат. Платформа қопламларини ҳар хил маъданларга бой бўлган чўкинди жинслар ташкил қилади. Қопламлардаги магматик жинслар, бир томондан, кенг тарқалган толеитли базальтлардан, иккинчидан, ҳар хил нордон лавалардан иборат (бимодал формациялар). Чўкиндилар, асосан, қитъа шароитида ҳосил бўлган терриген ётқизиқлардан ташкил топган. Улар орасида темирга бой бўлган джеспилитлар, углеродли сланецлар, углерод-карбонатли жинсларни кўрсатиш мумкин. Вулканоген ва чўкинди вулканоген жинслар протоплатформаларда ниҳоятда кенг тарқалган (10—12 км қалинликда). Интрузив магматик жинслардан, аввало, дайқа камарларини кўрсатиш мумкин. Булардан ташқари, ушбу платформаларда „қатламланган“ интрузивлар кенг тарқалган (Бушвельд, Скаергард, Сёдбери массивлари). Протоавлокоген ва уларни ўраб турган бурмаланган ўлкаларнинг ривожланиши бир қатор босқичлардан иборат. Дастлаб тор грабенлар ҳосил бўлган. Кейинчалик уларнинг баъзи бирлари бир неча минг км га кенгайиб ҳақиқий авлокогенларга (рифтларга) айланган. Аксарият ушбу турдаги тузилмалар архей қобиғи устида жойлашган. Кейинчалик парчаланиш жараёнлари литосферани узилишига олиб келган ва бу вазиятда океаник ҳавзалар ва улар билан боғлиқ бўлган офиолит комплекслари, орол ёйлари, ёйорти денгизлар шаклланиган. Мисол сифатида Зимбабведаги (Ж.Африка) „Буюк дайқа“ ни кўрсатиш мумкин. Ушбу дайқа архей ётқизиқларини ёриб 657 км масофага чўзилган. Ўз таркибида архей жинслари, пироксенит, периодотитлардан иборат бўлган ксенолитларни олиб келган.

Протоавлокогенлардан ташқари, бу босқичда анча тор, чизикли тузилишга эга бўлган ҳар хил терриген ётқизиқлар, нордон ва ўрта асосли жинслар билан тўлдирилган рифт чўкмалари туради. Масалан, Шимолий Америкада Лабрадор, Панокения, Уонмей, Гудзон бурмаланган тизимлар шулар қаторига киради. Рифт чўкмаларининг шакли хилма-хил бўлиши мумкин.

Архей ва протерозой босқичларидаги яшилтош минтақаларининг бир-бирига анча ўхшашлиги бор. Иккала даврдаги тузилмаларнинг шакли, формациялар таркиби, базальтоидларнинг кимёвий хусусиятлари деярли бир хил. Шу билан бир қаторда, уларни фарқлари ҳам мавжуд. Биринчи навбатда, архейда кенг тарқалган ўта асосли вулқон жинслар протерозойга деярли ўхшамайди (масалан, коматиитлар фақат архейда учрайди), иккинчидан, протерозой магматик формациялари таркибида бимодал турлар ҳукмрон бўладилар, улар таркибида $K_2O:Na_2O$ нисбати кўпайиб боради ва, ниҳоят, калийли гранитоидлар ва улар билан боғлиқ бўлган калийли метасоматоз кўпроқ учрайди.

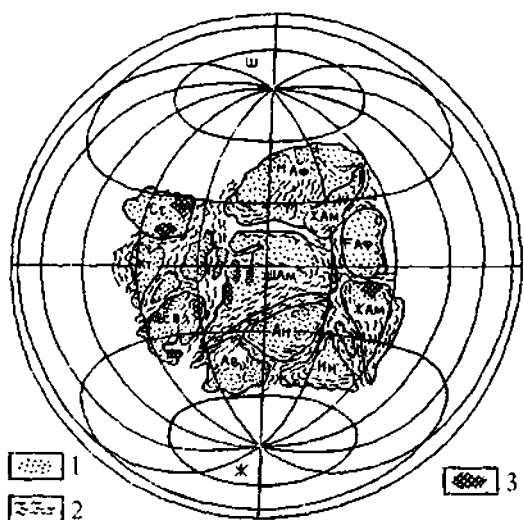
Умуман олганда, протерозой жинсларида калий, уран, торий, қалай ва рух миқдори ошиб боради.

Ниҳоят, бу икки давр Ер қобиғининг бир-биридан фарқлари бор. Протерозой Ер қобиғи архейга нисбатан қалинроқ, унда гранит-гнейс гумбазлари, айниқса калийли гранитлар, деярли барчасида кенг тарқалган.

Протерозойнинг охирига келиб, Ер шарида тўлақонли қитъа туридаги қобиқнинг шаклланиш жараёнлари ниҳоясига етган. Ҳозирги пайтда бундай Ер қобиғи деярли барча платформаларнинг пойдеворида, бурмаланган ўлкалардаги кичик қитъалар ва террейгенлар шаклида учрайди.

В.Е.Хайнининг фикрича, 1,7 млрд йил бўсағасида барча протогеосинклиналлар ўз фаолиятини тамомлаб

¹ Протоплатформа-қадимги, асосан, такембрий учун хос бўлган платформалар (Т.Долимов).



21.1-расм. Пангея I (Мегагея) қитъасининг 1,8 млрд.й аввал эгаллаган ўрни ва тузилиши (О.Г.Сорохтин, А.Ушаков бўйича). 1—кратонлар; 2—бурмаланган минтақалар; 3—тиллитлар, тиллоидлар. Қисқартмалар: Ав—Австралия; ЖАМ—Жанубий Америка; Ан—Антарктида; Аф—Африка; Ев—Европа; Ин—Ҳиндистон; Ск—Скандинавия, АМ—Шимоллий Америка.

Аммо яшилтош ўлкаларга келганда бир қатор муаммолар мавжуд. Баъзи бир тадқиқотчилар бу минтақалар субдукциясиз сиқилиш натижасида ҳосил бўлган деб ҳисоблайдилар. Бу минтақалар жуда катта аҳамиятга эга бўлганини назарда тутиб, қуйидагиларни таъкидлашни лозим топдик.

1. Яшилтош ўлкалар ҳозирги замон рифтларининг қадимги турлари сирасига киради. Уларда рифт ҳосил қиладиган барча босқичларни, формацияларни ажратиш мумкин.

2. Улардаги магматик жинслар ва формациялар таркибида толеитли базальтлар ва комагнитлар кенг тарқалган. Бу формациялар фақат кенгайиш (спрединг) шароитида ҳосил бўладилар. Ўрта асосли ва нордон жинслар деярли учрамайди, учраса ҳам, катта ҳажмга эга эмас.

3. Яшилтош ўлкаларнинг ривожланиши маълум йўналиш ва кетма-кетликда содир бўлади. Дастлабки босқичларда спрединг жараёнлари рифт, авлокогенини кенгайтиради ва бир қатор вулканик (базальт, комагнит) жинслар билан тўлдирди. Кейинги сиқилиш ва метаморфизм жараёнлари уларни бурмаланган ўлкаларга айлантиради. Метаморфизм даражаси тузилмаларнинг марказидан четига қараб ошиб боради. Яшилтош ўлкаларнинг сиалик бўлақлар билан туташган жойларида гранитли метаморфизм зонаси ҳосил бўлади ва сиалик бўлақларда эриш жараёнларини кузатиш мумкин. Бундай ҳудудлар гранулит камарлари номлини олган ва океан литосферасининг сўрилиш (субдукция) зонаси деб тахмин қилинмоқда.

Архей давридаги рифтогенез ва ундан кейин келадиган спрединг жараёнлари тарқоқ ҳолда учрайди ва маълум маънода „тарқоқ рифтогенез“ десак ҳам бўлади. Шу нуқтаи назардан, архей плиталар геодинамикаси давридир. Бу кичик, анча бетартиб жойлашган плиталар жипслашиши, метаморфизмга учраши, бири иккинчиси билан қўшилиши ва ниҳоят гранитлар билан бирлашиши ибтидоий Ер қобигини шаклланишига олиб келади.

Протерозойда эса асосий жараён гранит-гнейс гумбазлари ва яшилтош ўлкалар орқали содир бўлган. Протерозой ва архей даврларидаги чўкинди тўпланиш жараёнлари, атроф-муҳитни таърифлаш анча қийин, чунки жинслар бир неча бор шилдатли метаморфик жараёнлардан ўтган ва жинс таркиблари деярли сақланиб қолмаган. Аммо ҳозирги бор маълумотлар бу соҳада умумий тасаввурларнинг шаклланишига имконият беради.

Архей ва палеопротерозой чўкиндилари хилма-хил фация шароитида учрайдилар. Архей даврида, асосан, грауваккалар ва яшилтош ҳудудларидаги вулканик жинслар ривожланган. Протерозойда эса булар қаторига оҳақтошлар, мрамарлар, терриген ётқизиклар қўшилади. Булардан ташқари кремнийли, темирли сланецлар (джеспилитлар) учрайди. Архей ётқизиклари литологиясини таҳлил қилишга кесмаларнинг бўлиниб ташланганлиги, метаморфизми ва ниҳоятда ўзгарувчанлиги объектив равишда тўсқинлик қилади. Шунга қарамасдан, уларнинг таркибида градацион қатламланиш, турбидит оқимлар, тўлқин излари аниқланган (Шим.Америка, Онтарио ҳавзаси)..

бўлган, барча катта-кичик кратонлар жипслашиб, ягона суперқитъани ҳосил қилган. А.Вегенер Пангея II қитъасидан фарқли ўлароқ, уни Пангея I десак мақсадга мувофиқ бўлади, деган. Авваллари бу протерозойда ҳосил бўлган қитъани Г.Штилле „Мегагея“ қитъаси деб атаган. Бу қитъани тиклаш бир қатор қийинчиликларга дучор бўлади, аммо шунга қарамай, тиклашнинг бир қатор вариантлари мавжуд. 21.1- расмда О.Г.Сорохтин ва А.С.Ушаковлар яратган вариант келтирилган. Уларнинг фикрича қитъанинг шакли ва катта-кичиклигини аниқлашда бурмаланган ўлкаларнинг ёши, йўналиши, таркиби асосий мезон сифатида қабул қилинган.

Архей ва палеопротерозой давридаги ибтидоий қитъаларни таҳлил қилар эканмиз, бир неча саволлар пайдо бўлади. Масалан, литосфера плиталари тектоникаси механизмлари ўша даврларда тўла-тўқис амалга ошганми? Олинган натижалар бу саволга ижобий жавоб беришни тақозо қилади, фақат баъзи бир чекланишлар билан. Энг асосийси шундаки, юқорида кўрсатилган Вильсон цикллари протерозойда амалга ошган (океан-субдукция-тўқнашув). Вильсон жараёнларининг ниҳоятда умумий тўқнашувлар, гранитоид магматик жараёнлар ва Ер қобигининг пайдо бўлиши исботланган. Унбу далилларга асосланган ҳолда, кўпчилик тадқиқотчилар архей-протерозой даврида ҳам литосфера плиталари механизми ҳаракат қилган деб ҳисоблайдилар.

Палеопротерозой чўкмаларининг кесмалари бошқачароқ тузилган. Биринчидан, йирик чўкинди тўплайдиган ҳавзалар ва уларда узлуксиз кесмалар топилган (гиллар, кремнийли жинслар, терриген ётқизиклар). Темирли кварцитлар токембрий даври учун алоҳида диққатга сазовор (Канада, Рус, Сибирь платформалари). Бутун дунёдаги темир маъданларининг 90% и ушбу формацияларга тааллуқли (1.8—2.8 млрд йил). Чўкинди ҳавзалардаги темирнинг бундай катта миқдори архей қалқонларининг нураши билан боғлиқ. Нураш қобиқларининг фаоллиги нафақат темир, балки SiO_2 (кварц)ни ҳам бирга келиши билан исботланади. Темир маъданлари, кварц, мис каби фойдали қазилмаларнинг тўпланиши, нураш жараёнларининг ниҳоят фаоллигининг асосий сабаби, атмосферада кислороднинг танқислиги билан боғлиқ. Кислоталари кўп бўлган, кислородга тўйинмаган сувлар ушбу моддаларни бирламчи жинслардан олиб чиқиб, ҳавзаларга туширишга ва тўплашга қодир бўлган.

Иккинчи манба сифатида архей ва протерозой океанларидан темир, углерод ва элементларнинг доимий равишда келиб чиқиши бўлиши мумкин.

Чўкинди ётқизиклар тўпланиш вазиятларини аниқлашда қизилтош ётқизиклар ва ушбу даврга мансуб бўлган эвапоритларнинг (тузларнинг) топилиши ҳисобланади, чунки бу ётқизиклар атмосферада кислороднинг кўпайиши билан боғлиқ. Бундай жинслар Фарбий Австралида топилган ва уларнинг мутлақ ёши 3,4—1,9 млрд йилга тенг.

XXII БОБ. МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ ДАВРИ. ПАНГЕЯ I ҚИТЪАСИНИНГ ПАРЧАЛАНИШИ. РОДИНИЙ СУПЕРҚИТЪАСИНИНГ ПАЙДО БЎЛИШИ (1,6—1,0 млрд йил)

Ер тарихида Родиний суперқитъасини қайта тиклаб таҳлил қилиш мезопротерозой босқичини алоҳида давр сифатида ажратилишига олиб келди. Родиний суперқитъасининг пайдо бўлиши Пангея I нинг парчаланишидан бошланади. Бунга сабаб мазкур қитъадаги бурмаланган ўлкалардаги ётқизиклар орасида қадимги (рифей) офиолит комплексларининг мавжудлигидир. Бу ёшдаги офиолитлар Шимолий Америка, Енисей кряжи, Шимолий Африка, Болтиқ қалқонининг фарбий қисми, Жанубий Америкада ўрганилган. Уларнинг шаклланиши икки босқичда: қуйи ва ўрта рифейда (гот бурмаланиш даври 1.35 млрд й) ва юқори рифейда (1.0 млрд й, грэнвил бурмаланиш даври) содир бўлган. Айниқса, грэнвил давридаги бурмаланиш жараёнлари яхши ўрганилган. Ушбу жараёнлар натижасида Родиний қитъаси ҳосил бўлган (22.1- расм).

Мезопротерозой даврида Ер шаридаги икки гуруҳ платформалар (Лавразия—шимолда, Гондвана—жанубда) бир-биридан анча фарқ қилган. Бу фарқлар, айниқса, шу даврдаги океанлар мисолида яққол кўринади.

Шарқий Европа платформасида бу босқичда бир қатор йирик рифтлар ва авлокогенлар ҳосил бўлади (Кама-Белоск, Пачелма ва Москва рифтлари). Булардаги рифей ётқизиклари қизил ранг кварцитлар, аркоз қумтошлар, аргиллитлардан иборат ва, ўз навбатида, бир қатор диабаз, долерит дайқалари билан ёрилади. Рифей ётқизикларининг юқори қисми алевролит, аргиллит ва доломитлардан ташкил топган (3—3,5 км).

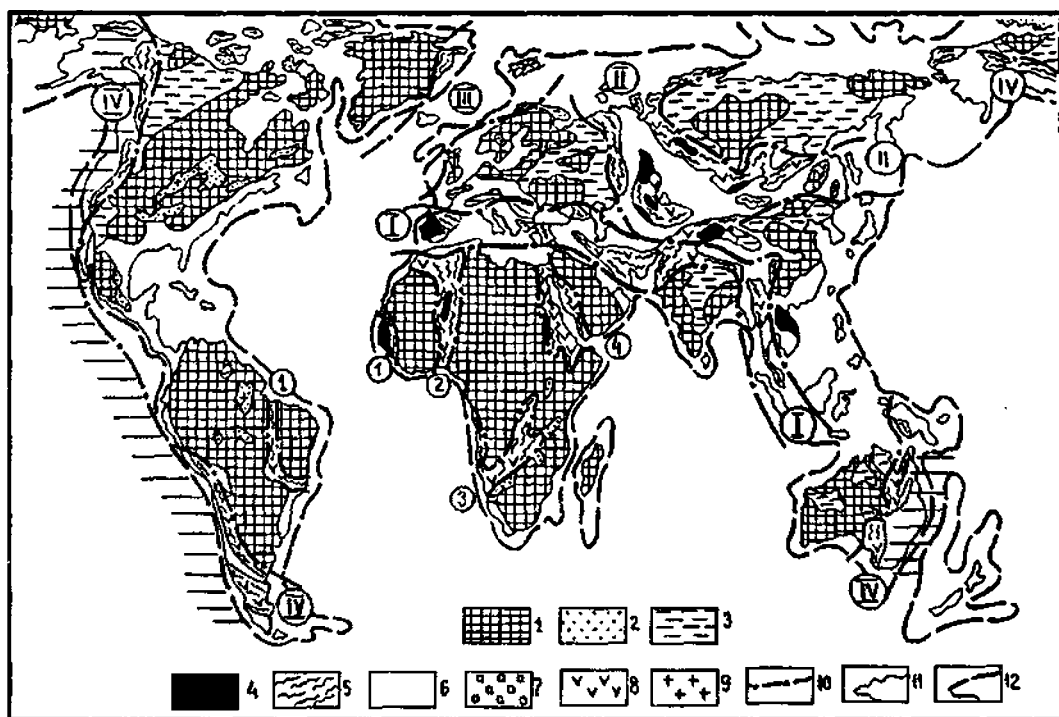
Сибирь платформасида ҳам рифейда бир қатор авлокогенлар ҳосил бўлган ($R_1 - R_2$). Бу рифтларнинг ҳосил бўлиши қадимги Урал-Мўғул (Осиё) океани шаклланиши билан бир вақтда кечган. Ётқизикларнинг қалинлиги 1,5—3,0 км дан то 7—9 км гача боради.

Хитой платформасида рифейдаги рифтогенез жараёнлари унча яхши ўрганилмаган. Авлокогенлар бу платформанинг шимоли-шарқий қисмида жойлашган. Уларнинг орасида энг каттаси — бу Тяньшан чўкмаси бўлиб, унинг кенглиги 100—150 км га тенг бўлган. Ушбу чўкма ҳар хил терриген, вулканик ва карбонат жинслар билан тўлдирилган. Рифт ва авлокогенларда кенг тарқалган қизилтош ва эвапорит ётқизиклар, биринчи навбатда, рифей давридаги атмосферада кислороднинг мавжудлигини кўрсатади. Аммо ҳозирги атмосферадаги кислород миқдорига нисбатан 100—120 марта кам бўлган. Рифей атмосферасида ҳамон CO_2 , аммиак ҳукмрон турган.

Барча платформаларда кенг тарқалган рифтогенез жараёнлари, асосан, уларнинг чеккаларида авж олган ва баъзи ҳолларда спрединг жараёнларига уланиб кетган (Урал, Таймир, Циньлин, Байкалорти, Ҳиндистон, Жанубий Америка). Қитъаларнинг ички қисмида бир қатор бимодал¹ вулқон жинслари (базальт-риолит), терриген ва карбонат ётқизиклари билан тўлган авлокоген ва рифтлар мавжуд. Платформаларнинг устини 4—6 км қалинликка эга бўлган деярли горизонтал ва кичик қияликка эга бўлган қопламалар, синеклизлар эгаллаган.

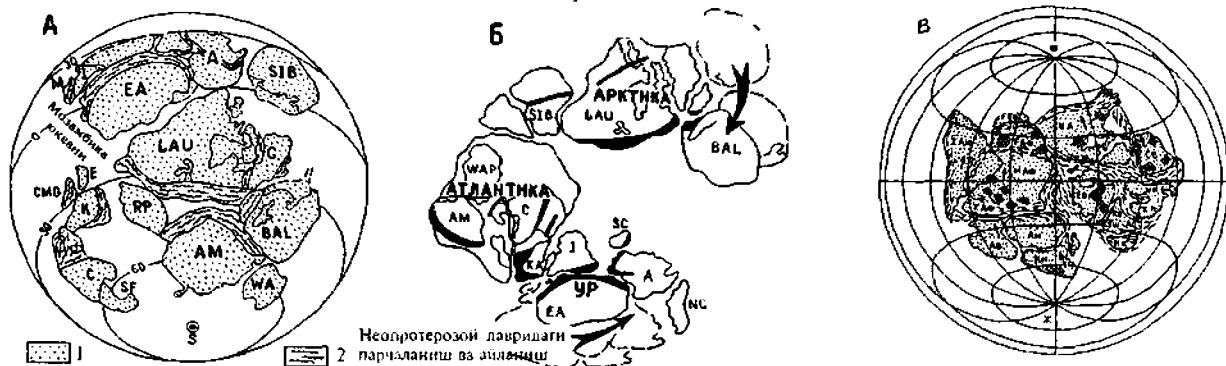
Мезопротерозой тузилмалари орасида гранулит-гнейс коллизия камарлар алоҳида ўрин эгаллайди. Улар ўз давридаги океан ҳавзаларининг бекилиши ҳисобига ҳосил бўлган (Грэнвиль камари, Шимолий Америка).

¹ Бимодал — икки бир-биридан фарқ қилувчи таркиб. Масалан; базальт-риолит (Т. Долимов).



22.1- расм. Мезопротерозой кесмаларининг турлари (рифей) (В.Е.Хаин). 1-3 — қадимги платформалар: 1 — қуруқлик; 2 — саёз ҳавза ётқизиқлари, қитъадаги ҳавзалар; 3 — эвапоритлар; 4 — 9 — рифейда океан ва субокеан ўлкаларининг тўқнашуви натижасида ҳосил бўлган бурмаланган ўлкалар; 4 — ороллар; 5 — чуқур сув ётқизиқлари ва офиолитлар; 6 — маълумот бўлмаган ҳудудлар; 7-- ороллар ёни вулканитлари; 8— базальт вулканизми; 9 — қитъа четидаги вулқон минтақалари. Гондвана таркибига кирган океаник ва субокеаник ҳавзалар, бурмаланган ўлкалар (расмдаги рақамлар): 1 — Мавритания, 2 — Дагомея, 3 — Катанга, 4 — Мозамбик. Ўрта Ер денгизи — Ҳимолай (I), Урал — Мўғул (II), Шимолий Атлантика (III) ва Тинч океани (IV), фанеразой бурмаланган ўлкалар таркибига кирган океан ва субокеан ҳавзалар; 10 — бурмаланган ўлкалар чегаралари; 11 — қитъаларнинг ҳозирги контурлари; 12 — қитъа кесмалари.

1240 ва 1000 млн й оралтигидаги парчланиш ва айланиш



22.2- расм. Родиний суперқитъасининг мезопротерозой охирида (~1 млрд й) қайта тиклашнинг мумкин бўлган уч варианты А—Родинийнинг қайта тикланиши (L.D.Weil, R.Vander Voo, С.Мас Niccoll, J.G.Meert). 1 — кратонлар: А — Австралия, Ам — Амазония, BAL — Балтия, С — Конго, CMG — Котсо-Королева Ери, Nog — Грюнехога, G — Гренландия, Е — Элеурта, EA — Шарқий Антарктида, I — Ҳиндистон, К — Калахари, КА — Каапваль, LAU — Лаврентий, М — Мадагаскар, NC — Шимолий Хитой, SC — Жанубий Хитой, SF — Сан-Франциско, SIB — Сибирь, WAF — Фарбий Африка, WA — Фарбий Антарктида; 2 — гренвилл орогенлари. Б — Родиний (Палеоангея) қитъасининг тикланиши. Қора билан мезопротерозой ороген ўлкалари курсатилган. В — Родиний (Мезогейя) қитъасининг тикланиши (О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков). Шартли белгиларни 21.1- расмдан қаранг.

Родиний қитъасини тиклашда бурмаланган ўлкалар асосий мезон сифатида пайдо бўлиб, ўша вақтдаги кичик ва катта қитъаларни бирлаштириб, жипслаштирганлар. Масалан, Шарқий Европа ва Шимолий Америка қитъалари гренил камари орқали бирлашган. Ҳосил бўлган Родиний қитъаси Шарқий ва Ғарбий Гондвана, Лаврентий, Сибирь, Балтика, Амазония ва Жанубий Америка қитъаларини ўз ичига олган. Шуни ҳам алоҳида таъкидлаш керакки, Родиний қитъасининг ўзига хос хусусиятлари бўлган. Биринчидан, унинг таркибидаги океан ҳавзалар тўла қитъа турига ўтмаган ва бу жараён кейинчалик неопротерозойда содир бўлган. Иккинчидан, Родиний таркибида бир қатор океанлар (Мозамбик океани) парчаланиш ҳудудларини сақлаб қолган (22.2-расм).

XXIII БОБ. НЕОПРОТЕРОЗОЙ-ҚУЙИ МЕЗОЗОЙ ДАВРИ. РОДИНИЙ ҚИТЪАСИНИНГ ПАРЧАЛАНИШИ ВА ПАНГЕЯ II СУПЕРҚИТЪАСИНИНГ ПАЙДО БЎЛИШИ (1,0—0,24 млрд й)

Неопротерозой (рифей) давридан бошлаб, Ер янги босқичга кириб келди. Фақат шу даврдан бошлаб Ернинг тарихида литосфера плиталари назарияси тўла-тўқис амалга оша бошлайди. Ернинг тарихидаги бу босқич уч геодинамик даврга ажратилади. Буларни биринчилар қаторида А. Бертран белгилаб берган:

а) **байкал геодинамик даври** (неопротерозой, рифей) байкал бурмаланиш ва тоғ ҳосил қилиш даври билан яқунланган. Бу даврда Япетус, Осиё ва Тетис океан ҳавзалари пайдо бўлган;

б) **каледон геодинамик даври** (қуйи палеозой) силур ва девонда каледон бурмаланиш ва тоғ ҳосил қилиш жараёнлари билан яқунланган. Бу даврда Япетус, Осиё, Тетис океанлари қисман ўз фаолиятини тўхтатиб, бекилган ва уларнинг ўрнида тегишли бурмаланган ўлкалар пайдо бўлган. Уларнинг баъзилари қадимги қитъаларни бирлаштирган бўлса, бошқалари янги қитъа массивларини ҳосил қилган (Қозогистон, Осиёичи майда қитъалари);

в) **герцион геодинамик даври** неопротерозойдаги узоқ давом этган океан ҳосил қилиш жараёнларини яқунлаган. Океанларнинг бурмаланган ўлкаларга айланиш жараёни юқори палеозойга, баъзи ўлкаларда қуйи мезозойга ҳам ўтган. Ҳосил бўлган бурмаланган ўлкалар мавжуд қитъаларни жипслаштириб А.Вегенер тасаввур қилган Пангея II суперқитъасини яратган. Бу улкан тузилмалар орасида мезозойда очилган Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанларини кўрсатиш керак.

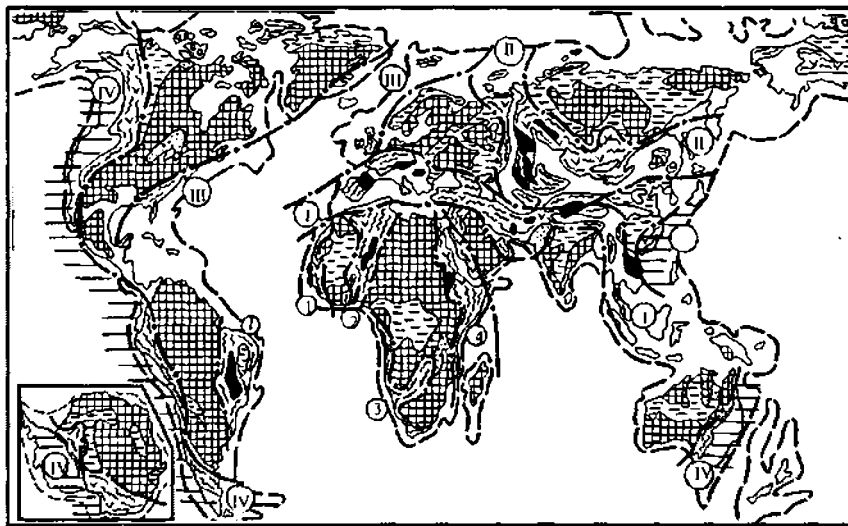
Ҳар бир океаннинг очилиши ва ривожланиши маълум қонуниятларга бўйсунган бўлиб, уларнинг ўрнида хилма-хил бурмаланган ўлкалар пайдо бўлган. Масалан, ҳозирги Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлка ўз ичига Тетис океанини мужассамлаштирган, Урал-Охота бурмаланган ўлка эса Қадимги Осиё океани ҳисобига пайдо бўлган. Япетус океани ўрнида Шимолий Америка ва Ғарбий Европа каледонидлари пайдо бўлган. Қуйида уларнинг қисқача таърифи келтирилади.

23.1. Родиний қитъасининг парчаланиши ва Гондвана қитъасининг пайдо бўлиши (Байкал босқичи, рифей 1,0—0,54 млрд й.)

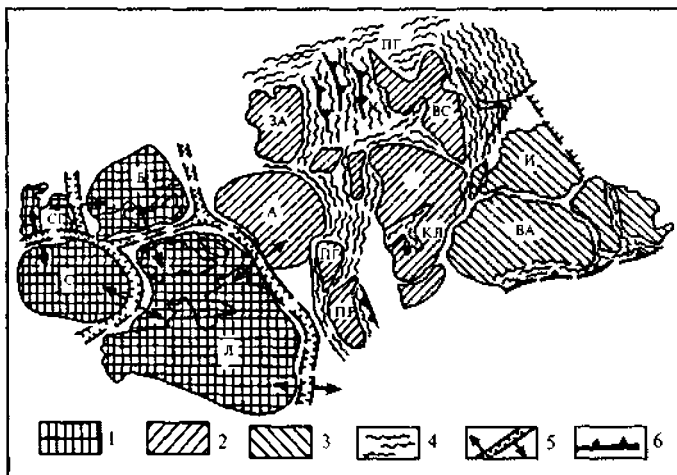
Неопротерозой (байкал) босқичи даврида палеозойга мансуб тектоник тузилмалар шакллана бошлаган. Биринчи навбатда, бу вақтда Мозамбик океанининг бекилиши, Тинч океанининг пайдо бўлиши ва Гондвана қитъасининг пайдо бўлиши кўзга ташланади. Шимолдаги Лавразия қитъаларида парчаланиш жараёнлари авж олиб, бир қатор кичик океан туридаги ҳавзалар пайдо бўлишига сабаб бўлган. Қадимги платформаларда эса рифт ва авлокогенлар ҳосил бўла бошлаган. Бу жараёнлар, пировардида, Япетус, Осиё ва Тетис ҳавзаларининг дунёга келишига асосий сабаб бўлади. Булардан ташқари, платформаларда улар устидаги устки қопламалар шаклланган. Қопламалар таркиби анча мураккаб бўлиб, терриген, оҳақтош, гил ётқизикларидан иборат. Юқори рифей давридаги геологик кесмаларнинг Ерда тарқалиши ва тақсимланиши 23.1- расмда кўрсатилган.

Родиний қитъасининг рифейда парчаланиши ва бўлиниши қитъалараро рифтлар тизими пайдо бўлишига олиб келади ва бир қатор океанларнинг очилиши билан яқунланади. Шимолий Америка ва Шарқий Гондвана Шимолий Америка ва Балтия ўртасидаги ҳавзалар шулар жумласидандир. Худди шундай тузилмалар Шарқий Сибирнинг жанубий ва ғарбий чеккаларида ҳам пайдо бўлган. Гондвана ҳудудида Мозамбик океани пайдо бўлиб, уни Ғарбий (Жанубий Америка, Африка) ва Шарқий (Ҳиндистон, Австралия, Антарктида) қисмларга ажратиб ташлаган. Буларнинг барчаси рифейдаги асосий геодинамик воқеаларни акс эттиради. Гондвана ва Лавразия қитъаларда бўлиб ўтган коллизия ва парчаланиш жараёнлари 23.2- расмда кўрсатилган.

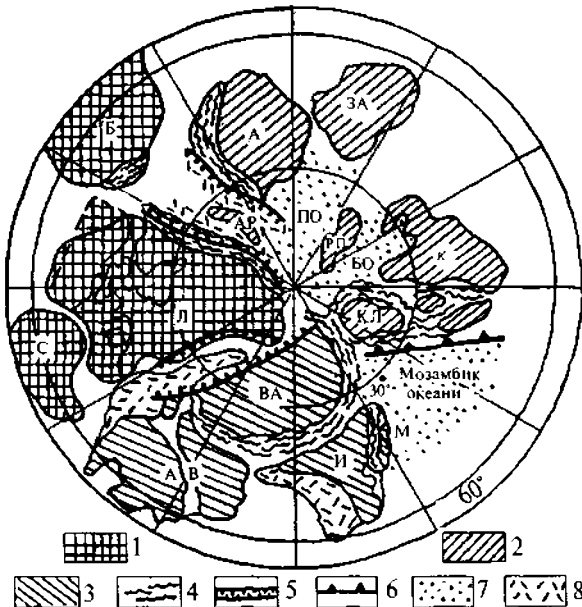
Гондвананинг жипслашиши ва Тинч океанининг пайдо бўлиши неопротерозой (рифей) даврининг бошларида Гондвана Родиний қитъаси таркибида бўлиб, мустақил аҳамиятга эга бўлмаган. Бу фикр, айниқса, унинг ғарбий қисмига тааллуқли.



23.1-расм. Ҳозирги қитъаларда рифей ётқизиклари кесмаларининг тақсимланиши (В.Е.Ханин). Шартли белгиларни 22.2-расмдан қаранг.

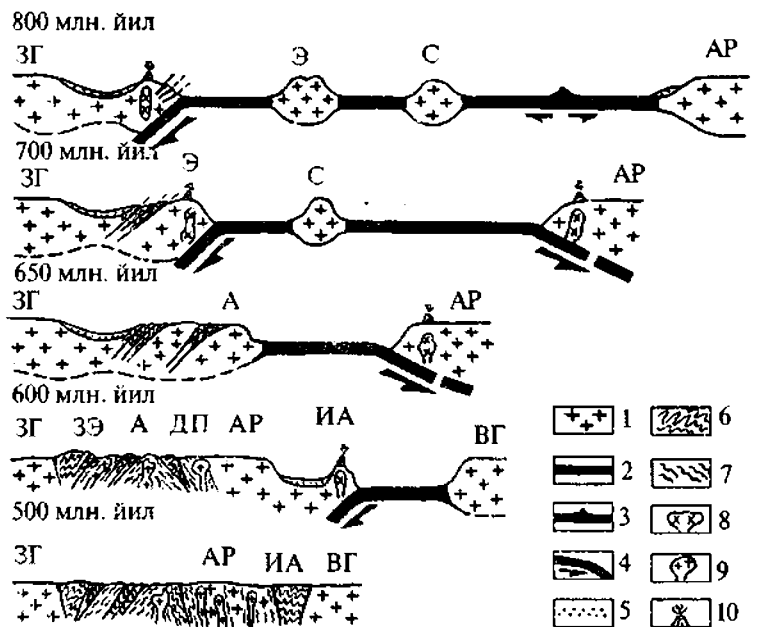


23.2- расм. Гондвана қитъасининг шаклланиши ва Лавразиянинг парчаланиши (R.Ungur). 1—3 — токембрий кратонлари: 1 — Лавразия (Л — Лаврентий, С — Сибирь, Б — Балтия, СК — Шимолий Хитой); 2 — Фарбий Гондвана (А — Амазония, ЗА — Фарбий Африка, ПР — Парана, РП — Рио де Плата, ВС — Шарқий Сахара, К — Конго, КЛ — Калахари); 3 — Шарқий Гондвана (ВА — Шарқий Антарктида, И — Ҳиндистон, ЗА — Фарбий ва СА — Шимолий Австралия); 4 — Гондванани шакллантирган бурмаланган ўлкалар (КТ — кадом тизими); 5 — рифт тизимлари; 6 — субдукция зонаси.



23.3- расм. Родиний қитъасининг тахминий қайта тикланиши (I.W.D.Daziel). 1—3 — архей-протерозой давридаги кратонлар: 1 — Лавразия (Л — Лаврентий, С — Сибирь, Б — Балтия), 2 — Фарбий Гондвана (А — Амазония, ЗА — Фарбий Африка, РП — Рио де Плата, К — Конго, КЛ — Калахари), 3 — Шарқий Гондвана (ВА — Шарқий Антарктида, АВ — Австралия, И — Ҳиндистон), 4 — гренил давридаги тизимлар, 5 — неопротерозой рифт тизимлари, 6 — субдукция зоналари, 7 — океан ҳавзалари (ПО — Пампа, БО — Бразилия, АО — Адамастер), 8 — фанерозой орогенлари.

23.4- расм. Мозамбик океанининг бекилиши ва бурмаланган ўлкага айланиши (В.Г.Казьмин). 1 — қитъадаги литосфера, 2 — океан литосфераси, 3 — спрединг, 4 — субдукция, 5 — суест четларнинг чуқиндилари, 6 — бурмаланган комплекслар, 7 — мигматитлар, 8—9 — магматик комплекслар: (8 — диоритлар, гранодиоритлар, 9 — гранитлар), 10 — оҳақишқорли вулканизм. Қитъалар: ЗГ — Фарбий Гондвана, ВГ — Шарқий Гондвана. Кичик қитъалар: Э — Эфиопия, С — Сидамо, АР — Африка Роги. Сутура ва бурмаланган ўлкалар: ЗЭ — Фарбий Эфиопия, А — Ангола, ДП — Дава Парма, ИА — Инд Ад.



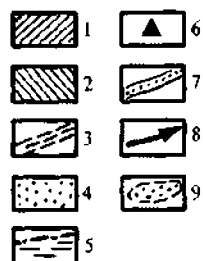
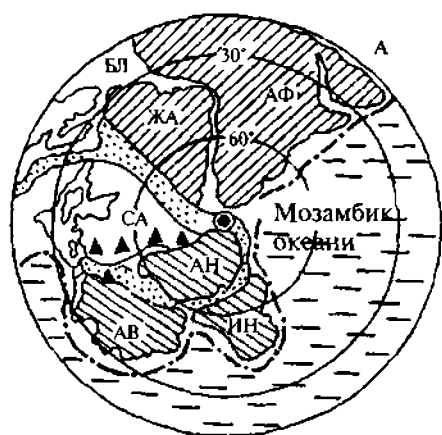
Мезопротерозойнинг охирларида Австралия Шарқий Антарктида қитъаси билан боғлиқ бўлган. Иккаласининг четларида музлик ётқизиқлари кенг тарқалган (тиллитлар). Антарктида ва Австралия Гондвананинг шарқий қисмига мансуб бўлиб, Фарбий Гондванадан Мозамбик океани туфайли ажралиб турган. Протерозойнинг охирида Фарбий Гондвананинг сўрилиши, Мозамбик океанининг бекилишига олиб келди. Субдукция жараёнлари бу даврда ёйорти денгизларини ҳам беркитиб юборган. Уларнинг ўрнида содир бўлган тўқнашув жараёнлари натижасида минтақа ҳосил бўлган. Ушбу давр адабиётларда панафрика „тоғ ҳосил қилиш“ даври номи билан маълум. Аммо орогенез (тоғ ҳосил қилиш) воқеалари баъзи ҳудудларда рифейнинг охиридан кембрийгача давом этган.

Мозамбик океанининг бекилиши протерозойнинг иккинчи ярмидан бошланиб, кембрийгача давом этган, яъни деярли 500 млн йилни ўз ичига олган. Океан ўрнида ҳосил бўлган бурмаланган ҳудудлар, камарлар таркибида қадимги офиолитлар, ёйорти ва ёйолди ҳавзаларининг ётқизиқлари кенг тарқалган. Мозамбик бурмаланган ўлкасининг шаклланиши 800 млн йилдан 500 млн йилгача давом этган ва бу давр ичида Африкага бир қатор кичик қитъалар, ороллар ёйлари келиб қўшилган. Фарбий ва Шарқий Гондвананинг ўзаро тўқнашуви натижасида ягона Гондвана мегақитъаси ҳосил бўлган ва ўзининг яхлитлигини мезозойгача сақлаб келган. Бу жараёнларнинг тахминий кўринишлари 23.3- расмда кўрсатилган.

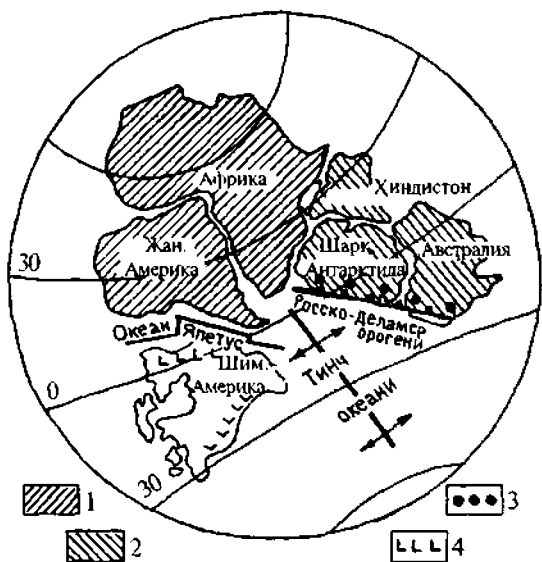
Шарқий ва Фарбий Гондвананинг ўзаро тўқнашуви ва жипслашуви Родиний қитъасининг ичида бир қатор рифтларнинг ҳосил бўлишига олиб келди (23.4., 23.5-расмлар).

Ҳосил бўлган рифтлар вақт ўтиши билан океан ҳавзаларига айланадилар. Улардан Фарбий Гондвана ва Лавразия қитъасининг ўртасида Тинч океани пайдо бўла бошлади. Тинч океанининг бундай йўл билан шаклланиши ва нисбатан ёшлиги, унинг қирғоқлари бўлган Шимолий Америка ва Шарқий Гондвананинг геологик тузилиши билан исботланади. Бу иккала улкан ҳудудларнинг ётқизиқлар таркиби, ёши, тектоник тузилмалари деярли бир-биринга жуда мос келади. Шундай қилиб, қадимги Мозамбик ҳавзасининг беркилиши Тинч океанининг очилишига олиб келади. Тинч океанининг очилишида иккала қирғоғи ҳам суест бўлган. Бу океанлар 800—750 млн й аввал ҳосил бўлган, уларнинг қадимги океаник табиати ҳақида топилган офиолитлар ва бир қатор чуқурсув шароитида ҳосил бўлган чуқиндилар далолат беради.

Прототетис (қадимги, илк Тетис) океани Лавразия ва Гондвана қитъалари орасида жойлашган. Океан мавжудлиги қадимги неопротерозойда ҳосил бўлган офиолит комплекслар билан белгиланади. Ҳозирги вақтда бундай таркибдаги комплекслар Альп, Динор, Атлас, Карпат, Шимолий Болқон, Вьетнам, Лаос, Циньлин ва бошқа жойларда топилган. Буларнинг барчаси Прототетис океани ишғол қилган майдонни белгилайди. Унинг шаклланишида кембрийгача давом этган кадом (панафрика) бурмаланиш даври алоҳида аҳамият касб этади. Прототетиснинг жанубида субдукция жараёнлари ороллар ёйи ва Фарбий Гондванага Араб-Нубия бурмаланган ўлкасини қўшиб юборади. Натижада ҳавзанинг жанубида фаол чекка пайдо бўлади (Паропамиз-Куньлун-Циньлин, Вьетнам). Прототетис океанининг Гондвана тагига сўрилиши Ер тарихида бундан кейин қайтарилмайди. Палеозой ва мезозойда қитъаларни сурилиши, субдукция жараёнлари фақат ушбу океани шимолий қисмида содир бўлди ва



23.5- расм. Родиний ва Гондвана қитъаларининг неопротерозойдаги геодинамик қайта тикланиши (К.Пауэл, В.Е.Хаин). А — қитъаларнинг Родиний таркибидаги ўрни (750 млн й). Б — Мозамбик океанининг бекилиши ва Тинч океанининг очилиши натижасида Гондвананинг ўрни (600 млн й). В — палеомагнит кутбларнинг йўналиши (М.О. Mc Williams): 1 — Фарбий Гондвана, 2 — Шарқий Гондвана, 3 — Мозамбик бурмаланган минтақаси, 4 — денгиз ҳавзалари, 5 — океан, 6 — тиллитлар; 7 — кутбларнинг протерозойда йўналиши, 8 — Шарқий ва Фарбий Гондвана тўқнашуви ва кутбларнинг йўналиши, 9 — ордовикдаги барча Гондвана қитъаларидаги магнит кутбларининг ўрни.



23.6- расм. Тинч ва Япетус океанининг қайта тикланиши (500 млн й) (I.W.D.Dalziel): 1 — Фарбий ва 2 — Шарқий Гондвана, 3 — 4 — трапп ҳудудлари (3 — Шарқий Антарктика ва Австралия, 4 — Шимолий Америка).

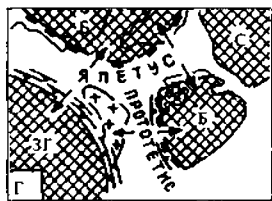
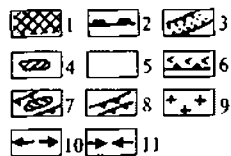
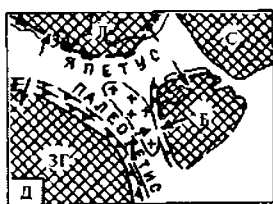
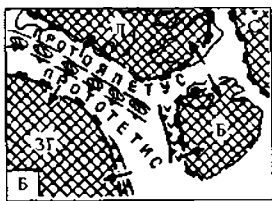
далолат бериб турибди (Енисей кряжи, Шарқий Саён, Шимоли-ғарбий Мўғулистон, Байкал тизими, Шимолий Тяньшан). Неопротерозойда Сибирь ва Балтия қитъалари атрофида орол ёйлари ҳосил бўлади, уларнинг кейинчалик ўзаро жипслашуви ва қитъаларга келиб қўшилиб кетиши қитъа майдонларини кенгайтиради. Айни вақтда Шарқий Гондвана аста-секин парчаланиб, бир қатор кичик ҳавзалар ҳосил қилади (23.8- расм).

Неопротерозойдаги океан ва қитъаларнинг жойлашиши, тутган ўрни, таркибини қайта тиклаш жуда мураккаб масалалардан ҳисобланади. Бунинг объектив сабаблари океан кесмаларининг танқис-

Гондванадан бир қатор кичик қитъалар ва террейнларни ажратди, холос. Шу билан бирга, кадом давридаги тоғ ҳосил қилиш жараёнлари Прототетис яхлитлигини бузмади (23.6- расм).

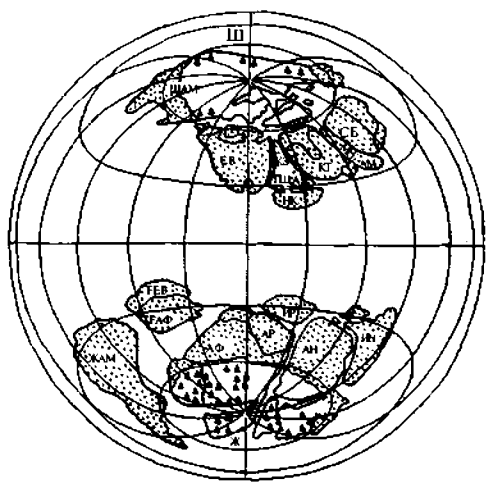
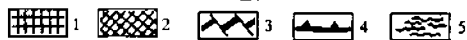
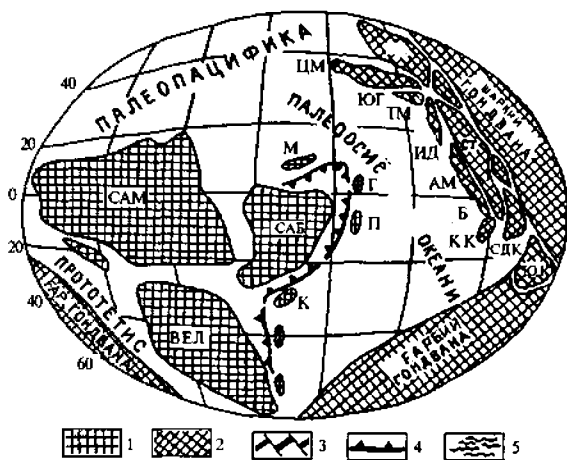
Протояпетус (қадимги Япетус) океани Лаврентий ва Балтия ўртасидаги рифт тизимларининг кенгайтириши натижасида ҳосил бўлган. Бунга ҳам Гренландия, Фарбий Скандинавиядаги офиолит комплекслари исбот бўла олади. Венд даврининг охирида Протояпетус ҳавзаси бекилади, деб тахмин қилинмоқда. Кейинчалик кембрий даврида у очилиб, ҳақиқий Япетус океани сифатида фаолият кўрсатган (23.7- расм).

Қадимги Осиё океани Родиний қитъасининг неопротерозой ривожланиш даврида ҳосил бўлган. Бу океanning пайдо бўлиши бир қатор ҳавзаларни юзага келтирган. Улар кейинчалик бекилиб, Урал-Охота бурмаланиш минтақасини яратган. Рифейнинг охирларида, Родиний қитъасида рифтогенез жараёнлари ниҳоятда кенг қўламда ривожланган. Сибирь ва Балтия, Тарим ва Хитой кратонлари, платформалар ўртасидаги рифтлар литосферани парчалаб, қадимги Осиё океанининг дунёга келишига сабаб бўлган. Бу ҳақда бир қатор ҳудудлардаги офиолитлар



23.7- расм. Неопротерозойда Фарбий Гондвана, Балтия, Лаврентий қитъаларининг қайта тикланиш схемаси (С.Г. Рудаков). А — неопротерозой (850 млн й), Б — венд, В — калом даври охири-кембрий; Д—қуйи палеозой. 1 — қитъалар, 2 — суст чеккалар, 3 — рифтлар, 4 — кичик қитъалар, 5 — океан ҳавзалари, 6 — ороллр ёйи вулканизми, 7 — Авалон ороллр ёйи, 8 — фаол чеккаларнинг аккреция комплекслари, 9 — Арморикан қитъаси, 10 — ҳудудий кенгайиш, 11 — ҳудудий сиқилиш. Ҳарфлар: Л — Лаврентий, Б — Балтия, С — Сибирь, ЗГ — Фарбий Гондвана.

23.8- расм. Неопротерозойдаги қадимги Осиё океанининг қайта тикланиш схемаси (А.Н.Диденко, А.А.Моссаковский, С.В.Руженцев, С.Г.Самигин, Т.Н.Хераскова). 1—2 — рифей қитъалари, кичик қитъалар ва бўлақлар (1 — Лавразия қатори, 2 — Гондвана қатори), 3 — кенгайиш ўқи, 4 — субдукция ҳудудлари, ороллр ёйи, 5 — бурмаланган ўлкалар (байкалидлар). Лавразия қаторлари—мега-континентлар — САМ—Шимолий Америка, ВЕП — Шарқий Европа, СИБ — Сибирь қитъаси: М — Муй, Г — Горган, К — Кара, П — Протеросаян; Гондвана қатори: Фарбий ва Шарқий Гондвана: СК — Шимолий Хитой, Т—Тарим, СДК — Сирдарё-Қорақум, ЮК — Жанубий Хитой, ЦМ — Марказий Мўғулистон, ЮГ — Жанубий Гоби, ДХ — Дзобхан, ТМ — Тува-Мўғул, НД — Ила-Джунгария, СТ — Шимолий Тяньшан, АК — Актауминтин, Б — Босусқўл, КК — Куньлунда-Кокчетав, ВТ — Шарқий Тува.



23.9- расм. Роднийнинг парчаланиши, Лавразия ва Гондвананинг яратилиши (О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков). Учбурчақлар тиллит ва тиллоидларни жойланишини белгилайди: М-н;—Мўғулистон плитаси, Ам—Амур плитаси, Эр—Эрон плитаси. Шартли белгиларни 20.5, 21.1-расмлардан қаранг.



23.10- расм. Роднийнинг парчаланиши (650 млн.й) (О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков). Ар—Арабистон плитаси. Шартли белгиларни 20.5, 21.1-расмлардан қаранг.

лиги, жинсларнинг ёши ҳақидаги мавҳумликлар ва бошқалардан иборат. Шунинг учун бундай ҳудудларда бажарилган қайта тиклаш ишлари маълум даражада тахминий тарзга эга, улардаги тахминлар эса муаллифлар нуқтан назаридан келиб чиқади. Шундай қилиб, мезопротерозойда (рифей) ташкил топган Родиний қитъаси фақат 900 млн. йил яхлит сақланиб турди. Кейинчалик (900 млн. й атрофида) у парчалана бошлади ва бу жараёнлар натижасида Тетис океани вужудга келди. Тетис океани яхлит Родиний мегақитъасини Лавразия ва Гондвана қитъаларига бўлиб юборди. Уларнинг шимолда жойлашганлиги бу қитъаларда қадимги музлик ётқизиклари билан исботланади (750 млн. й аввал Жанубий ва Марказий Африка, Австралия, Антарктида). Кейинчалик (650 млн. й, венд) парчаланиш жараёнлар Ғарбий Гондванани бир неча қитъаларга ажратди, бир қатор океанлар, шу жумладан, Мозамбик океанини пайдо бўлишига сабаб бўлди. Бу давр ичида Тетисдан ташқари Япетус ва қадимги Осиё океани ҳам шаклланди (23.9, 23.10-расм).

23.2. Бурмаланган ўлкаларнинг қуйи палеозой (каледон) ва юқори палеозой (герцин) босқичлари. Лавруссия ва Пангея II мегақитъаларининг вужудга келиши (0,54—0,24 млрд. й)

23.2.1. Литосфера плиталарининг сузишини (дрейф) геодинамик жиҳатдан қайта тиклаш

Ўтмишда ҳосил бўлган океанларни тиклаш, улар билан боғлиқ бўлган литосфера плиталарининг ҳаракат йўналишларини аниқлаш бу тузилмаларни тугган ўрни, тарқалиши, таркибини тиклашни тақозо этади. Бахтга қарши, тўла-тўқис (мутлақ) тиклаш ишлари учун маълумотлар етишмайди. Бу соҳада мавжуд икки услубга таянилади. Биринчиси, палеомагнит кенгликни аниқлаш ва иккинчиси— Ернинг қадимги иқлимий зоналлигига таяниш. Бу услубларга таяниб олиб борилган тадқиқотларда қитъаларнинг географик ўрнини аниқлашда $\pm 10\%$ га (яъни 1000 км атрофида) хато қилиш мумкин.

Палеозой ва мезозой учун глобал геодинамик қайта тиклаш бир қатор олимлар томонидан амалга оширилган (А.Г.Смит, Ж.С.Бриден, Е.Р.Канашевич, М.Г.Эванс, Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин, С.Р.Скотс ва бошқалар).

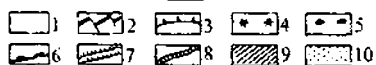
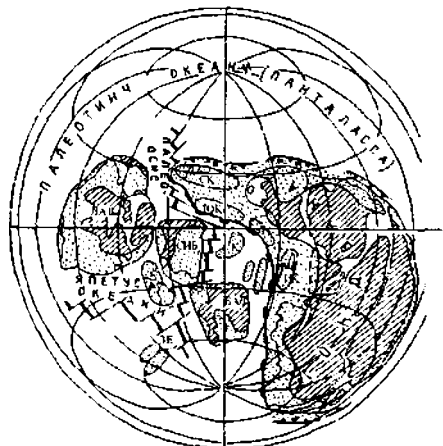
Мазкур ишда биз В.Е.Хаин ва Л.П.Зоненшайнлар томонидан бажарилган натижаларга таяндик. Ушбу мутахассислар томонидан бажарилган глобал қайта тиклашлар, океанларнинг ўтмишдаги ўрни, катта-кичиклиги, уларнинг вақт-вақти билан сузишининг (дрейфи) қитъаларга муносабатини аниқлаш имкониятини яратади. Ер тарихининг палеозой босқичида содир бўлган геологик воқеалар (рифтогенез, субдукция, спрединг, коллизия) ҳақида тўлиқ маълумот беради. Ушбу жараёнлар натижасида ҳосил бўлган бурмаланган ўлкалар, қитъаларнинг кенгайиши, янги Ер қобиғининг шаклланиши каби мураккаб ҳодисаларни ўрганишга асос бўлади.

Соддароқ қилиб айтганда, палеозой ва мезозой даврлари учун, биринчи навбатда, океанлар тарихи катта аҳамиятга эга. Родиний суперқитъаси парчаланиб кетгандан сўнг, қолган тарихий воқеа ва ҳодисалар Тинч, Ҳинд, Атлантика, Шимолий Муз океанлари тарихи билан боғлиқ.

Каледон (қуйи палеозой) босқичида Балтия ва Лаврентий қитъалари бирлашиб Лавруссияни ҳосил қилган.

Кембрийда (23.11- расм) Ғарбий яримшар ва Арктика майдонини қадимги Тинч океани ишғол қилган. Шарқий яримшарда эса қитъалар ва улар орасидаги кичик ҳавзалар жойлашган. Неопротерозойда

бошланган геодинамик жараёнлар кембрийга ҳам ўтган (Гондвананинг шаклланиши, Лавразиядаги парчаланиш жараёнлари). Бу даврда Ғарбий ва Шарқий Гондвана бирлашиб, ягона мегақитъага айланган. Бунга улкан Хитой ва бир қатор кичик, майда қитъалар қиради. Мегақитъанинг ғарбий қисми суст чеккалар, шимолий ва шарқий қисмлар фаол чеккалар сирасига қиради.



23.11- расм. Юқори кембрийда қитъа ва океанларнинг ҳолати (В.Е. Хаин бўйича, ҳушимчалар билан). 1 — океанлар; 2 — марказий океан тизмалари; 3 — субдукция ҳудуди; 4 — орол ёйлари ва вулканизм; 5 — интрузив магматизм; 6 — суст чеккалар; 7 — коллизия ҳудудлари; 8 — рифтлар; 9 — қуруқлик; 10 — майда қитъалар, денгизлар. ЛАВ — Лаврентий, СИБ — Сибирь, БАЛ — Балтия, ИК — Ҳинди-Хитой, ЮК — Жанубий Хитой, СК — Шимолий Хитой, А — Аляска, А-М — Атасу-Моинтин, Т — Тарим, ЗЕ — Ғарбий Европа, К — Хитой, А — Аляска.



23.12- расм. Қуйи ордовикда қитъалар ва океанларнинг ўрни (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хамн бўйича). Шартли белгиларни 23.11- расмдан қаранг.



23.13- расм. Қуйи силурда океан ва қитъаларнинг ўрни (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хамн бўйича). Шартли белгиларни 23.11- расмдан қаранг.

Лавразиядаги қитъалар эса бу даврда бир-биридан узоқлашиб борган. Япетус Тинч океан томон очилган. Қадимги Осие океани ичида бир қатор кичик қитъалар мавжуд бўлиб, ороллар ёйлари ҳосил бўла бошлаган.

Ордовик (23.12- расм) даврида қитъалар анча масофага сурилган: Сибирь ва Балтия шимолга қараб, Лаврентия—жанубга, Гондвана эса шарққа интилган. Ушбу ҳаракатлар натижасида Тетис ва Қадимги Осие океанлари кенгайиб борган. Гондвананинг ғарбий қисмидан бир қатор майда қитъалар ажралиши давом этган. Шарқий қисмида эса фаоллик давом этиб, вулканик жараёнлар содир бўлган. Бу минтақаларнинг марказида йирик гранит интрузиялар шаклланган.

Худди шундай геологик воқеалар Сибирда ҳам давом этиб борган ва Япетус океанининг марказида, Урал тизмасининг ўрнида янги океан пайдо бўла бошлаган.

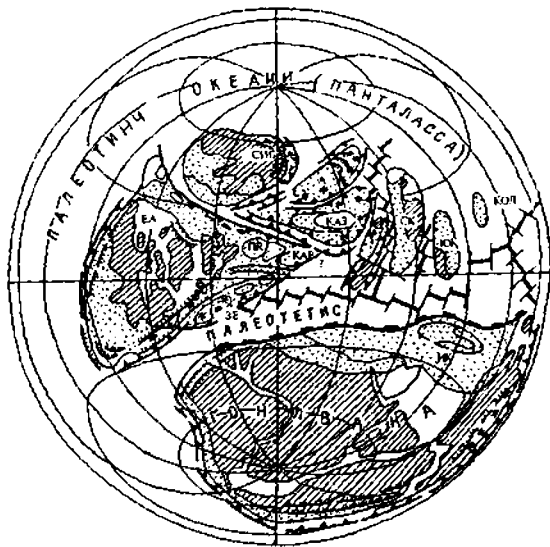
Силур (23.13- расм) даври юқорида кўрсатилган океаник ҳавзаларнинг бекилиши билан яқунланади. Каледон босқичи билан боғлиқ бўлган жараёнлар сўниб, аста-секин тўхтайтиди. Гондвана, Тетис, Сибирь, Лаврентий каби қитъалар бурмаланган ўлкалар ҳисобига ўз майдонини оширади ва янгидан ҳосил бўлган Урал ва Туркистон океанлари кенгайган. Япетус океани ҳам ўз фаолиятини тўхтатиб, Лавруссия қитъасига айланган.

Герцин (юқори палеозой) геодинамик босқичи натижасида Пангея II мегақитъаси вужудга келади.

Девон (23.14- расм). Бу даврда Лавразияни ташкил қилган майда қитъалар ўзаро яқинлаша бориб, бир қатор бурмаланган тизмалар ҳосил қилган ва Палеотетис кенгайиб жуда катта майдонларни ишғол қилган. Бу даврдаги асосий геологик воқеалар Балтия ва Лаврентий қитъаларининг тўқнашуви билан боғлиқ бўлиб, улкан бурмаланган минтақа пайдо бўлган. Қадимги Осие океани билан унинг ороллар ёйлари тўқнашуви Қозоғистон қитъасини ташкил қилади. Айни шу даврда Урал ва Туркистон океаник ҳавзалари кенгайди. Барча қайд қилинган ҳудудларда коллизия жараёнлари, гранитоид магматизми янги қуйи палеозойда ҳосил бўлган Ер пўстини вужудга келтирди. Ордовик, силур ва девон даврида Гондвана қитъаси ўз ўқи атрофида айланиб жануб



23.14- расм. Океан ва қитъаларнинг қуйи девондаги ўрни (Л. П.Зоненшайн, В.Е.Хамн бўйича). Шартли белгиларни 23.11-расмдан қаранг.



23.15- расм. Океан ва қитъаларнинг қуйи карбондаги ўрни (Л. П. Зоненшайн, В. Е. Ханн бўйича). Шартли белгиларни 23.11- расмдан қаранг.



23.16- расм. Қитъалар ва океанларнинг қуйи пермдаги ўрни (Л. П. Зоненшайн, В. Е. Ханн бўйича). Шартли белгилар 23.11- расмда. Кичик қитъалар номи: М — Мизий, У — Устюрт, К — Қорақум, АТ — Афғон-Тожиқ, Т — Тарим, ИР — Эрон, АФ — Афғон, ЮП — Жанубий Помир, ТБ — Тибет, СБ — Шимолий Бирма, ИК — Ҳинди-Хитой, ПК — Каспийбўйи субокеаник ҳавзаси.

томонга интилди. Бу ҳаракатлар Қозоғистон ҳудудида яққол кўринади. Лавразия қитъаларининг ғарб томон сурилиши Осиё океанини кенгайтириб юборган. Ўз навбатида, бу қадимги ҳавзанинг кейинчалик торайиши эса Урал, Туркистон ва Жанубий Мўғулистон океанларининг кенгайишига олиб келган.

Карбон (23.15- расм) даврида Пангея қитъасининг шакли анча ойдинлашиб, ҳозирги кўринишига яқинлашиб қолган. Гондвана жанубга сурилган, бунинг натижасида қутб атрофидаги ҳудудларда музланиш жараёнлари пайдо бўлган. Энг асосий геологик воқеалардан бири, бу даврда юқорида кўрсатилган Урал, Туркистон ва Жанубий Мўғулистон океанлари торайган. Пермь даврига келиб, умуман, бу ҳавзалар бекилади. Карбон даврининг охирида Лавразия қитъаси яхлит, ғарбий қисми Гондвана билан туташади. Палеотетисдаги субдукция жараёнларининг давом этиши, Хитой ва Қозоғистон ўртасида Палеотетис II ҳавзасини яратади.

Пермь (23.16- расм). Силур ва девонда бошланган Лавразия қитъаларининг бир-бири билан қўшилиши ва жипслашуви пермга келиб якунланади ва яхлит Пангея II мегақитъасини ҳосил қилади. Ана шу қитъани ўз вақтида А. Вегенер тахмин қилган ва шаклини белгилаб берган. Бу қитъа жанубда Гондвана, шимолда Лавразия қитъаларидан иборат бўлган, аммо Лавразиянинг жануби-ғарби билан Хитой ўртасида Палеотетис II ҳавзаси сақланиб қолган (Сонпань-Ганьси ҳавзаси). Ушбу ҳавза триасда беркилган.

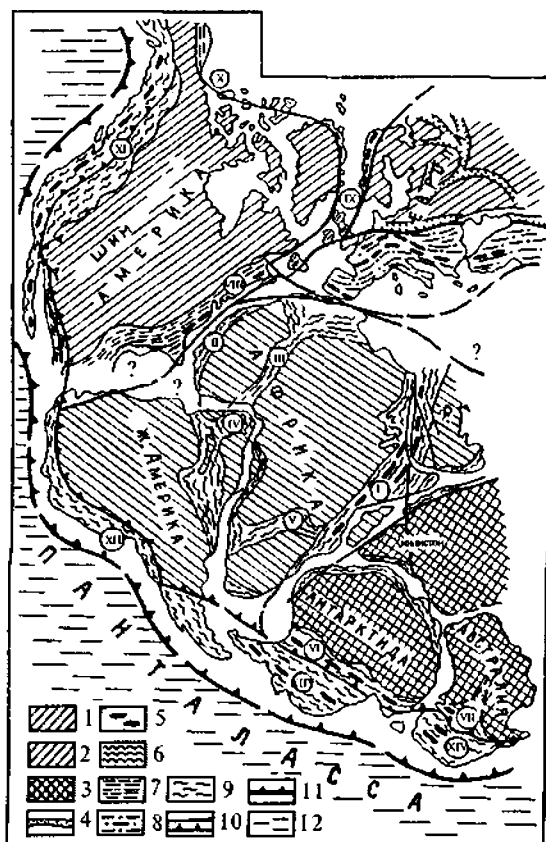
Шундай қилиб, палеозойда икки яримшар мавжудлиги шаклланган. Уларнинг биринчисини Тинч океани ишғол қилган, унинг жанубида эса ниҳоятда кенг Пангея II шаклланган. Қитъалардан иборат бўлган яримшарда деструкция, спрединг, коллизия жараёнлари устун бўлиб, бу ҳудудни тарихи Япетус, Тетис, Осиё океанлари тарихидан иборатдир.

23.2.2. Палеозой океанлари ҳавзалари ва уларнинг бурмаланган минтақаларга айланиши

Палеозой даврида қитъаларо ва океанларнинг фаол четида жойлашган бурмаланган минтақалар ажратилган. Уларнинг иккаласи ҳам ўша давр океанлари таркибига кирган тузилмаларнинг мураккаб тарихини акс эттиради. Қитъаларо бурмаланган минтақаларга Шимолий Атлантика каледонидлари, Альп-Ҳимолай, Урал-Тяньшан-Охога бурмаланган минтақалари киради ва улар Япетус, Тетис, Осиё океанлари ўрнида ҳосил бўлган. Тинч океани (Панафрика) атрофида ҳам бир қатор шуларга ўхшаш ҳудудлар мавжуд.

Палеозойнинг охирида, қитъаларнинг бир-бири билан жипслашуви натижасида Пангея II мегақитъа ҳосил бўлган. Унинг ғарбий қисмидаги Гондвана ва Ғарбий Лавразияни каледон ва герцин даврида

23.17- расм. Палеозой охирида Гондвана ва Фарбий Лавразия асосида Пангея II нинг тикланиши. 1—3 — Қадимги платформалар ва Пангея II: 1 — Лавразия платформалари (Шимолий Америка, Шарқий Европа); 2—3 — Гондвана платформалари; (2 — Фарбий Гондвана; 3 — Шарқий Гондвана); 4 — авлокогенлар; 5 — офиолитлар; 6—8 — қитъалараро коллизия бурмаланган камарлар; 6 — Панафрика коллизияси (I — Мозамбик, II — Мавритания, III — Дагомея, IV — Бразилия, V — Хитой); 7 — Шимолий Атлантика минтақаси (VIII — Атлантика, IX — Грампиан, X — Ҳиндистон); 8 — каледон-герцин Ўрта Ер денгизи минтақаси, 9 — Тинч океани атрофидаги коллизия минтақа (VI — Трансантарктика, VII — Денисон-Аделаида, XI — Кордильера, XII — Анд, XIII — Арктика, XIV — Жанубий Австралия); 10 — ёриқлар, навиглар, 11 — Тинч океан литосфераси субдукцияси, 12 — Палеотинч океан литосфераси.



бурмаланган минтақалар ёрдамида бир-бири билан жипслаштирган. Бу жараёнлар натижасида Шимолий Америка ва Шарқий Европадаги қитъалар бирлашиб, Лаврусияни ҳосил қилган. Шу давр ичида Палеотетиснинг ёпилиши Альп-Ҳимолай бурмаларини пайдо бўлишига сабаб бўлган.

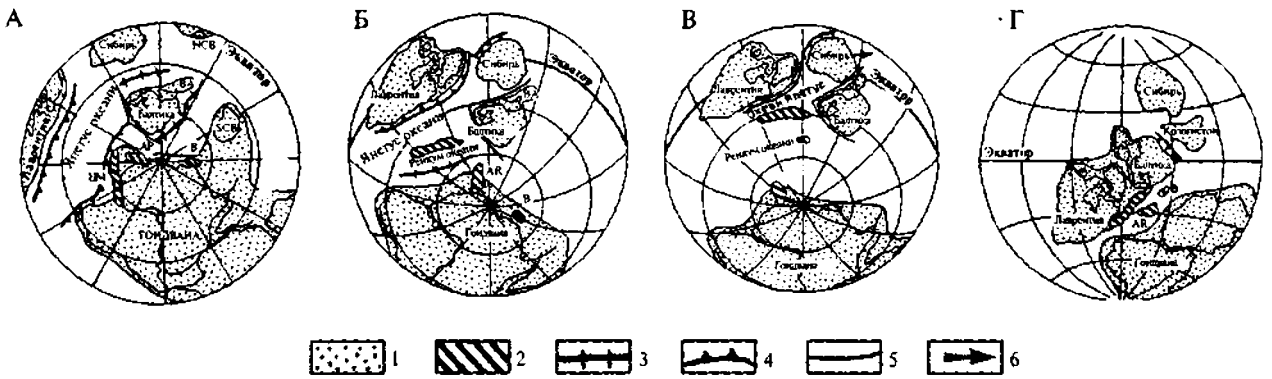
Шарқдаги Осиё қитъасининг ички тузилишини бир қатор шуларга ўхшаш қитъалараро бурмаланган ўлкалар мураккаблаштиради (Альп-Ҳимолай, Урал-Тяньшан-Охота минтақалари). Булардан биринчиси икки йирик қитъани (Гондвана ва Лавразияни) бирлаштиради, иккинчиси эса жуда катта майдонни эгаллайди ва Шарқий Сибирь, Шарқий Европа платформаларини туташтиради. Қуйида биз буларнинг қисқача таърифини кўриб чиқамиз.

Қадимги Япетус океани. Шимолий Атлантика океанининг ғарбий ва шарқий қирғоқларини эгаллаган. Шарқий қисмида уларни Грампиан бурмаланган минтақа дейилади (Британия ороллари ва Скандинавия). Ғарбда эса улар Аппалачи, Гренландия, Ньюфаундленд, Уачито ҳудудларида учрайди. Уларнинг тузилиши 23.17. расмда кўрсатилган.

Каледон даврида ташкил топган бурмаланган ўлкаларнинг бош хусусияти улардаги тузилмаларнинг кўндаланг зоналигидир. Бу ҳудудларнинг платформа билан туташган жойида қитъалар чеккаларига мансуб чуқур ботиқлар, марказий қисмида офиолитлар, улардан кейин ёйорти ҳавзалари жойлашган. Минтақа ривожини яқунлайдиган босқичларда бу ётқизиқлар платформа устига надвиглар орқали чиқиб қолади (масалан, Япетус океанининг чекка ётқизиқлари Шимолий Америка ва Шарқий Европа платформалари устини қоплайди). Ушбу жараёнлар билан бевосита боғланган метаморфизм ва гранитоид интрузиялар ҳам кенг тарқалган.

Шимолий Америка платформасининг шарқий қисмида 3000 км. га чўзилган Аппалачи бурмаланган минтақаси жойлашган (Шимолий, Жанубий Аппалачи тоғлари, Уачито ва Ньюфаундленд). Ўтмишда улар Британия каледонидлари билан бирга ягона бурмаланган ҳудудни ташкил қилган. Уларда ҳам платформа, океан ва қитъа четини таърифлайдиган ётқизиқлар мавжуд. Бу кесмалар, уларнинг кетмакетлиги Япетус океанининг ички тузилишини ва босқичларини тиклашга имкон беради.

Рус ва Шимолий Америка платформаларининг бир-бирига яқинлашуви ва тўқнашуви Япетус океанини, умуман, бекилишига олиб келади ва бу океан ўрнида янги Ер қобиғи ва икки томонлама тузилган ороген ҳосил бўлади. Буларнинг асосида Япетус океанининг босқичлари белгиланади. Рифей-венд даврида атлантика туридаги океан ҳавзасининг марказини офиолитлар эгаллаган. Венднинг охирига келиб геодинамик вазият ўзгаради, яъни кенгайиш жараёнлари ўрнида ҳудуд сиқилиши, ҳавзанинг тораёиши кузатилади ва шу йўл билан океан бекилади. Кейинчалик, кембрийда янги ҳосил бўлган бурмаланган ўлка рифтогенез натижасида яна кенгайган, спрединг жараёнларига дучор бўлиб, девон давригача фаолият кўрсатган Палеояпетус ҳавзасини яратади (23.18-расм). Қуйи ва ўрта кембрийда бу океан суэт қирғоқлар билан ўралган ва ҳозирги Атлантика океанини эслатади. Унинг кенглиги бир неча минг км га тенг. Юқори кембрий ва қуйи ордовикда океан четларида ороллар ёйлари пайдо бўла бошлаган (23.18- расм, А). Ордовикнинг ўртасида Ғарбий Гондвананинг бир қисми, асосий қитъадан узилиб, Авалоний номи билан маълум бўлган кичик қитъа яратади. Унинг Лаврентий қитъаси томон



23.18- расм. Япетус океанининг геодинамик қайта тикланиши (Т.С. Phazaoh, Т.Н. Tozsvik). А — қуйи ордовик (480—490 млн. й), Б — ўрта ордовик (ланвирн-ландейло, 464 млн. й), В — ўрта ордовикнинг охири (коррадок, 450 млн. й), ўрта девон (374 млн. й). Белгилар: 1 — қитъалар, 2 — террейнлар; 3 — ўрта океан тизмалари; 4 — субдукция зоналари; 5 — ёриқлар; 6 — ўрта ордовикнинг охирида Сибирь ҳаракати.

ҳаракатлари Япетус океан майдонини қисқартиради. Ордовикнинг охирида ушбу океан литосфераси Шимолий Америка тагига сўрила бошлайди. Натижада бу океан аввал қисқариб, кейин, умуман, бурмаланган ўлка пайдо бўлади. Балтия, Лаврентия қитъаларининг жипслашиши натижасида ҳосил бўлган Лавруссия, мезозойгача мавжуд бўлган (23.18- расм, А, Б).

Палеотетис океани. Қитъалардан иборат бўлган Шимолий яримшарда Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлка алоҳида ўрин эгаллайди. У шимолда Лавразия ва жанубда Гондвана платформаларини бирлаштирадиган йирик тузилма ҳисобланади. Фарбада бу ўлка Лаврентия ва Балтияни Фарбий Гондванадан (Ж.Америка, Африка), шарқда Тарим, Хитой, Корейс платформаларини Ҳиндистондан ажратиб турган. Ўрта Осиёда Тетиснинг бурмаланган ҳудудлари Осиё океанининг тузилмалари билан бевосита туташиб туради.

Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлканинг ривожланиш даври анча узоқ вақтни ўз ичига олган (юқори протерозойдан то мезозойгача). Унинг тузилишида ҳар хил даврда ҳосил бўлган, аммо тегишли океанлар ўрнида жойлашган, бурмаланган минтақалар катта аҳамиятга эга. Рифей-палеозой (Протопалеотетис), мезозой (Мезотетис) ва Неотетис ҳавзалари ўз ўрнида шу ёшга мансуб бўлган бурмаланган ўлка ва минтақалар ҳосил қилган. Буларнинг кетма-кетлигини, таркибини тиклаш алоҳида масала бўлиб, ҳамма вақт ҳам муваффақият билан ечилавермайди.

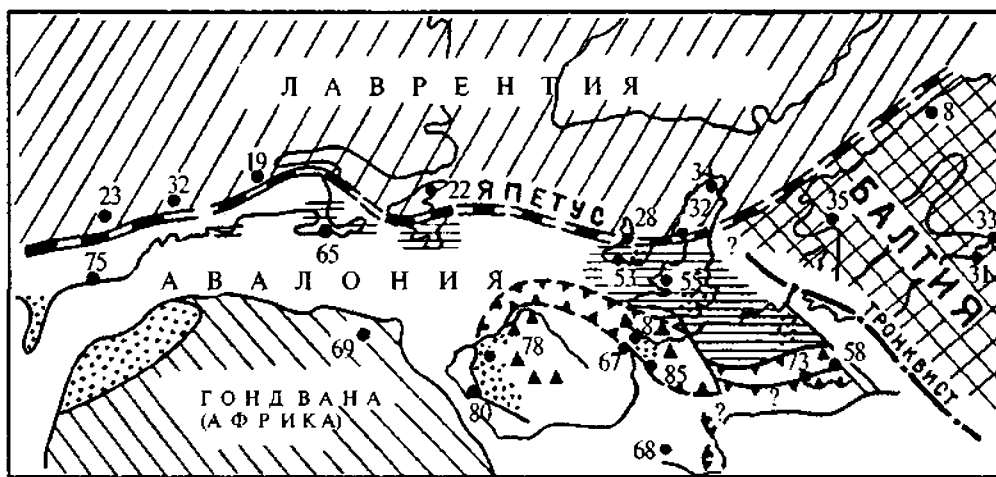
Палеотетиснинг ички тузилиши кўп жиҳатлари билан қадимги Осиё океанини эслатади. Биринчидан, шуни айтиш керакки, Палеотетис ҳавзасининг ичида ҳам жуда кўп катта-кичик қитъалар (террейнлар) учрайди. Тадқиқотчиларнинг фикрича, ушбу майда қитъа ва террейнлар Гондвананинг бўлақларига тўғри келади. Иккинчидан, офиолитлар ҳам бир неча ёшдаги комплексларни ташкил қилади.

Протерозойнинг охирида очилган Палеотетис океанининг кенлиги бир неча минг км га тенг бўлган. Бир неча марта сиқилиш жараёнлари натижасини ҳисобга олмаган ҳолда, бу океаннинг кенлиги 2,5 минг км га тенг. Ўтмишда, албатта бу рақамни 2—3 марта ошириш керак бўлади. Океан ҳавзасининг ичида кичик қитъалар, террейнлар кўп бўлган. Рифей ва қуйи палеозой давридаги офиолитларни назарда тутсак, Тетиснинг океаник даври протерозойдан то вендгача чўзилиб кетган (23.19- расм).

Океан тузилмаларининг бекилиши, ўзаро тўқнашув, майда қитъаларнинг бирлашуви коллизия ва гранитоид плутонизм жараёнлари орқали амалга ошган. Бу даврда ҳосил бўлган Ер пўсти Гондвана платформасига қўшилиб, унинг майдонини оширган. Ҳозирги вақтда ушбу турдаги Ер пўстининг бўлақлари палеозойда ташкил топган Тетис ичида ҳам учрайди.

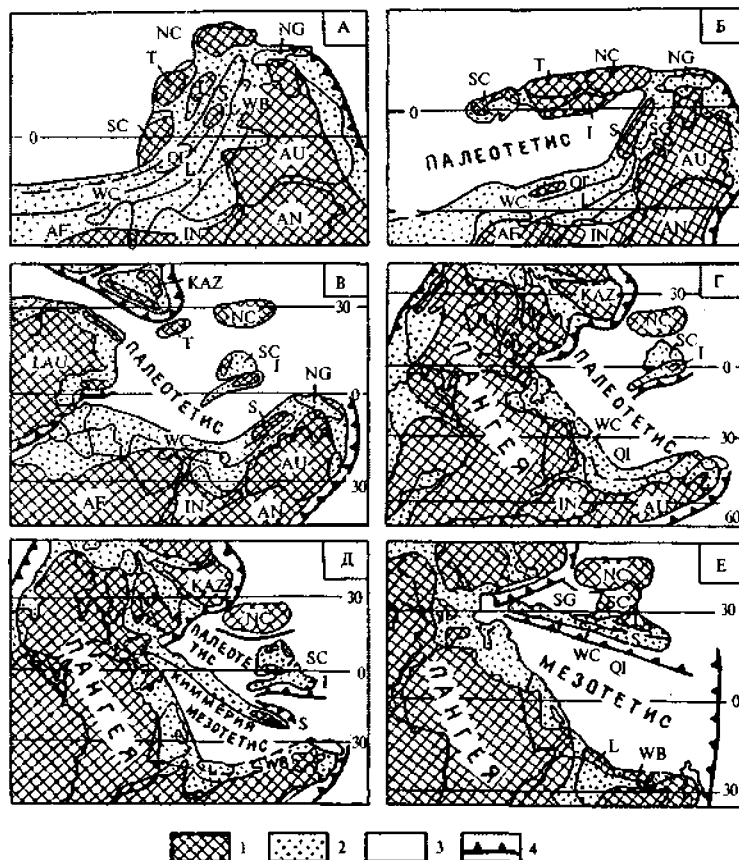
Ордовикдан бошлаб нисбатан янги Палеотетис ҳавзалари вужудга кела бошлайди. Бу даврдаги офиолитлар Альп, Шимолий Кавказ, Арморикан массивларида тарқалган. Шарқда улар Эрон, Эльбрус, Шимолий Помир, Куньлун, Тибет ва Ҳинди-Хитойда мавжуд бўлиб, Палеотетисни нечоғлик кенг тарқалганлигини кўрсатади.

Альп-Ҳимолай минтақасининг келиб чиқиши ҳақида икки хил фикр мавжуд. Биринчи тасаввурларга қараганда, бу ўлка қадимги улкан океаннинг ўрнида, унинг торайиши, сиқилиши ва бурмаланиши натижасида пайдо бўлган. Иккинчи фикрга кўра, Родиний қитъасининг рифейда парчаланиши натижасида вужудга келган. Иккала нуқтан назар ҳам тегишли далиллар билан қувватланган.



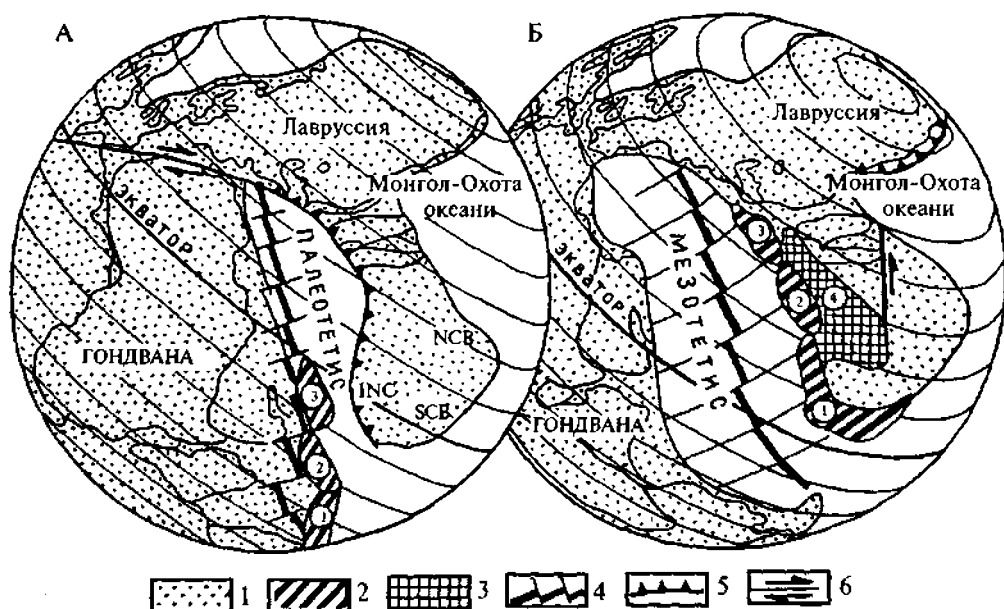
23.19- расм. Европа герцин бурмаланган ҳудудларида Авалон кичик қитъаларининг қайта тикланиши (N.Hohman, D.Franke). 1 — кадом давридаги пойдевор қолдиқлари; 2 — Авалон плитаси; 3 — надвиглар, сурилмалар; 4 — палеомагнит кенглик аниқланган жойлар, градусда берилган; 5 — музлик ётқизиқлари; 6 — Япетус океанининг қолдиги (сутураси); 7 — Тронквист ёриги.

23.20- расм. Палеозой ва қуйи мезозойда Шарқий Гондвана ва Тинч океанининг қайта тикланиши (I.Metcalfе, A.G. Smithe, D.R.Scotese, H.I.Struckmeyer, J.M.Totzedell бўйича). А — силурда Шарқий Гондвана, Шарқий ва Жанубий Осиё; Б — юқори девонда Палеотетиснинг очилиши ва Гондвананинг ўрни; В—Г — Шарқий Гондвана ва Палеотетиснинг тикланиши: В — қуйи карбон (340 млн. й.), Г — қуйи пермь (295 млн. й.), Д — юқори пермда Мезотетиснинг очилиши, Киммерий қитъасининг пайдо бўлиши (255 млн. й.), Е — Пангеянинг тикланиши (220 млн. й.); 1 — қуруқлик, 2 — саёз ҳавза, 3 — океан, 4 — субдукция зонаси. Қитъалар: AF — Африка, AN — Антарктида, AU — Австралия, IN — Ҳиндистон, LAU — Лаврентия. Майда қитъалар, террейнлар: 1 — Ҳинди-Хитой, KAZ — Қозоғистон, L — Лхаса, NC — Шимолий Хитой, NG — Янги Гвинея, QI — Джантанг, S — Субумасу, SC — Жанубий Хитой, WB — Фарбий Бирма, WC — Киммерий, SG — Сонгпан Ганзи ички ҳавзаси.



Фарба (Шарқий Европа ва Африка платформалари) Тетис бурмаланган тузилмалари каледон ва герцин даврларида шаклланадилар. Масалан, Жануби-фарбий Европа каледонидлари Шарқий Англия, Шимолий Германия, Польшада учрайди. Хулоса қилиб айтиш мумкинки, Пангея I нинг парчаланиши Япетус ва Тетис океанларининг пайдо бўлишига сабаб бўлган (23. 20-расм).

Силурнинг охири ва девоннинг бошларида Лаврентия ва Балтия қитъаларини бирлаштирган бурмаланган минтақа ҳосил бўлади, Япетус океани, умуман, йўқолиб кетади. Худди шу даврда унинг жанубига Авалон қитъаси келиб қўшилади ва, пировардида, Европа каледонидлари ташкил топади.



23.21- расм. Қуйи пермда Палеотетиснинг бекилиши янчилигининг қайта тикланиши ва Мезотетиснинг очилиши. (А — пермь, Б — триас) (Ж.Бессу ва бошқалар). Кичик қитъалар (расм ичидаги рақамлар): — Ҳинди-Хитой, 2 — Шимолий Тибет (Жантанг), 3 — Эрон, 4—Жануби-шарқий Осиё; 1—платформа комплекси; 2—ўрта океан комплекси; 3 — аккреция комплекси; 4 — ўрта тизма; 5 — субдукция зонаси, 6 — сдвиглар.

Палеотетиснинг ғарбий қисми ҳам ниҳоятда мураккаб тузилишга эга. Унинг ичида кичик-кичик ҳавзалар, ороллар ёйлари, вулканизм ҳудудлари, офиолитлар мавжуд (Карпат, Болқон, Кавказ). Герцин даврида бурмаланиш натижасида бу тузилмалар бир-бири билан қўшилиб, гранитоид интрузиялар ёрдамида жипслашиб, ниҳоятда мураккаб тузилма ҳосил қилган. Бу жараёнларнинг шиддатига қарамасдан, карбон давригача Палеотетис ўз яхлитлигини сақлаб қолган. Уни Гондванадан то Лавразия қитъаларигача бевосита кузатиш мумкин бўлган. Бу босқичда Палеотетис Осиё океани билан ҳам туташган. Аммо карбон давридан бошлаб, Ғарбий Гондвана ва Лавруссия бирлашуви натижасида, Палеотетис океани йўқола бошлаган. Бу жараённинг дастлабки босқичларида кичик денгизлар сақланиб қолган бўлса, юқори карбонга келиб улар ҳам бекилган. Натижада герцин давридаги бурмаланган ҳудудлар Палеотетис океани ўрнини эгаллаганлар (23.21- расм).

Палеотетиснинг шарқий қисми бошқачароқ тарзда ривожланган. Маълумки, девон-карбон даврида бу ерда Тинч океани томон очилган йирик ҳавза мавжуд бўлган. Палеозой давридаги Палеотетис бекилгандан сўнг, Гондвана ва Евросиё ўртасида Мезотетис ҳавзаси вужудга келади. Худди палеозойда бўлганидек, унинг океаник литосфераси шимолга Лавразия тагига сўрилади ва Гондванадан бир қатор кичик бўлақлар (кичик қитъалар) ажралиб чиқади. Короқарум, Жануби-ғарбий Помир, Филмонд шулар жумласидандир. Бу майда ва кичик қитъаларнинг шимолга сурилиши, Гондвана ичкарасида, Неотетисни очилишига олиб келади. Ва ниҳоят, Ҳиндистон ва Арабистон қитъалари Осиёга яқинлашиб, тўқнашгандан сўнг, коллизия натижасида Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлкаси шаклланади. Шундай қилиб, Палеотетиснинг ривожланишида бир қатор геодинамик босқичлар ажратилиши мумкин. Бу босқичлар рифтогенез, Гондванадан кичик қитъалар ва террейнларни ажралиши, кейинчалик уларни шимолга қараб сурилиши ва, пировардида, Евросиё қитъаси билан тўқнашуви жараёнларини ўз ичига олади. Узоқ давом этган бу жараёнлар Палео-, Мезо-, Неотетис каби океан ҳавзаларининг очилиши, сўнг йўқолиб кетиши, беркилиши билан белгиланади. Ушбу океанлар тарихидаги кетма-кетликни Ж.Меткалф томонидан ишланган схемаси 23.22- расмда келтирилган.

Қадимги Осиё океани. Рифей ва палеозой даврида Ўрта Осиё, Қозоғистон, Олтой, Ғарбий ва Марказий Мўғулистон, Уралда ҳосил бўлган бурмаланган ўлкалар Қадимги Осиё океани ўрнида ташкил топган ва бу океан тўғрисида батафсил маълумотлар беради. Қадимги Осиё океани сайёрамиздаги энг улкан ва энг мураккаб тузилмалар қаторида туради. Унинг ички тузилишида ҳар хил ёшдаги майда океаник ҳавзалар, қитъа бўлақлари, террейнлар, кичик қитъалар, тор бурмаланган минтақалар, магматик жинслар, офиолитлар мавжуд. Буларнинг ҳар бирини ўзига хос хусусиятлари бор. Шунинг учун бўлса керак, бу қадимги океанни қайта тиклаш масалалари доимо баҳсларга сабаб бўлиб, хилма-хил ечимларга эга. Аммо ҳозиргача барча мутахассисларни қондирадиган, ягона ечим топилган эмас.

Ушбу қадимги океаннинг чегаралари ҳам анча мавҳум, аммо асосий ғоя шундан иборатки, унинг ўрнида йирик Урал-Тяньшан-Охота бурмаланган минтақалар мажмуаси пайдо бўлган (23.23- расм).

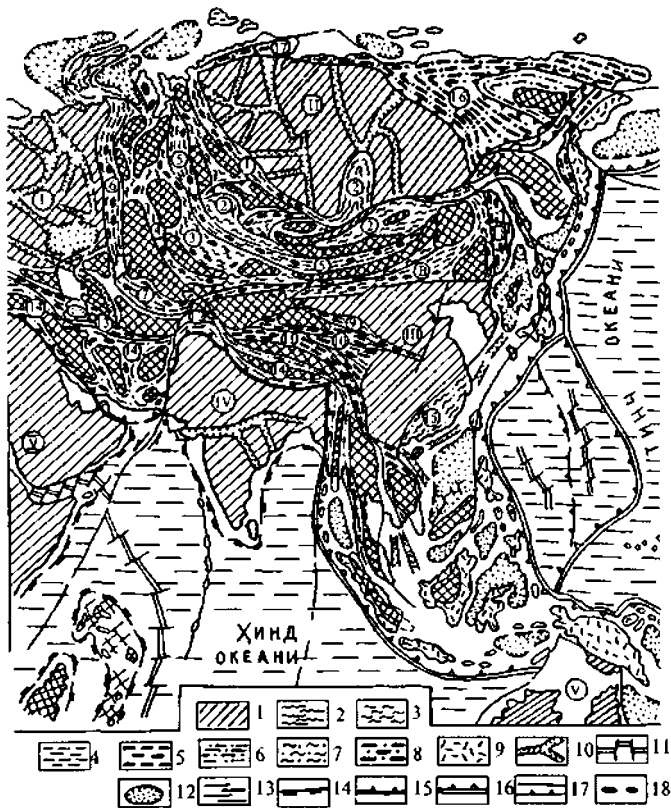
Шимол ва шимоли-шарқда бу океан Сибирь, жанубда Хитой, Шарқий Европа платформалари билан чегарадош. Жанубдаги Тяньшаннинг марказида у бевосита Палеотетис билан туташади (Зарафшон дарёси водийси бўйлаб). Ушбу океан таркибида, юқорида кўрсатганимиздек, бир қатор кичик қитъалар мавжуд. Улар Гондвана, Сибирь, Хитой платформаларининг архей-протерозой даврига мансуб бўлган пойдеворидан ажралиб чиққан. Бу майда қитъалар бир қатор гуруҳларга ажратилади. Энг шимолий гуруҳга Лут, Гургон, Протосаян кичик қитъалари киради. Гондванадан ажратилганлар сирасига Тарим, Хитой-Корейс массиви, Урталик ва Шимолий Тяньшандаги террейнлар, Тува, Моинти, Амур каби бўлақлар киради. Ҳар бир бундай кичик қитъа ўзининг фаол ва суст чеккаларига эга ва улар билан бир қатор субдукцион жараёнлар, ороллар ёйлари, вулқон минтақалари боғлиқ.

Урал-Тяньшан-Охота бурмаланган ўлкаси билан бир неча кичик океаник ҳавзалар ҳам боғлиқ ва, ўз навбатида, бундай ҳавзалар заминида ўзига хос литодинамик комплекслар шаклланган. Бу ҳавзаларнинг катта-кичиклиги,

шакли бир хил эмас. Хусусан, бу ҳавзаларнинг шакли тўғрисида гап кетганда, уларни икки турга ажратиш мақсадга мувофиқдир. Биринчи (Урал, Жанубий Тяньшан-Туркистон) турдаги ҳавзалар деярли тор, узун, чизиқсимон, иккинчиси эса эллиптик шаклга эга (Қозоғистон, Олтой) (23.24-расм).

Қадимги Осиё океанининг ривожланиш тарихи қуйидаги босқичлардан иборат: рифтогенез (O_3 ; $St-O_3$); спрединг ва океаник ҳавзанинг пайдо бўлиши (S-D), коллизия, гранитоид плутонизм ва

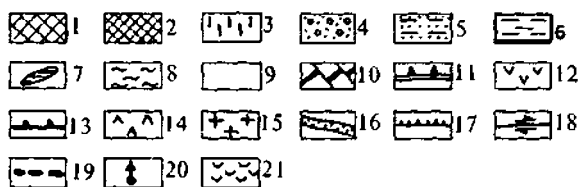
23.23- расм. Осиёни тектоник районлаштириш схемаси (адабиётлардаги маълумотлар асосида тузилган). 1а — қадимги платформалар (кратонлар): I — Шарқий Европа, II — Сибирь, III — Хитой, IV — Ҳиндистон, V — Австралия. 1б — кичик қитъалар; 2—6 — қитъалараро бурмаланган коллизия ўлкалари; 2—4 — Осиё, 2 — Байкал Енисей-Саян минтақаси; 3 — каледон Коливан-Томск (2), Джунгар-Балхаш (3), Қирғиз-Терскей (4), 3 — герцин Зайсан Гобб (5), Урал (6), Жанубий Тяньшан (7) ва Жанубий Мўғулистон (8). Бурмаланган минтақалар: 5—6 — Тетис океани (5), Наншон (9), Циньлин (10), Куньлун (11), Шимолий Помир (12), Паропамиз (13), Палеотетис бурмаланган минтақалари (14); 7—9 — Тинч океан фаол цикллари минтақалари; 7 — каледон Казатзия (15), 8 — киммерий Верхоян-Чукотка (16), Таймир (17) ва Сихоте-Алин (18), 9 — кайнозой минтақаси, 10 — авлакоген, рифт, 11 — марказий океан тизмаси, 12 — субокеаник чуқмалар, 13 — Тинч ва Ҳинд океан литосфераси, 14 — суст чеккалар, 15 — қитъача субдукцияси, 16 — океан субдукцияси, 17 — сброслар, надвиглар, 18 — офиолитлар.



23.22- расм. Гондванадан ажралган уч террейннинг эволюцияси. Тетис океанларининг ривожланиши (J.Metcalfee).



23.24- расм. Қадимги Осиё океанининг ўрта кембрийда геодинамик қайта тикланиши (S_2 — 510 млн. й.) (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Евразии): 1 — тоғ тизмалари, 2 — паст-баландликлар, 3 — пенеппен, 4 — тоғолди, тоғаро чўкмалар, 5 — аккумулятив текисликлар, 6 — шельф ва эпиконтинентал ҳавзалар, 7 — карбонатли саёзликлар, Туркистон палеоокеанидаги ороллар, 8 — чуқурсув ҳавзалар, 9 — океаник ҳавзалар, 10 — спрединг ўқи, 11 — субдукция зонаси, 12 — ороллар ёйлари, 13 — коллизиян тузилмалар (субдукция А); 14—15 — коллизиян магматизм (14 — эффузивлар, 15 — гранитоидлар), 16 — рифтлар, 17 — тектоник зоналар, 18 — кенглик, 19—офиолит комплекслар, 20— дрейф йўналиши, 21—ороген комплекслар. Микроконтинентлар: ALM — Олой, AMM — Оқтов-Моинтинск, BSN — Бойсун, DNM — Дзабханск, KOK — Кокчетов, LKT — Кичик Қоратов, NTS — Шимолий Тяньшан, NCN — Шимолий Хитой, TAR — Таримск, SEM — Жанубий Эмб, TMM — Тува-Монгольск, SRA — Сарибулоқ вулканик ёйи.



метаморфизм (C_2-C_3), финал, плитачи магматик жараёнлари. Умуман олганда, ушбу океан ўрнида ташкил топган бурмаланган минтақалар ёши билан ҳам фарқ қилади. Улар таркибида рифей, каледон, герцин, киммерид даврида ҳосил бўлган турлари

мавжуд. Буларнинг бошланишини фарқлашда офиолитлар ёшини аниқ белгилаш катта аҳамиятга эга. Шу нуқтаи назардан, офиолитлар ичида рифейдаги, кўйи палеозойдаги, карбондаги турларни ажратиш катта аҳамиятга эга. Натижада мазкур офиолитлар океаник ҳавзаларнинг қачон очилганлигини, сутуралар эса уларнинг йўналишини белгилайди. Ниҳоят аккреция, майда қитъаларнинг бирлашуви ва янги Ер қобиғининг пайдо бўлиши гранитоидлар ёшига қараб исботланади.

Қадимги Осиё океанининг геодинамик жиҳатдан қайта тикланиши жуда оғир ва мураккаб масала. Ҳозирги вақтда биз бу муаммони фақат умумий тарзда ҳал қилишга имкониятимиз бор.

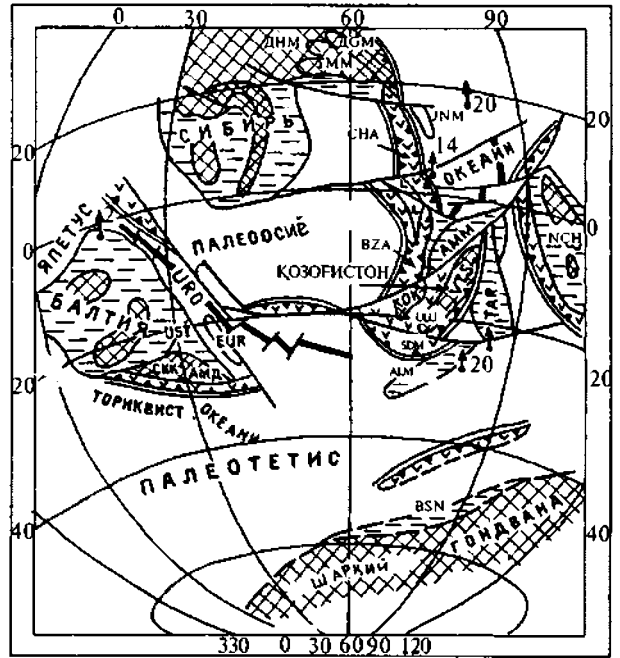
Сибирь платформасининг жанубида, Саён, Енисей кряжи ва Бурятияда офиолитларни мавжудлиги бу ҳудудларда рифейда литосфера узилиб, кенгайганлигидан далолат беради. Турухан, Игарка ва Енисей водийсида бир қатор орол ёйлари, ёйорти ҳавзалар ҳам шулар жумласига киради ва бу океан Фарбий Сибирь ҳудудига ҳам ўтиши мумкинлиги тахмин қилинади. Булардан ташқари, ҳудудларда Қадимги Осиё океани рифей-венд даврида кенгайиб борган ва икки босқичга ажратилган.

Каледон ($Pz1$) босқичида Родиний қитъасининг парчаланishi натижасида бир қатор кичик океаник ҳавзалар ҳосил бўлган (Марказий Қозоғистон, Мўғулистон, Туркистон ва Урал океаник ҳавзалари). Уларнинг барчаси умумий Қадимги Осиё океанини ташкил қилган. Океаннинг шарқий қисмида Куньлун ҳавзасининг очилиши натижасида Тарим, Цайдам, Олой кичик қитъалари ҳосил бўлган ва, ўз навбатида, бир-бирдан кичик ва тор денгизлар билан ажралиб турган. Бу даврда океаннинг марказини Чингиз энсиматик ёйи эгаллаган (Чингиз тизмаси, Шарқий Қозоғистон). Кембрийнинг охири — ордовикнинг бошида булар барчаси қўшилиб, Сибирь платформаси майдонини кенгайтирган.

Ордовик даврида океаннинг кенгайishi давом этган, ички тузилиши ороллар ёйи, ёйорти ҳавзалари ҳисобига мураккаблашган. Асосий геологик ҳодиса — бу Қозоғистон қитъасининг шаклланиши, Туркистон, Об-Зайсан, Жунгар-Балхаш, Урал-Зарафшон ҳавзаларининг очилишидир (23.25-расм). Кембрий охири ва ордовикда ороллар ёйлари, кичик қитъалар, террейнлар бирлашуви Олтой-Саён бурмаланган ўлкасини рўёбга чиқарди. Умуман, ордовикнинг охирига келиб, Қадимги Осиё океани қисқара бошлайди. Бу жараён океан атрофида аккрецион призмаларнинг кўпайishi, оролларнинг бирлашуви билан белгиланади. Ситурда эса Қозоғистон каледон тоғ ҳосил қилиш ва магматик жараёнлар авж олиб, бир қатор вулканик минтақалар шаклланди.

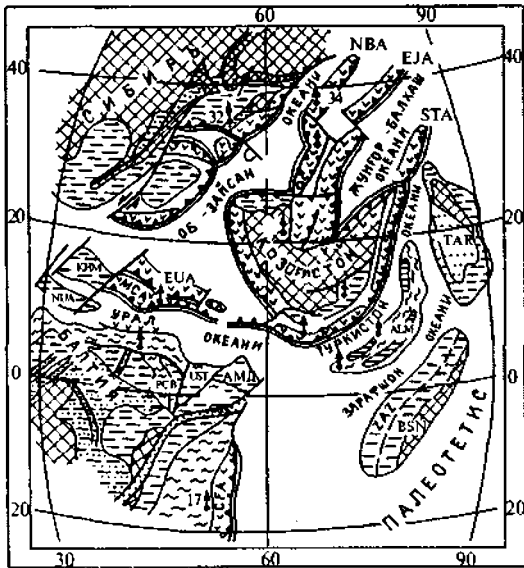
Герцин геодинамик босқичида Қадимги Осиё океанининг ички тузилиши ниҳоятда ўзгариб кетган. Биринчидан, Қозоғистон ҳудудида Об-Зайсон, Жунгар-Балхаш ҳавзалари қисқариб, бу қитъанинг майдони шакллана бошланади. Иккинчидан, янги кичик ҳавзалар (Урал, Туркистон, Зарафшон) кенгайди. Улар ордовикдан то девон давригача давом этган. Юқори карбондан бошлаб қадимги Осиё океани ўзини яқунловчи босқичига кириб боради. Барча юқорида қайд қилинган катта-кичик ҳавзалар

23.25- расм. Юқори ордовикдаги Қадимги Осиё океанининг геодинамик қайта тикланиши (Атлас лито-логопалео-географических, структурных и палин-спастических карт Центральной Европы). Кичик қитъалар: ALM — Олой, AMD — Амударё, СКК — Марказий Қорақум, ДНМ — Дзабхан, EUR — Шарқий Урал, INM — Джунгарск, NCH — Шимолий Хитой, КОК — Кокчетов, SDM — Сирдарё, ULV — Улутов, UST — Устюрт. Вулканик ёйлар: BZA — Бозчекул, CHA — Чингиз, URO — Урал океани. Шартли белгиларни 23.24-расмдан қаранг.

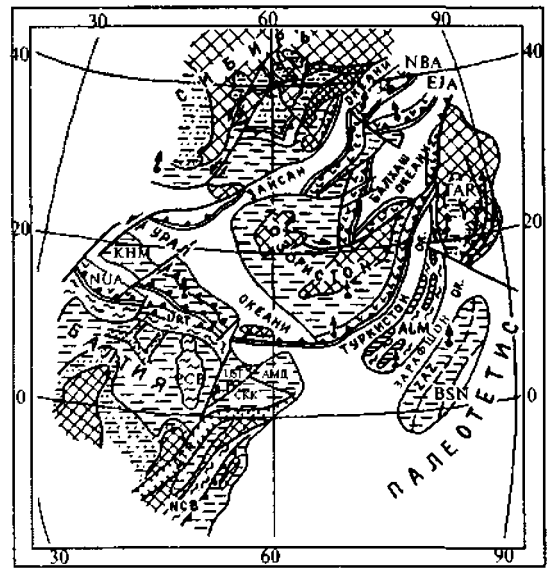


бекилади, умумий тўқнашув натижасида Урал-Охота бурмаланган минтақаси пайдо бўлади. Содир бўлган воқеалар ва ҳодисалар 23.26—23.31-расмларда кўрсатилган.

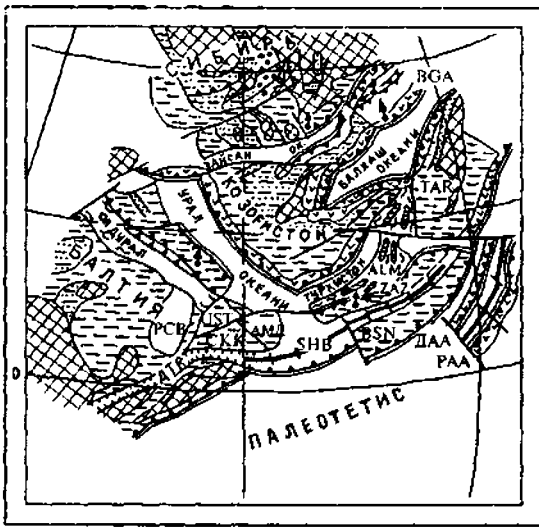
Девоннинг бошланишида Об-Зайсан ва Жунгария-Балхаш ҳавзалари очилиб, Қозоғистоннинг шарқий қисмида субдукция жараёнлари бошланган ва бутун ҳудуд атрофида машҳур девон вулканик камарлари шаклланган. Худди шу даврда Урал, Туркистон, Зарафшон ҳавзалари ҳам кенгайган ва бир қатор энсиалик ва энсиматик орол ёйлари шаклланган. Океан литосфераси шимолга қараб субдукцияланган ва девоннинг охирида (Д₂-Д₃) Тарим кичик қитъаси Қозоғистонга яқинлашган. Юқори ва ўрта карбонда Об-Зайсан ва Балхаш-Зайсан океанлар қолдиқлари ҳам субдукцияланган ва бу ҳол бир қатор вулканик камарлар пайдо бўлишига сабаб бўлган. Масалан, Урал океанининг шарққа қараб сурилиши Валерьян вулканик минтақасини вужудга келтирган. Худди шу даврда Жанубий Ҳисор океаник ҳавзаси ҳам пайдо бўла бошлаган.



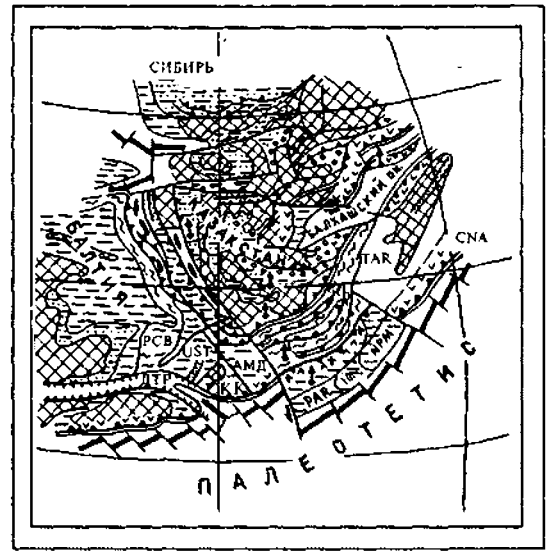
23.26- расм. Қадимги Осиё океанининг Д₂ даги геодинамик қайта тикланиши (380 млн й) (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Европы). Кичик қитъалар: ALM — Олой, AMD — Амударё, BSN — Бойсун, СКК — Марказий Қорақум, КНМ — Ханти-Манси, UST — Устюрт, ZAZ — Зарафшон зонаси. Вулканик ёйлар: СҒА — Кавказ, ЕҒА — Шарқий Джунгария, ЕУА — Шарқий Урал, МҒА — Магнитогорск, NBA — Шимолий Байсунтов, NUA — Шимолий Урал, STA — Жанубий Тяньшан. Қолган шартли белгиларни 23.24- расмдан қаранг.



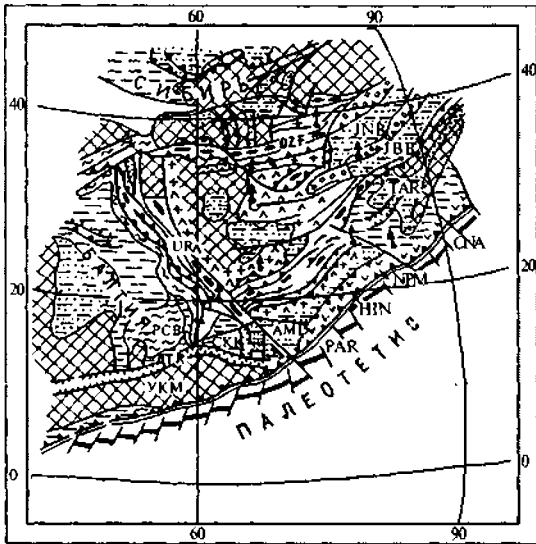
23.27- расм. Қадимги Осиё океанининг Д₃ даги геодинамик қайта тикланиши (360 млн.й.) (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Европы). Кичик қитъалар: ALM — Олой, AMD — Амударё, BSN — Бойсун, КНМ — Ханти-Манси, UST — Устюрт, ZAZ — Зарафшон-Олой зонаси. Ҳавзалар: NCB — Шимолий Кавказ, РСВ — Каспийбўйи. Вулканик ёйлар: СТА — Хитой, ЕҒА — Шарқий Джунгария, МҒА — Магнитогорск, NBA — Шимолий Барунхур, NUA — Шимолий Урал. Қолган шартли белгиларни 23.24- расмдан қаранг.



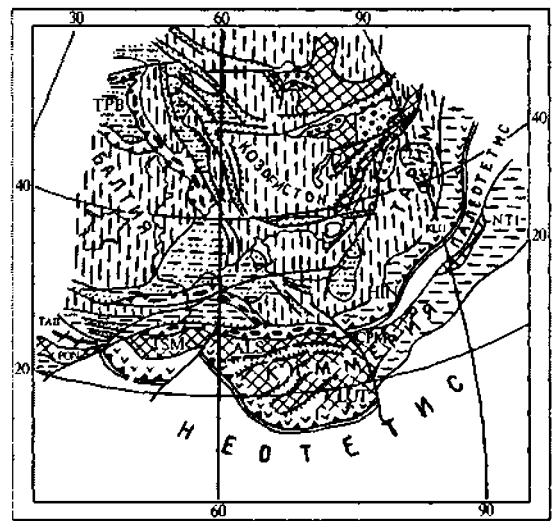
23.28- расм. Қадимги Осиё океанининг визо (330 млрд.й.) даврида қайта тикланиши (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Европы). Кичик қитъалар: ALM — Олой, AMD — Амударё, СКК — Марказий Қорақум, BSN — Бойсун, UST — Устюрт, ZAZ — Зарафшон-Олой зонаси. Ҳавзалар: PCB — Каспийбўйи, SHB — Хисор. Вулканик ёйлар: BGA — Боглошон, DAA — Дарваз, EJA — Шарқий Джунгария, NBA — Шимолий Барунхур, PAA — Паропамиз. Қолган шартли белгиларни 23.24-расмдан қаранг.



23.29- расм. Қадимги Осиё океанининг юқори карбондаги геодинамик қайта тикланиши (305 млн.й.). (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Европы). Кичик қитъалар: AMD — Амударё, СКК — Марказий Қорақум, TAR — Тарим, UST — Устюрт ҳавзаси, CAN — Марказий Куньлун вулканик ёйи. Қолган шартли белгиларни 23.24-расмдан қаранг.



23.30- расм. Урал-Охота бурмаланган ўлкасининг қуйи пермдаги қайта тикланиши (280 млн.й.) (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Европы). Кичик қитъалар: AMD — Амударё, СКК — Марказий Қорақум, HIN — Гиндукуш, NPM — Шимолий Помир, PAR — Паропамиз, TAR — Тарим. Ҳавзалар: JBB — Джунгария, PCB — Каспийбўйи, CAN — Марказий Куньлун. Бурмаланган ўлкалар: OZF — Обь-Зайсан, STF — Жанубий Тяньшан, URF — Урал, DTR — Донецк-Туаркир рифти. Қолган шартли белгиларни 23.24-расмдан қаранг.



23.31- расм. Марказий Осиёнинг триасдаги қайта тикланиши (210 млн.й.) (Атлас литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических карт Центральной Европы). Кичик қитъа ва массивлар: ALS — Эльбрус, HIN — Гиндукуш, LUT — Лут, NТИ — Шимолий Тибет (Джантанг), PON — Понтидлар, TCM — Кавказ. Ҳавзалар: PCB — Каспийбўйи, ТАВ — Тавр, ТРВ — Тиман-Печора. Қолган шартли белгиларни 23.24-расмдан қаранг.

Карбон даврининг охирида Қадимги Осиё океани ўз ривожининг якунловчи босқичига кириб боради. Барча юқорида кўрсатилган катта-кичик океаник ва ноокеаник ҳавзалар гўнашувлар натижасида бекилади ва ўз фаолиятини тўхтатади. Бир-биридан анча масофада бўлган кичик қитъалар, террейнлар жипслашади, қопламалар ҳосил бўлади. Ниҳоят, буларнинг барчаси ўта кучли гранитоид интрузивлар билан бирлаштирилади. Ўрта ва юқори карбон учун кенг равишда вулканик жараёнлар мансуб (Белтау-Қурама минтақаси, Долимов, 1981).

Хулоса қилиб шунини айтиш зарурки, сайёрамиздаги бу океаннинг бекилиши Пангея II қитъасининг пайдо бўлишига асосий сабаб бўлган.

Палеозойда океанлар атрофидаги бурмаланган ўлкалар алоҳида тектоник тузилмалар сирасига киради. Улар, асосан, Тинч океани атрофида, унинг қитъалар билан туташган жойида жойлашган. Шунинг учун ҳам бу ўлкалар океан литосфераси, орол ёйлари, оролорти ҳавзалари қитъага қўшилиши натижасида ҳосил бўлган. Шу сабабдан бундай минтақалар унча кенг бўлмасдан, жуда катта узунликка эга (10—15 минг км). Шимолий Америкадаги Кардильера, Жанубий Америкадаги Анд, Осиёнинг шарқдаги тизмалар шулар жумласига киради. Бу ўлкалар таркибида суст ва фаол чеккалар формациялари аниқланган. Агар қитъанинг чеккалари суст режимда ривожланса, бу ерда анча катта қалинликдаги флиш формациялари тўпланadi. Гоҳи бундай ҳудудларда рифтлар ҳосил бўлади. Агар чеккалар фаол режимда ривожланса, ороллар ёйлари, магматик камарлар, субдукция ҳудудлари пайдо бўлади.

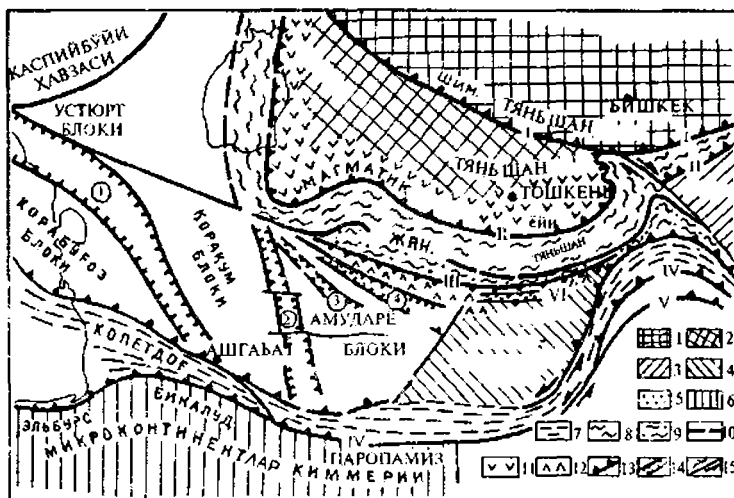
23.2.3. Ўрта Осиёнинг палеозой океанлари ва бурмаланган ўлкалари

XIX—XX аср бошларидан бери тадқиқотчилар Ўрта Осиё ҳудудини уч қисмга бўлганлар: Шимолий, Ўрта ва Жанубий Тяньшан. Булардан ташқари, Тарим, Устюрт ва Тожик-Қорақум массивлари ажратилган. Уларнинг жанубида Ҳимолой-Альп тизимига кирувчи Помир, Паропамиз, Копетдоғ, Биналуд, Эльбрус минтақалари жойлашган. Фиксизм назариясига биноан, ушбу минтақалар каледон, герцин, альп даврларида ташкил топган геосинклиналлар номи билан маълум эди. Уларнинг орасидаги кристаллик массивларнинг ёши эса архей-протерозойга бориб тақалади (23.32-расм).

Аммо ҳозирги вақтда бу тузилмаларнинг келиб чиқиши, таркиби, кетма-кетлиги ўзгарган. Ҳудудимизда бир қатор, ҳар хил вақтда ҳосил бўлган океанлар (Туркистон ҳавзаси), бурмаланган ўлкалар, ороллар ёйлари, вулканик камарлар ажратилган. Уларнинг ривожланиши ва келиб чиқиши плиталар тектоникаси нуқтаи назаридан қайтадан кўриб чиқилаёпти (Т.Н.Долимов, В.И.Троицкий, 1985—2005). Кўпчилик тадқиқотчилар 23.32- расмда келтирилган районлаштиришни қабул қилганлар. Ҳозирги вақтда Ўрта Осиёни районлаштириш асосида бу ерда тарқалган кичик қитъалар ва уларни ажратиб турган сутура ва бурмаланган ўлкалар ётади. Ўз навбатида, сутуралар (қадимги океанларнинг излари), бурмаланган ўлкалар таркибида ороллар ёйлари, оролорти ҳавзалар, магматик ёйлар ва магматик камарлар ажратилган. Тяньшандаги океаник ҳавзалар ҳам ўзига хос формациялардан иборат (офиолитлар, спредингни кўрсатувчи магматик ва чўкинди маҳсулотлар).

Ҳудуднинг геологик тузилишидан келиб чиқиб, унинг тарихини акс эттирадиган бир неча даврлаштириш вариантлари мавжуд. Содир бўлган асосий геологик воқеа ва ҳодисалар даврлаштириш

23.32- расм. Ўрта Осиё ҳудудининг палеозой давридаги тузилиши. Кичик қитъалар ва бўлақлар: 1 — Шимолий Тяньшан; 2 — Ўрта Тяньшан; 3 — Тарим; 4 — Афғон-Тожик; 5 — Амударё; Қорақум, Қорабўғоз, Устюрт; 6 — Киммерий қитъалари; 7 — Бандитуркистон-Шимолий Помир бўлақлари; 8—9 — Жанубий Тяньшан (8 — Буконтов-Кокшаол; 9 — Ҳисор-Шарқий Олой); 10 — чегаралар; 11-12 — магматик ёйлар (11 — Қурама-Белтов, 12 — Жанубий Ҳисор); 13 — Осиё сутуралари: Қирғиз-Терскей (I), Туркистон (II), Зарафшон (III), Палеотетис (IV), Мезотетис Рушан-Пшарт сутураси (V), Ҳисор океаник рифти (VI); 14 — палеорифтлар (расмдаги рақамлар: 1 — Манғишлоқ-Туаркир, 2 — Хева-Мурғоб, 3 — Амударё, 4 — Бухоро-Хева) 15 — ёриқлар.



мезонлари сифатида хизмат қилади. Улар орасида океаник ҳавзаларнинг очилиши, вақт келганда бекилиши, бурмаланган ўлкаларнинг пайдо бўлиши ва ниҳоят янги қитъа туридаги Ер қобиғининг пайдо бўлиши саналади.

Тяньшан бурмаланган тизими иккита асосий категория: кичик қитъалар ва уларни ажратиб турувчи бурмаланган минтақалардан иборат.

Кичик қитъалар (ўрталик массивлар) қуйидагилар: Кўкчатов-Шимолий Тяньшан, Ўрта Тяньшан, Тарим, Олой, Қорақум-Тожиқ, Шимолий Помир, Жанубий Помир. Уларнинг барчаси аввал Гондвана қитъаси таркибида бўлиб, кейин ажралиб чиққан. Бурмаланган ўлкалар эса рифтогенез натижасида аввал рифт, сўнгра океаник ривожланиш босқичини бошидан кечирган ва C_3 - P_1 даврига келиб янги Ер пўсти ҳосил қилган.

Майда қитъаларнинг пойдевори, асосан, архей-протерозойда шаклланган ва икки босқичдан иборат.

Архей даврида ҳосил бўлган кичик қитъалар қуйидаги метаморфик комплекслардан ташкил топган: Шолдик ва Жанубий Помирдаги кортландит гнейслари. Уларнинг ёши циркон бўйича аниқланган ва 2616 ± 3 млн. йилга тенг. Таркиби гнейслар, амфиболитлар, кортландитлар ва ҳар хил сланецлардан тузилган. Метаморфик жинсларнинг таркибини қайта тиклаш натижасида улар базальтлар таркибига мослиги аниқланган.

Қуйи протерозойдаги жинслар, асосан, гнейс ва сланецлардан тузилган (метапелитлар, гнейслар, кварцитлар, қадимги метааркозлар, мраморлар). Ҳосил бўлиш шароитига қараб, уларни султ чеккалар вазиятида ташкил топганлиги тахмин қилинади. Булардан ташқари, қуйи протерозойда қадимги офиолитлар ҳам мавжуд (Заим тизмаси). Улар кўпинча эклогитлар билан бирга учрайди. Циркон бўйича мутлақ ёши $1920 - 2200 \pm 50$ млн. йилга тенг. $1100 - 1300$ млн. йил аввал бу ҳудудларда рифтогенез жараёнлари ҳам бўлиб ўтган. Исбот сифатида метабазальт-порфирид (риолит) формациясини кўрсатишимиз мумкин. Рифтогенез ҳодисалари 850 ± 10 млн. йил бўсағасида ҳам қайтарилган. Буларнинг барчаси Шарқий Гондвана пойдеворининг парчаланиши ва субдукция ҳақида далолат беради.

Тяньшан кичик қитъаларининг пойдевори неопротерозойга келиб тўла-тўқис шаклланиб бўлган. Агар шундай бўлса, бир қатор ҳудудлардаги (Қизилқум, Нурога тизмаси) асосли жинслардан ташкил топган комплекслар рифтогенез босқичини изоҳлаб беради (Можерум, Учқудук, Жургантов, Чолчоратов свиталари).

Кўкчатов-Шимолий Тяньшан кичик қитъаси архей-қуйи протерозой пойдеворига эга. Унинг устида ўрта рифейга (?) мансуб бимодал вулканик комплекслар ётади ва юқори рифей, венд, қуйи палеозой ётқизиқлари билан қопланади. Пойдеворнинг узил-кесил шаклланиши уч ($2200 \leq 50$, 1100 ± 50 , 850 ± 50 млн. й) даврга тўғри келади. Унинг жанубида Қирғиз-Терскей сутураси жойлашади.

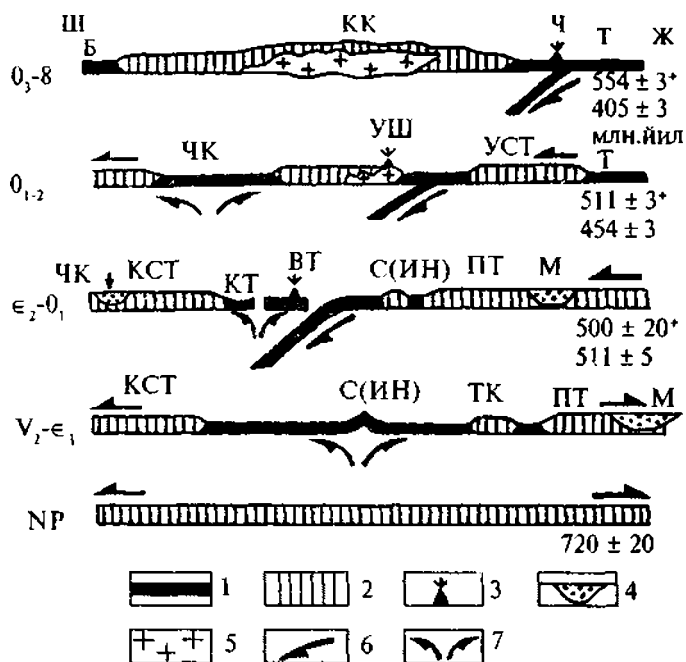
Ўрта Тяньшан кичик қитъаси Чотқол, Курама тизмалари, Фарғона водийси, Сирдарё чўкмасини ўз ичига олади. Пойдеворининг тузилиши юқоридаги кичик қитъага ўхшаш. Қирғиз-Терскей океаник ҳавза уни қуйи палеозойда Шимолий Тяньшан-Кўкчатов қитъасидан ажратган. Пойдеворнинг устини кембрий-қуйи карбон давридаги терриген, карбонат формациялар ташкил қилади. Каледон ва герцин бурмаланиши билан боғлиқ бўлган магматик жинслар кенг тарқалган. Жанубдаги Тарим ва Олой кичик қитъалардан Жанубий Тяньшан (Туркистон океаник ҳавзаси) билан ажралиб туради.

Тарим кичик қитъасининг пойдевори архей-протерозойда ҳосил бўлган ва кейинчалик бир неча бор рифтогенез жараёнлари натижасида парчаланган ва қайта ишланган.

Олой кичик қитъаси ниҳоятда мураккаб тузилишга эга ва географик жиҳатдан Жанубий Тяньшанга тўғри келади. Пойдеворнинг таркиби аниқ эмас. Баъзи бир тахминларга биноан, Қизилқумдаги қопламалар орасида учраши мумкин. Бу ердаги тектоник қопламалар орасида икки комплекс мавжуд. Биринчиси, юқори углеродли сланецлардан ташкил топган. Метаморфизм жараёнлари юқори босқичдаги эпидот-амфиболит фацияларига мансуб. Мутлақ ёши 1750 ± 80 млн. йилга тенг ва бу комплексни докембрий даври билан белгилайдилар. Қизилқумдаги юқори комплекс графитли сланец, кварцитлар, доломитлар, доломитли оҳақтошлардан иборат. Палеонтологик топилмалар асосида буларнинг ёшини юқори рифей билан белгилайдилар.

Қорақум-Тожиқ кичик қитъаси Жанубий Тяньшандан (Олой кичик қитъаси) Зарафшон океаник ҳавзаси билан ажралиб туради. Ушбу қитъа таркибида Амударё, Қорақум, Афғон-Тожиқ бўлақлари ажратилган. Уларнинг барчаси жануб ва ғарбдан Жанубий Тяньшан бурмаланган ўлкани ўраб туради ва Урал томон йўналган. Буларнинг пойдевори фақат Ҳисор тизмасини жануби-ғарбий қисмида ер юзасига чиққан. Қолган ҳудудларда майда қитъаларнинг тарқалиши геофизик тадқиқотларга асосланади. Пойдеворнинг устидаги палеозой ва мезокайнозой ётқизиқларнинг қалинлиги 6—8 кмдан 10—14 кмгача боради. Пойдеворга келсак, Ҳисорнинг жануби-ғарбий қисмида (Бойсун зонаси) улар икки, бойсунтау ва сурхонтау метаморфик серияларни ҳосил қиладилар. Таркиби гнейслар, гнейс-гранитлар, сланецлар

23.33- расм. Қирғиз-Терскей океаник ҳавза-сининг эволюция схемаси ва венд-қуйи палеозойда Қирғиз-Қозоғистон қитъасининг пайдо бўлиши (А.Б.Бакиров, Р.А.Мазъумова). 1—2 — литосфера турлари (1 — океан, 2 — қитъа турлари); 3 — энсиматик ороллар ёйи; 4 — рифтлар; 5 — гранитоид магматизм; 6 — субдукция йўналиши; 7 — мантяя плюми. Ҳарфли белгилар: КСТ — Кокчетов-Шимолий Тяньшан қитъаси, С(ИН) — Сакс (Ишим-Норин) океаник ҳавзаси, ТК — Талас-Қоратов террейни, ПТ — Полеотарим кичик қитъаси, М — Мойбош рифти, ЧК — Чонкемин рифти, КТ — Қирғиз-Терскей ҳавзаси, ВТ — Шарқий Терскей ёйи, УШ — Утмек-Ширгий магматик ёйи, Б — Балхаш океаник ҳавзаси, КК — Қирғиз-Қозоғистон қитъаси, Т — Туркистон океани, Ч — Чотқол энсиматик ороллар ёйи.



ва мрамрлардан иборат. Булардан ташқари, метаморфик комплекслар таркибида қадимги офиолитлар (метагипербазитлар) ҳам учрайди. Жинсларнинг мутлақ ёши 1,6—1,7 дан 1,1 млрд. й. Шимолий Помир террейнлари протерозой ва рифей даврида ҳосил бўлган сланешлар, гнейслардан иборат.

Тяньшандаги океаник ҳавзалар ва бурмаланган тизимлар Шарқий Гондвана четининг парчаланишидан бошланади. Рифтогенез жараёнларининг ривожланиши бу ҳудудда уч авлод океаник ҳавзаларни яратди. Рифейнинг охири ва венд даврида—Қирғиз-Терскей, ордовикни ўрталарида — Туркистон ва қуйи карбон даврида (визе-серпухов) Ҳисор океаник ҳавзаларининг очилиши кузатилади. Буларнинг барчаси карбоннинг иккинчи ярмида бекилиб, ўз фаолиятини тўхтатган. Натижада юқори карбон-қуйи пермда ушбу океаник ҳавзалар ўрнида бир қатор бурмаланган минтақалар пайдо бўлган (Шимолий Тяньшан, Жанубий Тяньшан, Куньлун, Паропамиз). Ўрта Осиёдаги бу бурмаланган ўлкалар шимолдаги Осиё океани ва Палететисни бир-бири билан боғлаб турган.

Қирғиз-Терскей океаник ҳавза ва Шимолий Тяньшан бурмаланган ўлкаси Ўрта ва Шимолий Тяньшан кичик қитъаларини бўлиб турган тузилма. Ҳавза венд-кембрийдан бошланган (қорарча свитаси). Ўрта кембрий ва ордовикнинг бошларида энсиматик турдаги ороллар ёйи шаклланади ва у билан боғлиқ бўлган ёйорти ҳавзаси рўёбга чиқади. Бу ҳавзанинг бекилиши ўрта ордовик ва силурда содир бўлган. Буни ушбу ҳудудда пайдо бўлган улкан гранитоид плутонлар, вулканик ёйлар исботлайди. Натижада, Шимолий Тяньшан-Кўкчатов кичик қитъаси Ўрта Тяньшан билан бирлашади ва яхлит Қирғиз-Қозоғистон қитъасини яратади. Ушбу жараёнлар натижасида жанубда Туркистон ва Зарафшон океаник ҳавзалари очила бошлайди (23.33-расм).

Жанубий Тяньшан океаник ҳавзалар чегараси шимолда Туркистон океанининг сутураси билан белгиланади (Шимолий Нурота, Жанубий Фарғона). Шарқда Отбоши тизмаларининг этагидан ўтади. Жанубий чегара унча аниқ эмас. Баъзи бир мутахассисларнинг фикрича Зарафшон-Китармой сутураси орқали ўтади.

Жанубий Тяньшаннинг ривожланиш тарихи Туркистон, Зарафшон океаник ҳавзалари ва Олой кичик қитъаси тарихидан иборат. Унинг ички тузилишининг асосий хусусияти, икки томонга йўналган қопламларнинг устунлиги билан белгиланади. Бу қопламлар Туркистон ва Зарафшон океани томонидан бошланиб, Олой кичик қитъасини батамом беркигиб ташлаган. Шунинг учун ҳам Олой кичик қитъасининг пойдевори ҳозиргача очилмаган. Қопламалар таркибида офиолит комплекслар, чўкинди қопламалар, энсиматик ва энсиалик ороллар ёйлари — ётқизиклар учрайди.

Жанубий Тяньшаннинг ҳозирги тузилиши юқори палеозойда бўлиб ўтган тўқнашув (коллизия) жараёнларни акс эттиради. Қирғиз-Қозоғистон ва Тожиқ-Қорақум кичик қитъаларининг бир-бири билан тўқнашуви, икки томонга йўналтирилган қопламаларни вужудга келтиради ва, натижада, палеозойнинг охирида бу ердаги океанлар ва океаник ҳавзалар бугундай қитъалар тагига сўрилиб кетди ва улар ўрнида бир неча минг км чўзилган бурмаланган ўлка ҳосил бўлди. Ушбу мураккаб жараёнларни ҳақиқатлиги бир қатор сурилмалар ва уларнинг тизимлари мавжудлиги билан исботланади. Айниқса, Букантов-Кўкшол ва Олой-Ҳисор сурилмалари аҳамиятлидир. Шундай қилиб, Жанубий

Тяньшан ҳақиқий қоплама ва бурмалардан ташкил топган тизим. Унинг шимоли ва жунубидаги қопламалар бир-бирига қарши йўналишда ҳаракат қилган. Шунга асосланиб, бу ҳудудда икки субдукция зоналари ажратилади. Шимолдаги субдукция зонаси Жанубий Фарғона сутураларидан ўтади ва Бельтау-Курама вулканик минтақасини ҳосил қилади. Жанубдаги субдукция зонаси Шимолий Ҳисорда маълум ва Ҳисор-Хоразм вулканик ёйларини вужудга келтиради (Долимов, 1971).

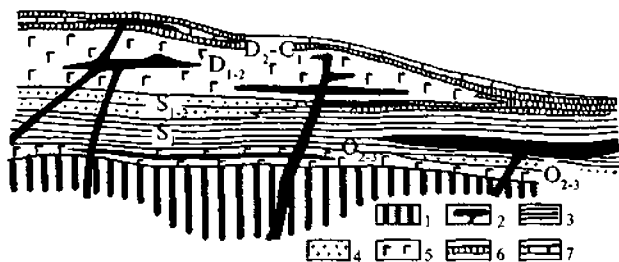
Ўрта Осиё палеозой ётқизиқларини районлаштиришда, анъанавий равишда, бурмаланиш даври асосий мезон сифатида қабул қилинади. Шу нуқтаи назардан Шимолий Тяньшан каледонидлари, Жанубий Тяньшан герцинидлари ажратилар эди.

Жанубий Тяньшандаги океаник ҳавзаларни қайта тиклашда биз офиолит комплексларнинг таркиби ва тузилишига таянамиз. Улар бу ҳудудда рифей-кембрий-ордовикдан маълум. Шимолда улар Жанубий Фарғонадан Нуратов ва Қизилқумгача (Томдитов, Бўкантов), Султон Увайсгача учрайдилар. Бу комплексларни тагида тектонлашган ультрабазитлар (серпентинитлар), верлитлар, габбролар учрайди ва Туркистон океаник ҳавзаси пойдеворини ташкил қилади. Улардан сўнг, пиллоу-базальтлар, қич дайкалар келади (Кон, Томдитов, Моргузор). Бу океаник ётқизиқлар кремнийли сланецлар, радиоларитлар билан яқунланади ва Туркистон океанининг ордовик-силурдаги ҳолатини белгилайди. Девонда эса океanning баъзи қисмларида спрединг жараёнлари қайтарилган ва қуйи карбонгача давом этган (23.34, 23.35-расм).

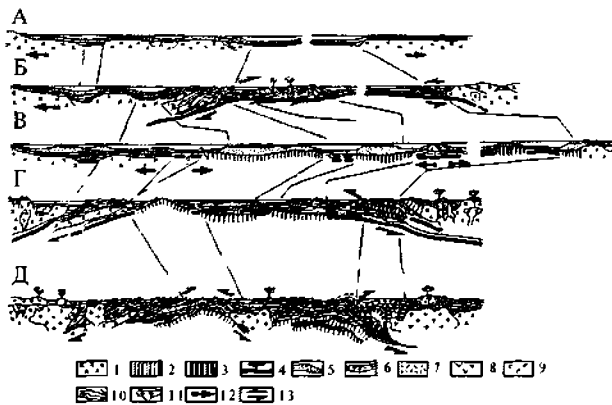
Ордовик даврида Туркистон океани билан бир вақтда Зарафшон ҳавзаси ҳам очила бошлаган. Баъзи бир тадқиқотчилар уни океаник рифтлар қаторига киритадилар. Яхноб зонасида бу океанга тааллуқли ётқизиқлар кесмаси гориф ($O_{1,3}$) барзанги ($O_{2,3}$) ва роз ($S_{1,2}$) свиталаридан иборат. Буларнинг асосида рифт босқичини белгиловчи пикрит-базальтлар, ишқорли базальтлар ётади. Гориф свитаси, асосан, базальтлардан иборат ва Na-базальт формациясига киради. У океанни очилиш босқичини белгилаб беради. Барзанги ва роз свиталари таркиби андезитлар, андезит-базальтлар ва анча қалин бўлган сланецлардан иборат (S_1-D_2). Катламлар орасида серпентинлашган ультрабазитлар ҳам учраб туради. Баъзи тадқиқотчилар буларни ишқорий базальт формациялари орасига киритиб, орол ёйлари вазиятида шаклланган дейдилар. Уларнинг фикрича, бу океanning асосий қисми Тожиқ-Қорақум қитъаси тагига сўрилиб кетган бўлиши мумкин.

Бу океаник ҳавзадан жануброқда қуйи карбонда ташкил топган Жанубий Ҳисор ва Шимолий Помир ҳавзалари жойлашган. Уларнинг тўла ривожланиш даври ниҳоятда қисқа вақтни ўз ичига олади ($C_{1,t}-C_{1,s}$).

Барча Жанубий Тяньшанни ўрганган тадқиқотчилар бу ҳудуддаги океаник ҳавзаларни кетма-кет шимолдан жанубга қараб очилиб келишини таъкидлаганлар. (Қирғиз-Терский ҳавзаси-R-V- $C_{1,t}$ -да, Туркистон- O_2-O_3 , Жанубий Ҳисор — C_1 -да очилган) (Долимов, Абдуллаев, 1996).



23.34- расм. Океан туби ва унинг устидаги вулканик ётқизиқларнинг қайта тикланиши (Ю.Г.Бискэ). 1 — океан туби; 2 — ўрта палеозой интрузиялари; 3 — флишсимон чўкиндилар; 4 — сланецлар; 5 — базальтлар; 6-7 — чуқурсув ётқизиқлар: 6 — кремнийли; 7 — карбонатли.



23.35- расм. Жанубий Тяньшан бурмаланган ўлкасининг палеозойдаги геодинамик модели (Ю.Г. Бискэ бўйича). А — кембрий ўртаси; Б — силур ўртаси; В — девон; Г — C_2 боши; Д — пермь. Литосфера: 1 — токембрий; 2 — 3 — ороллар ёйидаги янги ҳосил бўлган литосфералар; (2 — субконтинентал, чўкиндиларга бой литосфера. 3 — субокеаник литосфера); 4 — океаник ва субокеаник офиолитлар; 5-6 — ер юзасидаги ётқизиқлар (5 — чўкиндилар, 6 — молассалар); 7-9 — вулканик қурилмалар (7 — нордон, 8 — ўрта, 9 — асосли); 10 — бурмаланган пойдевор; 11 — гранитоидлар; 12-13 — плиталар йўналиши (12 — кенгайиш, 13 — сиқилиш ва субдукция).

Куйи карбоннинг визе ярусидан бошлаб, Жанубий Тяньшандаги барча океаник ҳавзалар торайиб бекила бошлайдилар. Бекилиш жараёни аввал ороллар ёйлари, океаничи субдукцияси, вулканик минтақалар пайдо бўлиши билан белгиланади.

Юқорида кўрсатилган сурилмалар орқали ҳавзаларнинг майдони қисқариб боради, қопламалар кўпаяди ва ниҳоят, карбон даврининг иккинчи ярмидан (C_2m) бошлаб гранитлар бу қоплама ва бурмаларни ёриб чиқади. Шундай қилиб, Жанубий Тяньшан бурмаланган ўлкаси бутун палеозой даврида шаклланиб борган. Воқеаларнинг кетма-кетлиги 23.35-расмда кўрсатилган.

Шундай қилиб, каледон босқичи Туркистон ва Зарафшон океаник ҳавзаларининг очилиши билан бошланади (O_{1-3}) ва бир неча босқичлардан иборат.

1. Океанларнинг очилиши °-О даврида рифтогенез жараёнлари, ҳавзаларнинг кенгайиши билан тавсифланади. Кембрийда бу ҳудуд саёз денгиз майдони бўлган. Бу ҳақда ундаги ётқизиклар далолат беради (углеродли, гилли сланецлар, карбонат оҳактош ва оҳактош-доломитлар). Шуниси аҳамиятлики, чуқур сув ҳудудларида сланецлар, денгиз ичидаги кўтарилмаларда оҳактошлар тарқалган. Биринчи Ер қобигининг ёрилиши Қизилқум (тубаберген свитаси), Жанубий Фарғона, Олой тизмасида бошланган. Р.Н.Абдуллаев, Т.Н.Долимовларнинг тадқиқотларига биноан, рифтогенез Туркистон палеоокеанининг очилишида ҳар хил базальтлар, ишқорий базальтлар, толеитлар ишгирик қилган. Балки шу табиатдаги вулканизм гориф сериясига ҳам мансубдир (Зарафшон ҳавзаси).

2. Ўрта ва юқори ордовикда бу ҳавзалар кенгайиб, уларда флиш формациялари ҳосил бўла бошлаган. Терриген ётқизиклар маҳсулоти шимолдаги қитъадан (Чотқол, Курама, Отбоши тизмалари) келтирилган. Умуман олганда, шимолдаги каледонидлар бу маҳсулотнинг асосий манбаи бўлган, десак хато бўлмайди. Бевосята Жанубий Тяньшанда ҳам флиш, хилма-хил аспид формациялар ташқил топган. Булардаги маҳсулот, асосан, океан ўртасидаги вулқонларнинг нураши натижасида ҳосил бўлган ва шунинг учун, фақат грауваккалардан иборат.

3. Силурда ($S_1, w_2 - S_2$) Туркистон океаник ҳавза майдонида геодинамик вазият мураккаблашган ва шу боис уч хил ҳудуд ажратиш мумкин. Шимолдаги Қирғиз-Қозоғистон қитъаси билан океан ҳавзаси туташган вилоятларда океан плитаси қитъа тагига сўрилиб борган. Ўз навбатида, бу жараёнлар океаннинг фаол чеккасини шакллантирган. Жанубда, Туркистон океани ва Олой қитъаси туташган ҳудудларда, асосан, суёт чекка шароити сақланиб қолган, бирмунча тарқоқ рифтогенез жараёнлари ва спрединг бу ҳудудларда аниқланган (Моргузор тоғларида $S_2 - D_1$ ёшидаги базальт, титанли базальт, долерит дайкалари буни исботлайди). Қорақум-Тожиқ кичик қитъасининг шимолида суёт чеккаларга мансуб формациялар сақланиб қолган.

Герцин бурмаланиш даврида Тяньшаннинг баъзи бир ҳудудларида бурмаланиш ва қопламалар ҳосил бўлиши авж ола бошлайди. Бу жараёнлар тўғрисида қуйидаги далилларга эътибор бериш зарур. Масалан, Ўрта Тяньшандаги девон ётқизиклари катта танаффуслан сўнг рифей, венд, кембрий устида ётадилар. Марказий Қизилқумда ҳам, ушбу ётқизиклар токембрий (бесапан свитаси) устида жойлашади. Умуман герцин давридаги геодинамик воқеаларни икки турга ажратишимиз мумкин. Биринчиси, Ўрта Тяньшан майда қитъалари остига сўрилиши билан боғлиқ бўлган ҳодиса ва воқеалар, иккинчиси Туркистон океаник ҳавзасининг беркилиши билан содир бўлган воқеалар ($C_3 - P_1$).

Девон ва визе даврида Туркистон океани кенгайиши давом этган. Бу ҳақда Жанубий Фарғона, Моргузор тоғларида сақланган кесмаларга бир назар ташлашнинг ўзи кифоя. Анча қалинликка эга бўлган (500—700 м.), таркибан толеитли базальт, андезитбазальт, долеритлардан иборат кесмалар буни яққол кўрсатиб туради. Бу ҳудудлардаги океан ҳавзасининг тубида офиолитлар ривожланган (S_3x , Қирғизота дарёлари водийси). Булардан ташқари, кремнийли сланецлар, гиллар, радиоляритлар ҳам ушбу жараённинг тарқалганлиги ҳақида далолат беради. Девон ва қуйи карбондаги Туркистон океанининг Ўрта Тяньшан тагига сўрилиши, шимолдаги қитъада Белтов-Курама вулканик минтақани пайдо бўлишига олиб келди.

Девон, айниқса D_1 да, Қирғиз-Қозоғистон қитъасининг жанубида бир қатор рифтоген чўкмалар ҳосил бўлади. Буларни тўлдирган вулканик маҳсулотлар трахи-базальт-трахиандезит-трахириолит формациясини ташқил қилади. Улар билан бевосята боғлиқ бўлган плутоник жинслар ҳар хил монзонит, монцогнодиорит ва граносиенитлардан иборат.

Бельтов-Курама вулканик ёйи қуйи девондан бошлаб ривожланади, аммо асосий геодинамик ҳодисалар юқори палеозой, яъни $C_2 - P$ га тўғри келади. Минтақанинг кенглиги 140—200 км га тенг, узунлиги 1500—1700 км (Бўкантовдан то Курама тоғларигача). Ушбу минтақанинг фақат шарқий қисми дуруст ўрганилган. Т. Н. Долимов фикрича, минтақада уч хил магматик жараёнлар мавжуд (рифтоген, коллизион ва ёш, пермь давридаги плюм). Магматик жараёнлар ва формацияларнинг кетма-кетлиги 23.1 жадвалда кўрсатилган.

**Чотқол-Курама худудидаги куйи палеозой магматик жараёнларнинг
кетма-кетлиги (Т.Н.Долимов, И.Н.Ғаниев, Х.Д.Ишбаев)**

Магматизм тури	Формациялар	
	вулканик	интрузив
Плитаици	дайкалар (P-T ₁)	
	Трахибазальт (P ₁)	Габбро-монцонит-сиенит (P ₁)
Коллизион	Риолит-трахириолит C ₃ P ₁	Гранит-лейкогранит (P ₁₁)
	Трахиандезит-дацит (C ₂₋₃)	Монцодиорит-гранодиорит-граносиенит (C ₂₋₃)
	Трахибазальт-трахиандезит-трахидацит (C _{2в})	Габбро-монцодиорит-гранодиорит (C ₂)
Рифтоген	Трахибазальт-трахит (C _{1с} -C _{2в})	Габбро-монцонит-сиенит (C ₁ -C ₂)

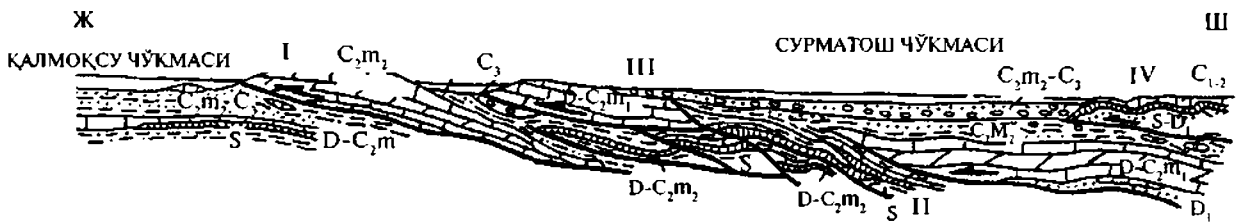
23.2- жадвал

**Жанубий Ҳисор магматик жараёнлар кетма-кетлиги
(Т.Н.Долимов, И.Н.Ғаниев, буйича)**

Магматизм тури	Формациялар	
	вулканик	интрузив
Плитаици	Портлаш трубкалари, дайкалар (P ₂ -T ₁) (габброидлар, базальтоидлар ва лампрофирлар), (ишқорий-базальт, ишқорий-оливин-базальт, трахибазальт)	
Коллизион	Риолит-трахириолит (P ₁)	Гранит-лейкогранит, гранит (C ₃ P ₁), адамеллит-гранит (C ₃ P ₁)
Субдукцион		Габбро-сиенит-граносиенит (C _{2,3}), габбро-диорит-грано-диорит (C ₂), габбро-тоналит-плагиогранит (C ₂)
Субокеаник	Трахибазальт (C ₁₋₃), андезит-дацит-риолит (C ₁), базальт-плагиориолит (C ₁), базальт-плагиориолит (C ₁), натрийли базальт (C ₁)	Гипербазит-габбро (C ₁ ?)
Рифт	Трахибазальт-трахит (C _{1с} -C _{2в})	Габбро-монцонит-сиенит (C ₁ -C ₂)

Жанубий Ҳисор вулканик ёйи. Зарафшон океаник ҳавзасининг жанубга, Бойсун кичик қитъага сўрилиши (субдукцияси) натижасида ҳосил бўлган. Субдукция жараёнларининг бошланиши C1t (турне яруси)га тўғри келади. Юқорида кўрсатганимиздек, бу ёй, баъзи бир хусусиятлари билан, Белтов-Курама ёйига ўхшаш, аммо фарқлар ҳам анчагина. Биринчи навбатда, мазкур вулканик ёй таркибида юқори палеозой вулқон жинслар унча кўп эмас (шамол ва лучоб свиталари), иккинчидан, Ҳисор ёйининг асосини улкан Ҳисор плутони ва у билан боғлиқ бўлган майда массивлар ташкил қилади: учинчидан бу ёйнинг деярли 90% худуди мезокайнозой ётқизиклари билан бекилган ва фақат бурғулаш натижасида аниқланади. Магматик жараёнлар кетма-кетлиги 23.2-жадвалда келтирилган.

Юқори палеозой (C_{2,m}) дан бошлаб Жанубий Тяньшан коллизион (тўқнашув) босқичига кириб келди. Шимолдаги Қирғиз-Қозоғистон ва жанубдаги Афғон-Тожиқ қитъаларининг бир-бирига қараб йўналиши ва тўқнашуви Жанубий Тяньшан худудидаги барча ҳавзаларнинг бекилишига олиб келди. Натижада уларнинг ўрнида жанубий Тяньшан бурмаланган, қопламалар билан тўлган мураккаб тузилма ҳосил бўлди. Унинг шимолий чегараси Нурота-Шарқий ва Жанубий Фарғона-Шарқий Тяньшанга



23.36-расм. Кўмир давридаги сурилма олди флиш ботиқларининг тузилиши.

ўтадиган сутура билан белгиланади. Жанубий чегара унча аниқ эмас ва биз уни Ҳисор вулканик минтақасининг шимолидан ўтказишни тавсия этамиз.

Ушбу минтақанинг ички тузилишида хилма-хил ёшдаги ва таркибдаги қия сурилмалар катта аҳамиятга эга. Сурилмалар ва шарьяжлар Жанубий Тяньшанда бир неча турга ажралдилар. Энг аввал океан марказидаги ётқизиклар шарьяжлар ёрдамида ўз жойидан силжитилган, сўнг бу жараёнга карбонат платформа ётқизиклари жалб қилинган. Натижада палеозой даврининг охирига келиб, икки бир-бирига қарши йўналган Букантов-Кўкшоол (шимолда) ва Ҳисор-Шарқий Олой (жанубда) шарьяжлар минтақаси ҳосил бўлган. Ҳар бир сурилма ва шарьяжнинг олдида дағал чўкиндилар билан тўлдирилган чўкмалар мавжуд. Булар гоҳо флиш формациялари таркибига кирадидлар. Шарьяжлар C_2 дан то пермь давригача давом этган (23.36-расм).

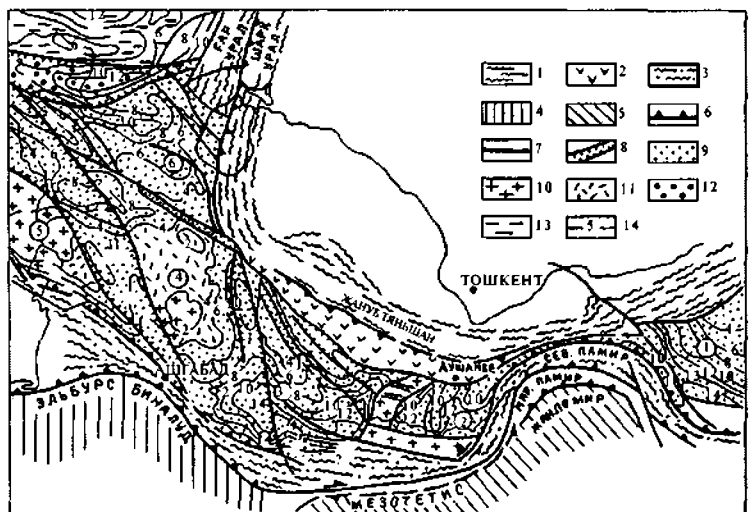
Жанубий Тяньшандаги геодинамик воқеалар орасида магматик жараёнлар алоҳида ўрин эгаллайди. Бизнинг фикримизча, юқори палеозойдаги магматик жараёнлар коллизия ва тўқнашув ҳодисаларини яқунлайди ва янги, ёш Ер қобиғининг шаклланишида асосий аҳамиятга эга. Маълум маънода, магматик (гранитоид) формациялар ривожланмаган ҳудудларда Ер қобиғи тўла-тўқис шаклланади. Магматик ҳосилалар қуйдаги икки формациялар таркибига киради: диорит-гранодиорит-гранит (C_2-C_3) ва гранит-лейкогранит ($C_3-P_1; P_1$). Бу формациялар гомодром тарзда (яъни SiO_2, Na_2O+K_2O миқдорни вақт ўтиши билан ошиб бориши) шаклланади.

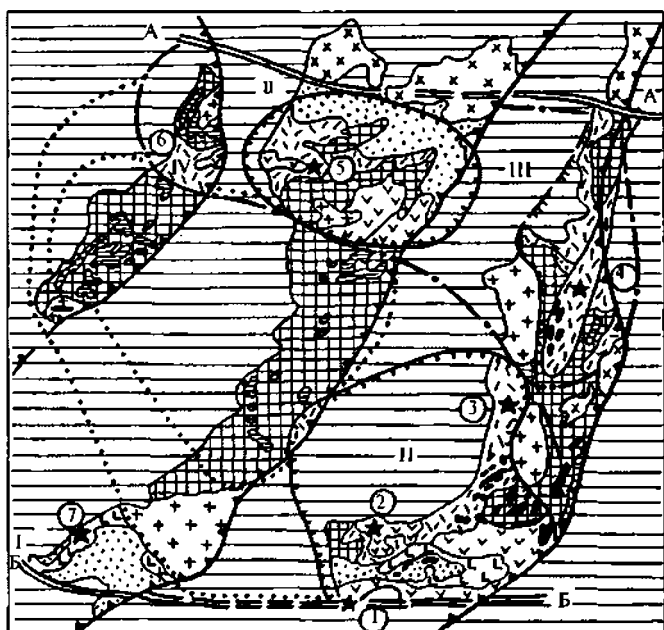
Булардан кейин, асосан, пермь ва триас даврида ҳудудда юқори мантия плюмлари билан боғлиқ бўлган дайкалар, ишқорий жинслар, порглаш трубкалари пайдо бўлади.

Жанубий Тяньшан тизимидаги Қорақум-Тожиқ ва Устюрт кичик қитъалар токембрий (архей (?)-протерозой)да шаклланган Ер қобиғининг бўлаклари сирасига киради ва уларни (деярли 90%) мезозой ва кайнозой ётқизиклари билан бекилган. Фақат Ҳисор тизмасининг жануби-ғарбий тармоқларида, Қоратегин ва Шимолий Афғонистонда бу қитъаларнинг бир қисми ер юзасига чиқади. Уларнинг таркибида протерозой даврида ҳосил бўлган гнейслар, мигматитлар, сланецлар ва қадимги ультраметаморфик гранитоидлар кенг тарқалган. Бошқа ҳудудларда бу майда қитъалар геофизик тадқиқотлар натижасида ажратилган. Бу қитъаларнинг Ўрта Осиё герцинидлари ўртасида эгаллаган ўрни 23.37- расмда кўрсатилган.

Қорақум-Тожиқ каби майда қитъалар Палеотетис тузилмаларининг бевосита давоми ҳисобланади. Уларнинг тузилиши, таркиби, улардаги магматик жараёнлар ҳақида маълумотлар жуда кам. Бори ҳам анча эскирган. Фақат бу соҳада Ҳисорни жануби-ғарбий тармоқларида олинган маълумотларга таяниш мумкин. Бу ҳудуд геологик адабиётларда „Бойсун зона“си номи билан маълум. Энг қадимги магматик жараёнлар бу ерда рифей ва юқори протерозойдан бери маълум. Бу кичик гранит массивлар, гранит-

23.37- расм. Альп-Ҳимолой ва Урал-Охота бурмаланган ўлкаларда кичик қитъаларнинг тўтган ўрни: 1 — Жанубий Тяньшан ва Урал минтақалари; 2 — Жанубий Ҳисор магматик ёйи; 3 — Палеотетис бурмаланган тизмалари; 4 — Киммерия кичик қитъаси; 5 — Мезотетис; 6 — субдукция зонаси; 7 — ёриқлар; 8 — рифтлар; 9 — чўкинди қопламалари; 10 — 11 — магматизм (10 — интрузив; 11 — эффузив магматизми); 12 — Жанубий Эмба рифти; 13 — Каспийбўйи субокеаник ботиғи; 14 — чўкиндилар қалинлиги, км. Кичик қитъалар (расмдаги рақамлар): 1 — Тарим, 2 — Афғон-Тожиқ, 3 — Амударё, 4 — Қорақум, 5 — Қорабўғоз, 6 — Шимолий Устюрт. Рифт тизмалари: I — Хива-Муроб, II — Манғишлоқ.





23.38- расм. Жануби-Ғарбий Ҳисорнинг тузилиши (Долимов, 1972). 1 — кристаллик пойдевор (PR); 2 — метасоматик гранитлар; 3 — икки слюдали юқори глиноземли гранитлар (R); 4 — габбродиорит-гранодиорит формация (C_2-C_3); 5 — габбродиорит-гранодиорит-порфирли формация (P1); 6—8 — липарит формацияси (C1); 9 — мезозой қопламаси; 10 — флиш формацияси (C_2-C_3); 11 — қадимги вулқонлар; 12 — гранитоидларнинг тарқалиш чегаралари; 13 — чуқур ёриқлар (А — Жанубий Ҳисор, Б — Жанубий Сурхонтов); 14 — альп взброслари, 15 — вулканоплутоник чўкмалар: (I — Кайроқ, II — Сурхонтов, III — Хандиза, IV — Чакчар), 16 — вулқон марказлари (C_1v); Расмдаги рақамлар: 1 — Готхаки, 2 — Диболо, 3 — Ходжабарку, 4 — Хондиза, 5 — Қизилмачит, 6 — Қорасон, 7 — Кайроқ.

гнейс гумбазлар таркибига кирази ва энг қадимги Ер қобиғи шаклланиш даврини белгилайди. Шундан сўнг, асосий магматик жараёнлар юқори палеозой даврига тўғри келади (C_1-P_1). Куйи карбон даврида бу ерда бир-бирига параллел бўлган икки рифт ҳосил бўлган (Сурхонтов ва Чакчар-Хондиза). Улар, асосан, нордон вулканик маҳсулотлар билан тўлдирилиб, куйи карбон даврини охиригача давом этган. Шимолдаги Жанубий Ҳисор

палеорифти ҳам худди шу вақтда очилиб, асосан, толеитли базальтлардан ташкил топган (23.38-расм). Карбоннинг ўртаси ва куйи пермда йирик гранитоид плутонлар буларнинг барчасини беркитиб, янги Ер қобиғини шакллантирган (Долимов, 1971).

Палеозой ва мезокайнозой ётқизиклари билан қопланган, ҳозирги вақтда ер юзасига чиқмаган Устюрт, Қорабўғоз, Қорақум кичик қитъаларида бу даврда қопламалар ҳосил бўлган. Бу терриген қопламалар учун келадиган маҳсулот манбасини жанубдаги тоғлардан, кўтарилмалардан қидириш ва улар билан боғлаш керак.

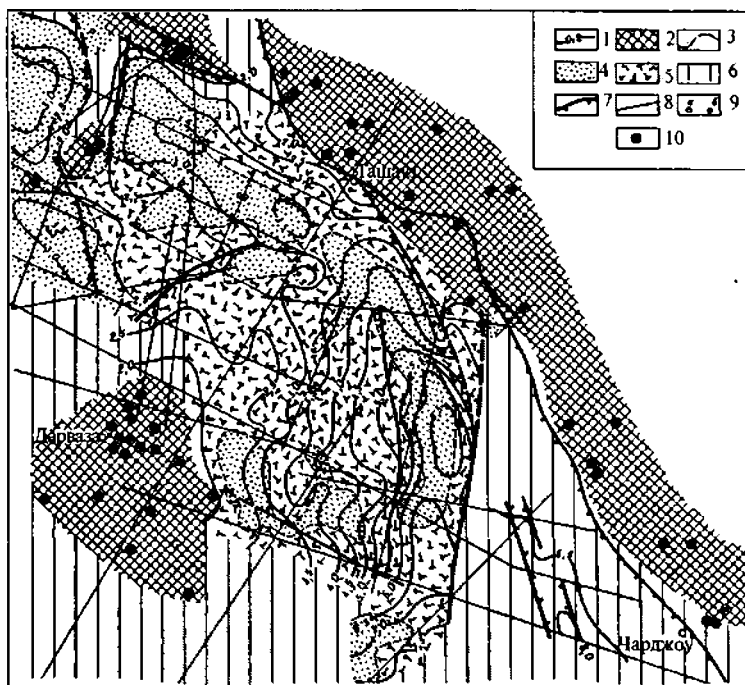
Кўпчилик тадқиқотчилар Ўрта Осиё жанубида докембрийда ҳосил бўлган ягона яхлит қитъа ажратадилар. Унинг шимолида Жанубий Тяньшан, жанубида эса Копетдоғ, Биналуд, Бандитуркистон ва Помир жойлашган. Геофизик майдонларнинг хусусиятидан келиб чиқиб, бу улкан ҳудудни герцинидлар ичидаги ўрталик массив қаторига қўшар эдилар. Аммо бу майда қитъаларнинг тузилиши ҳар хил бўлиб чиқди. Масалан, кўпчилигида магматик жараёнлар анча суст кечган ёки умуман, учрамайди (Қорабўғоз, Афғон-Тожиқ), бошқаларида эса юқори палеозойда магматик жараёнлар ниҳоятда кучли равишда содир бўлган (Бойсун массиви), бир қатор рифтлар, вулканик кальдералар ва чўкмалар бу фикрни яққол исботлайди. Ундан ташқари, бу кичик қитъалар орасида океаник тузилмалар, субокеаник рифтлар мавжуд бўлиши мумкин.

Устюрт кичик қитъаси кўпчилик тадқиқотчиларнинг фикрича, Шарқий Европа платформасининг бир бўлаги сифатида қаралади ва ундан Эмба бурмалари билан ажралиб туради. Устюртнинг пойдевори бир неча бурғилар билан очилган ва хлоритли сланец, хлорит-эпидотли амфиболитлардан иборат. Уларнинг ёши рифейга тўғри келади. Худди шундай жинслар Сарикамиш чўкмасида ҳам аниқланган. Уларнинг ёши 585 ± 25 млн. йилга тўғри келади. Борсақелмас чўкмасидан шарқда Устюртнинг Урал билан туташган ҳудудларида бир қатор метаморфик жинслар очилган (амфиболли, гранатли гнейслар). Уларнинг устида мезозой, юқори палеозой 10—12 км қалинликдаги ётқизиклари маълум. Устюрт кичик қитъасининг тузилиши 23.39, 23.40- расмда кўрсатилган.

Ўрта Осиёдаги бурмаланган ўлкалар Урал-Охота ва Альп-Ҳимолай бурмаланган тизимлар таркибига кирази ва Палеотетис ҳамда Қадимги Осиё океани тузилиши ҳақида тўла маълумот беради. Осиё қадимги океанининг Урал-Тяньшан қисми куйи палеозойда ҳосил бўлган ($O_{2,3}$?) офиолитлар мисолида исботланади (Букантов-Нуратов-Жанубий Фарғона суғураси).

Палеотетиснинг тузилмалари Африка ва Шарқий Европа платформалари орасини эгаллайди ва Атлантикадан Каспий бўйларигача чўзилиб келади. Ўрта Осиёда уларнинг ўрнини Жанубий Тяньшан герцин бурмалари эгаллайди. Бу ерда Палеотетис ва Қадимги Осиё океани тузилмалари

23.39- расм. Қорақум кичик қитъасидаги юрагача бўлган ётқизикларнинг таркиби ва тузилиши (А.Е.Старобинец, М.Е. Старобинец). 1 — юрагача бўлган ётқизиклар юзаси, км; 2 — юқори палеозой-триас йўқ бўлган ҳудудлар; 3 — юқори палеозой-триасдаги вулканизм ва терриген ҳавзаларнинг чегаралари; 4 — терриген ётқизиклар; 5 — вулканоген ётқизиклар; 6 — юқори палеозой йўқ ҳудудлар; 7 — пойдевор ёриқлар; 8 — сейсмик профиллар; 9 — юқори палеозойга етган бурғилар; 10 — юқори палеозойдан олдинги жинсларни очган бурғилар.



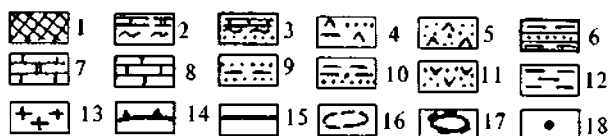
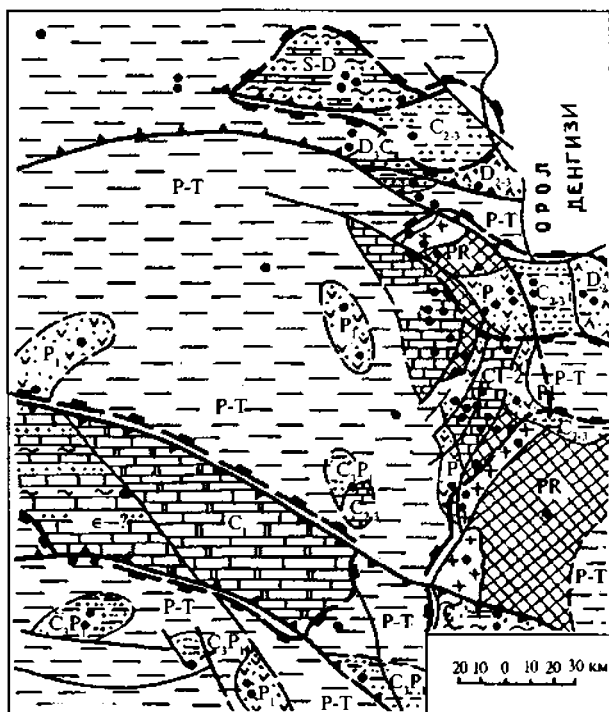
бевосита бири иккинчиси билан туташади. Қорабўғоз, Афғон-Тожиқ кичик қитъалари бу тузилмаларни бевосита давоми саналади. Жанубий Палеотетис тузилмалари Эльбрус ва Копетдоғдан ўтган бўлиши керак (Решт-Жанубий Каспий-Машҳад).

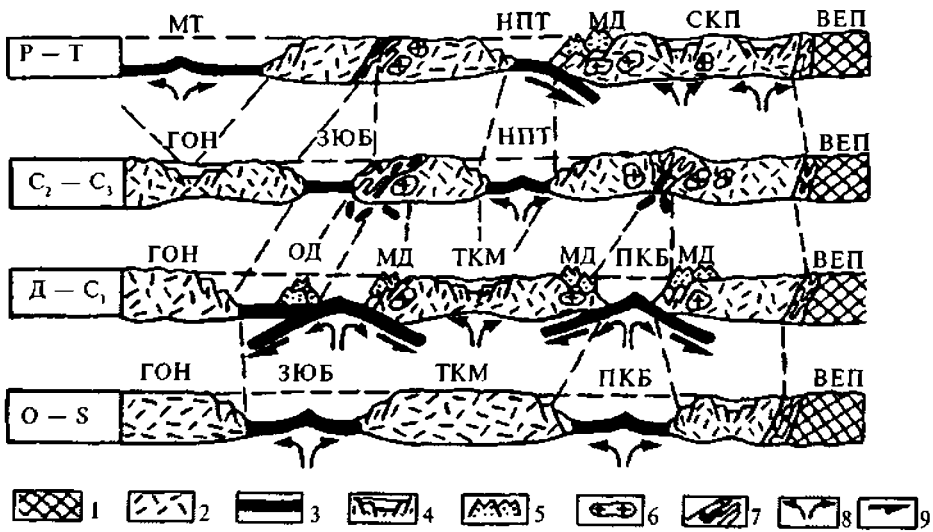
Палеотетис Осиё океанига ўхшаш бир қатор кичик қитъалар ва океаник ҳавзаларни ўз ичига бирлаштирган мураккаб тузилма сифатида қаралади.

Шарқда Палеотетисдаги воқеалар Тарим, Куньлун ва Тибет мисолида яхши ўрганилган. Юқори протерозой офиолитлари мисолида Куньлун океаник ҳавзаси тикланган. Палеотетиснинг бекилиши Тарим кичик қитъасига ороллар ёйлари ва бир неча террейнлар қўшилишидан бошланади ($S_{1,2}$) ва пермь-триасда Таримга Жантанг қитъаси келиб қўшилгандан сўнг, унинг палеозой тарихи яқунланади ва Куньлун бурмаланган ўлкаси пайдо бўлади. Шуни айтиш керакки, Шимолий Помирда Куньлун тузилмаларининг бевосита давоми бор. Бу ерда ҳам кўйи карбонда очила бошлаган океан ҳавзаси мавжуд ва кўп жиҳатлари билан Жанубий Ҳисорни эслатади. Бу иккала ҳавза Палеотетиснинг асосий сутуралари ҳисобланади, аммо улкан Палеотетис океанининг маркази қаерда деган саволга ҳали аниқ жавоб йўқ.

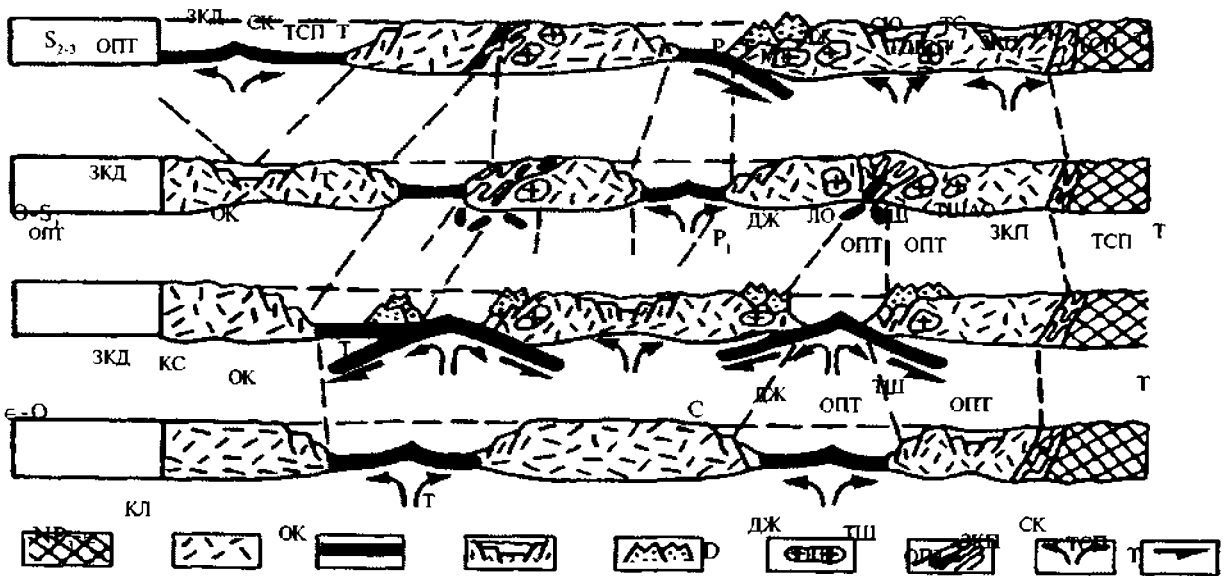
Шундай қилиб, Палеотетис Куньлундан Каспий денгизигача бўлган катта майдонни ишғол қилган ва пермнинг охири — триасда ёпилган (23.41-расм).

23.40- расм. Шарқий Устюртда юрагача бўлган ётқизикларнинг тузилиши (Х.У.Узоқов). 1 — протерозой слюда-кремнийли сланецлар ва оҳақтошлар (PR); 2 — кембрий сланецлари, оҳақтошлари; 3 — силур-девон сланецлари, оҳақтошлар, кумтошлар (S-D); 4 — туфопесчаник ва туфоалевролитлар (D_1); 5 — $D_{2,3}$ вулканоген жинслар: туфопесчаник, аргиллит, диабаз ($D_{2,3}$); 6 — юқори девон-қўйи карбон: (D_3-C_1) аргиллит, алевролит, кумтош, оҳақтош, порфирит; 7 — қўйи карбон: оҳақтош, доломит; 8 — (C_1), қўйи ва ўрта карбон: оҳақтош, доломит, аргиллит ($C_{2,3}$); 9 — ўрта, юқори карбон: алевролит, аргиллит оҳақтошлар ($C_{2,3}$); 10 — юқори карбон, қўйи пермь (C_2-P_1); 11 — қўйи пермь: вулканомикт кумтошлар (P_1); 12 — пермотриас молассаси; 13 — гранит, гранодиорит (C_2); 14 — сурилмалар; 15 — ёриқлар; 16 — пермо-триаснинг таги; 17 — палеозой контурлари; 18 — чуқур бурғилар.





23.41- расм. Палеотетиснинг (Кавказ сектори) палеозойда ривожланиши (М.И.Рустамов бўйича, қўшимчалар билан). О—S—Шимолий Каспий-Кавказолди ва Кавказорти-Жанубий Каспий ҳавзалари; D—C₁—Палеотетиснинг очилиши; C₂-C₃ — Неотетиснинг очилиши ва Шимолий Каспий ҳавзасининг бекилиши; P—T — коллизия Неотетиснинг бекилиши. Мезотетиснинг очилиши. Белгилар: 1—3 — Ер пўсти турлари (1—2—қитъа, 2—Гондвана, 3—Палеотетис океани); 4—рифтлар; 5—субдукцион магматизм (ОД—ороллар ёйи, МД—магматик ёйлар); 6—гранитоид магматизм; 7—коллизия, сутура; 8—плюм; 9—субдукция йўналиши; ҳарфли белгилар: ВЕП—Шарқий Европа платформаси, ГОН—Гондвана, ТКМ—Транскавказ қитъаси, СКП—Скиф плитаси; океаник ҳавзалар: ПКБ—Кавказолди—Шимолий Каспий, ЗЮБ—Кавказорти—Жанубий Каспий, НПТ—Неопалеотетис, МТ—Мезотетис.



23.42- расм. Шарқий Палеотетиснинг ривожланиш тарихи. Куньлун бурмаланган ўлкасининг пайдо бўлиши (J.Chengzao). NH-ε — Шарқий Гондвананинг парчаланishi. Куньлун океанининг пайдо бўлиши. Таримнинг ажралиши; ε-0 — Куньлун океанининг терреининг тагига сурилиши. Энсиалик ёйининг пайдо бўлиши; S — Куньлуни Тарим билан тўқнашуви. Куди сутураси; D — Тарим олдида сурилмалар пайдо бўлиши. Тетиснинг очилиши; C — Палеотетис ҳавзаларининг суст ривожланиши; P₁ — Палеотетис ҳавзаларининг обдукцияси. Юқори палеозой магматик ёйлари; P—T — Палеотетис ҳавзалари тўқнашуви. Куньлун бурмаланган минтақаси. Мезотетиснинг очилиши. Ҳарфли белгилар: кичик қитъа ва терреинлар: Т—Тарим, КЛ — Куньлун, ТШ — Тианшунхай, ДЖ — Джантанг, ЗКД — Ғарбий Куньлун ороллар ёйи, ЗКП — Ғарбий Куньлун вулканик ёйи, КС — субдукция зонаси (Куди), СК — Куди сутураси, СЮ — Юши сутураси, СТ — Тошқўрғон сутураси, ТШАО — Тианшунхай фаол чеккаси, ТШСП — бурмаланган вилоят Тианшунхай, ТСП — Тарим четдаги бурмалар, ОК — Куньлун океани, ОПТ — Палеотетис океан ҳавзалари, МТ — Мезотетис океани; ЛО — Гондвана муз ётқиқиқлари.

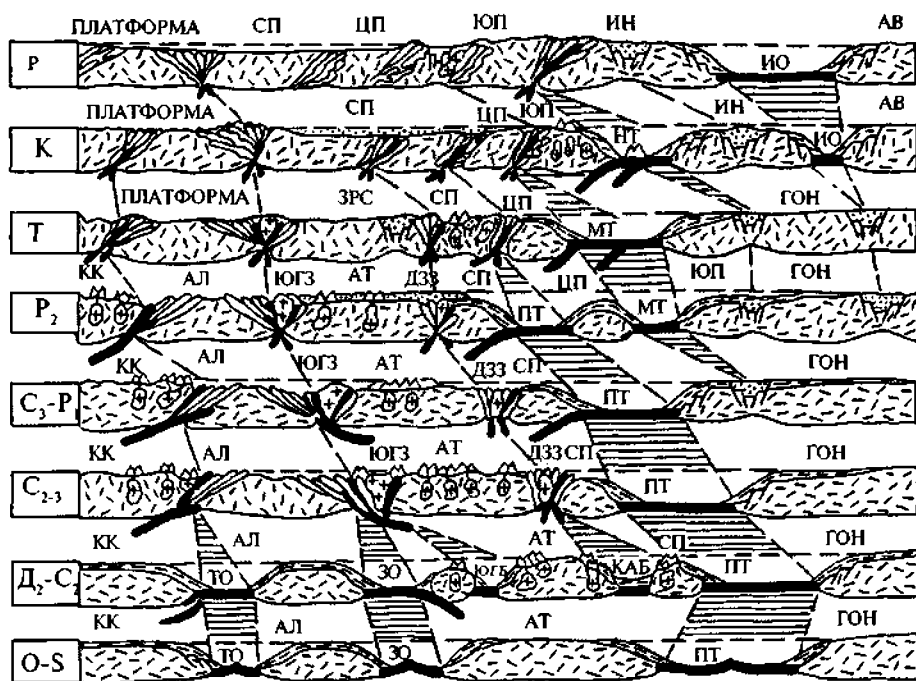
Океан литосферасининг субдукцияси шимол томон йўналтирилган ва бу фикр гранитоид интрузияларнинг тақсимланиши билан ҳам исботланади. Куньлунда ҳосил бўлган магматик ёй 270—200 млн. й ёшга эга. У, ўз навбатида, Шимолий Помирдаги Қорақўл гранитоид комплекси билан қиёсланади. Фарбада бу, нисбатан ёш, гранитоид комплекслар Ҳиндикушда, Паропамизда, Биналудда учратилади.

Палеотетиснинг фаол чеккаларини яна бир қисми—юқори пермь ва триасдаги вулканик чўқмалар ҳисобланади. Улар Шимолий Помир, Дарвоз, Шимолий Афғонистон, Герирудгача учрайди. Шундай қилиб, Ўрта Осиёнинг меридиан бўйича кесмасида (Шимолдан Жанубга қараб) бир қатор тузилмаларни ажратишимиз мумкин:

— Ўрта Тяньшан кичик қитъаси, Туркистон океани, Олой кичик қитъаси, Зарафшон океаник ҳавзаси, Афғон-Тожиқ кичик қитъаси ва Палеотетис.

Туркистон океаник ҳавзасининг ривожланиши океан литосферасининг шимол томонга қараб сўрилиши билан белгиланади ва бу жараён, ўз навбатида, Бельтов-Курама магматик ёйини яратади. Зарафшон океани жануб томон Афғон-Тожиқ қитъаси тагига сўрилиб кетган. Бунинг натижасида Жанубий Ҳисор-Бухоро-Хоразм магматик ёйи ташкил топган. Қирғиз-Қозоғистон ва Афғон-Тожиқ қитъаларининг бир-бири билан тўқнашуви Жанубий Тяньшанни бурмаланган қопламали тузилишини яратган ва юқорида кўрсатилган океаник ҳавзаларни беркилишига олиб келган.

Палеотетиснинг Афғон-Тожиқ кичик қитъа тагига сўрилиши бир қатор ёйорти ҳавзаларнинг очилишига ҳам сабаб бўлган (Масалан, Шимолий Помир субокеаник ҳавзаси). Юқоридагилардан хулоса қилиб шуни айтиш мумкинки, икки буюк океанлар (Палеотетис жанубда, Осиё океани шимолда) ўртасида Олой ва Тарим кичик қитъалари сақланиб қолган. Кейинги коллизия ҳодисалари натижасида булар янада яқинлашиб Олой-Кўкшол сурилмалар минтақаси орқали бир-бири билан туташган. Шунинг учун Палеотетиснинг шимолий чегараси сифатида Зарафшон ҳавзаси қабул қилинади ва шарқда у Куньлун ҳавзаси билан қўшилиб кетади (23.42-расм).



23.43- расм. Помир ва Тяньшан океаник ҳавзаларининг ривожланиш босқичлари. О—S—Палеотетис, Туркистон ва Зарафшон океанларининг очилиши; D₂-C₃—Палеотетис, Туркистон ва Зарафшон палео-океанларининг ривожланиши. Рифтогенез ва Жанубий Ҳисор, Калайхумб океанининг очилиши; C₂₋₃—Туркистон, Зарафшон палеоокеанининг бекилиши. Сурилма минтақаларининг ҳосил бўлиши (Буқантау-Кокшаал-Ҳисор-Олой). Палеотетиснинг давом этиши. C₃-P₁ — океанларда коллизиянинг давом этиши; P₂—Палеотетиснинг бекилиши. Мезотетиснинг очилиши. Дарваз-Заалай рифт тизимининг пайдо бўлиши. Гондвананинг парчаланиши. Неотетис (T₃-J); K—Турон платформаси, Помирдаги коллизия, Неотетиснинг пайдо бўлиши (J-K), Ҳинд океанининг пайдо бўлиши (J-R): P—Турон платформасининг ривожланиши. Неотетиснинг бекилиши. Белгилар: 1—Ер қобиғи, 2—океан ер қобиғи, 3—рифтлар; 4-5—магматизм (4—эффузив, 5—интрузив), 6—чўкиндилар, 7—даврлар. Ҳарфли белгилар: ГОН—Гондвана, АТ—Афғон-Тожиқ, СП—Шимолий Помир, АЛ—Олой, КК—Қирғиз-Қозоғистон, ИН—Ҳинд, АВ—Австралия. Океаник ҳавзалар: ПТ—Палеотетис, МТ—Мезотетис, НТ—Неотетис, ЗО—Зарафшон, ТО—Туркистон; ЮГБ—Жанубий Ҳисор, КАБ—Калайхумб, ЮГЗ—Жануби-ғарбий Ҳисор, ДЗЗ—Дарвозолой, ЗРС—Заолой рифт тизими.

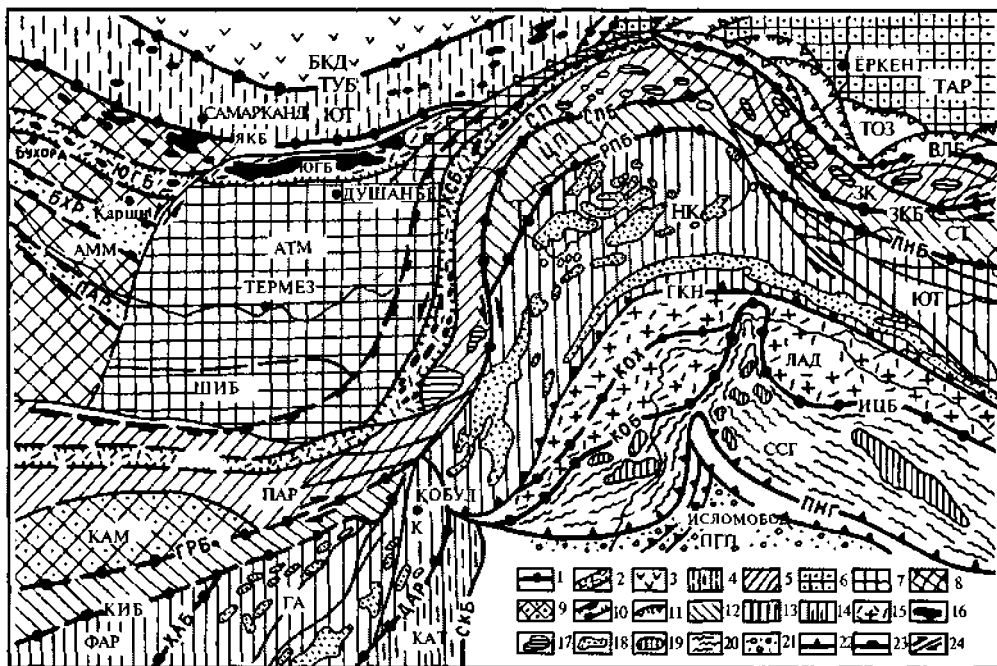
Куйи палеозойда Зарафшон ҳавзаси анча тез кенгайиб борган, ўрта палеозойда бу жараён бир оз сусайиб, чўкиндилар тўпланган (гориф, барзанги, роз свиталари). Карбон давридан бошлаб, бу океан литосфераси жанубдаги Афғон-Тожиқ қитъаси тагига кира бошлайди ва Жанубий Ҳисор субокеаник рифтининг пайдо бўлишига сабаб бўлади. Буларнинг барчаси $C_{2,3}$ ва P_1 даги коллизия даврида бекиладилар (23.43-расм).

Палеотетис ҳавзаларининг жанубида бир қатор кичик қитъалар жойлашганлигини кўрсатган эдик. Улар бевосита Гондвана суперқитъасининг бўлаклари ҳисобланади (Тиашухай, Афғон-Тожиқ, Қорабўғоз, Амударё). Палеотетиснинг марказий ўқи ва спрединг зонаси Шимолий Помир ва Куньлунга тўғри келади (23.44-расм).

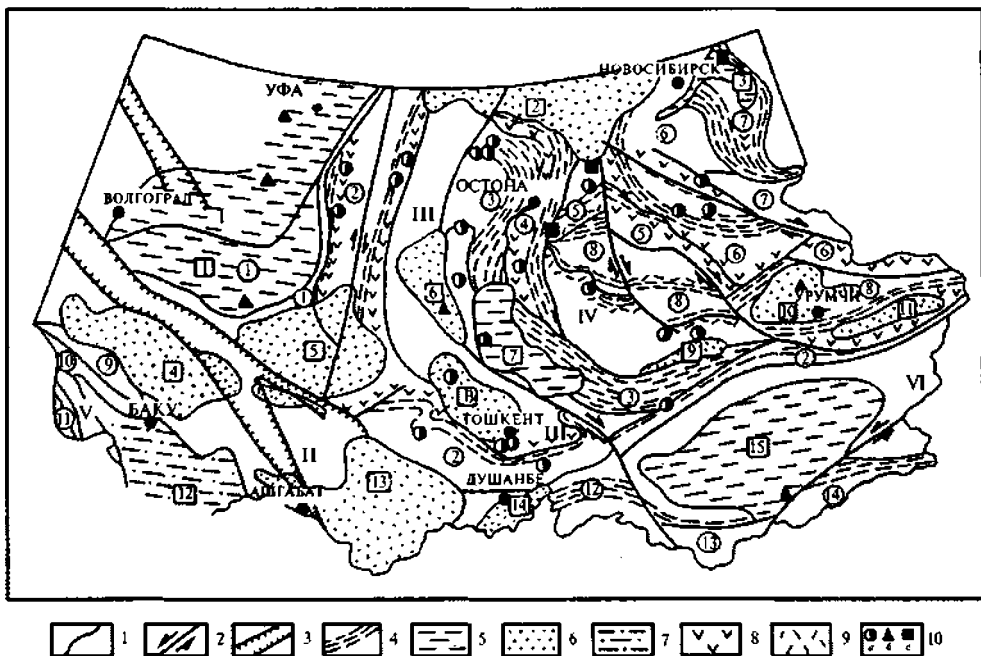
Палеотетис ва Қадимги Осиё океанининг палеозойдаги узоқ ривожланиш тарихи палеозойнинг охири ва триаснинг бошларига келиб ўз ниҳоясига етади. Бўлиб ўтган хилма-хил жараёнлар Шарқий Европа, Сибирь, Тарим қитъаларини ўзаро тўқнашиб, жипслашишига олиб келди ва улар Лавразия суперқитъаси таркибига кириб кетди.

Бу ҳудуддаги океаник ҳавзаларнинг асосий йўналиши рифтогенез ва Гондванадан бўлакларни ажралишдан ва уларнинг шимолга „сузишидан“ иборатдир. Бу жараён деярли бутун фанерозой даврида содир бўлган. Субдукцияга учраган океан литосфералари мантиядан ўтиб, нисбатан совиган қисми мантия асосида йиғила бошлаган. Ҳозирги сейсмотомаграфик кузатишлар Марказий Осиёдаги бундай литосфера уюмларини кўрсатиб турибди ва ажаб эмаски, улар мантиядаги тегишли конвектив оқимлар билан боғлиқ бўлса (23.45-расм).

Пермь ва мезозой даврида Евросиё қитъаси мезо- ва неотетис бурмалари ҳисобига кенгайиб борган. Хулоса қилиб шуни айтиш мумкинки, Родиний қитъасининг парчаланиши, Япетус, Осиё, Тетис океан ҳавзаларининг пайдо бўлиши байкал, каледон, герцин ва альп бурмаланган ўлкаларини ҳосил қилади. Уларнинг ҳар бирида янги Ер қобиғи шаклланади.



23.44-расм. Ўрта ва Жанубий Осиё бурмаланган тизимларини районлаштириш схемаси (В.И.Тронцкий). 1—Туркистон ҳавзаси сутуралари: Яхноб-Ҳитармай (ЯКБ), Шарқий Куньлун (ВКБ), Фарбий Куньлун ёки Куди (ЗКБ), Шимолий Помир (СПБ), Рушан-Пшарт (РПБ), Кишмеран (КИБ), Хашрул (ХАБ). Неотетис сутуралари: 1—Инд-Цангпо (ШЦБ), Кўҳистон (КОБ), Дарируд (ЛАБ), Сулейман-Киртар (СКБ); 2—субокеаник рифт ҳавзалар: Жанубий Ҳисор-Бухоро (ЮГБ), Калайхумб-Сурхоб (КСБ); 3—Белтов-Қурама магматик ёйи (БКД); 4—11—герцин бурмаланган тизимлари: 4—Жанубий Тяньшан (ЮТ) Олой кичик қитъаси; 5—Паропамиз (ПАР), Шимолий Помир (СП), Фарбий Куньлун (ЗК); 6—8—кичик қитъалар: герцин тизими: 6—Тарим (ТАР); 7—Афғон-Тожиқ (АФТ); 8—Амударё (АММ); 9—Калайнау (КАМ); 10—рифтлар: Бухоро-Хива (БХР), Амударё (ПАР); 11—Тарим четидаги тизимлар (ТСЗ); 12—қуйи киммеридлар: Марказий Помир (ЦП), Шимолий Тибет (СТ); 13—киммеридлардаги кичик қитъалар: Фарахруд (ФАР), Гилменд-Аргандоб (ГА), Нуристон-Каракорум (НК), Жанубий Тибет (ЮТ); 14—15—юқори киммеридлардаги кичик қитъалар; 14—Қатаваз (КАТ); 15—магматик ёйлар: Кўҳистон (КОХ), Ладак (ЛАД); 16—19—коллизия магматизмининг намоён бўлиши, 16—юқори герцин ёйлар: Кўҳистон (КОХ), Ладак (ЛАД); 17—юқори киммерий (К); 18—қуйи киммерийлар (К), 19—Альп (P-N), 20—Ҳимолай тизими (ССГ); 21—Ҳинд платформаси ботиғи; 22—сурилмалар: Бош Қорақум надвиғи (ГКН), Ҳимолайнинг бош надвиғи, (ПНГ); 23—триаснинг чегаралари (Банди-Туркистон ва Заолой зонаси); 24—ёриқлар.



23.45- расм. Марказий Евросиёнинг тектоник тузилиши (О.А.Федоренко, В.А.Бикадоров ва б.). 1—ҳавзалар, кичик қитъалар, ороген минтақалар, 2—асосий сурилмалар, 3—рифтлар, 4—аккрецион зоналар; чўкинди тўпланадиган ҳавзалар; 5—палеозой-кайнозой, 6—мезозой-кайнозой, 7—кайнозой, 8—ороллар ёйлари, 9—қитъалар четдаги вулканик камарлар, 10—конлар: а—маъдан, б—нефть-газ, с—кўмир. Асосий тектоник элементлар — қитъалар ва кичик қитъалар: I—Шарқий Европа, II—Қорақум-Тожиқ, III—Тўрғай-Ўрта Тяньшан, IV—Балхаш, V—Кавказолди, VI—Тарим. Орогеник камарлар (доирада): (1)—Қадом, (2)—Урал-Жанубий Тяньшан, (3)—Кокчетов-Тяньшан, (4)—Степняк-Бетпақдала, (5)—Бозшекул-Шингиз, (6)—Об-Зайсан, (7)—Олой-Саян, (8)—Жунгар-Балхаш, (9)—Кавказолди, (10)—Бош Кавказ, (11)—Кичик Кавказ, (12)—Помир, (13)—Марказий Куньлун, (14)—Шарқий Куньлун. Ҳавзалар: (квадратда) [1]—Помир, [2]—Ғарбий Сибирь, [3]—Кузнецк, [4]—Манғишлоқ-Кавказолди, [5]—Шимолий Устюрт-Орол, [6]—Жанубий Тўрғай, [7]—Чу-Сарису, [8]—Сирдарё, [9]—Или, [10]—Джунгар, [11]—Турфан, [12]—Жанубий Каспий, [13]—Амударё, [14]—Афғон-Тожиқ, [15]—Тарим.

Гондвананинг Лавруссия қитъаси билан қўшилиши карбонда содир бўлган ва, ўз навбатида, Пангея II ни ҳосил қилган. Аммо Пангея II триас давридаёқ аста-секин парчалана бошлаган ва ҳозирда маълум бўлган Ҳинд, Атлантика, Шимолий Муз океанига асос солган.

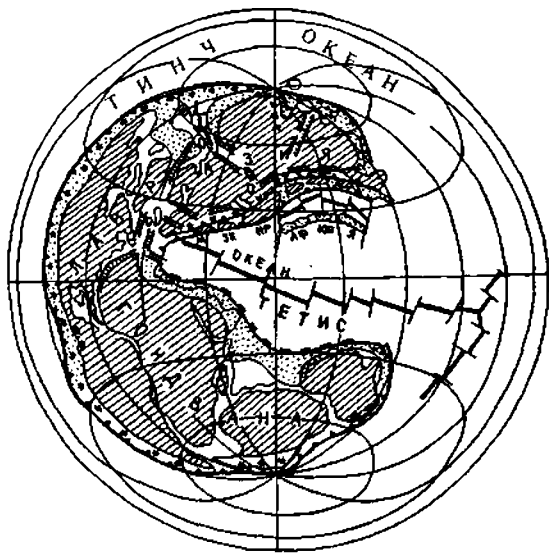
XXIV БОБ. ПАНГЕЯ II НИНГ МЕЗОЗОЙ ВА КАЙНОЗОЙДА ПАРЧАЛАНИШИ. ТЕГИС ОКЕАНИНИНГ БЕКИЛИШИ ВА ЁШ ОКЕАНЛАРНИНГ ПАЙДО БЎЛИШИ (0,24—0 млрд.й.)

24.1. Литосфера плиталари сузишини (дрейфини) глобал геодинамик қайта тиклаш

Ер тарихида мезозой ва кайнозой босқичида содир бўлган асосий воқеалар Пангея II нинг парчаланиши ва ёш Атлантика, Ҳинд, Шимолий Муз океанларининг очилишидан иборат. Тинч океани ҳудудида эса бу даврда океан қобиғи мунтазам равишда янгилашиб борган, яъни океан марказий тизмаларида ҳосил бўлиб бораётган Ер қобиғи шарқ ва ғарбдаги субдукция зоналари орқали қитъаларнинг тагига сўрилиб кета бошлаган.

Мезозойнинг бошига келиб, Пангея II қитъаси шаклланиб бўлди. Унинг таркибини байкал, каледон, герцин даврида бурмаланган ўлкалар ташкил қилган. Бу қитъадаги асосий тоғ қурилмалари нураш жараёнлари туфайли герцин давридан сўнг ҳосил бўлган ягона юза (пенеплен)ни ҳосил қилган. Унинг парчаланиши чўкинди тўпланишига, янги тузилмалар ташкил топишига ўз таъсирини кўрсатган. Қитъалар ҳаракати натижасида уларнинг шакли, катта-кичиклиги, океанлардаги оқимлар йўналиши, иқлим ҳам ўзгарган. Бу омилларнинг барчаси чўкиндилар тўпланиш суръатига таъсирини кўрсатган, албатта.

Маълумки, литосфера плиталари тектоникаси Ер радиусининг доимийлигидан келиб чиқади. Пангея II қитъасидаги бир неча улкан океанларнинг очилиши, Ер қобиғининг бу улкан ҳудудларда кенгайиши, бошқа ҳудудларда қадимги Япетус, Тетис океанлари майдони қисқариши билан белгиланади. Шундай экан, Ернинг радиуси ўзгармайди.



24.1- расм. Қуйи ва ўрта триасдаги геодинамик қайта тикланишлар (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин буйича). Шартли белгиларни 24.2-расмдан қаранг.

жараёнлари ўз ниҳоясига етди ва улар, юқорида кўрсатганимиздек, Пангея II суперқитъасининг шаклланиши билан яқунланди. Бу қитъанинг номи Лавразия деб аталади. Унга Киммерия (Кавказорти, Эрон, Мизий), Помир, Жангтанг кичик қитъалар келиб қўшилган. Палеотетис океанининг Лавразия тагига сўрилиши, айти шу даврда, жанубда Мезо-, Неотетиснинг очилиши билан яқунланади. Кейинчалик Пангея II нинг парчаланиши билан боғлиқ бўлган геологик ҳодисалар ҳам триасда бошланган. Пайдо бўлган бир қатор рифт тизимлари бўлғуси ёш океанларнинг чегарасини ва шаклини шу даврдаёқ белгилаб қўйган. Масалан, Шарқий ва Ғарбий Гондвана ўртасидаги рифт тизими Атлантика океанининг бошланғич босқичига тўғри келади ва триасда жуда катта қалинликдаги чўкиндилар билан тўла бошлаган.

Тинч океани ҳудудида ҳосил бўлган янги океан литосфераси Пангея II қитъалари тагига фаол қирғоқлар орқали сўрилган. Гондвананинг шимолида сустр чеккалар сақланиб қолган.

Юра даврида рифтогенез жараёнлари Марказий Атлантика океанининг тўла очилишига олиб келган.

Шуни ҳам алоҳида таъкидлаш зарурки, мезокайнозой босқичи учун бажарилган геодинамик қайта тиклашлар палеозойга, айниқса, докембрийга нисбатан аниқ исботланган.

Ер тарихини мезозой ва кайнозой босқичлари геологик воқеаларини В.Е.Хаин даврлаштирган. У Ер эволюциясининг қуйидаги босқичларини ажратиб кўрсатади:

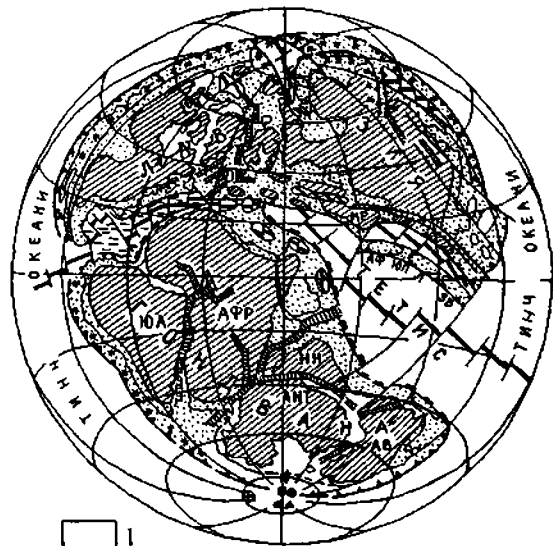
1. Ўрта триас-ўрта юра. Пангея II нинг парчаланишидан олдинги давр.

2. Юқори юра ва қуйи бўр даври. Пангея II нинг бўлиниши, океанлар очилишининг илк даври.

3. Юқори бўр-эоцен. Пангея II нинг узил-кесил парчаланиши, океанларнинг пайдо бўлиши. Ҳозирги қитъаларнинг шаклланиши.

4. Олигоцен-тўртламчи давр. Қитъаларнинг кўтарилиши, Альп тоғ тузилмаларининг пайдо бўлиши, океанларнинг чуқурлашуви.

Ўрта триас-ўрта юра (24.1, 24.2-расм). Триасга келиб палеозойдаги мураккаб қитъа ҳосил қилиш



- 1 — [Blank box]
 2 — [Wavy lines] 3 — [Sawtooth lines] 4 — [Staircase lines] 5 — [Diagonal lines] 6 — [Asterisks]
 7 — [Horizontal lines] 8 — [Diagonal lines] 9 — [Diagonal lines] 10 — [Diagonal lines] 11 — [Dotted pattern]
 • 12 ◻ 13 ▲ 14 ■ 15 ▼ 16 ◉ 17 ♦ 18 ▲ 19

24.2- расм. Ўрта юра давридаги геодинамик қайта тикланишлар (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин буйича, кўшимчалар билан). 1 — палеозойдан қолган океанлар (Тинч, Тетис), 2 — Пангея II нинг парчаланиши натижасида ҳосил бўлган ёш океанлар (мезозой, кайнозой), 3 — спрединг ўқи, 4 — субдукция зонаси, 5 — Тетис океанининг обдукция зоналари, 6 — фаол чеккалар магматизми, 7 — сустр чеккалар, 8 — коллизия ҳудудлари, 9 — рифтлар, 10–11 — қитъалар (10 — қуруқлик, 11 — эпиконтинентал ва шельф денгизлари); 12–19 — А.Н.Храмов буйича Жанубий магнит кутбининг ўрни. Докембрий платформалари: ЛАВ — Лаврентий, БАЛ — Балтия, ЕА — Евроамерика, СИБ — Сибирь, ХИТ — Хитой, ЮК — Жанубий Хитой, СК — Шимолий Хитой, АФР — Африка, ЕВР — Евросиё, ЛАВ — Лавразия, АНТ — Антарктика, АВ — Австралия, ИН — Ҳиндистон. Кичик қитъалар: Т — Тарим, ИК — Ҳинди-Хитой, К — Қозоқ, ЗЕ — Ғарбий Европа, А — Арктика, У — Устюрт, КАР — Қорақум, АТ — Афғон-Тожиқ, КОЛ — Колим, ТБ — Тибет, ЮП — Жанубий Помир, АФ — Афғон, ИР — Эрон, ЗК — Кавказорти, М — Мизий, ЗБ — Ғарбий Бирма, Л — Лхаса, СБ — Сино-Бирма, АМ — Амур, ПК — Каспийбўйи чўкмаси.



24.3- расм. Қуйи бўр давридаги геодинамик қайта тикланишлар (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин бўйича, қўшимчалар билан). Шартли белгиларни 24.2-расмдан қаранг.



24.4- расм. Юқори бўр давридаги геодинамик қайта тикланишлар (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин бўйича). Шартли белгиларни 24.2-расмдан қаранг.

Юқори юра ва қуйи бўр (24.3- расм). Пангея II нинг парчаланиши натижасида Ҳиндистон ва Мадагаскар ороллари ундан ажралиб чиқадилар ва Ҳиндистон билан Африка ва Антарктида ўртасида йирик океаник ҳавза ҳосил бўлади. Африка билан Жанубий Америка ўртасидаги спрединг жараёнлари авж олади ва бунинг ҳосиласи сифатида Жанубий Атлантика океан ҳавзаси қаралади.

Гондвананинг парчаланиши ўзига хос магматик формациялар билан белгиланади (ишқорий базальтлар ва трапплар). Булар мазкур даврда Жанубий Америкада (Бразилия, Парана), Ғарбий Антарктидада, Ҳиндистонда, Шимоли-шарқий Африкада (Намибия, Ангола, Танзания) ва бошқа ҳудудларда кенг тарқалган.

Тинч океаннинг атрофида эса қитъанинг фаол четларида тизмалар ривожланган ва кенгайган (Шарқий Осиё ва Анд-Кордильера минтақалари).

Юқори бўр ва эоценда (24.4-расм) Пангея II қитъасининг парчаланиши ниҳоясига етади. Ҳосил бўлган бир қатор океанлар ҳозирги вақтдаги кўринишга яқин ҳолатни эгаллайдилар. Гондвананинг кенгайиши, Атлантика океанининг ривожланиши давом этади. Ҳинд океанининг очилиб бориши натижасида мустақил Ҳинд плитаси шаклланади. Айни шу даврда мазкур жараёнлар билан бирга, Тетис ҳавзалари қисқаради ва бўрнинг охирига келиб, умуман, бекилади.

Тинч океан ҳавзасидаги спрединг билан боғлиқ бўлган тизмалар бекилиб, Шимолий Америка қитъаси океан томон сурилади ва султ чеккаларнинг биринчи авлодини яратади. Натижада бу океан атрофи ороллар ёйлари, вулканик камарлар билан ўралади.

Палеогендаги асосий воқеалар Шимолий Атлантиканинг очилиши, унинг марказида океан тизмасининг пайдо бўлиши, Шимолий Муз океанининг рўёбга чиқиши билан белгиланади. Тетис ҳудудида эса Ҳиндистон, Евросиё, Арабистон қитъаларининг тўқнашуви авж олади ва улар ўрнида Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлка ҳосил бўлади.

Шундай қилиб, эоценда янги океанлар, бурмаланган ўлкалар ҳозирги шаклига келди (24.5-расм).



24.5- расм. Эоцен давридаги геодинамик қайта тикланишлар (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин бўйича). Шартли белгиларни 24.2-расмдан қаранг.

Олигоцен-тўртламчи давр Ер шари ривожланишининг охириг босқичи ҳисобланади. Бу даврни адабиётларда янги неотектоник босқич деб аташади.

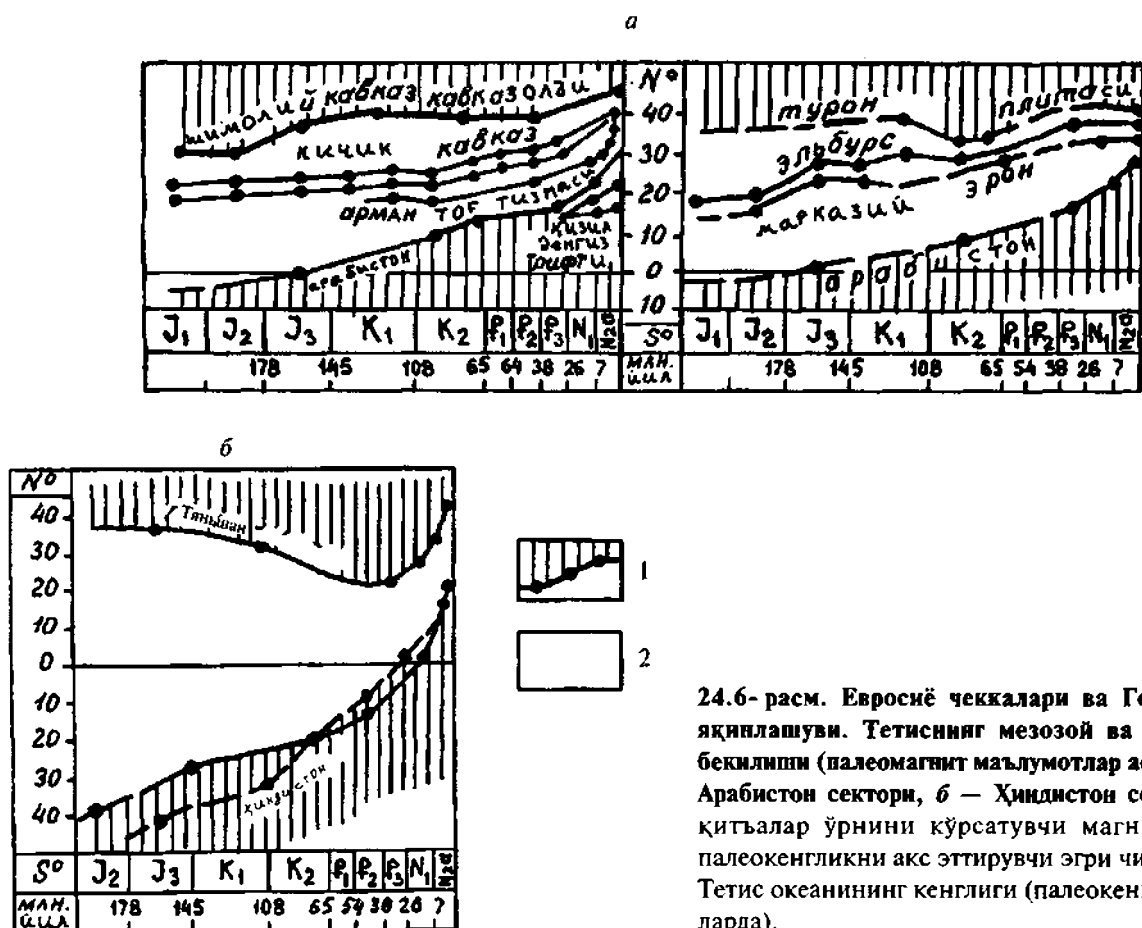
Олигоцендаги асосий воқеалар Африка-Арабистон ва Ҳиндистон қитъаларининг Евросиё билан тўқнашувида ифодаланади. Маълумки, бу жараёнлар натижасида Альп-Ҳимолай тизими пайдо бўлган. Тўртламчи давр ва неогенда эса бу ҳаракатлар давом этиб, Марказий Осиё тоғ ўлкасини, Ҳиндикуш, Помир, Тяньшан, Куньлун, Олтой, Саян, Байкал атрофидаги тоғларнинг кўтарилишига ва ривожланишига сабаб бўлган.

Бу даврдаги улкан геологик воқеалардан яна бири Тетиснинг узил-кесил бекилишидир.

24.2. Тетиснинг бекилиши. Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлкасининг ҳосил бўлиши

Гондвана ва Лавразия қитъаларининг ўзаро тўқнашуви Тетиснинг узил-кесил бекилиб кетиши ва Пангея II суперқитъасининг дунёга келишига асосий сабаб бўлди. Умуман олганда, Тетис каби буюк океаник ҳавзанинг бекилишини аниқлаш, уни бу даврдаги босқичларини белгилаш ва ажратиш жуда мушкул ва мураккаб масалалар сирасига киради. Бу жараённи тўла ўрганиш учун жинсларнинг ёши, қадимги магнит кутбларнинг ўрни, ҳайвонот дунёсининг тарқалиш хусусиятларини яхши тасаввур қилиш керак.

Тетис океани. Бу океanning тутган ўрни ва унинг кенлиги, эгаллаб турган майдонини аниқлаш учун атрофидаги қитъалар жойларини белгилаш керак бўлади. Бу тадқиқотлар палеомагнит кутбни ва ўша даврлардаги палеокенгликни аниқлашни талаб қилади. Арабистон, Рус платформаси, Ҳиндистон, Турон, Тяньшан мезозойда қаерда жойлашган, уларнинг қадимги координаталари фақат палеомагнит усуллар билан аниқланади. Биз бу масалани ечишда қуйидаги уч йўналишдаги кесмаларга таяндик: Арабистон-Рус платформаси, Арабистон-Турон ва Ҳиндистон-Тяньшан кесмалари (24.6- расм). Олинган ва мавжуд бўлган палеомагнит далилларнинг таҳлили шуни кўрсатадики, ғарбда (Арабистон атрофларида) унинг кенлиги 30° га тенг бўлган (ҳозирги вақтда 6—12°). Демак, мезозой ва кайнозой даврида Тетис майдони уч марта қисқарган. Бу қисқариш Арабистон қитъасининг шимолга сурилиши билан қопланган.



24.6- расм. Евросиё чеккалари ва Гондвананинг яқинлашуви. Тетиснинг мезозой ва кайнозойда бекилиши (палеомагнит маълумотлар асосида): а — Арабистон сектори, б — Ҳиндистон сектори: 1 — қитъалар ўрнини кўрсатувчи магнит майдон, палеокенгликни акс эттирувчи эгри чизиқлар; 2 — Тетис океанининг кенлиги (палеокенглик градусларда).



24.7- расм. Палеозой охири ва мезозойдаги Фарбий Тетис ва Марказий Атлантиканинг қайта тикланиши (G.M.Stampfli, G.D.Borel, W.Gavazza, J.Vozar, P.A.Ziegler). А—юқори карбон (вестфалий), Б—юқори пермь, В—юқори триас, Г—оксфорд, Д—куйи бӯр (валанжин), Е—сантон, Ж—маастрихт: 1—Палеотетиснинг океан қобиғи, 2—Неотетиснинг океан қобиғи, 3—қитъа қобиғи, 4—марказий океан тизмалари, 5—субдукция зоналари, 6—султ четлар, 7—рифтлар, 8—ёриқлар, 9—кичик қитъалар, террейнлар (Лут, Марказий Эрон, Эльбурс, Сенанджидж-Сирджан, Киршехир). Океаник ҳавзалар: АТ—Альп Тетиси, САТЛ—Марказий Атлантика, МАЛ—Малиас, МЕЛ—Мелиата, VAR—Вардар. Қалин пунктир чизиқ билан (Г-расм) Палеотетис сутураси кўрсатилган. Кичик қитъалар: ИВ—Иберия, АД—Адриа.

Ҳиндистон ва Осиё қитъалари ўртасида юра даврида Тетиснинг кенглиги 70° , эоценда 20° бўлган, яъни бу ҳудудларда ҳам ушбу океан мезозой ва кайнозойда 3,5 марта қисқарган. Ушбу жараёнлар фақат оддий ҳудуднинг қисқаришидан иборат бўлмаган, аксинча, плиталар йўналиши бирмунча ўзгарган. Масалан, Ҳиндистон шимолга қараб ҳаракат қилса, у билан тўқнашган Тяньшан ҳам жанубга қараб сурилиб келаверган. Тетис океанининг кенглиги ва Альп-Ҳимолай ўлкасининг майдонини қиёслаш шуни кўрсатадики, Тетиснинг бекилиши фақат икки қитъанинг буюк тўқнашувидан ташқари, океanning бир қисмини субдукцияга учратган бўлиши керак. Палеомагнит кузатувлар натижасини таҳлил қилиш умумий ҳолда Тетис океанининг майдонини мезозойдан кайнозойгача қисқариб боришини исботлаб берди. Аммо океanning фарбий ва шарқий қисмидаги геодинамик жараёнлар бири-бирдан анча фарқ қилади.

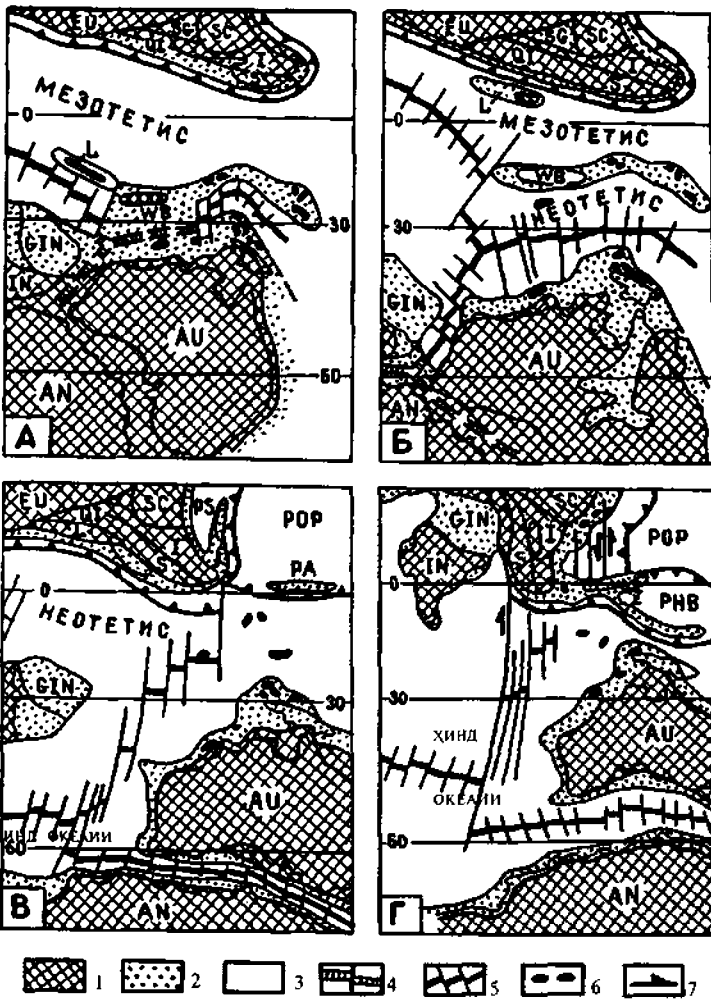
Фарбда (Арабистон сектори) қитъалар тўқнашуви Альп-Ҳимолай бурмаларини, қопламалар тизимини шакллантирди ва бир қатор йирик ботиклар, чўкмаларни ҳосил қилди. Шарқда (Ҳиндистон-Осиё сектори) бу жараёнлар мураккаброқ тарзда кечган. Ҳиндистон қитъасининг Осиё қитъаси билан тўқнашуви Тетисни йўқотиб юборди, Тибет, Қоракорум, Помир ва Афғонистондаги бурмаланган қопламалар билан тўлдирилган минтақаларни вужудга келтирди ва, асосийси, Осиёнинг ички қисмида ҳам тоғ ҳосил қилиш жараёнларига сабаб бўлди (масалан, Марказий Осиё тоғ тизмаларининг ҳосил бўлиши).

Фарбий Тетисдаги геодинамик жараёнлар бир қатор геологик воқеаларни ўз ичига олган. Киммерий қитъасининг Гондванадан ажралиб чиқиши, унинг (Киммерийни) ички қисмида мезозой океаник ҳавзасининг ташкил топиши шулар жумласидандир.

Ушбу қисқа вақт фаолият кўрсатган кичик ҳавзалар Малиас, Вардар, Альп Тетиси номлари билан маълум. Умуман, Фарбий Тетис ҳавзаларининг ривожланиш босқичлари 24.7- расмда келтирилган.

Шарқда Тетиснинг бу даврдаги ривожланиши бошқачароқ кечган. Асосий геодинамик жараёнлар Гондванадан Лхаса кичик қитъасининг ажралиши ва унинг шимолга қараб ҳаракати ва Ҳиндистон океанининг очилиши билан белгиланади (24.8- расм).

Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақасининг тузилишида мезозой океан тузилмаларининг қолдиқлари учраб туради. Бу хусусият формацияларнинг таркибида ва улар ҳосил қилган қаторларда яққол кўринади. Формациялар таркибига таянган ҳолда Гондвананинг султ ва фаол чеккаларини ажратиш мумкин. Улар ўртасида офиолитлар жойлашган. Қитъалар четининг ички тузилиши бу ерда тарқалган формацион зоналар орқали аниқланади. Аниқланган океан атрофидаги икки турдаги қитъа четлари унинг асимметрик тузилишини кўрсатади. Тетис океанининг ривожланиш босқичларини таърифлашга ўтамиз.

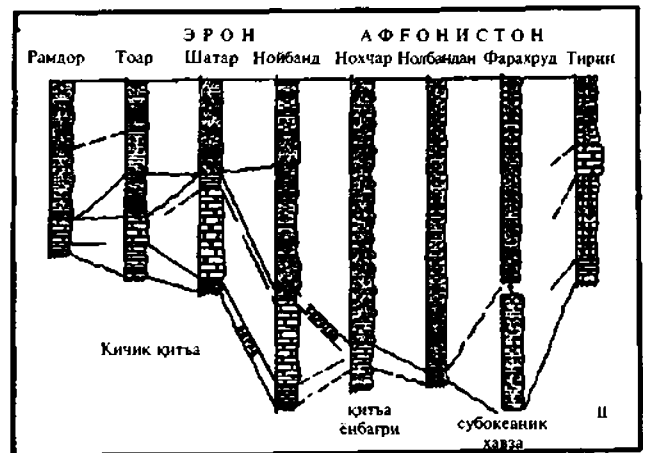
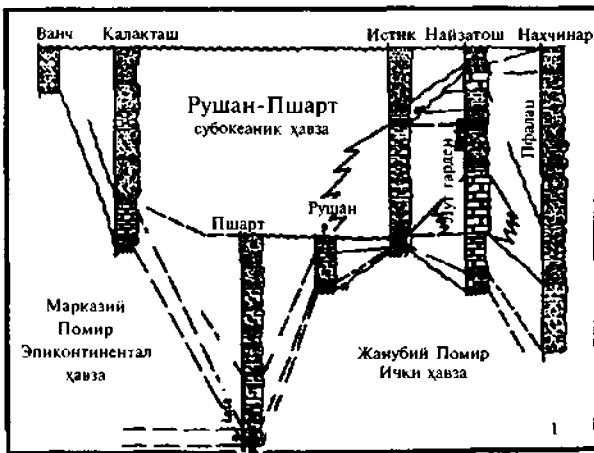


24.8- расм. Шарқий Тетис океанининг қайта тикланиши (А.С.Смит, Ж.Глонка, Н.И.Струкмейер, Ж.М.Тоттерделл, Н.Ванг буйича). А — юқори юра (165 млн.й), Б — қуйи бўр (120 млн.й), В — юқори бўр (80 млн.й), Г — ўрта эоцен (45 млн.й). 1 — қуруқлик, 2 — денгиз, 3 — океан, 4 — рифтлар, 5 — марказий тизмалар, 6 — террейнлар, 7 — ёриқлар. Қитъалар: AN — Антарктида, AU — Австралия, EU — Евросиё, IN — Ҳиндистон, GIN — Ҳимолайга қирган Ҳиндистон қисми. Кичик қитъалар: I — Ҳинди-Ҳитой, L — Лхаса, SC — Жанубий Ҳитой, S — Сибумасу, QI — Джантанг, WB — Фарбий Бирма, SG — коллизия зонаси Сонгпан-Ганзи, Z — офиолитлар, PA — Филиппин ёйи, POP — Тинч океан плитаси, PHB — Филиппин ҳавзаси.

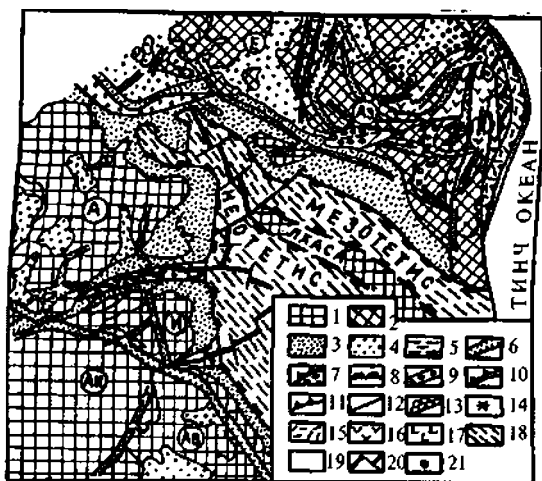
Триас-юра босқичи — Тетис океанининг бошланиш даври. Унинг таркибидаги Мезо- ва Неотетис ҳавзалари Лхаса қитъаси билан ажралиб туради (24.9- расм). Океан турдаги ётқизиклар ва уларнинг кесмалари Фарбий Бирма, Шимолий Ҳимолай, Загрос, Омон, Кипрда кенг тарқалган. Кесмалар офиолитлар, радиоларитлар, карбонатли жинслардан ташкил топган ва улар Тетис океанининг марказини белгилайди. Бу марказдан шимолдаги Осиё

атрофидаги чеккалар мураккаб тузилишга эга ва уларнинг таркибида (Фарбий Бирма, Афғонистон) қитъа ёнбағри, пойдеворининг юзага чиққан ҳудудлари, океаник чўкмалар ва бошқа турдаги ҳавзалар ажратилади. Бу ҳудудлар магматик формацияларнинг танқислиги, чеккаларнинг сустлигидан далолат беради. Ушбу структура — формацион зонадан шимолда майда қитъа таркибига Фарбий Бирма, Бадахшон, Катаваз, Фильмонд-Аргандоб кичик қитъалари киради. Бу зона катта Лхаса номини олган ва асосан оҳақтошлардан тузилган.

Учинчи зона ўз ичига Тибет, Рушан-Пшарт, Помир, Фарахруд, Жануби-шарқий Эронни олади. Булар океаник формациялардан иборат бўлиб Мезотетис сугурасини белгилайдилар.



24.9- расм. Мезотетисдаги Помир (I) ва Афғонистон II кесмаларини қислаш (В.И.Тромцкий).



24.10- расм. Куйи-ўрта юрада Евросиё, Тетис ва Гондвана геодинамик зоналигининг қайта тикланиши (В.И.Троицкий). Қитъа плиталар:

1 — Гондвана (А — Африка, И — Ҳиндистон, Ан — Антарктика, АВ — Австралия), 2 — Евросиё (Е — Шарқий Европа, Аз — Осиё), 3 — қитъа четидаги чўкмалар, 4 — платформа қопламалари, 5 — қитъа ичидаги қўл чўкмалар, 6 — континентал рифтлар, 7 — тоғолди моласса чўкмалар, 8 — суғ чеккалар, 9 — субокеаник рифтоген чўкмалар, 10 — Б турдаги субдукция, 11 — А турдаги сурилма ва субдукция зонаси, 12 — ёриқлар, 13 — обдукция комплекси, 14—15 — ороллар ёйлари (14—энсиматик, 15—энсиалик), 16—17 — магматизм (16 — қитъа четидаги, 17 — сувости базальтлар), 18—19 — океан литосфераси (18 — Тетис, 19 — Тинч, Ҳинд, Атлантика океани), 20 — спрединг худудлари, 21 — чуқур бурғилар.



24.11- расм. Юқори бўрда Евросиё Тетис ва Гондвана литосфера плиталари ва блокларининг геодинамик зоналиги (В.И.Троицкий). Шартли белгиларни 24.10- расмдан қаранг.

Мезотетиснинг шимолий қисми (Марказий Помир), асосан, моласса формацияларидан иборат. Жанубий Помирда рифтоген оҳақтошлар, Рушан-Пшарт зонасида терриген ётқизиклар кенг тарқалган ва океаник қирғоқларни белгилайди, чунки улардан шимолроқда кўмир ётқизиклари мавжуд (24.11- расм).

Афғонистондаги Мезотетис ҳавзасининг кесмалари Помирдагилардан бирмунча фарқ қилади. Уч турдаги кесмалар ўзига диққатни талаб қилади. Фарахруд кесмалари — бу ҳавзанинг марказини, Фильмонд-Аргандоб кесмалари — кичик қитъа-

ларни кўрсатиб туради. Ушбу кесмаларнинг тузилиши ва таркиби бу ерда океан ҳавзаси мавжудлигини исботлайди. Бу ҳавза шарқда Тибет, Бирма, Камбоджагача етиб борганлигини тахмин қилиш мумкин. Бу ҳавзанинг шимолий қисмида терриген ётқизиклар, марказида—офиолитлар кенг тарқалган. Жанубдан бу ҳавзани бир қатор кичик қитъа ва террейнлар ўраган (Бирма, Жанубий Тибет, Жанубий Помир) ва булардан жануброқда Неотетис океани бўлган.

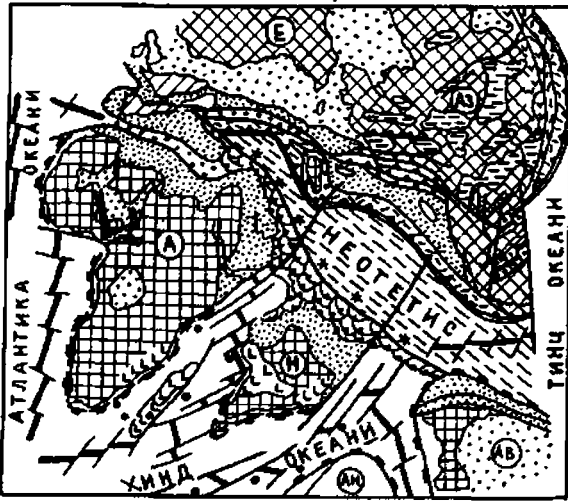
Юра даврида бу худудда, асосан, рифтогенез жараёнлари авж олган (Марказий Эрон). Бир қатор рифтларнинг чўкиб бориши, катта чуқурликка эга бўлиши улардаги кенгайиш жараёнларининг суръатини акс эттиради (24.10, 24.11- расм).

Бўр даври бошқичи Тетис океани шаклланишида алоҳида аҳамиятга эга. Бу даврдаги асосий геодинамик ҳодисалар спрединг, ёш океан литосферасининг ҳосил бўлиши, Ҳинд океанини пайдо бўлишидан иборат. Умумий сиқилиш ва субдукция худудларининг пайдо бўлиши ҳам шулар жумласига кириди. Умуман, бўр даврида Тетиснинг торайиши кузатилади.

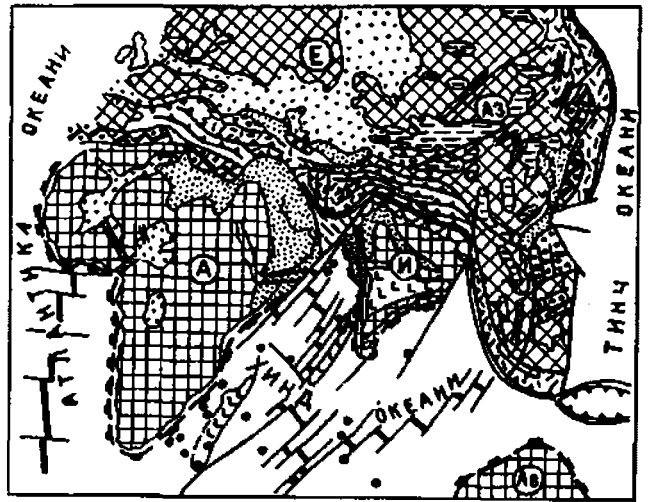
Тетиснинг шимолий (Осиё) қисмида содир бўлаётган субдукция (сўрилиш) жараёнлари бу худуднинг ички тузилишини мураккаблаштириб юборди. Агар Афғонистондан Бирмагача бўлган меридиан кесмани тасаввур қилсак, биз куйидаги зоналарни кўрамиз: офиолит, меланж, метаморфизм ва флиш ётқизиклари. Ётқизикларнинг қалинлиги, магматик маҳсулотларнинг хусусиятлари, улардаги ишқорларнинг ўсиб боришидан ягона ва йирик ороллар ёйи мавжудлигини кўришимиз мумкин. Куйи бўрдаги вулканик жараёнлар жуда катта майдонни эгаллайди (Лхаса, Катаваз, Фильмонд-Аргандоб). Ўз навбатида, бу вулканик жараёнлар рифтогенез билан боғлиқ (24.12- расм). Бу қитъа четининг ривожланишида юқори бўр даври мустақил аҳамиятга эга. Субдукциянинг шимолга қараб ривожланиши бир қатор меланж ўлкалар ҳосил қилади.

Тетис океани ғарбий қисмининг ривожланиш тарихи юқориди келтирилган ҳодисалардан анча фарқ қилади. Биринчидан, бу ерда ривожланган вулқон ёйлари йўқ, рифтогенез ҳам анча суғ даражада кечеди ёки, умуман, белгиланмайди.

Аммо Эрон қитъасининг парчаланиши, унинг таркибида океансимон чўкмаларнинг ҳосил бўлиши Тетиснинг ғарбий қисми бекилиши билан боғлиқ. Меланж таркибида гарцбургитлар ва бошқа ўта



24.12- расм. Юқори бўрда Гондвана, Тетис, Евросиё литосфера плиталари ва блокларининг геодинамик зоналлиги (В.И.Троицкий). Шартли белгиларни 24.10- расмдан қаранг.

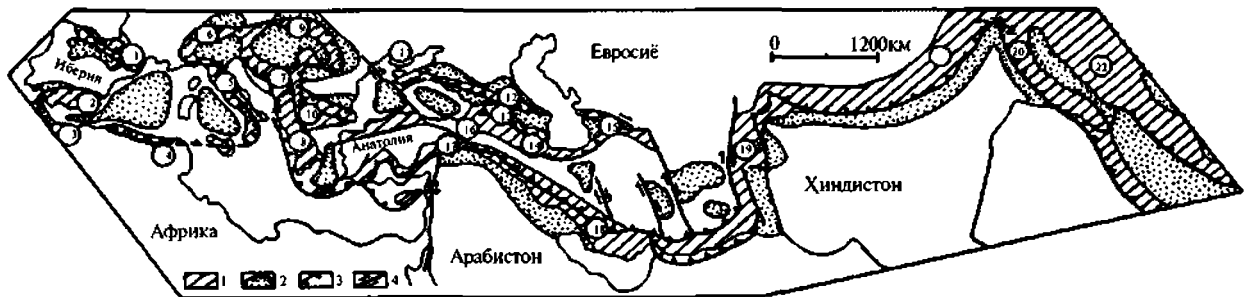


24.13- расм. Эоценда Тетис, Гондвана ва Евросиё литосфера плиталари ва блокларининг геодинамик зоналлиги (В.И.Троицкий). Шартли белгиларни 24.10- расмдан қаранг.

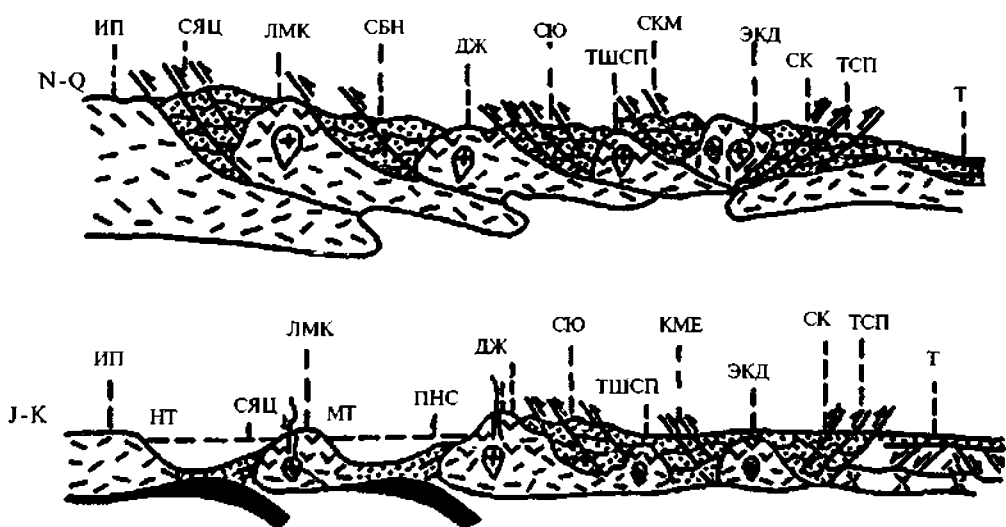
асосли жинслар борлиги, диабаз ва унга ўхшаш дайқаларнинг мавжудлиги, океан литосферасининг кенг ривожланганлиги тўғрисида маълумот беради. Тетиснинг ғарбий ва шарқий қисмининг ҳар хил ривожланиши плиталар ҳаркатиининг йўналиши билан боғлиқ.

Палеоген босқичи (24.13- расм) тоғ ҳосил бўлиши ва ороген вулканик жараёнлар, гранитоид плутонизм билан белгиланади (Кавказдан то Помиргача). Булар Тетис худудида тўқнашув жараёнлари бошланганидан далолат беради. Тетиснинг шарқида Ҳиндистон плитасининг шимолга ҳаракати уни Зонд ороллар ёйида қисман сўрилишига, Шимолий Ҳимолайда эса Ҳиндистон қитъаси устига чиқиб кетишига (обдукция) олиб келади. (Сулаймон-Киртор, Ҳиндистон плитаси, Мерей-Оуэн ёриқлари сурилмалар орқали Тетис билан туташган.) Тетиснинг океан литосфераси Омон, Форс кўрфазининг тагида, Загрос, Карманшоҳда сақланиб қолган ва бекилган ҳавзанинг ўрнини белгилайди. Ушбу тўқнашув худудларидан жанубда мавжуд бўлган спрединг, субдукция вилоятлари йўқолади ва уларда трапплар, хилма-хил базальтлар пайдо бўлади. Умумий коллизия Тибетни ҳам жипслаштиради. Қорақорум, Помир, Марказий ва Жанубий Афғонистоннинг ўзаро тўқнашуви, яхлит платага айланиши гранитоид плутонизм билан белгиланади. Палеогенда бўлиб ўтган бу каби воқеа ва ҳодисалар Бирмадан Афғонистонга қадар чўзилган ёйсимон ороген минтақасини ташкил қилади. Ушбу ороген худуддаги ўзгаришлар, албатта, шимолдаги майдонларга ҳам ўз таъсирини кўрсатган. Масалан, Шимолий Помир ва Тяньшандаги эоцен даврига мансуб терриген ётқизиқлар ушбу кўтарилишлар билан бевосита алоқадор.

Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақа. Тетис океанининг бекилиши Гондвана ва Евросиё плиталарининг яқинлашувини, тўқнашувини тўхтата олмади. Бу жараён ҳозирги кунда ҳам давом этапти. Бу икки буюк қитъаларнинг тўқнашуви Тетиснинг йўқолиши билан бирга, Атлантикадан то Тинч океанигача чўзилган тоғ тизмаларини ҳосил қилди. Бу ҳосил бўлган янги тизим, нафақат тоғлар, балки уларни ажратиб турадиган чўкмалар, ботиқлар ва хилма-хил субокеаник ҳавзалардан иборат (24.14, 24.15- расм). Буларнинг умумий номи Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақа дейилади. Минтақанинг ички



24.14- расм. Альп-Ҳимолай минтақасининг умумий тизилиши (В.Е.Ханн). 1 — бурмаланган қурилмалар (доирадаги рақамлар): 1 — Пиреней, 2 — Кордильера, 3 — Эр-Риф, 4 — Теаль-Атлас, 5 — Апенин, 6 — Альп, 7 — Динаридлар, 8 — Элинидлар, 9 — Карпат, 10 — Болканидлар, 11 — Қрим, 12 — Катта Кавказ, 13 — Кичик Кавказ, 14 — Эльбрус, 15 — Копетдоғ, 16 — Шарқий Понтид, 17 — Таврид, 18 — Загрос, 19 — Белуджистон, 20 — Ҳимолай, 21 — Ҳинд-Бирма, 22 — Зонд-Банд ёйи; 2 — чўкинди тўпланиш ҳавзаларининг чегаралари; 3 — йирик ҳавзалар чегараси; 4 — сурилмалар йўналиши.



24.15- расм. Тетис океанининг бекилиши ва Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақанинг ҳосил бўлиш схемаси (J.Chengzao). Қитъа ва кичик қитъалар: Т—Тарим, Дж—Джантган, ЛМК—Лхаса, ИП—Ҳинд плитаси, МТ—Мезотетис, НТ—Неотетис; сутуралар: СЯЦ—Ярлунг-Цангпо, ПНС—Пангонг-Нунзизян, СЮ—Юши, СКМ—Конгсива-Мейкинг, СК—Куди, ТСП—Таримнинг четидаги тизмалар, ТШСП—Тианшухай бурмаланган минтақаси.

тузилиши жуда мураккаб. Унинг таркибида кичик қитъалар, ороллар ёйлари, магматик ёйлар, денгиз ётқиқиқлари, Гондвана ва Лавразия пойдеворлари формациялари иштирок этади.

Минтақанинг шаклланиши эоцен давридан бошланган. Бу даврда Тетис бекила бошлайди ва бир неча бўлақларга ажралади. Масалан, Европада Ўртаер денгизи ҳавзаси шаклланади. Ундан шимолда Турон, Карпат, Альп, Болқон, Кавказолди чўкмалари ҳосил бўлади.

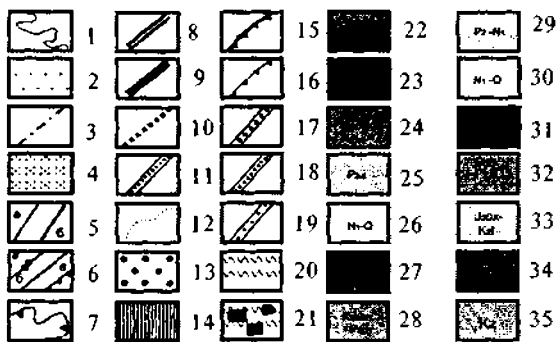
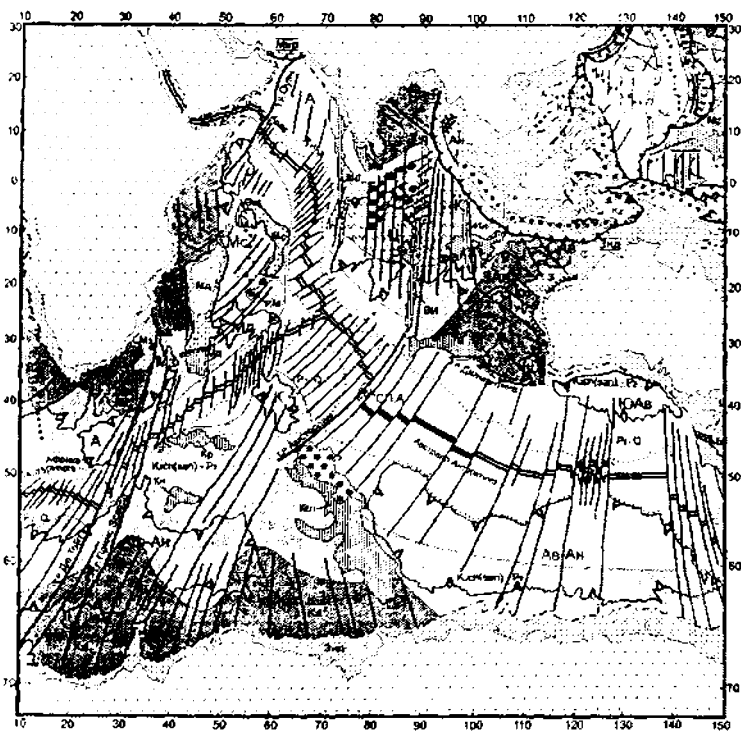
Минтақанинг ички қисмида бу даврда кенгайиш жараёнлари бошланади, ҳосил бўлган янги Ер қобиғи парчаланаяди ва қисман бўлинади. Натижада бир қатор янги кичик ҳавзалар рўёбга чиқади (Альборан, Паннон, Трансильван, Эгей денгизлари). Араб қитъасининг Африкадан ажралиши шу даврга тўғри келади ва Қизил денгиз пайдо бўлади. Араб қитъасининг шимолга йўналтирилган ҳаракати, Кавказ тоғларининг кўтарилишига, Азов, Каспий ва Қора денгизларнинг пайдо бўлишига олиб келади.

Минтақанинг шарқида Ҳимолай, Помир, Тибет, Қорақорум янада кўтарилади ва Ер қобиғининг уюмлиниши, қопламалар, сурилмалар ҳосил бўлиши кузатилади. Метаморфизм ва ультраметаморфизм натижасида бир қатор гранитоид плутонлар вужудга келади (24.14- расм). Ҳозирги вақтда қитъалар тўқнашуви давом этапти ва уларнинг сейсмик ва тектоник фаоллиги ушбу жараёнлар билан боғлиқдир.

24.3. Пангея II нинг парчаланиши, ёш океанларнинг пайдо бўлиши ва ривожланиши

Ёш океанлар қаторига Атлантика, Ҳинд ва Шимолий Муз океанлари киради. Улар Пангея II улкан қитъасининг парчаланиши натижасида ҳосил бўлган. Уларнинг пайдо бўлишидан аввал ўрта триас-ўрта юра даврида Пангея II ҳудудида шиддатли рифтогенез жараёнлари бўлиб ўтган. Улар бир қатор субокеаник ҳавзаларни ташкил қилганлар. Юқори бўр давридан эоценгача, океаннинг очилиши билан бир вақтда Мадагаскар ва Сейшелл ороллари Ҳиндистондан ажралган. Эоценнинг охирида эса Ҳинд океани марказидаги рифт билан мураккаблашган тизмалар вужудга келади ва улар мазкур океанни Африка ва Австралиядан ажратиб туради. Ҳинд океанининг очилиши Тетисни шу даврда бекилиши билан бир вақтда содир бўлади. Кейинчалик Ҳинд қитъасининг шимолга қараб интилиши Ҳимолайдаги коллизия ва Зонд ороллари бўйича субдукцияга сабаб бўлади.

Юра ва куйи бўрдаги рифт ҳавзаларининг ривожланиши Тетисдаги трансгрессиялар билан боғлиқ. Ҳосил бўлган чўкинди жинслар, асосан, терриген ётқиқиқлардан иборат. Бўр даврининг охирига келиб, Ҳинд океанининг асосий тектоник элементлари шаклланиб бўлади. Океаннинг чуқурсув чўкмаларида гиллар, саёз қисмида карбонат ётқиқиқлар шаклланади. Терриген ётқиқиқлар, асосан,

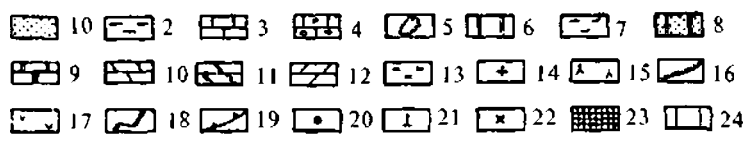
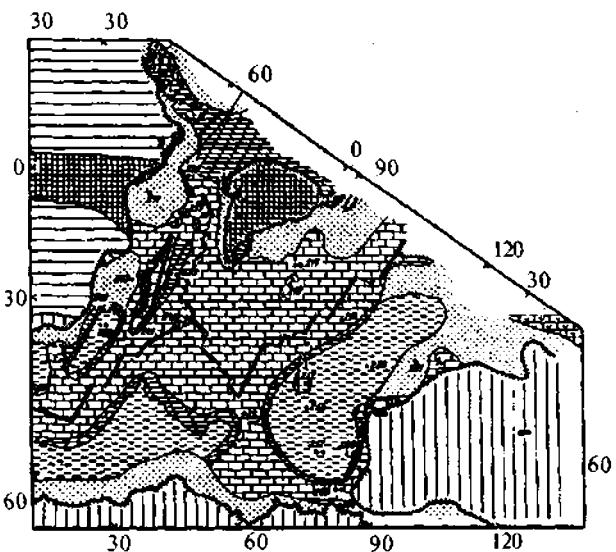


24.16- расм. Ҳинд океанини тектоник районлаштириш схемаси (В.Е.Хайн). 1—қитъа чегаралари; 2—қуруқлик; 3—Ер қобиғинининг чегаралари; 4—океан туридаги Ер қобиғининг тарқалиши; 5— трансформ ер ёриқлари; а—оддийлари; б— йирик магистрал турлари; 6— бошқа ер ёриқлари: а—сброслар; б—взброслар; 7—абиссал чўкмалар; 8—рифт водийлари; 9—рифт водийлар тўлмаган тизмалар; 10—спрединг зонаси йўқолган ҳудудлар; 11—чуқур чўкмалар; 12—спрединг тизмаларнинг чегаралари; 13—ички магматик жараёнлар ҳудуди; 14—океан қобиғининг кўтарилган жойлари (океан платолари, „эсейсмик тизмалар“); 15—субдукция зоналари; 16—ўз фаоллигини йўқотган сейсмик ҳудудлар. Вулканик орол ёйлар: 17—энсиматик; 18—энсиалик; 19—ўз фаоллигини йўқотган энсиматик ёйлар; 20—океан ер қобиғининг плитачи деформация ҳудудлари; 21—юқори деформация ҳудудлари; 22—океан сегментлари; 23—юрада очилганлар; 24—юқори бўрда очилганлар; 25—қуйи бўр ва палеоценда очилганлар; 26—олигоцен; 27—миоцен-квартер; 28—J₁-неоком; 29—K₁₋₂; 30—K₂; 31—палеоцен-тўртламчи; 32—J₂-K₁; 33—K₂-P; 34—қуйи палеоген-голоцен; 35—кайнозой.

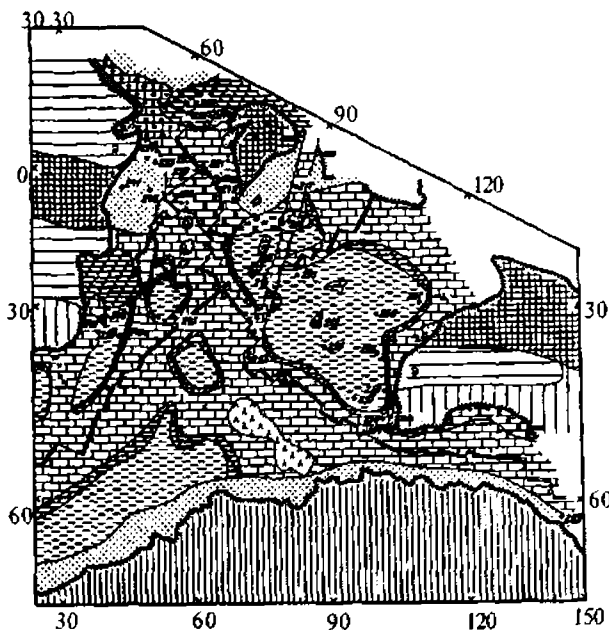
қитъанинг четида жойлашгандир (24.16, 24.17- расм). Юқори эоценгача чўкинди тўпланиш билан боғлиқ бўлган зоналик сақланиб туради ва гилларнинг тарқалиши билан аниқланади (24.18- расм).

Эоценнинг охиридан бошлаб Ҳинд океанининг ривожланиши якуний босқичга кирди. Унинг атрофида тоғ тизмалари вужудга келди (24.19- расм). Тоғларнинг нураши натижасида Ганг, Брахмапутра, Инд дарёлари конуслари шаклланди.

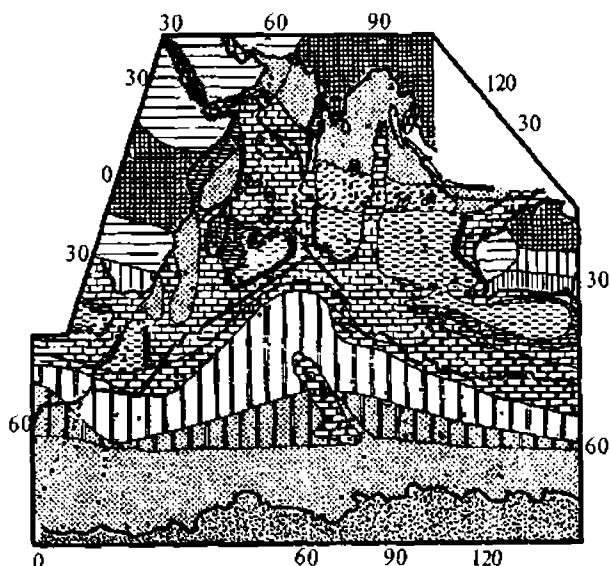
Атлантика океани батафсил ўрганилган океанлар сирасига кирди. Кўп сонли



24.17- расм. Коньяк-маастрихтда Ҳинд океанининг литологик-палеогеографик қайта тикланиши; геодинамик асос Л.П.Зоненшайн ва Л.А.Савостин, М.А.Левин буйича. Чўкинди турлари: 1 — терриген, 2 — пелагик гиллар, 3 — пелагик карбонатлар, 4 — нерит карбонатлар, 5 — рифтлар, 6 — диатомли гиллар, 7 — радиоляритли гиллар, 8 — кремний-терриген, 9 — кремний-карбонат, 10 — терригенли мергеллар, 11 — терриген кремнийли мергеллар, 12 — пелагик мергеллар, 13 — пелагик кремнийли гиллар, 14 — кремний, 15 — вулқон-чўкинди жинслар, 16 — қирғоқ чегараси, 17 — базальтоидлар, 18 — марказий океан тизмалари, 19 — субдукция зонаси, 20 — „Гломар Челленжер“ бурғилари, 21 — нефть бурғилари, 22 — геологик станция, 23 — экваториал гумид зона, 24 — антарктик совуқ зона.



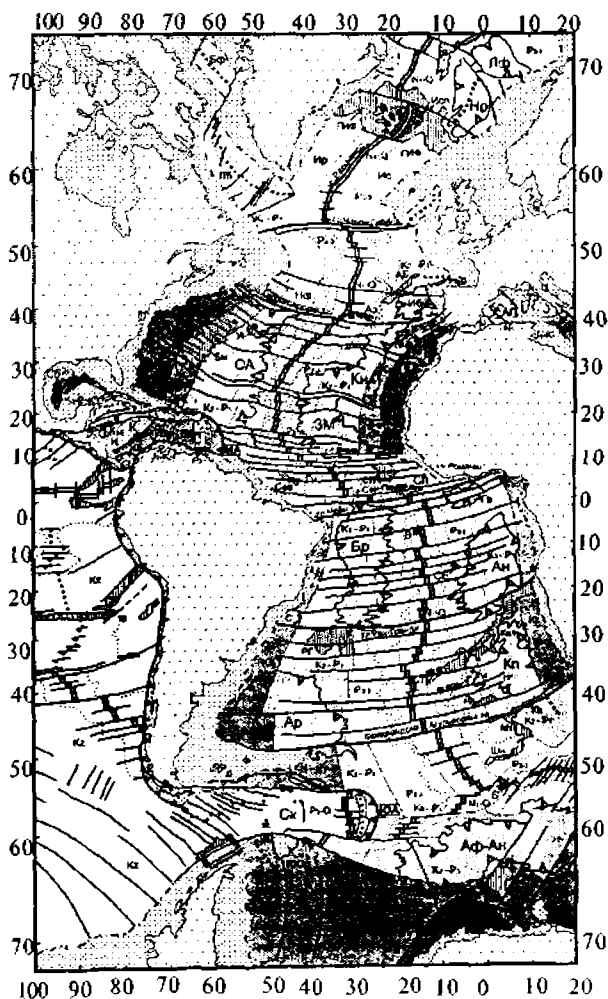
24.18- расм. Ўрта эоценда Ҳинд океанининг литологик-палеогеографик қайта тикланиши; геодинамик асос Л.П.Зоненшайн, Л.А.Савостия, М.А.Левин бўйича. Шартли белгиларни 24.17- расмдан қаранг.

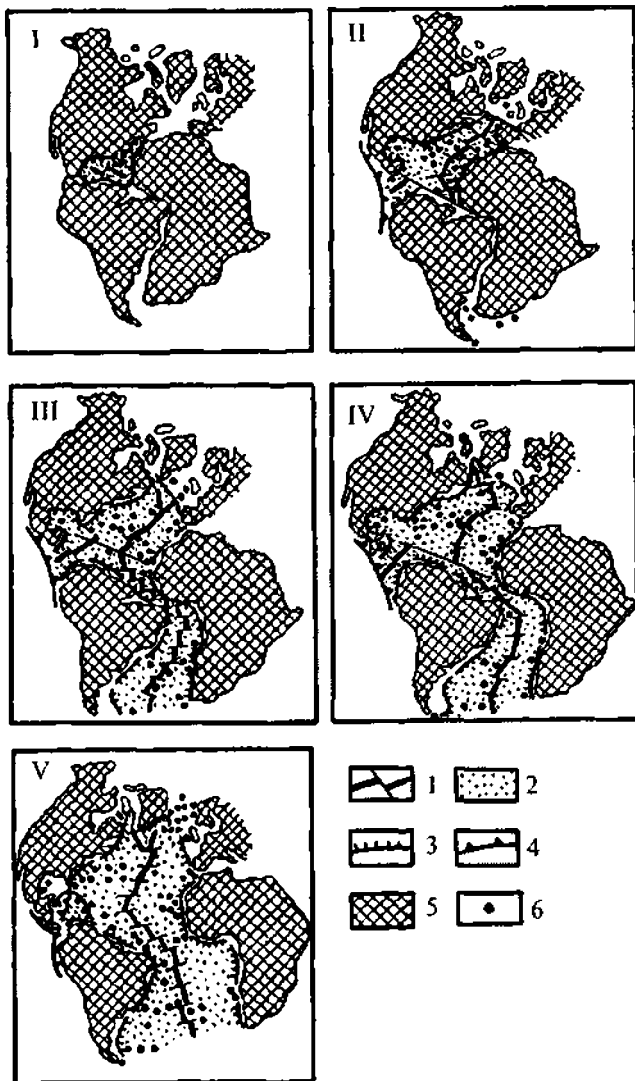


24.19- расм. Юқори полиоценда Ҳинд океанининг литологик-палеогеографик қайта тикланиши; геодинамик асос Л.П.Зоненшайн, Л.А.Савостия, М.А.Левин бўйича. Шартли белгиларни 24.17- расмдан қаранг.

чуқурсув бургулаш ишлари, хилма-хил магнитометрик тадқиқотлар, океан тубидаги жинсларни ўрганиш унинг эволюцион босқичларини аниқлашда катта ёрдам берди. Булардан ташқари, Атлантика океанини қайта тиклашда атрофдаги қитъаларни ўрганиш ҳам катта аҳамият касб этади. Мазкур океanning шаклланиши мезозойда Марказий, Шимолий Атлантикадан бошланиб, кайнозойда ягона тузилма сифатида вужудга келган. Океан босқичларининг кетма-кетлиги, спрединг (кенгайиш) тезлиги ва суръати, магнит аномалиялари ёшини аниқлаш билан исботланган (24.20- расм).

24.20- расм. Атлантика океанининг тектоник раёнонлаштириш схемаси (В.Е.Хаин). Чуқурсув чўкиндилар ва бошқа йирик акваторийлар: Лф — Лофатен, Нр — Норвегия, СА — Шимолий Америка, Кн — Канар, ЗМ — Яшил мис, Бр — Бразилия, Ан — Ангола, Ар — Аргентина, Кп — Капс, Аф-Ан — Африка-Антарктида, К — Кариб денгизи, Ск — Скот денгизи. Иккинчи даражали акваторийлар: Бф — Баффин, Лб — Лабрадор, Ир — Ирмингер, Ис — Исландия, Нф — Ньюфаундленд, Иб — Иберия, Ап — Алжир-Прованс ҳавзаси, Тр — Тиррен денгизи, Ио — Ионич денгизи, Сл — Сьерра-Леоне, Гн — Гвиана, Га — Гавай, Сб — Сигсби, Ю — Юкатан, Кн — Кайбан, Кб — Колумбия, Вн — Венесуэла, Г — Гренада. Кичик қитъалар: Я — Ян-Майси, Р — Рокол, Ф — Фолкленд, БА — Берд-Айленд, Юор — Жанубий Оркней, Ас — Австрия, С — Сан-Паулу (Сантуш).





24.21- расм. Атлантика океанининг қайта тикланиши (J.G.Sclater, C.Tapscott). I — ўрта юра, II — юқори юра, III — қуйи бўрнинг охири, IV — эоцен, V — миоцен; 1 — ўрта океан тизмалари, 2 — янги ҳосил бўлган океан қобиғи, 3 — султ чеккалар, 4 — субдукция, 5 — қитъалар, 6 — чуқур сувости бурғилаш қудуқлари.

Океаннинг очилиш изчиллиги қуйидаги босқичлардан иборат (24.21- расм). Даставвал спрединг жараёнлари Марказий Атлантикада (Кариб денгизи ҳавзаси, Мексика кўрфази) триасда содир бўлган ва Африка, Америка қитъаларидан узоқлашиши билан белгиланган. Шимолий Атлантика юра даврида очила бошлаган. Бу икки ҳавза аввал мустақил равишда ривожланган. Жанубий Атлантика бўр даврида (апт-альб) очилган. Бу ҳавза ҳам ярим ўралган ҳолда ривожланган. Аммо бўр даврининг охирига келиб бу ҳавзалар бирлашиб, ягона океанни яратганлар ва уларнинг марказидан сувости тизмалари ҳосил бўлган. Ушбу океан мисолида чўкинди тўпланиш қонуниятлари батафсил ўрганилган. Мазкур океаннинг меридионал йўналганлиги бир неча иқлим минтақаларини кесиб ўтади ва бу ҳолат иқлимнинг чўқиндилар тўпланишига таъсирини ўрганишга имкон беради.

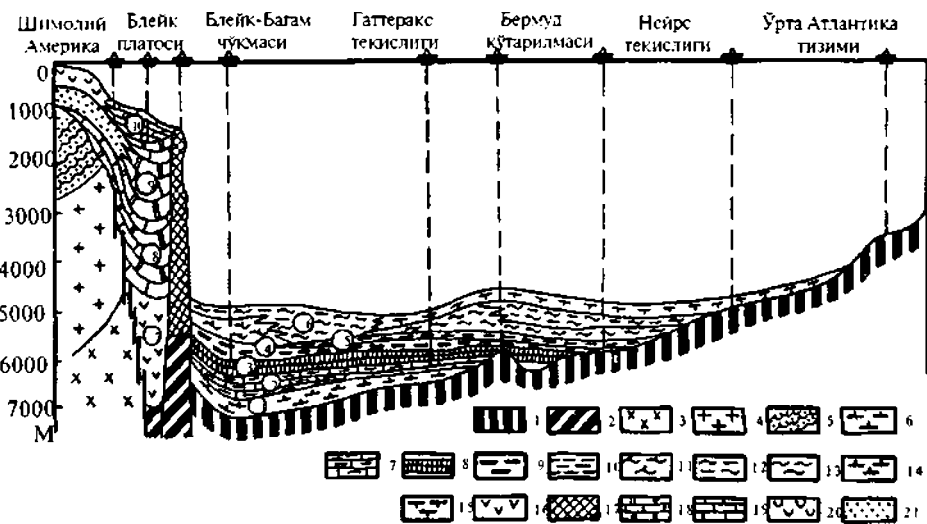
Мезозойда Атлантика ҳудудида чўкинди тўпланиш жараёнлари, асосан, турғун ҳавзаларда содир бўлган. Океан оқимлари унча кўп ривожланмаган. Олигоцендан бошлаб қутблардаги музликлар шароитида глобал иқлимий

зоналик ойдинлашади, оқимлар кучи ўсиб бораверади. Бундан ташқари, мазкур океан мезозойнинг иккинчи ярмидан бошлаб яхлит ҳавза сифатида фаолият кўрсатар экан, у атроф қитъалар билан ўралган ҳолда, ўзига хос ётқизиқлар кетма-кетлигига эга бўла бошлайди. Қитъалар атрофида турбидит оқмалар, терриген ётқизиқлар, океаннинг маркази пелагик, чуқурсув чўқиндилар билан тўла бошлайди. Океаннинг ҳар хил вақтда очилиши ҳам чўқиндиларнинг тақсимланишига ўз таъсирини доимо кўрсатиб турган (24.22- расм).

Океан туби ётқизиқлари Марказий ва Шимолий Атлантикада содир бўлган геологик ҳодисалар кетма-кетлигини аниқлашга имкон беради. Ўрта-юқори юрадаги тор рифт ҳудудларининг пайдо бўлиши эвапорит формациялар орқали аниқланади. Юқори юра даврида океан бошқа йирик ҳавзалар билан қўшилиб, оддий денгиз вазиятида ривожланган. Бўр даврининг бошида Атлантика океанининг Тетис ҳавзалари билан алоқалари бўлган, бу даврнинг охирида эса Жанубий Атлантика очилган. Эоценга келиб Шимолий Муз океани Атлантика билан қўшила бошлаган. Бу жараёнлар океан оқимларининг суръатини, йўналишини ва кучини ошириб юборган. Ниҳоят, миоцен даврига келиб мазкур океаннинг Ўрта ер денгизи ва Тинч океани билан алоқалари узилган ва у ҳозирги пайтдаги меридионал шаклини олган (24.23- расм).

Шундай қилиб, Атлантика океани мисолида, бу ҳавзаларнинг асосий босқичларини, кетма-кетлигини белгилаш мумкин. Бошланғич босқичда рифтогенез ва у билан бирга, эвапоритлар тўпланиши характерлидир. Сўнгра пелагик карбонатлар, гиллар ҳосил бўлиб, чуқур чўқмалар вужудга келади. Турғун ҳавзалар шароитида хилма-хил битумли жинслар ҳосил бўлади.

Шимолий Муз океани Ердаги энг ёш ва кичик океан бўлиб, у икки ҳавза — Арктика ва Норвегия-Гренландия ҳавзаларидан иборат. Бу океан Евросиё плитаси чеккасининг парчаланиши натижасида

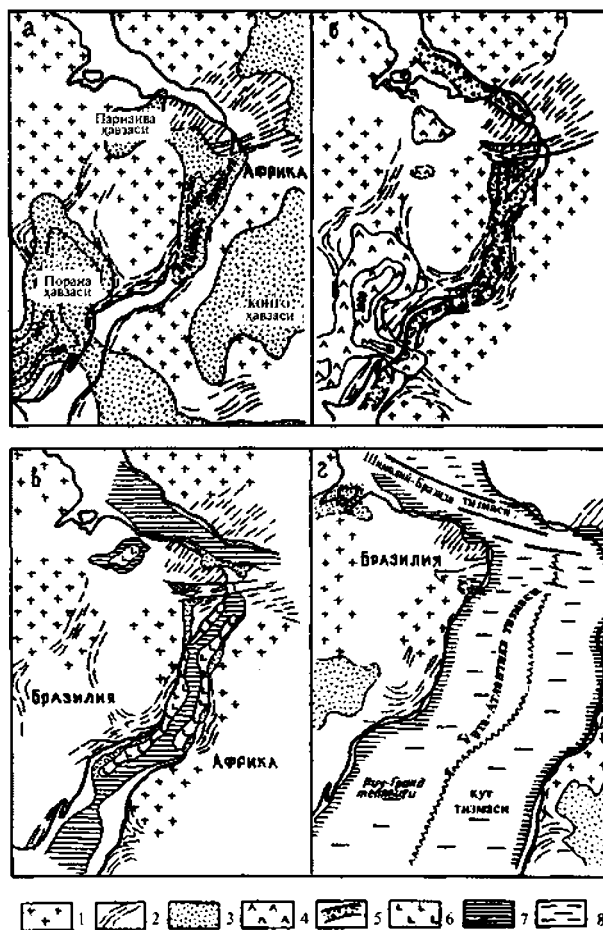


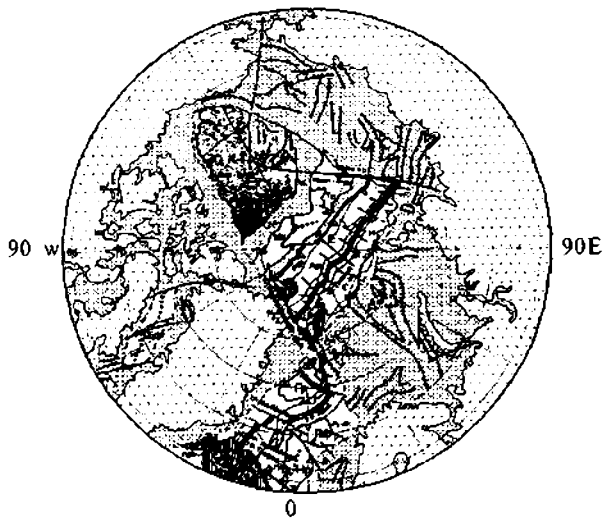
24.22- расм. Атлантика океанининг формацион қаторлари (Е.Д. Jackson, Н.Р. Shaw, К.Е. Bargar, И.О. Мурдма бўйича Атлантика океани, R.E. Sheridan, X. Golovchenko, J.I. Ewing бўйича, Блейк платоси). 1 — океаник пўст (габбро, базальт), 2 — субокеаник пўст (токембрий метаморфик комплекс ва дайкалар). Қитъа пўсти: 3 — токембрий магматик ва метаморфик формациялар, 4 — вулканоген формация, 5 — ордовик-девондаги терригенлар, гиллар, оҳақтошлар. Океаник формация: 6—пелагик аргеллитлар, 7—пелагик гилли оҳақтош, 8 — пелагик оқ бўр, 9 — пелагик қора битумли сланешлар, 10 — цеолитли гиллар, 11 — пелагик кремнийли карбонатлар, 12 — гемипелагик гил ва флиш, 13 — пелагик карбонатлар, турбидитлар, 14 — пелагик гиллар, 15 — пелагик карбонатлар. Континентал чекка формациялари: 16 — эвапоритлар, карбонатлар, 17— барьер рифлари, 18 — оҳақтошлар, доломитлар, 19 — пелагик оҳақтошлар, 20 — саёзсув оҳақтошлари, 21 — терриген-гиллар. Доирада — формацион қаторлар: 1 — оксфорд, 2 — оксфорд-киммеридж, 3 — титон-баррем, 4 — апт-сеноман, 5 — қуйи сеноман-палеоцен, 6 — кайнозой, 7 — юра, 8 — қуйи бўр, 9 — юқори бўр, 10 — кайнозой.

ҳосил бўлган. Ушбу океан ҳамма томондан қитъалар (Америка, Гренландия, Евросиё қитъалари) билан ўралган (24.24- расм).

Триасда ушбу океаник ҳавза Лавразия платформасининг таркибида бўлган ва унинг майдонида рифтогенез жараёнлари бошланган. Ушбу жараёнлар бўлғуси океан майдонини ва шаклини ҳам аввалдан белгиланган. Океаник фаол чеккаси Алозей-Олой ёйи билан ажралиб турган. Юра даврида геодинамик вазият деярли ўзгармади. Фақат кенгайиш жараёнлари кучайиб, Шарқий Европа ва Гренландия ўртасидаги рифт тизими вужудга келди. Аммо рифтогенез спрединг даражасига етмаган. Шимоли-шарқда Лавразияга Охота ёйи келиб қўшилади ва кейинчалик Омолон кичик қитъаси билан тўқнашади. Худди шу даврда Канада (Амеразий) ҳавзаси очила бошлайди.

24.23- расм. Жанубий Атлантиканинг мезозойда очилиш босқичлари (С.В. Campos, F.C. Ponte, К. Miura): а — рифтолди босқичи (T_3-J_2), б — рифт босқичининг бошланиши (J_3 — неоком), в — Қизил денгиз туридаги рифтогенез океанининг бошланиши (апт-альб), г — Жанубий Атлантиканинг очилиши (юқори бўр). Гондвана докембрий комплекслари: 1 — кристаллик пойдевор, 2 — бурмалар, 3 — қитъа ҳавзалари, 4 — базальтлар, трапп формацияси, 5 — рифтлар, 6 — эвапорит формация, 7 — денгиз терриген ётқизиқлари, 8 — океан ётқизиқлари.





24.24-расм. Шимолий Муз океанини тектоник районлаштириш схемаси (В.Е.Хани). Шартли белгиларни 24.16- расмдан қаранг. Чуқурсув чўкмалар ва бошқа йирик акваторийлар: К — Канада (Амеразий), Е — Евросиё, Гр — Гренландия, Лф — Лфотен, Нр — Норвег, Н — Нансен, Бр — Бореас, Бф — Баффин, В — Воринг. Плитаичи магматик ҳудудлар: Ис — Исландия, Е — Ермак, МД — Моррис Джессун, ГИФ — Грен-Исландия-Фарерс тизмаси.

Куйи бўр даврида Шимолий Америка ва Гренландия ўртасида Лабрадор-Баффин спрединг ҳавзаси пайдо бўлади. Бўр даврининг охирига келиб, Арктика ҳавзаси ҳозирги чегаралардаги майдонда жойлашади (24.25- расм).

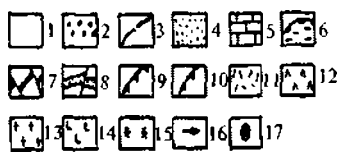
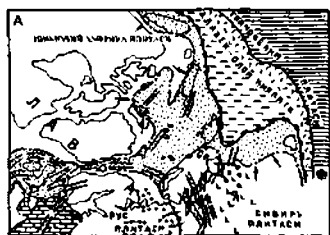
Тинч океани Ердаги энг катта океанлардан. У бир неча океаник плиталардан иборат. Энг катта плита Ернинг 22% майдонини эгаллайди. Булардан ташқари,

Тинч океани таркибига шарқда — Наска ва Кокос плиталари, ғарбда—Филиппин, жанубда Ҳиндистон ва, қисман, Антарктида плиталари киради. Тинч океанининг шарқида анд туридаги фаол чеккалар уни Шимолий ва Жанубий Америкадан ажратиб туради. Океаннинг шимолида ва ғарбида улкан субдукцион зоналар мавжуд (Тонга-Кермадек, Маржон, Япон, Курил, Камчатка, Алеут чўкмалари). Бу ҳудудлар орқали океан литосфераси қитъалар ва ороллар ёйлари остига кириб боради (24.26- расм).

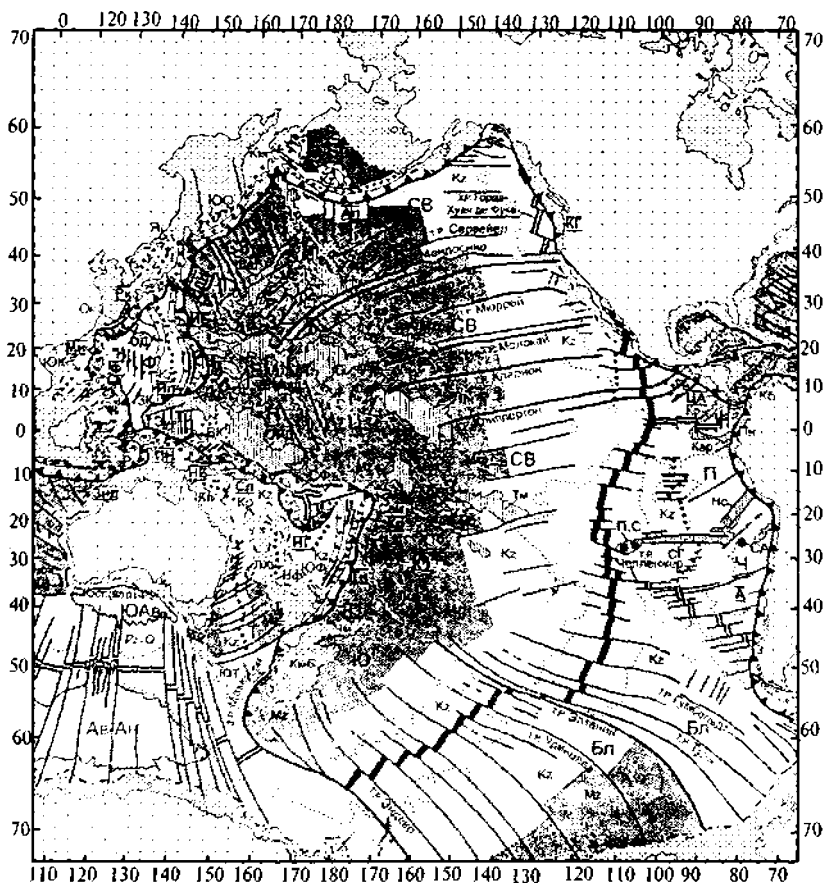
Тинч океани энг қадимги океанлардан бири. Унинг ёши 600 млн йилга тенг. Мезозойда у Пангея II билан бирга, энг йирик ҳавза бўлган. Шундан бери унинг ҳажми ва катталиги анча қисқарган. Океаннинг қадимийлигига қарамай, унинг ётқизиқлари орасида юра давридан қарироқ бўлган формациялар топилган эмас. Мезозой ётқизиқлари океаннинг шимолий қисмини эгаллаган, қолган жойларда, асосан, кайнозой даври формациялари тарқалган. Формацияларнинг бундай тақсимланишини океан ётқизиқлари субдукцияси билан тушунтириш мумкин. Шунинг учун Тинч океанининг қадимги тарихини белгиловчи ётқизиқлар қитъалар тагига сўрилиб кетган.

Тинч океанидаги геодинамик вазият вақт ўтиши билан ўзгариб турган. Масалан, мезозой даврида бу океаннинг ривожланиши ва геодинамик вазият уни ўраб турган тўртта плиталарга боғлиқ эди (жанубда — Тинч океан плитаси, шимолда ва шимоли-шарқда Фаралон, Кула кичик қитъалари). Тинч океандаги сўрилиш зоналари эса Осиёни шарқдан, иккала Америка қитъасини ғарбдан ўраб олган.

Кайнозойда вазият ўзгаради. Тинч океани Шимолий ва Жанубий Америка билан бевосита туташади, спрединг зоналари қитъалар томонидан ёпилади ва Шимолий Америкада бу жараёнлар рифтогенезнинг пайдо бўлишига сабаб бўлади. Океан ҳавзасида чўкинди тўпланишининг ҳам бир неча хусусиятлари мавжуд. Биринчидан, қитъалардан келаётган ва



24.25- расм. Шимолий Муз океанининг келиб чикиши ва Арктика ҳудуди эволюцияси (Л.А. Савостин, А.М. Натапов, А.П. Ставский). А — куйи триас, Б — куйи юра, В — куйи бўр, Г — юқори бўр, Д — миоцен: I — Амеразий, II — Лабрадор-Баффин, III — Норвегия-Гренландия, IV — Евросиё ҳавзалари; 1 — куруқлик, 2 — терриген ётқизиқлар, 3 — куруқлик ва денгиз чегараси, 4 — денгиз терригенлари, 5 — карбонатлар, 6 — океан ер лўсти, 7 — спрединг, 8 — грабенлар, 9 — субдукция, 10 — сиқилиш ҳудудлари, 11 — ороллар ёйлари, 12 — фаол чеккалар, 13 — коллизиян гранитоидлар, 14 — трапп-лар, 15 — кимберлитлар, 16 — маҳсулот тушиш йўналиши, 17 — Шимолий кутб ўрни.



24.26- расм. Тинч океани ҳудудини тектоник районлаштириш (В.Е.Хамн). Чукурсув чўкмалар ва бошқа акваториялар: Бл — Беллинггаузен, Ч — Чили, П — Перу, СВ — шимоли-шарқий, Бр — Беринг денгизи, СЗ — шимоли-ғарбий, Ф — Филиппин денгизи, ВМ — Шарқий Мариан, Н — Науру, Ц — Марказий, Т — Тасман денгизи, Ю — Жанубий, Ав-Ан — Австралия-Антарктика, Юав — Жан. Австралия. Плитаичи чўкмалари ва акваториялар: Пн — Панама, Га — Гватемала, Ал — Алеут, Км — Командор, Юох — Жан. Охота ҳавзаси, Я — Япон денгизи, Ок — Окинава, ЮК — Жан. Хитой денгизи, Б — Банд денгизи, ЗК — Ғарбий Каролина, ВК — Шарқий Каролина, Кр — Коралл денгизи, Сф — Шим. Фиджи, ЮФ — Жан.Фиджи, ЛГ — Лау-Гавр. Кичик қитъалар: Кв — Квинсленд, ЮТ — Жан. Тасман, ЛХ — Лорд-Хау, Н — Норфолк, Км — Кэмпбелл, Ч — Четем, ОД — Дайто, Оки-Дайто. Плитаичи магматик вилоятлар: Г — Гавайи, П — Пасха о., С — Сала-н Гомес о., СА — Сан-Амбросно. Плитаичи кўтарилмалари: СГ — Салан -Гомес тизмаси, На — Наска, Кар — Карнеги, Ко — Кокос, Хесс-Хесса, Шат — Шатск, Гав — Гавай тизмаси, Им — Император тизмаси, МН — Маркус-Неккер (Мид-Пацифик), Крл — Каролин кўтарилмаси, Эу — Эаурипик, Од — Онтонг-Джава, Мрш — Маршалл ороллари, Ли — Лайн, Мих — Манихики, Сам — Самоа, Мкз — Маркиз ороллари, Обш — Жамиятлар, Тм — Туамоту, Тб — Турбуан, Лсв — Лунсвилл. Субдукция типлари: А — Андий, ЦА — Марказий Америка, КГ — Каскад тоғлари, Ал — Алетут, КК — Курил-Камчатка, Япн — Япон, ИБ — Идзу-Боннини, М — Мариан, Я — Яп, Рк — Рюкю, МН — Манила, Ф — Филиппин, Знд — Зонд, ПН — Папуа-Янги Гвинея, НБ — Янгибритания, Сл — Соломон, НГ — Новогеврид, Кр — Кермадек, Тн — Тонга, НЗ — Янги Зеландия.

ҳавзага интилган терриген маҳсулотлар, асосан, ёйорти ва ёйлар ўртасидаги ҳавзаларда сақланиб қолади, океanning марказида эса гиллар, оҳақтошлар, биоген маҳсулотлар йиғилади. Океан марказидаги чўкинди тўпланиш жараёнлари ичида биоген механизмлар доимо устун бўлиб келган.

Иккинчидан, чўкинди тўпланишига иқлимнинг таъсири катта бўлган. Мезозойда бекик ҳавзалар, кайнозойда музликлар содир бўлган.

Океanning мезозой ва кайнозойдаги ривожланиш тарихи бир неча кетма-кет геологик ҳодисалардан иборат: Пангея II нинг парчаланиши, янги океанларнинг очилиши, Тетиснинг йўқолиб кетиши, океан четига қитъа ва террейнларнинг қўшилиши (аккрецияси). Бу жараёнлар океан оқимларига, хусусан, уларнинг йўналишига ҳам ўз таъсирини кўрсатган.

24.4. Ўрта Осиё чўкинди тўпланиш ҳавзаларининг ривожланиши ва геодинамикаси

Мезозой ва кайнозойда Ўрта Осиё бевосита Тетис океани ва Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлкаси таъсирида ривожланган. Бу ердаги барча геологик воқеалар минтақаларда ҳам, океан ичида ва унинг атрофида ҳам, деярли бир вақтда содир бўлганлиги билан ажралиб туради.

Мезозойнинг бошига келиб, Ўрта Осиё майдонида хилма-хил геодинамик жараёнлар натижасида янги Ер пўсти шаклланиши яқунланди.

Ер қобиғининг ички тузилишида океанлар, уларнинг чеккалари, ороллар ёйлари, вулканик ва магматик камарлар, чўкинди ҳавзалари ётқизиклари иштирок этади. Мезозой чўкинди тўпланиш ҳавзалари ёш ва таркиб жиҳатдан ҳар хил бўлган Қирғиз-Терскей, Туркистон, Зарафшон, Шимолий Помир ва Жанубий Ҳисор океаник ҳавзаларининг бекилиши натижасида пайдо бўлган пойдевор устида этади. Герцин бурмаланиш даврининг охирида умумий гранитлашиш жараёнлари таркибан ранг-баранг бўлган ётқизиқ ва қопламаларни яхлитлаштиради. И.В.Мушкин, Т.Н.Долимовларнинг фикрича, мезозой даврида магма ҳосил қилувчи ўчоқлар ҳам чуқурлашган ва астоносферага етиб, ушбу ҳудудда литосфера ҳам тўла-тўқис шаклланиб бўлган.

Триаснинг ўрталарида Ўрта Осиёда ягона денудацион юза — пенеппен ҳосил бўлди. Шимолий Тяньшанда бу даврда пермь-триас давридаги чўкмалар, улардан жанубда ва шарқда чўкиндилик қопламалари, Амударё, Мурғоб, Шимолий Қорақум, Устюрт чўкмаларини тўлдирган. Герцин давридан сўнг ҳосил бўлган пенеппен Тяньшан палеозойда бурмаланган ўлкалар ривожланишини яқунлади ва кейинги геодинамик воқеалар уни Турон платформаси, Тяньшан дейтероороген ҳудудига ажратиб юборди.

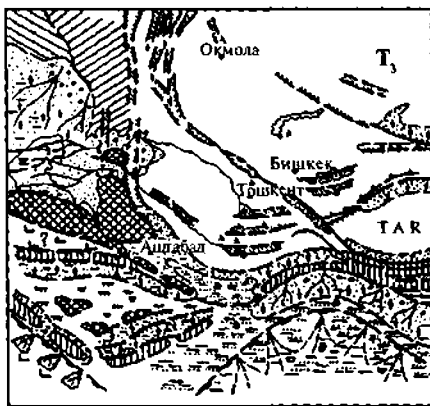
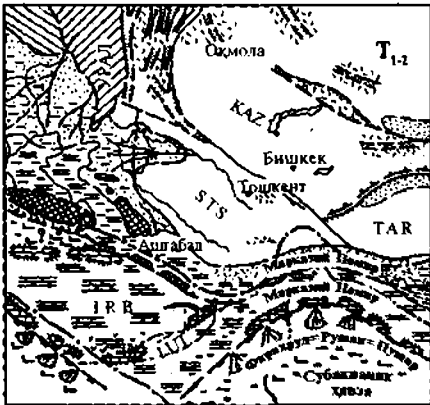
24.4.1. Турон платформаси ва Тяньшан дейтероороген тузилмаси

Ўрта Осиёда мезозой-палеоген даври герцин пойдеворининг тузилишини бутунлай ўзгартириб юборди. Тоғ ҳосил қилиш жараёнларига ҳар хил ҳудудларни жалб қилиш Турон плитаси ва Тяньшандаги бир қатор гумбазларнинг ҳосил бўлишига сабаб бўлди. Тоғ ва текислик ҳосил қилиш жараёнларининг бир неча марта содир бўлиши, улар бири иккинчисини алмашуви ҳозирги платформа кесмаларида уч ярусни ажратишга имкон берди: T_2 —J; K_2 ва P. Бу структуравий яруслар бир-биридан танаффуслар билан ажралиб туради ва шу давр босқичларини ажратиш имконини беради.

Триас-юра босқичи ўз ичига триас ва ўрта юра давридаги терриген, карбонат, эвапорит, қизилтош формацияларни олади.

Тектоник жиҳатдан улар грабенсимон чўкмаларда тўпланади. Юранинг ўртасидан (J) бошлаб, Турон плитаси тузилмалари шакллана бошлайди (Афғон-Тожиқ, Амударё, Устюрт синеклизалари, Қорақум ва Тяньшан гумбазлари). Юранинг охирига келиб, фақат Амударё ва Афғон-Тожиқ чўкмаларида чўкинди тўпланиш давом этади. Бошқа ҳудудларда бўр давридан аввалги бурмаланиш билан борлиқ бўлган танаффуслар рўёбга чиқади (Манғишлоқ).

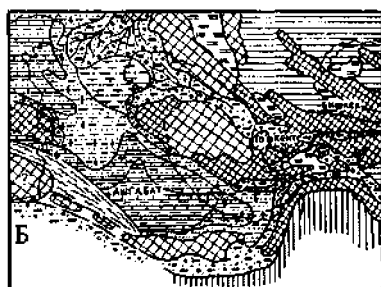
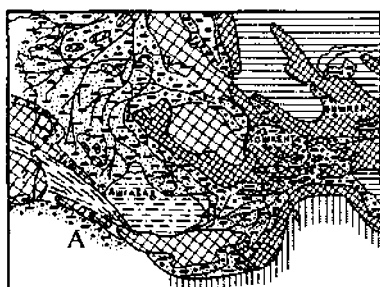
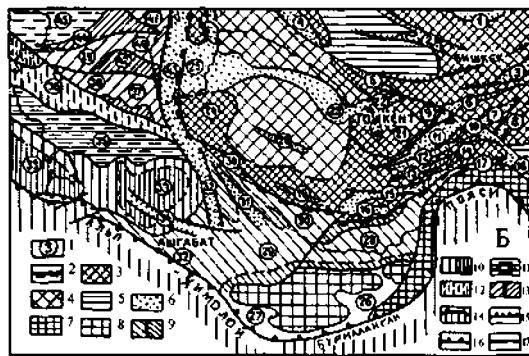
Триас системаси нафақат Ўрта Осиёда, балки, умуман, Осиё ва Европада унча яхши ўрганилмаган. Ҳайвонот ва ўсимлик қолдиқларининг, мутлақ ёш рақамларининг танқислиги, кесмаларнинг ранг-баранглиги, геодинамик вазиятларнинг мураккаблиги—буларнинг барчаси юқоридаги фикрни асослайди. Триас даврида Альп-Ҳимолай минтақаси Ўрта Осиёни жанубдан



- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | |
| | | | | | |
| | | | | | |

24.27- расм. Ўрта Осиё триас давридаги геодинамик ва палеогеографик қайта тиклаш (В.И.Троицкий): 1—пенеппен юзаси; 2—рифт ботиқлари ва чўкмалари; 3—пролювий, аллювий, дельта ётқизиқлари; 4—ботқоқланиш; 5—лагуна ётқизиқлари; 6—саёз денгиз ётқизиқлари; 7—рифлар; 8—флиш формациялари; 9—чуқурсув ётқизиқлари; 10—офиолит комплекслари, 11—вулканизм, 12—тектоник қоялар; 13—сув чеккалар, 14— Б ва А типдаги субдукция зоналари, 15—бокситлар (А1) ва каолинитлар (К), 16—Мезотетис чегараси.

24.28- расм. Тяньшан ва Турон платформасини юқори триас ва Ј да районлаштириш (В.И.Троицкий). А — чўкинди тўлланиш тезлигининг (м/млн.й.) ўзгариши: 1 — тезлик (м/млн.й.), 2—4 — кўтарилш суръати: 2 — тез, шиддат билан кўтарилганлар, 3 — суст кўтарилганлар, 4 — текисликлар, 5 — базальт вулканизм ўчоқлари, 6 — рифт вулканизми, 7 — кўтарилган ҳудудлар, 8 — Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақа, 9 — сурилмалар (рифтлар), 11 — ёриқлар. Б — Турон платформаси ва Тяньшан дейтероорогенини районлаштириш: 1 — тузилма номери, 2—6 — Тяньшан дейтероорогени: 2 — ташқи чегара, 3 — тоғлар, 4 — паст тоғлар, 5 — денудацион текисликлар, 6 — чўкмалар: Жан.Балхаш — 1, Благовещен-Хантай — 2, Иссиқкўл — 3, Арискум — 4, Каратау — 5, Кавказ — 6, Оқсой — 7, Туругарт — 8, Аркит — 9, Узган — 10, Фарғона — 11, Жан.Фарғона — 12, 40-параллел — 13, Кичик Олой — 14, Зарафшон-Назаралок — 15, Зевар — 16, Дарвоз-Заолой — 17, Шўрчи — 19, Сариботир — 20, Ангрэн — 21, Лангар — 22, Сарикол — 23, Ҳалқобод — 24, Шарқий орол — 25. Шимолий Помир дейтероорогени, Бадахшан, Шимолий Афғонистон: 7 — тоғлар, 8 — паст тоғлар: Қуньлун-олди — 18, Дараимсуфи — 26, Норин — 27. Чекка чўкмалар (Турон платформаси): 9 — Амударё: Афғон-Тожиқ — 28, Мурғоб — 29, Чоржўй босқичи — 30, Кимирек грабени — 30а, Қорабекоул — 31, Хива-Мурғоб — 32, Ашгабат — 32а; чўкмалар: Устюрт ҳавзаси: 10 — Қорабўғоз-Қорақум кўтарилмалари: Марказий Қорақум ва Қорабўғоз — 33, Дербент грабени — 34; 11 — Жанубий Манғишлоқ-Ассакеаудан чўкмаси — 35, 12 — Марказий Устюрт — 36, 23 — Шим.Устюрт чўкмаси: ботиқлар: Борсақелмас — 37, Қуалажат — 38, Сам — 39, Косбулоқ — 40. Кўтарилмалар: Оқтумсуқ — 42, Марказий орол — 43, Жан.Эмба — 44; Каспий чўкмаси — 45; 14 — Мезотетис чегараси, 15 — тектоник чегаралар, 16 — регионал ёриқлар, 17 — бошқа ёриқлар.



- | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
| 25 | 26 | 27 | 28 | | |

24.29- расм. Ўрта Осиё юра ҳавзаларининг литологик-палеогеографик зоналлиги (В.И.Троицкий). А — аален-эрта байос, Б — юқори байос-бат. Белгилар: 1—3 — қуруқлик (1 — баланд тоғлар, 2 — паст тоғлар, 3 — плато, пасттекисликлар); 4—5 — тоғолди, тоғ оралиғи ландшафтлари, моласса формациялар (4 — гумид ва 5 — арид иқлим); 6—7 — аллювиал-қўл ландшафтлар, моласса формациялар (6 — гумид ва 7 — арид иқлим), 8 — қуруқлик дельталари, 9 — қўл ландшафти, қўл алеврит-гил формацияси; 10—13 — саёз денгиз ва соҳил ландшафтлари (10 — қум-гил, 11 — алеврит-гил, 12 — гил, 13 — қум-гил формациялар); 14 — ботқоқланиш; 15—19 — саёз денгиз ва соҳил ландшафтлари (15 — алеврит-гил, 16 — қум-карбонат, 17 — қум-гил-оҳақли, 18 — гил-карбонат, 19 — карбонат-чиғаноқ формациялар); 20—21 — нисбатан чуқурсув пелагик денгиз ландшафтлари (21 — гил-мергел формациялар); 22—25 — лагуна ва туз ҳавзалари (22 — сульфат-карбонат, 23 — сульфат, 24 — сульфат-галит, 25 — сульфат-натрийли, калийли формациялар); 26—27 — чуқурсув ландшафтлар (26 — флиш-сланецли, 27 — мергел-карбонатли формациялар); 28 — рифлар.

ўраб турган. Унинг таркибида субокеаник ҳавзалар, Помир, Афғонистон, Эрон кичик қитъалари, спрединг ҳудудлари бўлган. Шимолдаги Ўрта Осиё ҳудудини тузилиши бўйича тўртта алоҳида вилоятга ажратиш мумкин.

Олойрти (Заалай) тизмаси (шарқда) Туарқиргача (ғарбда) бир қатор вулканик чўкмаларни ажратиш мумкин. Улар Тетис билан Устюрт ва Каспийбўйи ҳудудларини боғлаб турган. Устюрт, Каспийбўйи, Манғишлоқда чўкиндилар қопламалари ривожланган. Фашиал жиҳатдан улар қуйидаги кетма-кетликда учрайди: тоғолди пролювий ётқизиклари, текислик ва водийлар маҳсулотлари, дельта

ва денгиз маҳсулотлари. Сибирь ва Шимолий Қозоғистонда рифт ҳавзалар мавжуд эди. Баъзи бир рифтлар Ўрта Осиёга ҳам ўтиб келган. Ўрта Осиё ҳудудидаги плитачи тузилмалар бу даврда, асосан, баландликда бўлган ва денгиз суви билан қопланмаган. Буларда нураш натижасида ҳосил бўлган жинслар, бокситлар ривожланган. Юқорида кўрсатилган пенеплен юзасининг парчаланиши икки турдаги тузилма ҳосил бўлишига олиб келди: рифт водийлари ва гумбазсимон баландликлар. Геодинамик жиҳатдан қуйи ва ўрта триасда Ўрта Осиёда Тетиснинг чекка ҳавзалари (Помир, Афғонистон, Эрон), рифтсимон чўкмалар (Шимолий Помир, Дарвоз) ва қитъаусти ҳавзалар тарқалган.

Юқори триасга келиб баъзи бир субокеаник ҳавзалар бекилади (Помир-Фарахруд ҳавзаси), Тетисдан қолган кичик ҳавзалар ҳам йўқолади ва Ўрта Осиёда бир қатор континентал рифтлар ривожланади. Ниҳоят, улар билан бир вақтда гумбазсимон баландликлар ҳосил бўлади (24.27—24.29- расмлар).

Ўрта ва Жанубий Тяньшан юқори триас-қуйи юра даврида нураш жараёнлари авж олган ўлка сифатида ажралиб турган. Бу даврда бир неча чўкмалар пайдо бўлган (Қозоғистон Қоратови, Шарқий Фарғона, Аркит, Найман, Шўрсув, Кон, Сўх). Булардан ташқари, Сулюкта, Мадиген, Шуроб, Қизил-Қия, Абшир-Аравон грабенларини кўрсатишимиз мумкин.

Ўрта юра давридаги тектоник ҳаракатлар бу минтақанинг тузилишини бирмунча мураккаблаштирди ва уни тузилиши бўйича ҳақиқий тоғларга яқинлаштирди. Аммо ҳар бир ҳудуднинг ўзига хос хусусиятлари ҳали сақланиб қолган эди. Жанубий Тяньшандаги тузилмалар яна бир бор қўшимча парчаланиб, бир қатор янги ботиқларни ҳосил қилди. Бу ботиқлар, асосан, ёриқлар билан боғлиқ бўлган ёки уларни орасида жойлашган.

Тяньшан гумбазли кўтарилмасидан жанубда ва ғарбда Турон текислиги йирик чўкмалари жойлашган (Устюрт, Қорақум, Мурғоб, Амударё). Юра даврида буларга Афғон-Тожик ботиғи ҳам келиб қўшилган. Бу гумбазли кўтарилманинг чегараси бўйлаб бир қатор ёриқлар билан чегараланган чўкмалар ажратилади. Чўкиндиларнинг тўпланиш суръати (м/млн. й) бу чўкмаларнинг хилма-хиллигини кўрсатади ва бир неча турга ажратиш имконини яратади (Шимолий Устюрт, Сам, Борсакекмас чўкмалари).

Марказий Устюртда чўкиндилар қалинлигининг қисқариши бу ерда чўзилган, чизиқсимон гумбаз тузилмаларининг чўкиб бораётганидан далолат беради. Унинг жанубида Манғишлоқ-Асакеаудан чўкмаси мавжуд.

Байос даврига келиб тузилмаларнинг кўтарилиш суръати анча пасайган. Бат-келловей даври тузилмаларни ривожланишида муҳим босқични кўрсатади. Урал-Кайен линеamenti атрофидаги тектоник тузилмаларни фарқи анча ойдинлашади, кўтарилиш суръати ҳар бир тузилма учун алоҳида белгиланади, уларни баъзи бирлари чўка бошлайди. Устюрт бу даврда йирик тузилма сифатида намоён бўлади ва унинг бир қатор хусусиятларини кўрсатиб ўтамиз. Биринчидан, вақт ўтиши билан аккумуляция суръати пасаяди, тузилмалар баландлиги, таркиби ўзгаради ва улар орасида бир қатор танаффуслар ҳосил бўлади.

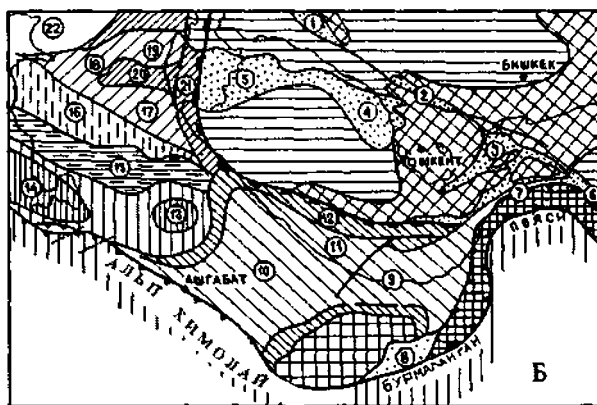
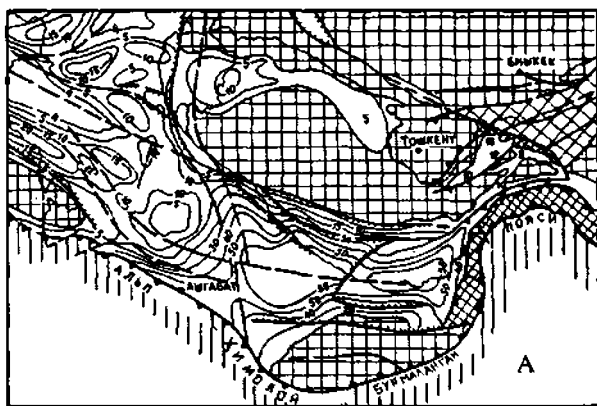
Ўрта Осиёнинг триас-юра давридаги ривожланиш хусусиятлари мазкур ётқизикларнинг кесмаларида ҳам яққол кўзга ташланади. Кесманинг ҳар бир бўлими ёки бўлаги маълум босқич таркибини, шароитини белгилайди. Ушбу даврдан бошлаб Тяньшан ва Турон ландшафтлари ўртасида катта фарқ кўринмайди. Иқлим хусусиятларини ҳам кесмалар тузилиши орқали аниқлаш мумкин. Юқори триас-юра босқичида нам иқлим давлари бир-бири билан алмашиб турган. Юқори триасда эса қурғоқчилик давлари устун бўлган, нураш қобиқлари қизғиш ранг ола бошлаган, кесмадаги ётқизиклар алюминий ва темир оксидлари билан бойинган, латерит нураш ҳудудлари пайдо бўла бошлаган.

Қуйи юрага келиб, иқлим намланиши кучайган ва нураш қобиқларида каолинлар пайдо бўла бошлаган. Ландшафтларнинг зоналлиги икки турда кечган: нураш қобиғи, ёнбағирлар, бокситли ётқизиклар, тор эрозион ҳавзалар. Рельефнинг иккинчи тури — бу грабенсимон водийлар. Уларнинг четида делювий ва пролювий ётқизиклари, марказида — кўл чўкиндилари доимо учрайди. Энг асосийси, бу шароитда нураш қобиқларини ҳосил қилиш, бокситлар ўрнига кўмир ва торф ҳосил бўлиш жараёнлари бошланади.

Аален-байос даврида Ўрта Осиёда Урал-Тяньшан гумбазлар минтақаси шаклланди (Шимолий Тяньшан, Чотқол, Қурама, Зарафшон, Олой тизмалари).

Юқори байосдан бошлаб Ўрта Осиё ҳудудига Тетис океанининг трансгрессиялари бошланди ва бу ҳодиса, албатта, ўз таъсирини кўрсатган. Байосдаги биринчи бор содир бўлган трансгрессия жуда катта майдонни эгаллаган (Устюрт, Қизилқум, Тяньшан). Бу даврдаги текисликларда саёз денгиз, лагуналар, қирғоқ ётқизиклари кенг тарқалган. Бу жараён Ўрта Осиёнинг марказий қисмида кўл ётқизикларини ҳам яратган. Ушбу жараёнлар билан бир вақтда иқлим кам ўзгарган. Қурғоқчилик ривожлана бошлаган. Бу ҳақда ётқизикларнинг ранг-баранглиги, кальцит ва глауконитнинг пайдо бўлиши, кўл оҳақтошларининг шаклланиши далолат беради. Сув таркибида ишқорлар миқдорининг ошиб бориши ширинсув моллюскаларининг кўпайишига олиб келади. Жинсларнинг минералогик таркибида гидрослюдадар, кварц, дала шпатлари устун бўлади.

24.30-расм. Тяньшан ва Турон платформасини келловей-оксфордда тектоник районлаштириш (В.И. Троицкий). А — чўкинди тўпланиш тезлигининг ўзгариши. Б — Турон платформаси ва Тяньшан дейтероорогенини палеотектоник районлаштириш схемаси. Шартли белгиларни 24.28-расмдан қаранг. Тяньшан чўкмалари: 1—Арискум, 2—Қоратов, 3—Фарғона, 4—Тошкент атропофи, 5—Шарқий Орол, 6—Кнълунолди, 7—Олойорти, 8—Дараимсуфи 9—Афғон-Тоғжик, 10—Амударё, 11—Чоржоу, 12—Бухоро босқичи, 13—Марказий Қорақум, 14—Қорабўғоз, 15—Жанубий Мангишлоқ-Ассакеудан чўкмаси, 16—Марказий Устюрт, 17—Борсакеммас, 18—Кулажат, 19—Сам, 20—Оқтумсук, 21—Марказий орол, 22—Каспийолди чўкмаси.

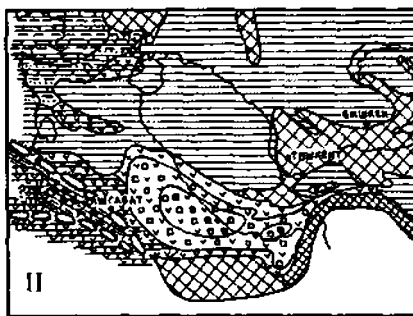
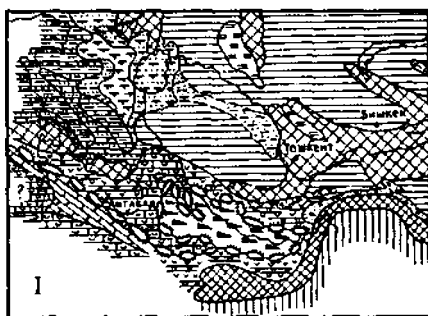


Келловей-оксфорд — бу Ўрта Осиёда қайтарилмас оҳақтошлар ҳосил бўладиган босқич. Бу даврда ландшафт уч турга ажратилади (24.30—24.37-расмлар). Масалан, Амударё ҳавзасининг катта қисми чуқурликлардан иборат бўлиб, асосан, гилли маҳсулотлар тўпланган. Ундан сўнг, оҳак-қумтош, қумтош, бошқа терриген чўкиндилар йиғилган. Устюртда саёз денгиз ландшафтлари мавжуд бўлган. Тяньшаннинг ички чўкмаларида қизилтош терриген ётқизиклар кенг тарқалиб, арид ландшафтлар кенг ривожланганлигини кўрсатади. Карбонатлар тўпланадиган ҳавзаларда чўкинди тўпланиши ҳавзани ички захиралари ҳисобига содир бўлган. Терриген ётқизиклар қирғоқлар нураши натижасида ҳосил бўлади.

Оксфорд даври ушбу ҳавзаларда арид иқлими бошланиши билан белгиланади ва шунинг учун бўлса керак, эвапоритлар кенг тарқалади. Амударё ҳавзасининг шимолида ҳар хил барлар, рифлар ташкил топади. Лагуналарда доломитлар, сульфатлар ҳосил бўлади. Оксфорддаги карбонат ётқизикларининг кўпайиши иқлимнинг аридлашишидан, дарё тизимларининг парчаланишидан далолат беради.

Устюрт ҳавзасидаги ландшафтнинг умумий тузилиши юқоридагилардан анча фарқ қилади. Унинг шимолида оксфорд даврида терриген ётқизиклар кўпаяди. Жанубда саёз ҳавзалар шароитида оҳақтошлар ривожланади. Тетис океани билан бу ҳавзаларнинг бевосита алоқаларининг йўқолиши, Ўрта Осиёнинг жанубида махсус эвапоритлар ҳавзасини ҳосил бўлишига сабаб бўлган. Карбонат ва галогенлардан иборат ландшафтларнинг пайдо бўлиши иқлимнинг қурғоқлиги, аридлашиши билан боғлиқ. Ландшафтларнинг ҳар хил кетма-кетлиги денгизнинг келиб-кетиши (трансгрессия ва регрессия) билан бевосита боғлиқ. Юра-байос даврида уч марта содир бўлган денгиз юқори байос давридаги трансгрессия Ўрта Осиёга етиб келган.

Бўр даври Ўрта Осиёнинг геологик ривожланишида мустақил ўрин эгаллайди. Юра билан бўр даври ўртасида ётқизиклар тўпланишида танаффус бор. Бу ётқизиклар орасидаги бурчак номослиги Фарғона, Туркистон, Олой, Қизилқумда аниқланган. Худди шу ҳудудларда юра даври учун нураш қобиклари ҳам кенг тарқалган.



24.31-расм. Ўрта Осиё чўкинди ҳавзаларининг литологик зоналлиги (В.И.Троицкий). I — оксфорд, II — киммеридж-титон. Шартли белгиларни 24.28-расмдан қаранг.



24.32- расм. Турон платформаси ва Тяньшан дейтероорогенини тектоник районлаштириш ва чўкинди тўпланишининг тезлиги (В.И.Троицкий). А — чўкинди тўпланишининг тезлиги (м/млн. й.). Б — Турон платформаси ва Тяньшан дейтероорогенининг тектоник районлаштирилиши. Шартли белгиларни 24.28-расмдан қаранг. Белгилар: 1 — Сирдарё-Қизилқум ҳавзаси; 2 — Фарғона ҳавзаси, Тяньшан дейтероороген чўкмалари: 1—Тоюн, 2—Чу-Сарису, 3—Фарғона; Шимолий Помир-Куньлун чўкмалари: 4—Заолой, 5—Куньлунолди; Турон платформаси чўкмалари: 6—Амударё ҳавзаси, Дарвозолди, 7—Афғон-Тожиқ, 8—Амударё, 9—Шимолий Афғон гумбазли кўтарилма; Устюрт ҳавзалари: Қорабўғоз-Қорақум баландликлари: 10—Қорақум, 11—Қорабўғоз, 12—Жанубий Манғишлоқ-Ассакеаудан, 13—Марказий Устюрт, 14—Борсақелмас, 15—Кулажат, 16—Сам, 17—Оқтумсук, 18—Марказий Орол, 19—Жанубий Эмба, 20—Каспийбўйи, 21—Сирдарё-Шарқий Орол, 22—Сирдарё, 23—Тожиқазғон.

Куйи бўр-тоғ ҳосил қилувчи давр. Куйи ва ўрта юра давридаги худди шу жараёндан бўрдаги тоғ ҳосил қилиш жараёни ўзини шиддати, поғонасимон, понасимон рельефи билан фарқланади ва бир қатор гумбазсимон баландликлар билан белгиланади (Чотқол-Қурама, Қизилқум-Олой баландликлари). Улар ўзаро тоғичи чўкмалар ва ботиклар билан ажралиб турган (Куйи Сирдарё, Фарғона, Ўзган чўкмалари). Бундай чўкмаларнинг баъзилари тўла

кўмилиб кетган (Ленгер, Калтамашат, Кўкёнғок, Тошкўмир), баъзилари эса кўтарилган (Сулукта, Кичик Олой, Зардале, Сариосиё).

Бўр даври охирида текисликлар ҳосил бўлади. Юқори бўр ва палеоген ўртасида йирик номутаносиблик мавжуд бўлиб, ундан сўнг палеоген тузилмалари вужудга келади.

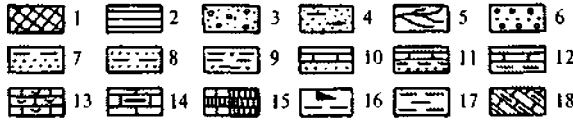
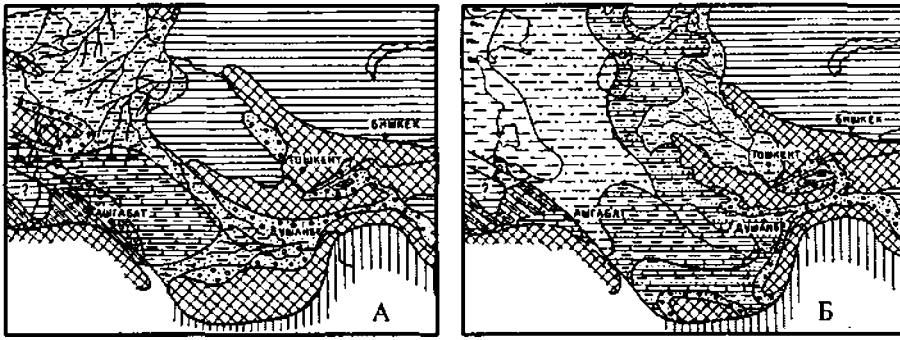
Шундай қилиб, бўр даврида бир неча марта тоғ ва текисликлар ҳосил қилиш жараёнлари кўзга ташланади. Тяньшан худуди кўринишининг бир неча марта қайта қурилиши бунга мисол бўла олади. Унинг шарқий қисми Шимолий Помирга яқинлашиб боради. Гумбазли кўтарилмаларнинг ички қисми структуравий жиҳатдан деярли ўзгармайди, улар кўтарилиб, сувайирғич вазифасини бажаради. Шунинг учун бундай худудларда юра даврининг ётқизиклари сақланиб қолган (Зидди, Куштут, Кичик Олой).

Талас-Фарғонадаги суриялма тектоник ҳаракатлар бўр даврида ҳам ўз кучини ва таъсирини сақлаб қолган.

Бўр даврида Жанубий Тяньшан бир қатор бир-бирига параллел ҳолда жойлашган гумбазли баландликлардан иборат эди. Улардаги формациялар қатори анча қисқарган ҳолатда учрайди. Ландшафтларнинг пастки қисмлари Қизилқумда аниқланган, юқори қисмларида эса (Туркистон, Олой, Кокшаал) сувайирғичлар анча торайган ҳолда учрайди ва ўз четларида хилма-хил конгломерат ва бошқа молассалардан иборат (Шарқий Фарғона).

Сеноман даврига келиб бу сувайирғич майдонлар ниҳоятда қисқаради, гарбда улар текисликлар ва водий ётқизиклари остида қолиб кетади. Формациялар орасида глауконит, темир формациялари кенг тарқалади. Умуман олганда, Тяньшандаги бўр даври воқеалари Сирдарё, Фарғона, Олойорти чўкмаларининг кенгайиши билан тавсифланади. Гумбазлар майдони қисқаради. Бўрнинг охирига келиб улар оролсимон баландликлар сифатида сақланиб қоладилар.

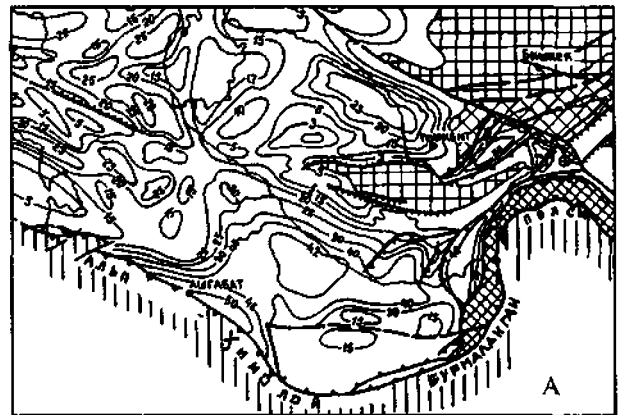
Ўрта Осиёнинг гарбида бу даврда Турон платформаси ётқизиклари кенг тарқалган. Бу худуднинг чўкиб боришининг биринчи белгилари барриас-валанжинда намоён бўла бошлайди. Устюрт, Мурғоб, Афғон-Тожиқ, Жануби-ғарбий Ҳисорга биринчи трансгрессия кириб келади ва улар Эмба, Каспийбўйи ҳавзаларига қўшилиб кетади. Трансгрессиянинг Ўрта Осиё худудига кириб келиши икки чўкинди тўплаш худудини ажратди. Жанубда, Амударё ҳавзасида мергел ва карбонат фомациялар кенг тарқалган. Шарқда улар ўрнига ангидрит қопламалари пайдо бўлади. Яъни саёз денгиз ландшафтлари лагуналар билан ўрин алмашади. Кейинчалик готтерив даврида Амударё ва Устюрт ҳавзалари тўла шаклланиб бўлади.



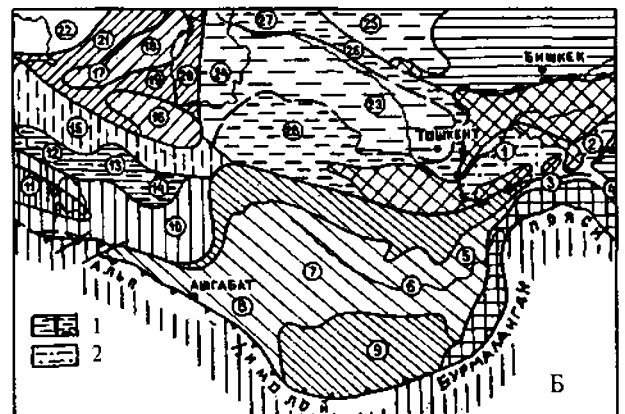
24.33- расм. Ўрта Осиё ҳавзаларининг куйи бўр давридаги зоналлиги (В.И.Троицкий). А — баррем, Б — апт-альб. Белгилар: 1—2 — куруқлик (1 — паст тоғлар, 2 — плато, текисликлар); 3 — тоғолди ландшафтлари (конгломератлар, кумтош, гиллар, молассалар); 4 — қўл, текислик, водий ётқизиклари; 5 — дарё ўзанлари; 6—13 — саёз денгиз ва қирғоқ ландшафтлари (7 — гил-қум, 8 — қум-гил, 9 — алеврит-гил, 10 — қум-оҳақтош, 11 — қум-гил-оҳақтош, 12 — гил-оҳақтош, 13 — карбонат формациялар); 14—18 — чуқурсув пелагик ландшафтлар (14 — мергел-оҳақтош, 15 — бўр, 16 — битумли гиллар, 17 — гиллар, 18 — мергел-оҳақтош формациялари).

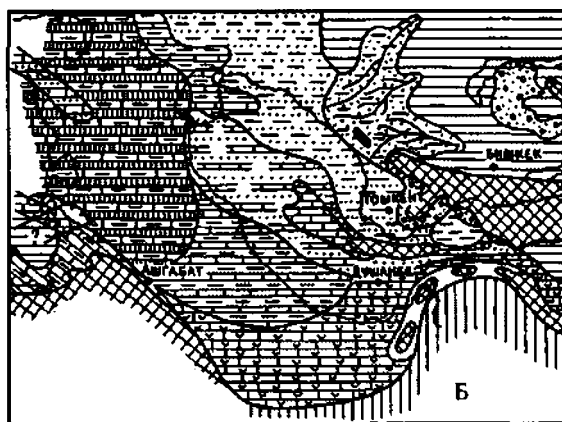
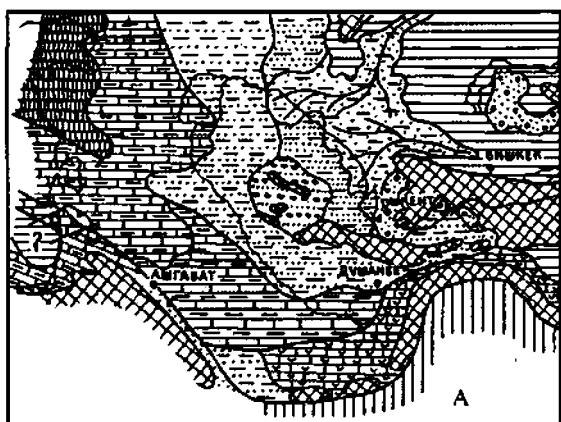
Бўр даврининг ривожланиш тарихини сенондаги формацион қатор яқунлайди (24.33- расм). Устюрт-Қорақум ҳудудида бу қатор карбонат-мергеллардан иборат. Жанубда Қизилқумда оолитлар ва карбонат-лардан ташкил топган. Ривожланаётган ўлка тарихини тиклашда денгиз трансгрессиялар кетма-кетлигини аниқлаш катта аҳамиятга эга. Трансгрессияларнинг биринчи босқичи валанжин ва берриасда содир бўлган ва денгиз Ҳисор тоғларининг жануби-ғарбий қисмигача етиб борган икки чўкинди тўпловчи ҳавза ҳосил қилган. Жанубда Амударёдан Копетдоғгача чўзилган ҳавзада саёз денгиз ландшафтлари лагуналар билан алмашган. Устюртда ҳам шундай вазият ҳукм сурган. Готерив давридаги трансгрессия натижасида Амударё ва Устюрт ҳавзалари шаклланиб бўлган.

Бу даврда Тяньшан каби тоғ тизмаларидаги гумбазлар ўса бошлайди, тизмалар ва улар орасидаги водийлар чегаралари ойдинлашиб боради. Булар орасида энг йирик Олой-Қизилқум гумбазли баландлик ҳосил бўлади. Афғон-Тожиқ чўкмаси ҳам юқори тоғлар билан ўралган. Қизилқум, Султон Увайс, Бельтау, Қозоқ Қоратоғлари нисбатан паст

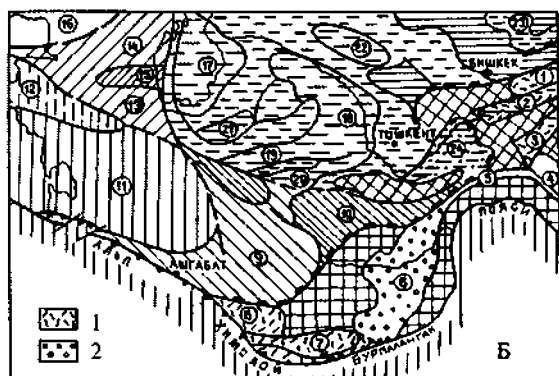
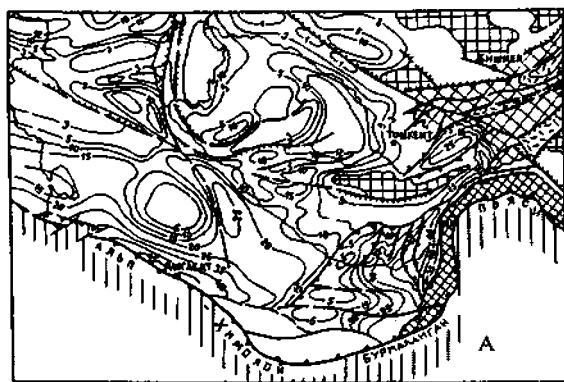


24.34- расм. Юқори бўр давридаги тектоник районлаштириш ва чўкинди тўпланиш тезлиги (Турон платформаси учун) (В.И.Троицкий). А — чўкинди тўпланиш тезлиги (м/млн.й.); шартли белгилар 24.28-расмда; Б — Турон платформаси ва Тяньшан дейтеро-орогенини тектоник районлаштириш. Белгилар: 1 — Сирдарё-Қизилқум ҳавзаси; Тяньшан чўкмалари: Фаргона — 1, Тоюн — 2; Шимолий Помир, Куньлун чўкмалари — 3, Куньлунолди — 4; Туроннинг четидаги чўкмалар: Дарвозолди — 5, Афғон-Тожиқ — 6, Аму-дарё — 7, Копетдоғолди — 8, Шимолий Афғон гумбаз — 9; Устюрт ҳавзаси: Марказий Қорақум — 10, Қорабўғоз — 11, Жанубий Манғишлоқ-Асакеаудан-Дарёл: ҳавза-лар-Жанубий Манғишлоқ — 12, Асакеаудан — 13, Дарялик-Даудан — 14, Марказий Устюрт — 15; чўкмалар: Борсақелмас — 16, Кулажат — 17, Сам — 18; баландликлар: Оқтумсуқ — 19, Марказий Орол — 20, Жанубий Эмба — 21, Каспийбўйи — 22 Сирдарё-Оролди седиментацион ҳавзалари; ҳавзалар Сирдарё — 23, Шарқий Орол — 24, Чу-Сарису — 25; кўтарилмалар: Каратау — 26, Арис — 27, Марказий Қизилқум — 28.





24.35- расм. Ўрта Оснё куйи бўр ҳавзаларининг литологик-палеогеографик зоналлиги (В.И.Троицкий). А — сантон-кампан; Б — маастрихт. Шартли белгиларни 24.28- расмдан қаранг.



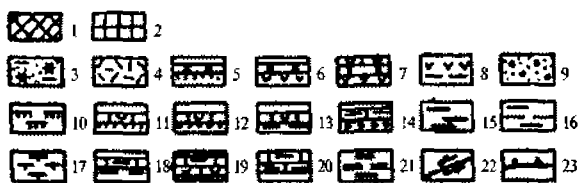
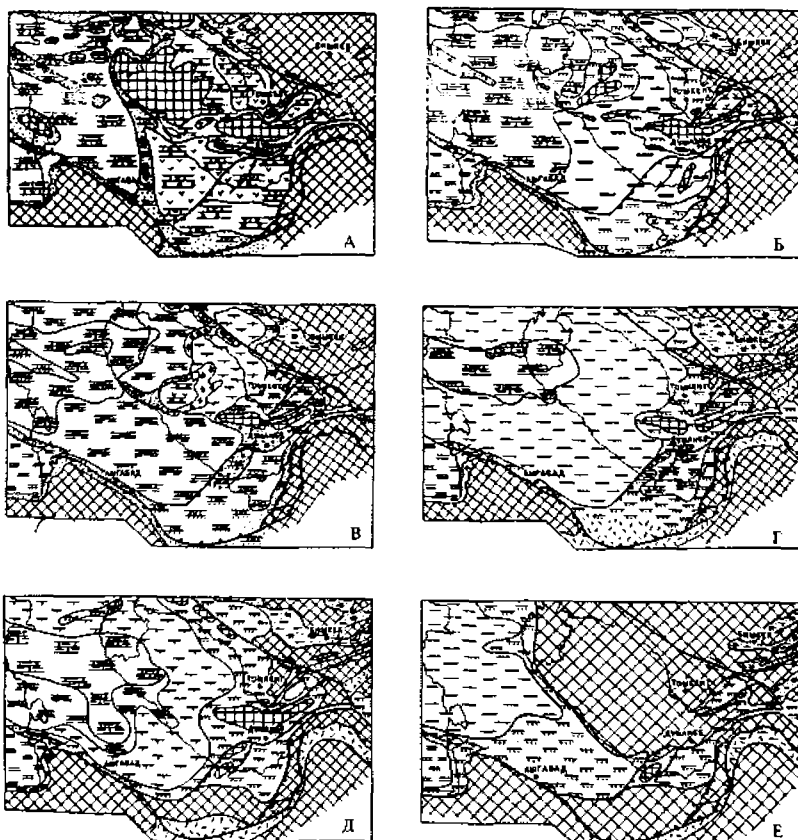
24.36- расм. Палеоцен-эоценда Турон платформаси ва Тяньшан дейтероорогенининг тектоник районлаштирилиши ва чўкинди тўпланиш тезлиги (В.И.Троицкий). А — чўкинди тезлиги (м/млн. й), Б — тектоник районлаштириш схемаси. Шартли белгиларни 24.28-расмдан қаранг: 1 — вулканик чўкмалар, 2 — юқори Амударё чўкмаси. Тяньшан чўкмалари: Иссиққўл—1, Минкуш-Кокомерен—2, Тоюн—3, Шимолӣ Помир-Паропамиз чўкмалари: Куньлун—4, Заолой—5, Амударё—6, Бандикабдао—7, Кушка—8, Амударё—9, Жанубий Тяньшанолди—10, Қорабўғоз-Қорақум—11, Манғишлоқ—12, Борсакелмас—13, Сам-Кулажат—14, Оқтумсуқ кўтарилмаси—15, Каспий—16, Сирдарё-Қизилқум-Шарқий Орол—17, Сирдарё—18, Эргашқудуқ—19, Конимех—20, Тожиказған—21, Чу-Чирисуй—22, Или—23, Фарғона—24.

бўлган. Бундай баландликларнинг ички қисмида юра ётқизиклари сақланиб қолган. Гумбазларнинг марказида пенеплен сақланиб қолган, эрозия эса уларнинг ёнбағирларида ривожланган.

Палеоген босқичи текисликлар ва Турон платформаси чўкинди қолламаларининг яратилиши билан белгиланади. Палеоген кесмалари қалинлигининг узоқ масофаларда ўзгармаслиги ва доимийлиги, кесмалар таркибида бошқа жинсларга нисбатан гилларнинг устунлиги, дағал жинслар танқислиги ёки умуман йўқлиги билан ажралиб туради. Чўкинди тўпланишида денгиз ва лагуна шароитлари асосий мазмун касб этади.

Палеоген давридаги чўкинди тўплаш ҳавзаларининг ривожланиши ҳосил бўлган сульфат-карбонат, пелит ёнар сланецлар, карбонат-гили формациялар мисолида иёботланган. Формацияларнинг таркиб жиҳатдан номутаносиблиги ҳавзаларнинг ички тузилишини очиб беради. Тошкент атрофи, Нурота-Зиёвиддин баландликлари атрофида, Фарғона, Афғон-Тожик чўкмаларида саёз денгиз, қирғоқ, лагуна ётқизиклари кенг тарқалган (кварцли қумлар, доломитлар, сульфатлар). Фарбда эса чуқурсув карбонатлар, мергеллар кўп тарқалган.

Палеоген даврининг тектоник тузилиши, бўрдаги кўп хусусиятларни ўз ичида сақлаб қолиши билан бир қаторда, фарбда бир неча инверсион тузилмалар пайдо қилган. Шарқий худудлар (Ш.Фарғона) тектоник жиҳатдан анча фаол бўлган ва бу хусусият номосликлар, танаффуслар орқали билиниб туради. Бу даврда ҳосил бўлган асосий тузилмаларга Афғон-Тожик, Фарғона, Олой чўкмалари ва Олой-Тожик баландликлари киради. Сирдарё чўкмаси жануби-фарбда Қорақатти, Эргашқудуқ каби майда чўкмалар ва ботиқлар орқали Қизилқум баландликлари билан боғланган ва шарқда Шарқий Орол, Тожиказған ботиқларига уланиб кетган.

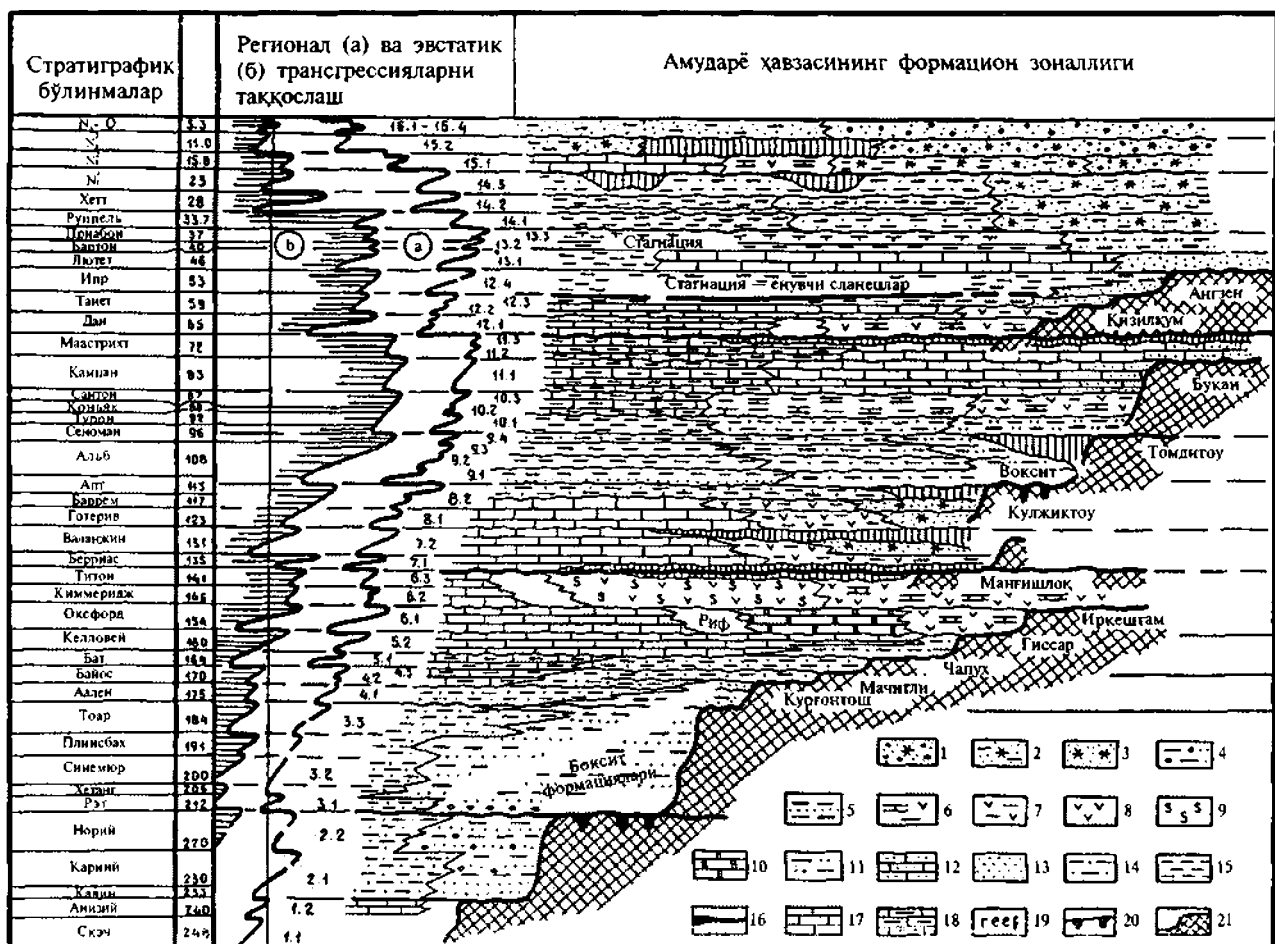


24.37- расм. Ўрта Осиё эоцен ва палеоцен ҳавзаларининг литологик-палеогеографик зоналлиги (В.И. Троицкий). А — палеоцен, Б — ипр, В — лютет, Г — бартон, Д — қуйи приабон, Е — юқори приабон. Белгилар: 1 — қуруқлик, 2 — оролсимон баландликлар, 3 — пролювиал ва пролювиал-аллювиал ландшафтлар (қизил рангли кум-олеверит-гилли формация), 4 — ерусти вулконоген ландшафтлар (рифтоген-вулканоген формация); 5—8 — лагуна ландшафтлари (5 — терриген-доломит, 6 — доломит-сульфат, 7 — оҳактош-доломит-сульфат, 8 — гил-сульфат формация). 9—21 — денгиз ландшафтлари; 9—12 — қирғоқ (9 — кварцли кум, фосфорит, 10 — кум-алеверит-гил, 11 — кум-ракушник, 12 — кум-ракушник-фосфорит формация); 13—20—нисбатан чуқурсув, пелагик денгиз ландшафтлар (13 — оҳак-гил, 14 — карбонат-мергел, фосфорит, 15 — гилли, ёнар сланецли, 16 — гилли, карбонатли, нокарбонат, 17 — карбонатли гиллар, 18 — гил-мергел, 19 — мергел-оҳактош, 20 — мергел формация); 21 — чуқурсув ландшафтлар, 22 — Таласс-Фарғона сурилмаси, 23 — взброслар.

Устюрт ўз ичига Манғишлоқ-Ассакаудан ботиклар тизимини олган. Унинг шимолида Борсакелмас ва Сам чўкмалари мавжуд. Эоценнинг ўртасидан бошлаб шарқда, Альп-Ҳимолай минтақасининг четида тектоник ҳаракатлар бирмунча кучайган ва булар натижасида ишқорий базальтлар пайдо бўлган (Иссиқкўл, Боорду, Тоюн). Шунини алоҳида таъкидлаш зарурки, палеоценда энг аҳамиятли геологик ҳодисалар бутун ҳудудда бир вақтда содир бўлган.

Ҳавзаларнинг қуйи эоцен босқичида икки хил ландшафт ҳосил бўлган: саёз мергел-карбонат ва лагуна доломит-сульфат. Қитъа ётқизиклар Ўрта Осиёдан шимолда Чу-Сарису водийсида ривожланган. Фарбда (Устюрт) саёз денгиз вазияти ҳукм сурган ва, асосан, детритли оҳактошлар, кварцли кумларнинг пайдо бўлиши улар билан боғлиқ. Бу ҳавзанинг энг чуқур қисми Копетдоғга тўғри келади.

Лютет даврида чўкинди ҳавзаларининг тузилиши тубдан ўзгаради. Рельефнинг текисланиши, терриген маҳсулотларининг камайиши, биоцен ва карбонат ётқизикларнинг кўпайишига олиб келди. Ҳосил бўлган ҳавза четида, ороллар атрофида кварцли кумлар, ракушниклар ва оҳактошлар кенг тарқала бошлайди. Булар Тяньшанга қараб аста-секин чуқурсув формациялар билан ўрин алмашади.



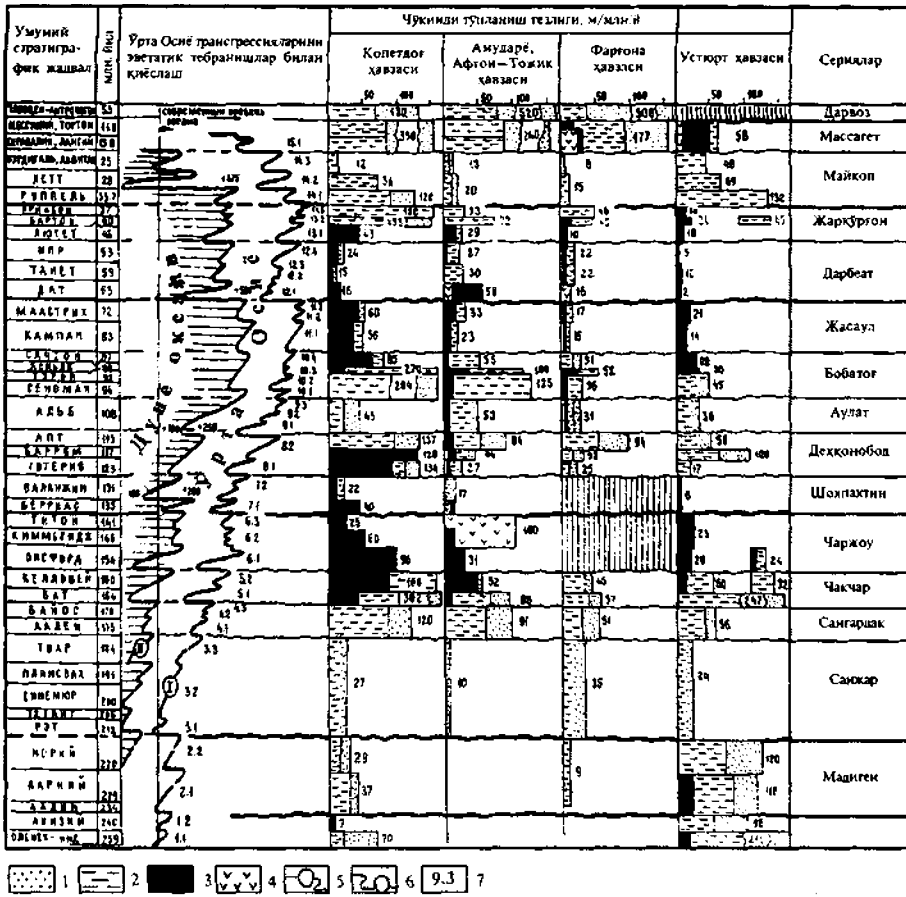
24.38- расм. Амударё ҳавзасидаги формацион зоналлик ва чўкинди тўпланиши (В.И.Троицкий). Моласса формациялар: 1 — 3 — арид (1 — дағал, 2 — қум-алеврит-гил, 3 — гил-қум); 4 — 5 — гумид қатор (4 — кўмирсиз, 5 — кўмирли); 6 — 10 — лагуна ва туз ҳавзалари (6 — оқактош-гил-сулфат, 7 — гил-сулфат, 8 — сулфат, 9 — галогенли, 10 — доломитли); 11 — 14 — саёз денгиз формациялари (11 — қум-гил, 12 — карбонат-қум, 13 — қум, 14 — алеврит-гил); 15 — денгиз гил, чуқурсув, 16 — турғун горизонтлар, ёнар сланешлар; 17 — 18 — чуқурсув карбонат (17) ва карбонат мергел (18) денгиз формацияси, 19 — риф, 20 — боксит, 21 — ётқизикларнинг трансгрессив юзаси.

Ҳавзалардаги ҳайвотот таркиби (фораминифералар, кокколитофоридлар, динофлагеллялар), ҳавза тубида ҳайвототнинг танқислиги, ётқизиклар қалинлиги чуқурсув вазиятидан далолат бериб турибди (24.38- расм).

Шундай қилиб, мезозой ва палеоген Турон платформаси ва Тяньшан тоғ тизмалари тарихи йирик қисми ўз ичига олади. Мезозойнинг бошида Ер қобиғининг ички қисми палеозойда ҳосил бўлган номутаносибликларни изостатик мувозанатга келтирган. Бу ҳодиса, ўз навбатида, ҳудуддаги текисликларнинг, саёз денгизларнинг ривожланишини тушунтириб беради. Юқорида айтиб ўтилган, герцин давридан кейин ҳосил бўлган пенеплен пайдо бўлиши Пангея II қитъасининг шаклланиши билан бир вақтда ҳосил бўлган. Унинг мезозой ва кайнозойда парчаланиши Мезо- ва Неотетиснинг бекилишига олиб келди.

Ўрта Осиё ҳавзаларининг ривожланиш тарихи мустақил мезозой-палеоген структуравий ярусининг пайдо бўлишига олиб келди. Айна пайтда, бу ҳудуд Осиё қитъасининг бир қисми бўлгани учун, ундаги тектоник фаоллик фақат вертикал ҳаракатлар билан белгиланади. Фақат вақт-вақти билан кузатиладиган стресс-кучланишлар унинг нисбатан содда тузилишини мураккаблаштиради (24.39-расм).

Вақт ўтиши билан чўкинди қопламаларнинг кенгайиши, трансгрессияларнинг кўплиги, денгиз ҳавзаларининг қитъалар ичига кириб бориши, номосликлар ва танаффуслар астеносфера ва литосферанинг термик аҳволи билан бевосита боғлиқ бўлган. Астеносфера ва литосферанинг совиши, оғирлашиши ва „сузиши“ каби хусусиятларини йўқотиши улкан ҳудудларнинг аста-секин чўкиб боришига, платформа майдонининг кенгайишига сабаб бўлган. Тяньшан тоғлари бу даврда юқори гипсометрик ўринни эгаллаган ва денгиз ҳавзалари билан ишғол қилинмаган, балки изостатик равишда



24.39- расм. Ўрта Осиёдаги мезозой, кайнозой ҳавзасида чўкинди тўпланиш тезлиги (м/млн й) ва биоген, хемоген, механик чўкинди комплекси (В.И.Троицкий). Белгилар: 1 — булак, 2 — гилии жинслар, 3 — биоген (оҳақтош ва мергел жинслар), 4 — хемоген (эвапорит); 5 — 6 — денгиз сатҳининг ўзгариши (трансгрессия ва регрессиялар); 5 — Ўрта Осиё денгизлари, 6 — Дунё океани эвстатик тебраниши (П.Р.Вейл буйича), 7 — циклар номери.

қўтарилган ва мантия зичлигини камайтирган. Хулоса қилиб шуни айтиш керакки, Турон платформаси, Тяньшан тоғларининг ўрни, кенгайиши ва торайиши литосфера ва мантиянинг совиши, оғирлашиб бориши сузиш қобилиятларини йўқолиши билан боғлиқ бўлган.

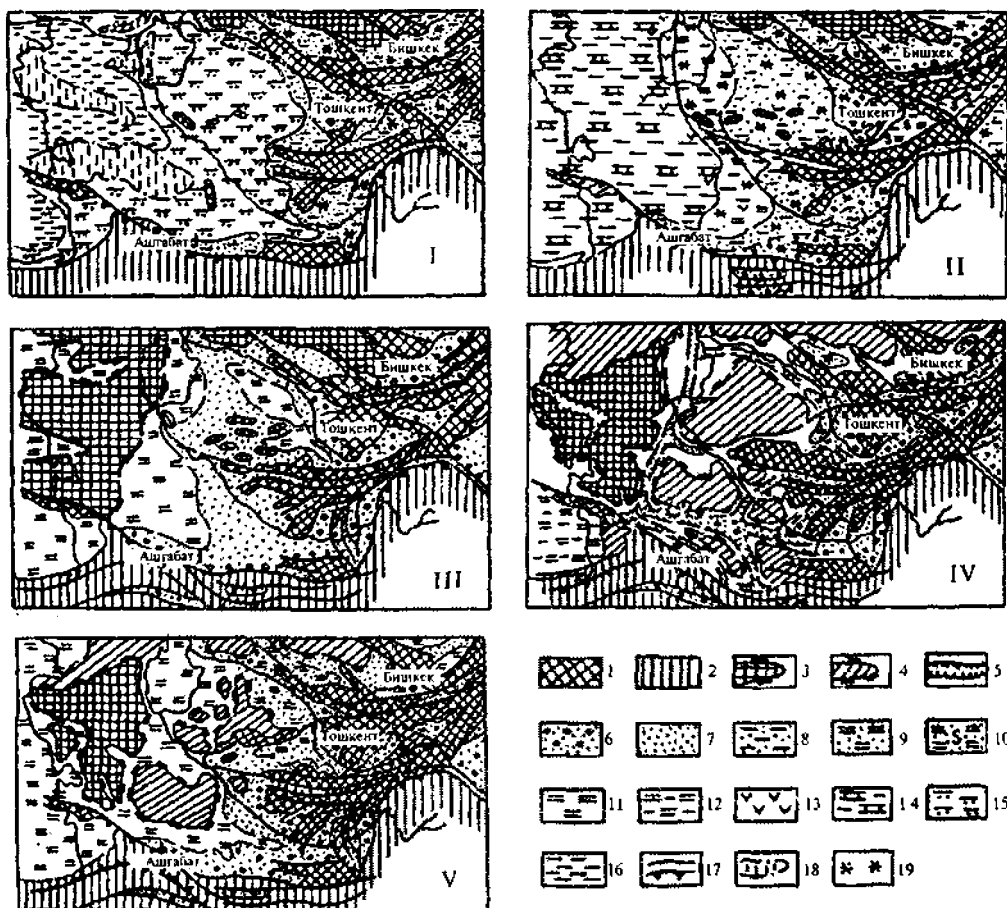
Ўрта Осиё ва Евросиё плиталари мезозой ва палеоген даврларида тўла-тўқис жипсладдилар. Оз бўлса-да, Ўрта Осиёда хилма-хил тузилмаларнинг пайдо бўлиши, тоғ массаларининг қайта тақсимланиши давом этди. Бунга Жанубий Тяньшан, Устюрт, Манғишлоқ гумбазли қўтарилмаларни мисол қилиб кўрсатиш мумкин.

Ўрта Осиё литосферасининг бир неча кичик плиталарга ажралиши мезозой ва кайнозойда яққол кўринмайди. Бу ҳол кейинчалик неоген ва кватерда кўзга яхши ташланади ва шаклланади. Фақат Шарқий Фарғона, Чортоқ, Марказий Орол рифтлари бу вақтда ҳосил бўлган. Уларнинг пайдо бўлиши плиталарнинг горизонтал равишда сурилиши билан боғлиқ.

24.4.2. Турон платформаси ва Тяньшан дейтероорогенининг¹ юқори кайнозой босқичи

Неоген ва тўртламчи босқич Ўрта Осиёнинг геологик тарихида алоҳида ўрин эгаллайди. Палеоген платформаси ўрнида бу даврда йирик Тяньшан дейтероорогени шаклланди. Вертикал йўналишга эга бўлган ҳаракатлар тоғларни 10 — 12 км га кўтарди (Шарқий Фарғона, Олой, Туркистон, Зарафшон тизмалари). Турон пасттекислигида ҳам вертикал ҳаракатлар содир бўлди. Энг асосийси, бу босқичда платформага хос мустақил ётқизиклар мажмуаси (платформа этажи) шаклланди. Платформа ва ороген даврларини ажратиш ҳозиргача мутахассисларнинг баҳсларига сабаб бўлиб келмоқда ва ягона, барча тан олган фикр бу соҳада ҳали шаклланган эмас. Тўғри ечим платформа тузилмаларини ороген турларига ўтиши бир вақтда эмас, балки бир неча кетма-кет босқичлардан иборатлигини тан олишда бўлса керак. Турон ёш платформаси ва Тяньшан дейтероорогенининг ҳозирги тузилиши икки катта босқичдан иборат: неоген ва тўртламчи (24.40, 24.41- расм).

¹ Дейтероороген — қайта ишланган ороген (Т. Долимов).



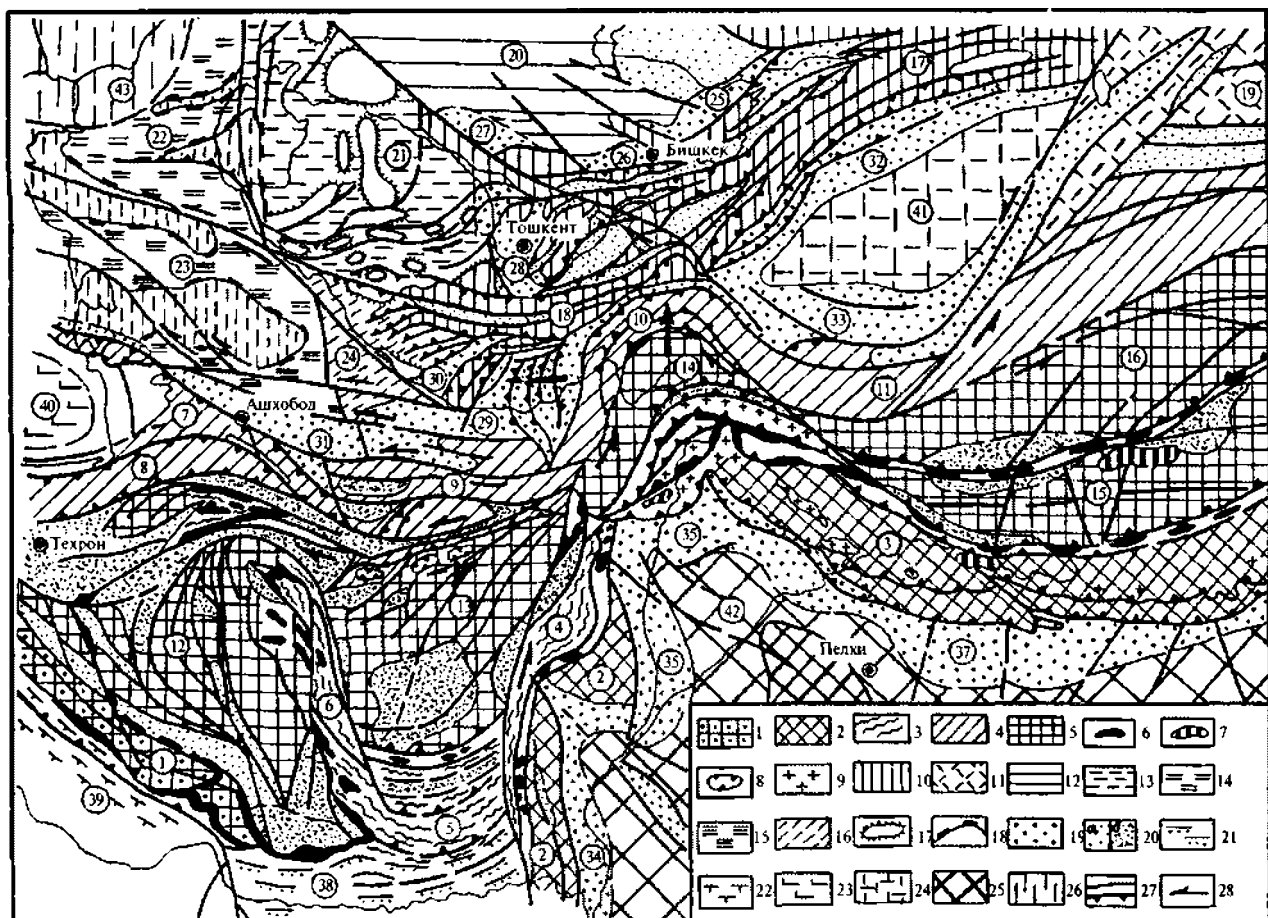
24.40- расм. Ўрта Осиёда олигоцен-неоген давридаги фациал зоналик ва ётқизикларнинг палеогеографик шароитлари. I — олигоцен-қуйи миоцен, II — миоцен, III — юқори миоцен-қуйи плиоцен. IV — қуйи плиоцен, V — ўрта плиоцен-эоплейстоцен. 1 — 2 — нураётган баландликлар: (1 — Ўрта Осиё, 2 — Альп-Ҳимолай минтақаси), 3 — Устюрт-Мангышлоқ платоси, 4 — Заунгуз, Қорақўл платоси, 5 — эрозион-тектоник водийлар ётқизиклари, 6 — тоғолди, тоғ ўртасидаги чўкмалар, 7 — аллювиал текисликлар, 8 — кум-алеврит-гилли текисликлар, 9 — кум-алеврит-гил-аллювиал кўл, текисликлар, 10 — тузли кўллар, котловиналар, 11 — мергел-гил-кўл ҳавзалари, 12 — Жанубий Каспий чўкмаси, 13 — гипслар, 14 — карбонат-гиллар, 15 — саёз денгиз ётқизиклари, 16 — чуқур сув ётқизиклари, 17 — сурилмалар, 18 — миоценолди ювилыш ҳудуди, 19 — қизилтошлар.

Неоген ётқизиклари Ўрта Осиёда жуда кенг тарқалган. Шарқда Фарғона, Тошкент атрофи, Қашқадарё ва Сурхондарё чўкмаларида улар қизғиш, дағал, қатга қалинликдаги ётқизиклардан иборат.

Фарбда Бухоро-Қарши, Марказий Қизилқум, Жанубий Орол тузилмаларининг қумтош-гилли, денгиз лагуналарига мансуб ётқизиклар мавжуд. Буларнинг барчаси олигоцен-миоценда ҳосил бўлиб, Ўрта Осиё неотектоник ривожланишининг биринчи босқичини белгилайди. Уларнинг таркибига асосланиб, палеогеографик шароитни тиклаш имконияти яратилади. Устюртда денгиз ҳавзаси сақланиб қолган, шарққа қараб (Қашқадарё, Тошкент атрофи чўкмалари) бу ҳавза саёзлашган. Унинг ички қисмида бир қатор ороллар мавжуд бўлган (Чотқол-Қурама, Зарафшон, Туркистон тоғлари).

Олигоцен-қуйи миоценда платформада сўнгги тоғ ҳосил бўлиш жараёнлари бошланади. Устюртда бу жараён баъзи ҳолатларда бурмаланиш, гумбазларнинг нураши билан белгиланади. Оролнинг жануби-шарқда, Қизилқумда, Бухоро-Хива ҳудудларида оролсимон ва чизиқли баландликлар ҳосил бўлади (Бўкантов, Томди, Қулжиктов). Улар ўзаро кичик чўкмалар билан ажралиб турган. Тяньшанда бу даврда ички чўкмалар шаклланади ва ҳар хил гилли ётқизиклар билан тўлиб боради.

Ўрта ва юқори миоценда мазкур ҳудуд рельефи ривожланишининг иккинчи босқичи бошланади. Устюртда бу даврда карбонат-гилли трансгрессив ётқизиклар шарққа қараб ширинсув, текислик, ёнбағир ландшафтлари билан ўрин алмашиб боради ва Тяньшаннинг марказидаги ички ҳавзаларда гипс, туз ва бошқа кўл ётқизиклари ҳосил қилади. Худди шу даврда Бухоро-Хива, Қизилқум, Сирдарё чўкмаларида ҳақиқий платформа тузилмалари пайдо бўлади.



24.41- расм. Жанубий ва Ўрта Осиё неотектоник тузилмаларининг районлаштирилиши: 1 — Альп-Ҳимолай минтақаси тузилмалари; 1 — 2 — кўтарилмаларнинг жанубий зонаси: Загрос (1), Сулаймон-Киртар (2), Ҳимолай (3); ички бурмаланган минтақалар: Катаваз (4), Шимолий Макран (5), Шарқий Эрон (6); 4 — кўтарилмаларнинг шимолий зонаси: Копетдоғ (7), Эльбурс-Биналуд (8), Паропамиз (9), Шимолий Помир (10), Куньлун (11); 5 — кичик қитъалар: Марказий Эрон (12), Афғон (13), Жанубий Помир (14), Лхас (15), Джантанг (16); 6 — мезозой сутуралари: 7 — офиолитлар обдукцияси, 8 — клиппен, 9 — неоген гранитоидлари, Марказий Осиё орогеник минтақа: 10 — Тяньшан гумбазли баландлиги (Шарқий Тяньшан (17), Фарб. Тяньшан (18); 11 — Олтинтоғ-Олашан кўтарилмаси (19); 12 — 17 — Турон платформаси кичик қитъалари: 12 — Қозоғистон (20), Сирдарё (21). Шимолий Устюрт (22), Қорақум (23), Амударё (24); 17 — кичик кўтарилмалар: 18 — миоцендан аввалги номослик, 19 — ботиқлар: Или-Джаркент (25), Чу-или (26), Сўзак (27), Тошкент агрофи (28), Афғон-Тожиқ (29), Бешкент (30), Копетдоғолди (31), Кучар (32), Куньлунолди (33), Киртаролди (34), Сулаймонолди (35), Потвар (36), Ҳимолайолди (37); 20 — кайнозой чўкмалари: 20а — Иссиққул, Норин, Фарғона, Зарафшон; 20б — Деште-Кевир, Урмия-Доктар, Мешхед; 21 — Жанубий Макран (38); 22 — Загросолди, Тарим (41); 25 — Ҳинд плитаси (42); 26 — Рус плитаси (43), 27 — Б ва А типдаги субдукция зоналари; 28 — силжиш йўналиши.

Плиоценда Устюртнинг кўтарилиши бошланади ва алоҳида плато сифатида шаклланиб боради, Шарқий Тяньшан ҳам анча кўтарилиб, нафақат ички ҳавзаларга, балки Қизилқум ва Орол бўйигача терриген маҳсулотларни бериб туради. Бу даврда содир бўлган тоғ ҳосил бўлиш жараёнлари Фарғона ва Афғон-Тожиқ чўкмаларининг четини ҳам кўтариб юборди. Худди шу вақтдан бошлаб Тяньшан тоғ тизмалари ҳозирги геоморфологик шаклича қолди. Содир бўлган стресс-кучланиш натижасида кучли бурмаланиш жараёнлари бўлиб ўтди (Наукат, Норин, Ангрен, Чотқол). Натижада эрозия анча чуқурлашди ва 200 — 600 м ни ташкил қилди. Платформада ҳам бу жараёнлар ўз изини қолдирди ва биринчи навбатда, унинг бурмаланган пойдевори ташкил топди.

Булардан ташқари, Турон платформасида Янгиқазған, Газли, Когон, Муборак кўтарилмалари, Чоржўй, Денгизқул, Қултон, Испанли-Чантир гумбазлари, Қорақул, Бухоро ботиқлари шаклланиши яқунланди. Турон пасттектисликларининг ётқизиқлари яхлит аккумулятив юзани ташкил қилди ва мавжуд рельефнинг иккинчи поғонасини яратди. Ётқизиқлар қалинлигининг ўзгариши, пролювийнинг пайдо бўлиши рельефнинг дифференциацияси ниҳоятда суслигидан далолат беради.

Юқори ва қуйи полиоцен даврида Ўрта Осиё пасттектисликларида рельеф ҳозирги замон шаклига яқинлашади. Унинг пайдо бўлиши аккумулятив юзани кўтаришга бориб тақалади.

Плейстоцендан бошлаб Ўрта Осиё ҳудуди ўз ривожланишининг яқунловчи босқичига кириб келди. Унинг энг асосий хусусияти, нафақат Тяньшаннинг кўтарилиши, балки у билан бирга, текисликлар ҳам бу жараёнда иштирок этгани бўлди. Айни шу даврдан бошлаб рельефни янги геоморфологик шакллари рўёбга чиқади. Буларни бош кўрсаткичи бўлиб тўртламчи давр ётқизикларини ётиш шароитлари саналади. Ҳар бир ҳосил бўлган ёш ётқизиклар мажмуаси, қари ётқизикларга нисбатан гипсометрик паст сатҳда жойлашади. Тяньшандаги террасаларнинг баландлиги вертикал ҳаракатлар ва тоғ ўсиш суръатидан далолат беради. Масалан, Сўх комплекси учун — 700 — 900 м, Тошкент комплекси — 700 — 500 м, Мирзачўл — 400 м ва ҳоказо.

Тўртламчи давр ётқизиклари Ўрта Осиёда жуда катта майдонни эгаллайди. Ундаги ландшафтлар тоғолди ботиқлар, водийлар, текисликлар вазиятини кўрсатади.

Голоцен — иқлимнинг қуруқланиши, текисликларнинг чўл ва саҳрога айланиши билан белгиланади. Бу даврдаги геодинамик жараёнлар палеоген ва мезозойга нисбаган бошқачароқ тарзда ўтган. Умуман олганда, кайнозойдаги геодинамик ҳодисалар Гондвана ва Евразиянинг тўқнашуви, бир қатор кичик қитъа, плита ва террейнлар билан белгиланади. Икки турдаги неотектоник тузилмалар ҳосил бўлган: а) Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақа ва б) Турон платформаси. Ҳиндистоннинг шимолга 20 — 22° га интилиши Тетисни беркитиб, Альп-Ҳимолай бурмаланган минтақани ҳосил қилди. Шу билан бир қаторда, тоғ ҳосил бўлиш жараёнларига Тарим ва Марказий Осиё ҳудудлари ҳам жалб қилинди.

Ҳиндистон плитасининг шимол томон ҳаракати, унинг олдида ёйсимон тизмалар, улар орасидаги чўкмалар ва ботиқларни шакллантирган. Бу воқеалар давомида, тоғ ҳосил бўлиш жараёнига Ҳимолай, Қорақум, Помир, Бадахшон жалб қилинди. Ҳиндистон плитасининг Тибет кичик қитъаси тагига сурилиши натижасида Ер қобиғи қалинлиги икки марта ошди, Марказий Осиёнинг ички қисмида бир қатор янги тизмалар, ботиқлар, водийлар қалинлиги пайдо бўлди.

ТҮРТИНЧИ ҚИСМ

БИОСФЕРА ВА АТРОФ-МУҲИТ ЭВОЛЮЦИЯСИ

XXV БОБ. ДУНЁ ОКЕАНИ САТҲИНИНГ ЭВСТАТИК ТЕБРАНИШЛАРИ

Табиий ландшафтларнинг тузилишида, денгиз ва қуруқлик майдонининг ўзгаришида денгиз трансгрессияси ва регрессиялари алоҳида аҳамиятга эга. Бу жараёнларни ҳозиргача бир қатор мутахассислар фақат эпейрогеник (вертикал) ҳаракатлар билан боғлиқ, деб ҳисоблайдилар. Уларнинг фикрича, ҳудудларнинг чўкиши, пасайиши трансгрессияга, кўтарилиши эса — регрессияга олиб келган.

Вақт ўтиши билан қайтарилиб турадиган трансгрессия ва регрессия жараёнлари денгиз ва қуруқликда содир бўлаётган чўкинди тўпланишига ҳам жуда катта таъсир кўрсатган. Регрессив даврда нураш жараёнлари кучайган, терриген маҳсулотнинг жуда катта қисми ёнбағирларга интилган ва у ерда тўпланган. Трансгрессия даврида эса, бу жуда катта ҳажмдаги маҳсулот, шельфда сақланиб қолган. Трансгрессиялар карбонат маҳсулотларнинг денгиз ҳавзасида сақланишида асосий омил бўлса, регрессия туз, эвалоритларнинг тўпланишига асосий сабаб бўлади. Ниҳоят, денгиз ва океан майдонларининг ўзгариб бориши иқлимга ва биосферанинг ривожига ҳам ўз таъсирини кўрсатган.

Океан сатҳининг ўзгариши чўкиндиликлар тўпланиши билан боғлиқ бўлиши мумкин. Ҳавзаларга терриген маҳсулотнинг келиб тушиши, уюмлар ҳосил қилиши унинг сатҳини ўзгартиради, аммо йирик ҳавзалар ҳажмига нисбатан чўкиндиликлар ҳажми жуда кам. Фақат саёз, тор ҳавзаларда, юқорида кўрсатилган воқеа сатҳни ўзгартириши мумкин. Булардан ташқари, денгиз сатҳининг ўзгаришига геотектоник жараёнлар ҳам таъсир қилади.

Э.Зюсс, биринчилар қаторида, трансгрессия ва регрессия сабабларини кўрсатган. Унинг фикрича, денгиз ҳавзаларининг сатҳини ўзгариб бориши ҳар хил сабабларга боғлиқ бўлган (музликларнинг кўпайиши ёки камайиши; тектоник ҳаракатлар). Аммо булардан ташқари, Дунё океани сатҳининг ўзгаришини у тектоник ҳаракатлар билан боғлаган ва уни эвстатик тебранишлар номи билан атаган.

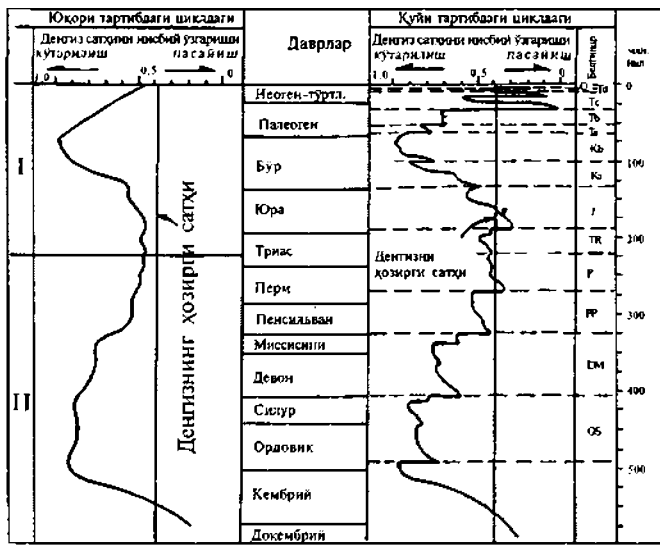
Дарҳақиқат, музланиш даврида денгизлар сатҳи кўтарилган (ордовик, юқори карбон, пермь, юқори кайнозой). Сатҳнинг бошқа даврлардаги ўзгариши океанларнинг тектоник вазиятига, уларда содир бўлаётган геологик ҳодисаларга, вулканик жараёнларга боғлиқлигини кўрсатиб ўтган эдик.

Маълумки, ҳар бир океанда марказий тизмалар ва улар билан бевосита боғлиқ бўлган спрединг (кенгайиш) ҳудудлари мавжуд. Бу тизмаларнинг келиб чиқиши океан литосферасининг вужудга келиши билан боғлиқ. Хусусан, океан Ер қобиғининг термик ҳолати ушбу тизмалар ҳажмини, баландлигини, кенглигини, доимийлигини таъминлайди. Агар спрединг жараёнлари тез ва шиддат билан содир бўлса, тизмаларнинг ҳажми ошади ва океаннинг ҳажми, табиийки, камаяди. Сокин кечган спрединг, аксинча, тизмалар кенглигини қисқартиради ва океан ҳавзасини кенгайтиради. Пировардида спрединг жараёнлари суръати океан ҳавзаларининг кўтарилиши (океан спрединги) ёки пасайишига (тез спрединг) олиб келади.

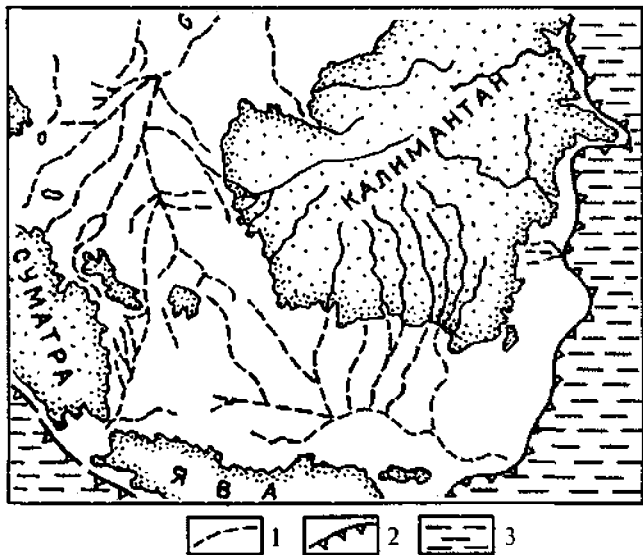
В.С.Питмен ушбу қарашларни бўр ва миоцен давридаги ҳавзалар мисолида миқдор жиҳатдан асослашга уринган. Унинг ҳисобларига кўра, Дунё океани сатҳи бўр даврдан миоценгача 350 м дан, 60 м гача тушиб кетган. Фанерозой бўйича олинган маълумотлар таҳлили шуни кўрсатдики, венд давридан (620 млн й. аввал) сатҳнинг ўзгариши икки цикл ҳосил қилади: биринчи — венддан триасгача, иккинчиси — мезозой ва кайнозойни ўз ичига олади (25.1- расм). Дунё океани сатҳининг тебраниши икки асосий омилга — ҳавзанинг ҳажми ва уни тўлдирган сувнинг миқдорига боғлиқ.

Океанда содир бўлаётган ёки бўлиб ўтган субдукция, вулканизм каби жараёнлар натижасида қўшимча сув ҳосил бўлган, аммо унинг миқдори ҳавза ҳажмини ўзгартира олмаган ва сатҳнинг тебранишига таъсир қилмаган.

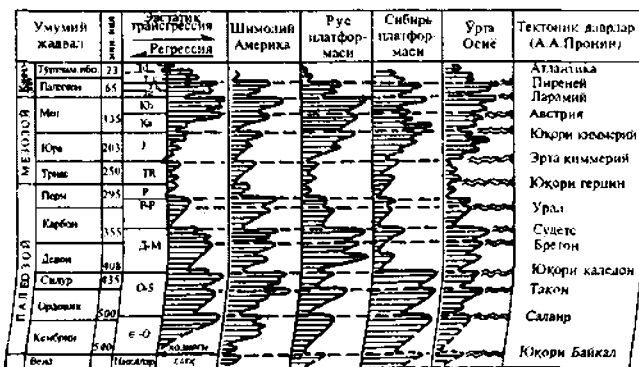
Шундай экан, сатҳнинг тебраниши, асосан, тектоник сабаблар билан боғлиқ эканлиги аниқ бўлаяпти. Бундан ташқари, музликлар ҳам сатҳнинг тебранишига ўз таъсирини кўрсатган, айниқса музланиш даврларида. Бу жараён венд, ордовик, юқори карбон-пермь, неоген ва тўртламчи даврлар учун маълум. Бу вақтда Дунё океанининг сатҳи анча пасайиб кетган. Масалан, тўртламчи даврда Дунё океани сатҳи 130 м га пасайган. Айни пайтда Антарктида ва Гренландия музликлари эриб кетса, Дунё океанининг сатҳи 70 м гача кўтарилиши мумкин. Тўртламчи даврдаги денгиз регрессияси шельфнинг кўтарилишига, бир қатор янги дарё водийларининг ҳосил бўлишига сабаб бўлади (25.2- расм).



25.1- расм. Дунё океани сатҳининг эвстатик тебранишлари даврийлиги.



25.2- расм. Ява шельфида ҳосил бўлган янги дарё водийлари (О.К.Леонтьев). 1 — дарё водийлари изи; 2 — шельф чегараси; 3 — океан ва денгиз ётқизиклари.

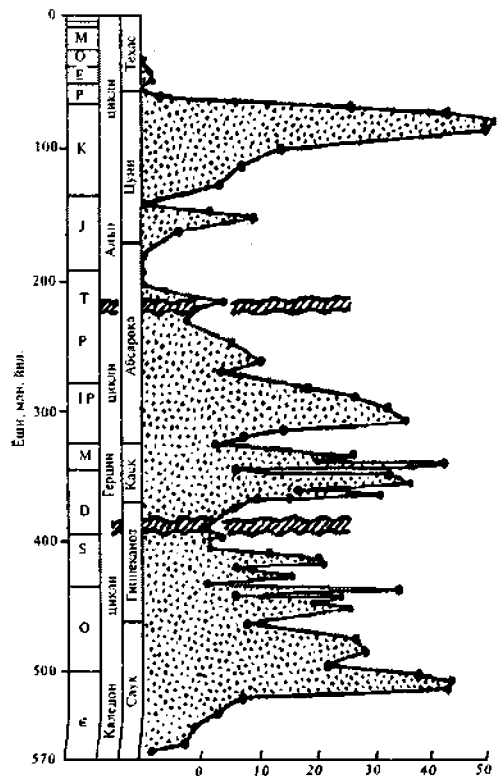


25.3- расм. Фанерозойдаги эвстатик трансгрессия ва регрессияларни қиёслаш (А.Б.Ронов, Н.М.Страхов, А.Термье, Ж.Термье, В.Е.Хани, И.Шухерт бўйича).

Трансгрессия ва регрессияларни аниқлаш палеогеографик хариталарни таҳлил қилиш, сейсмостратиграфик кесмаларни кузатиш йўли билан ҳам амалга оширилади. Денгизлар ва шу турдаги ҳавзаларни ўрганиш натижасида палеогеографик графиклар (чизиклар) тузилади ва эвстатик жараёнлар аниқланади. Ҳар хил қитъаларда тузилган бундай графикларни таққослаш, уларни бир вақтда содир бўлганини кўрсатади (25.3-расм).

Океан юзасининг тебранишини аниқлашда сейсмик жисмларни таҳлил қилиш анча унумли натижалар беради. П.Д.Вейл, Р.М.Митчум қитъалардаги барча маълумотларни (кесмалар, номосликлар, танаффуслар) умумлаштириб, Дунё океанини эвстатик тебранишлар билан қиёслаган (18.1, 18.3-расм). Натижада, бир қатор тебранишлар билан боғлиқ бўлган циклар ажратилган. Уларнинг давомийлиги 200—300, 70—80, 1—10 млн йилга тенг. Биринчи, юқори тартибдаги циклга венд-қуйи триас ва ўрта триас-тўртламчи даврлар киради. Умуман олганда, Дунё океанининг сатҳи 600 м атрофида ўзгариб турган.

Трансгрессия ва регрессиялар хилма-хил геологик жараёнларга, айниқса, чўкинди тўпланишига, ўз таъсирини кўрсатган. Дунё океанининг сатҳи паст бўлган даврларда нураш жараёнлари ривожланган. Чўқур чўкмаларда



25.4- расм. Фанерозойда Шимолий Америка кальоний майдонининг ўзгариши (Д.Уайз).

турбидитлар миқдори ошиб борган. Трансгрессия вақтида шельфнинг майдони кенгайган, терриген маҳсулотлар ҳажми камайган.

Э.Зюсс биринчилардан бўлиб, трансгрессия ва регрессияларни ўрганиш учун денгиз қирғоқларида абразион супаларни хариталаш усулини таклиф қилган эди. Кейинчалик бу усулни Х.Термье, В.Е.Ханн, Н.М.Страхов ва А.Б.Роновлар такомиллаштирганлар (25.4-расм). Трансгрессия ва регрессия жараёнларини саёз ҳавзаларда ўрганиш ижобий натижалар беради.

Ўрта Осиё ҳудудидаги ҳавзаларнинг эвстатик тебранишларини ўрганиш уч хил цикллар мавжудлигини кўрсатди ва у П.Вейл ажратган қонуниятларга мос келди. Биринчи қаторда, катта трансгрессия цикллари натижасида денгиз майдони кенгайган, қитъа ичига анча узоқ масофага кириб борган. Иккинчи ва учинчи турдаги цикллар қисқа вақтни эгаллаган бўлса ҳам умумглобал трансгрессия даврлари мос тушган.

Умуман олганда, трансгрессия ва регрессиялар, Дунё океани сатҳининг ўзгариб бориши ва тебраниши иқлимга ҳам ўз таъсирини кўрсатган. Трансгрессия даврларида иқлим анча илган, регрессия даврларида эса совуқлашган. Бу жараёнларнинг ҳайвонот дунёси, унинг ранг-баранглигига таъсири бўлган (регрессия даврларида биологик таназзуллар бўлган, трансгрессия даврида биологик турлар кўпайган). Булардан ташқари, регрессия даврларида океанлар ва денгизларда планктон ва бентос мавжудотлар тез йўқолиб кетган, биотанинг таркиби соддалашган. Бунинг океанларнинг олиготаксон ҳолати дейилади. Трансгрессияда биотик уюшмалар сон ва сифат жиҳатдан кўпаяди, тур ҳосил бўлиш тезлашади (политаксон ҳолат).

Олиготаксон вазият ҳар 32 млн йилда қайтарилади. Айниқса, пермь ва триас чегарасида (250 млн й. аввал) бу яққол кўринади.

XXVI БОБ. АТМОСФЕРАНИНГ ГАЗ ТАРКИБИ ВА ОЗОН ЭКРАНИ

Атмосфера ва гидросферанинг таркиби ниҳоятда мураккаб бўлиб, Ернинг ривожланишида муҳим аҳамиятга эга. Асосий газлар углерод ва кислороддан иборат. Уларнинг ҳар хил геологик ва биоген жараёнларда иштироки пировардида хемоген ва биоген ётқизикларининг ҳосил бўлишига сабаб бўлади. Ҳар хил геологик даврларда уларнинг тўпланиши турлича бўлиб, мураккаб геохимик ва биологик шароитлардан далолат беради.

Ҳозирги тадқиқотларга қараганда CO_2 (углерод) бирламчи газ ҳисобланиб, мантиядан вулканик жараёнлар натижасида ер юзасига чиқиб келиши аниқланган. Кейинчалик содир бўлган хемоген, биоген, геохимик жараёнлар натижасида чўкиндилар таркибида сақланиб қолган. Кислород ўсимликларнинг фотосинтези натижасида пайдо бўлган. Аммо фотосинтез кислородни ягона манбаи эмас. Масалан, 70 — 80 км баландликда ультрафиолет нурланиш натижасида сув буғи диссоциацияга учрайди ва азот, кислород, водород ҳосил бўлади. Водород атмосферанинг юқори қатламлари ва космосга ўтади, кислород эса атмосферага қайтади. Ҳозирги пайтда фақат 4% кислород шу йўсинда ҳосил бўлади, аммо докембрийда кислород фақат шу йўл билан ҳосил бўлган ва металлларнинг оксидланишига сарфланган.

Углероднинг асосий қисми Дунё океани сувида тарқалган. Бу ҳудудларда CO_2 нинг миқдори атмосферага нисбатан 50 марта кўп. Шу нуқтаи назардан Дунё океани CO_2 нинг асосий манбаи десак, тўғри бўлади. Океан ва атмосферадаги CO_2 нинг тақсимланишидаги мувозанатнинг бузилиши, биринчи навбатда, иқлимга ўз таъсирини кўрсатади (айниқса, музликлар даврида). Ҳарорат ошиб бориши билан океан сувлари атмосферага CO_2 нинг бир қисмини беради. Муз ҳосил бўлганда океан ҳавзасида газнинг миқдори ошиб боради. У атмосферага қайтиб, ҳароратни ошириб юборди.

Ҳозирги қарашларга биноан, атмосфера эволюциясини икки босқичга ажратиш мумкин. Биринчиси — Ернинг ибтидоий даври, бирламчи атмосфера билан боғлиқ. Юқорида кўрсатганимиздек, газ ва чанг туманлигидан пайдо бўлиб, космик фазода тарқалиб кетган. Иккинчи босқич — Ернинг дифференциацияси, мантия таркибининг ўзгариши билан боғлиқ.

Мутахассисларнинг фикрича, илк атмосфера таркиби CO_2 ва сув буғларидан ташкил топган. CO_2 нинг миқдори ҳозирги вақтга қараганда 100 марта кўп бўлган. Ўз навбатида, атмосферада CO_2 нинг кўплиги карбонат тоғ жинслар ҳосил бўлиш суръатини оширган. Маълумки, Ернинг дастлабки ривожланиш босқичларида жуда катта ҳажмдаги темирнинг йиғилиши қадимги тоғ жинсларининг нураш жараёнлари билан боғлиқ. Кам кислородли ёки кислородсиз атмосфера темирни жинслардан ажратиши учун жуда катта ва фаол омил ҳисобланган. Атмосфера таркибида HF , H_2S , CO_2 асосий аҳамиятга эга бўлган.

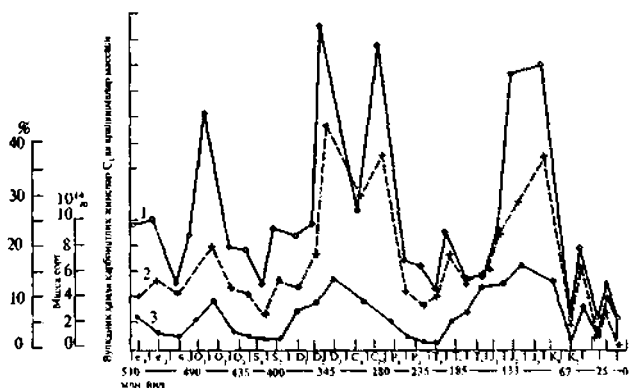
Қадимги яшилтошлар, кременлар таркибидаги газларни ўрганиш ҳам ўша давр атмосферасини CO_2 га бой эканлигини исботлайди (26.1-жадвал). Жадвалдаги маълумотлардан кўриниб турибдики, жинслар ёшариши билан кислороднинг миқдори ошиб бораёпти, CO_2 ва бошқа газлар камайиб

Кварцли жинслардаги газлар таркиби (Ю.П.Казанский)

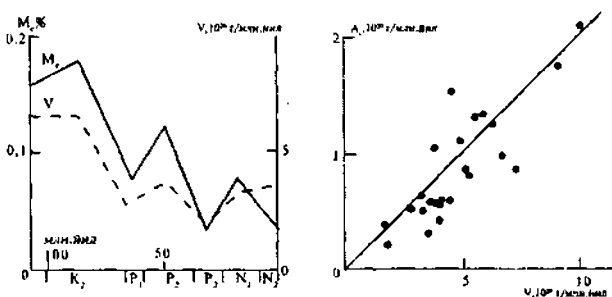
Жойи	Ёши	Атроф-муҳит таркиби	Концентрацияси, %			
			H ₂ S, HF, NH ₃	CO ₂	O ₂	N ₂ ва нодир газлар
Дунё океани	Ҳозирги замон	Денгиз суви	—	3,2	34,1	62,7
Камчатка	Юқори бўр	Яшма	—	4,9	20,2	75,0
Жан.Урал	Ўрта девон	Яшма-кварцит (гейзерит)	—	7,6	18,0	74,4
Шим.Мугоджар	Силур	Фтанит	—	31,8	13,6	54,6
Игарка	Юқори протерозой	Гейзерлар	—	37,1	12,6	50,3
Куйи Тунгуска	Юқори протерозой	Гейзерит	—	31,8	11,9	56,3
Карелия	Ўрта протерозой	Фтанит	31,3	44,2	5,5	19,0
Алдан	Куйи архей	Кварцит	35,1	61,2	—	3,8

борапти. Докембрий атмосферасининг асосий қисми CO₂ га тўйинган ва кислород ниҳоятда кам бўлган. Палеозойдан бошлаб, аксинча, кислороднинг миқдори ошиб борди, CO₂ эса камаяди.

А.Б.Ронов, М.И.Будико, А.Л.Яншин, Х.Таптан ва Х.Руттен тадқиқотлари асосида 26.1-расмдаги маълумотлар келтирилган. Ушбу чизмалардан бир қатор хулосалар чиқариш мумкин. Биринчидан, дарҳақиқат, углеводнинг атмосферадаги миқдори ва карбонат ётқизиқларининг ҳажми ўртасида алоқалар мавжудлиги аниқланди. Иккинчидан, вулканик жараёнларнинг жадалиги, суръати билан карбонатлар тўпланиши ўртасида аниқ алоқалар мавжуд. Вулкан жараёнларисиз атмосферадаги CO₂ нинг миқдори жуда тез тамом бўлган бўларди (26.1-расм).



26.1- расм. Чўкиндилар таркибидаги вулканик жинслар (1), CO₂ ҳажми (2), карбонатларнинг ўзгариши (М.И.Будико, А.Б.Ронов, А.Л.Яншин).



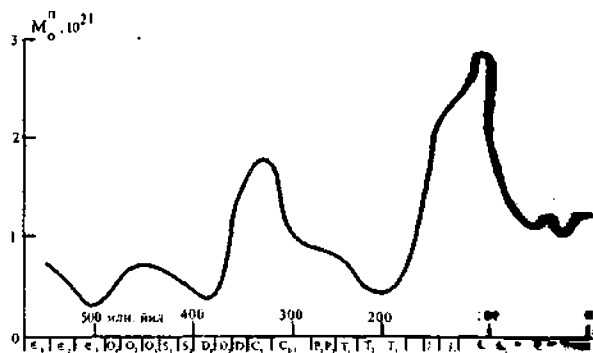
26.2- расм. CO₂(Mc) вулканик жинслар ҳосил бўлиш суръатининг (V) ўзгариши.

А.Б.Роновнинг фикрича, углевод ва кислороднинг миқдори протерозойдан бошлаб то тўртламчи давргача ошиб борган. Худди шу йўналишда атмосферанинг оксидланиш имкониятлари ҳам ошиб боради ва олтингутуртнинг сульфат-ионга (SO₄) айланиши кузатилади (26.2- расм). Денгиз ҳавзаларида сульфатларнинг кўпайиши, ўз навбатида, эвапорит ётқизиқларининг пайдо бўлишига олиб келади. 26.3-расмдаги маълумотларга кўра, палеозой даврида кислород ҳажми тўлқинсимон равишда ўзгариб турган: қуйи девон, кембрий, триасда кам бўлган бўлса, юра, бўр босқичида кўпайган. Атмосфера таркибидаги кислород бутунлай ўсимликлар фотосинтези натижасида ҳосил бўлган. Ернинг энг қадим босқичларидан бошлаб (3 — 3,5 млрд. й.) унда кислород ишлаб чиқарувчи организмлар мавжуд бўлган (яшил-кўк сувўтлари, строматолитлар). Бу ҳақда ердаги энг қадимги (3,5 млрд й.) жинслар орасида топилган ангидритлар, баритлар, сканолитлар ҳам далолат беради. Албатта, буғнинг диссоциацияси натижасида ҳосил бўлган кислород ҳам атмосферага қўшилган. Агар архей давридаги тирик мавжудот ниҳоятда содда прокариотлардан иборат бўлса, протерозойда 5 хил микрофоссилитлар, строматолитлар рўёбга чиқади. Улар орасида фотосинтезни амалга оширадиган турлари ҳам бўлиши мумкин. Бу организмларнинг фаолияти натижасида

кислороднинг ҳажми протерозойнинг охирига келиб анча кўпайган.

Атмосфера Ернинг узоқ тарихида органик дунёсининг ўзгаришига, чўкинди тўпланиш жараёнларига жуда катта таъсир кўрсатган. Бу соҳада, албатта, озон (O_2) қатламини кўрсатиш зарур. Бу қатлам Ерни ультрафиолет нурларидан сақлаб туради. Озон қатлами (ёки экран)нинг ҳосил бўлиши кислороднинг тўпланиш суръати билан боғлиқ.

Баъзи бир тахминларга кўра, бу экран юқори протерозойдан бошлаб шаклланган. Ҳозирги атмосфера Куёш нурининг 48% Ер юзасига ўтказди ва 93% узун тўлқинли нурларни тўхтатиб қолади. Атмосферанинг бир қатор хусусиятлари унда тарқалган буг, чанг ва углевод миқдори билан белгиланади. Атмосферадаги CO_2 сув буғлари миқдорининг кўпайиши ҳароратни оширади, „парник эффектнинг“ кучайтиради. Масалан, вулқон жараёнлари натижасида атмосферага жуда катта ҳажмда вулқон чанглари кўтарилса, ҳарорат пасайиб кетади.



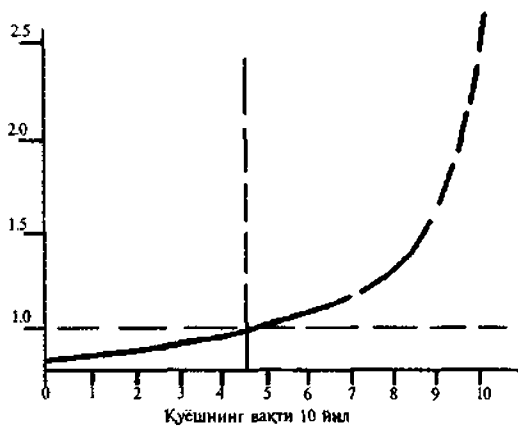
26.3- расм. Фанерозойда кислород ҳажмининг ўзгариши (М.И.Будико, А.Б.Ронов, А.Л.Яншин).

XXVII БОБ. ПАЛЕОИҚЛИМ ЭВОЛЮЦИЯСИ

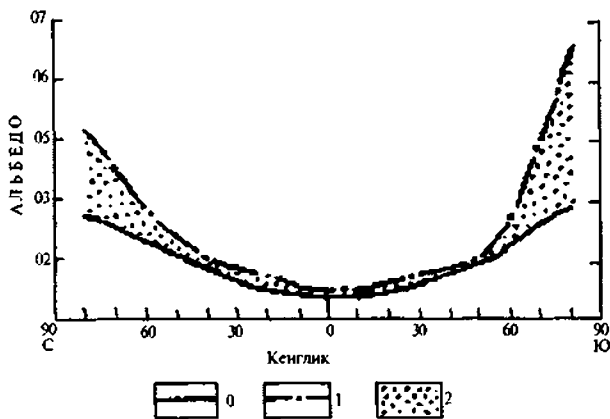
27.1. Палеоиклимшуносликнинг асосий тушунчалари

Иқлим — Ер ландшафтининг асосий кўрсаткичларидан бири. У чўкиндилар тўпланишига, органик дунёнинг ривожланишига, ранг-баранглигига ва мураккаблигига бевосита таъсир кўрсатади. Бу соҳада ландшафт кетма-кетлиги, жойлашиши (зоналиги) ҳақидаги таълимот геология, география ва тупроқшунослик фанларининг энг катта ютуқларидан бири ҳисобланади. Мазкур зоналикнинг асосий сабаби — иссиқлик энергиясининг Ер юзасида нотекис тақсимланишидир. Масалан, экваторда — энг кўп, қутбларда — энг кам. Ерга келаётган Куёш энергиясининг оқими доимо бир хил бўлмаган. 4,6 млрд йил давомида бу энергия 37% га кўпайган ва ҳозир $6,38 \text{ Вт/м}^2$ га тенг (27.1- расм).

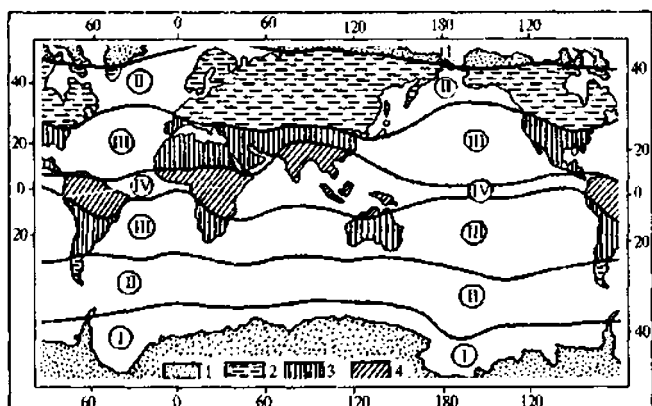
Ўтмиш геологик даврларида, ҳозирги замон каби Куёш энергиясининг тақсимланиши Ер атрофидаги туманлик, альбедро ва чанглик билан боғланган. Куёш нурининг Ер юзасидан қайтарилиш қобилияти альбедро дейилади. Ер юзасига тушаётган Куёш нурларининг бир қисми иссиқликка айланади. Қолган катта қисми Ер юзасидан қайтарилиб, фазога кетади. Масалан, Куёш энергиясининг 80% и қор ва муз қопламлари юзасидан қайтарилади. Энг кичик қайтариш қобилиятига сув ҳавзалари эга (8 — 10%). Қуруқликда ҳам бу қобилият унча катта эмас. Шунинг учун Куёш нурларини Ер юзасидан фазога қайтаришда (глобал альбедро) қуруқлик ва океан ҳавзаларининг, чўл, саҳро ва ўрмон зоналарининг бир-бирига нисбати муҳим аҳамиятга эга. Айниқса ҳозирги ва ўтмишдаги музликлар бунга жуда катта таъсир кўрсатган. Масалан, бўр ва ҳозирги тўртламчи давр учун олинган альбедро қиймати, бири иккинчисидан



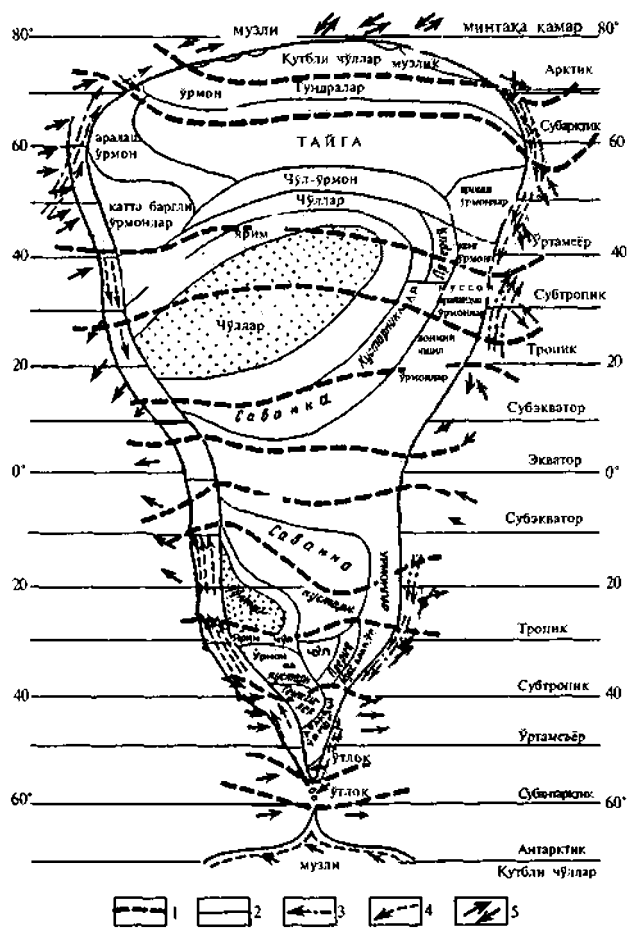
27.1- расм. Куёш энергиясининг вақт билан алоқадорлиги (Л.Адлер).



27.2- расм. Тўртламчи ва бўр даври учун альбедро қийматларини қиёслаш (J.A.Vogton, S.L.Tompson): 1 — бўр альбедоси; 2 — ҳозирги альбедро; 3 — фарқ.



27.3- расм. Ернинг иқлимий зоналлиги. Қитъалардаги иқлимий зоналар: 1 — кутб; 2 — ўрта; 3 — тропик ва субтропик; 4 — экваториал ва субэкваториал.



27.4- расм. Қитъада ландшафт мунтақаларининг тарқалиши (А.М.Рябчиков).

атмосферада ҳар хил ҳаво оқимларининг пайдо бўлишига, иссиқлик энергиясининг қайта тақсимланишига сабаб бўлади.

Иқлимнинг зоналлиги, ўз навбатида, қитъаларда табиий-географик ландшафтнинг тақсимланишига олиб келади (27.4, 27.5- расм). Сахро ва яримсахро ландшафтлари тропик зонада жойлашган. Ўрмон зоналари ва гилейлар — экваторда, тайга ўрмонлари эса ўрта зонада тарқалган. Океан ҳудудларида намликнинг тарқалиши қитъалардаги гумид ва арид мунтақалар океанларда ўз ўрнига эга.

А.П.Лисицин фикрича, океан тубидаги ётқизиқларнинг тақсимланишига ҳам иқлимнинг таъсири

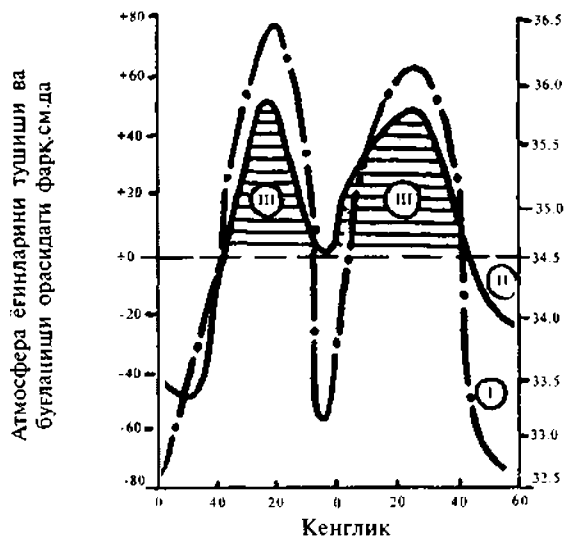
фарқ қилади (27.2-расм). Бўр даврида ниҳоятда кучли трансгрессия натижасида альбедео киймати, табиийки, унча катта бўлмаган. Ҳозирги вақтда, музликлар ривожланганини инобатга олиб, альбедео юқорилигини кўрамиз. Шунинг учун иссиқлик ҳар хил кенгликларда турлича тақсимланган Кутб ва экватор ўртасида жуда катта фарқ мавжуд.

Ушбу умумий хусусиятлар Ердаги иссиқликнинг тақсимланишида асосий омил сифатида қаралади. Ҳавзаларнинг кенгайиши иссиқлик йиғилишига, тўпланишига, куруқлик майдони ошса, чўл ва сахролар кўпайса — иссиқликнинг камайишига сабаб бўлади. Фақат шунинг ўзи Ернинг термик ҳолатини белгилашда эвстатик трансгрессия ва регрессияларнинг аҳамиятини кўрсатиб беради. Денгиз ҳавзалари Ер куррасида иссиқлик тўпловчи ҳудудлар ҳисобланади ва Ерда умумий ҳароратнинг кўтарилишини таъминлайди. Аксинча, регрессия даврларида, қитъалар, куруқликлар пайдо бўлган вазиятда, улар маълум даражада „совитгич“ ролини ўйнайди.

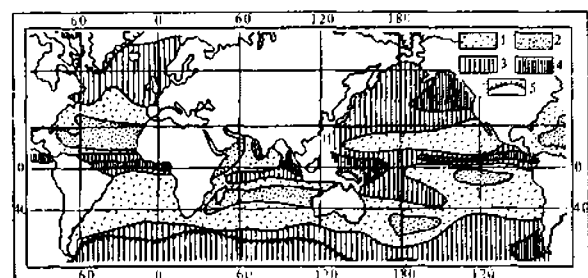
Ернинг термик ҳолатини белгилашда яна бир омил аҳамиятга эга — бу атмосферанинг таркиби ва сув буғларидир.

Маълумки, CO_2 нинг бир ажойиб хусусияти бор. У ўздан Қуёшдан келаётган қисқа тўлқинли нурларни ўтказди, аммо Ердан қайтарилган узун тўлқинли нурларни тўхтатиб қолади. Бу ҳодиса „иссиқхона“ эффекти дейлади. Шу сабабдан, CO_2 нинг миқдори альбедео киймати билан бирга Ернинг термик ҳолатини белгилаб туради. Шундай қилиб, трансгрессия ва регрессиялар, вулканизм жараёнлари, қитъаларнинг жойлашиши — геодинамик жараёнлар, плиталарни „сузиши“ билан белгиланади. Демак, мантиянинг парчаланиши, марказий океан тизимларининг пайдо бўлиши ва кенгайиши, қитъаларнинг кутбларга интилиши иқлимга таъсир қилади.

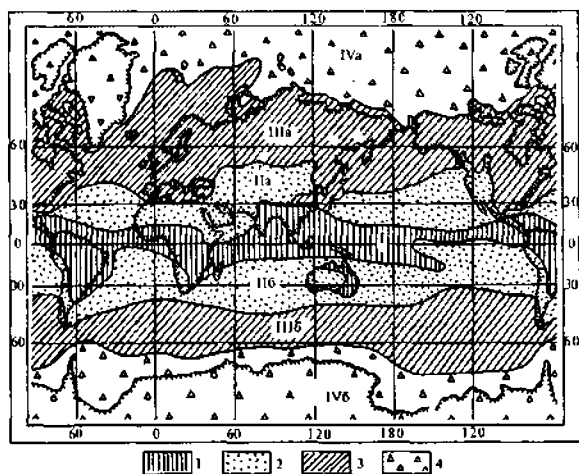
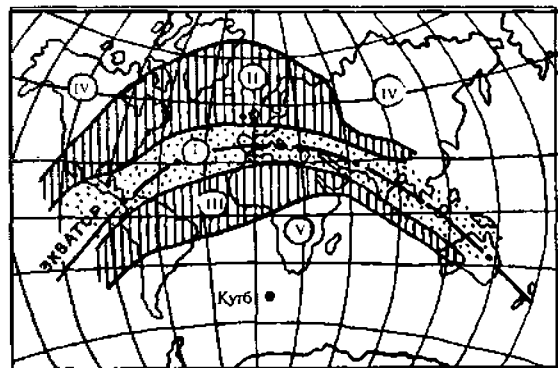
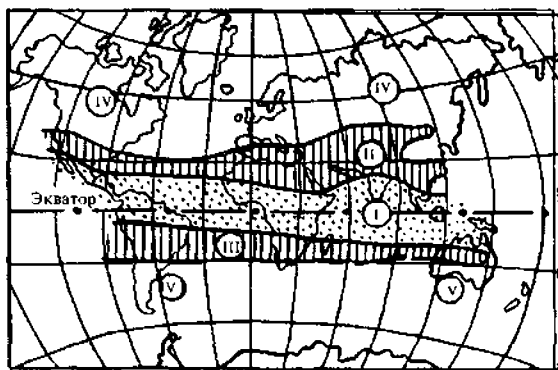
Ҳароратнинг Ер юзасида тақсимланишига қараб бир қатор зоналар кетма-кетлигини ажратишимиз мумкин (27.3- расм). Қуйидаги иқлимий зоналар мавжуд: шимолий, жанубий кутб, шимолий ва жанубий ўрта ва экватор. Уларнинг ҳар бирида ўзига хос термик вазият мавжуд. Ҳарорат кутбдан экваторга қараб ўсиб боради. Ерда келаётган иссиқликнинг нотекис тақсимланиши экватор ва кутблар орасида ҳарорат фарқи билан белгиланади. Бу фарқ



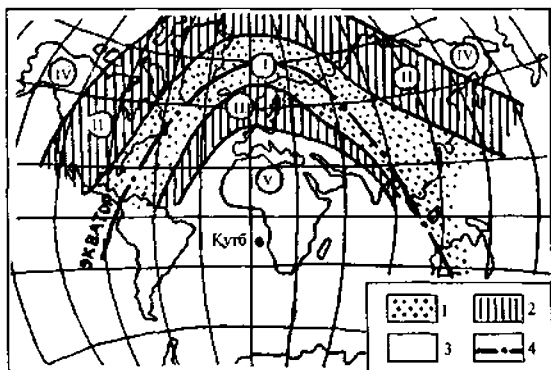
27.5- расм. Дунё океанининг ҳар ҳил кенгликлариди тушган ва бузланган намликнинг нисбати (S.Defant). I — тушган ва парчаланган намликнинг фарқи; II — тузланиши, %; III — шимолий ва жанубий тропик ўлкалар.



27.6- расм. Атмосфера намлигининг баланси (А.П.Лисицин). Гумид ўлкалар: 1 — 0 дан то 1000 мм гача; 2 — 1000 мм; арид ўлкалар; 3 — 0 дан то 1000 мм гача; 4 — 1000 дан кўпроқ; 5 — музликлар чегараси.



27.7- расм. Куруқлик, денгиз ва океанларда чўқинди тўпланиши схемаси (А.П.Лисицин). Литогенез ҳудудлари: 1 — гумид экваториал; 2 — шимолий ва жанубий арид зоналар; 3 — шимолий ва жанубий гумид зоналар; 4 — музликлар.



27.8- расм. Ердаги иқлим зоналарининг фанерозойда ўзгариши (Н.М.Страхов). 1 — экваториал гумид минтақа (I); 2 — шимолий (II), жанубий (III) тропиклар; 3 — шимолий (IV) ва жанубий (V) минтақалар; 4 — палеоэкватор ўрни.

жуда катта бўлган (27.6, 27.7- расм). Ўз навбатида, бу хусусият океанларда чўкинди тўпланиш зоналарини ажратишга имкон берди ва чўкинди тўпланиш жараёни қитъаларда ва сув ҳавзаларида бир хил қонуниятлар орқали ошиб боришини кўрсатди. Демак, океандаги чўкинди тўпланиш ҳудудлари қитъаларда ҳам давом этар экан. Бир қараганда, океанда арид ўлкаларни ажратиш гаройиб кўринади, чунки океанларда намлик ҳар доим етарли бўлган, аммо океандаги арид ўлкаларда бугланиш ниҳоятда юқори, сувларнинг шўрлиги баланд, биологик ҳосилдорлик паст. Қитъалардаги гумид ўлкалар океандаги экваториал ҳудудларга мос келади. Бу ерда жуда катта ҳажмда фито-, зоопланктон ривожланади. Қитъалардаги арид ўлкалар океандаги „сахролар“ га тўғри келади (зоо-, фитопланктон деярли учрамайди).

Қадимги иқлимни тиклаш палеоиклимшунослик усуллари асосида амалга оширилади (қадимги ландшафтларнинг биологик ҳосилдорлиги, ҳайвонот ва ўсимликларнинг тарқалиши, геохимик кўрсаткичларнинг тақсимланиши ва қазилма бойликларнинг тарқалиши). Кислород, кальций, магний изотопларини таҳлил қилиш, бу жараёнлар ҳароратини аниқлаш имконини беради. Булардан ташқари, геологик ўтмишдаги иқлимий зоналарни ажратишда чўкинди формациялар ва фацияларни ўрганиш ҳам катта ёрдам беради. Ўз вақтида, юқорида келтирилган мезонларга асосланган ҳолда, Н.М.Страхов қитъалар учун нивал, гумид, арид, вулканоген-чўкинди тўплаш жараёнларини ажратган эди.

А.П.Лисицин бу литогенез турларининг океанда ҳам ривожланганлигини кўрсатиб берди. Палеоиклимшуносликда кенглик бўйича йўналтирилган зоналик мавжудлиги жуда катта кашфиётлар сирасига киради. А.Вегенер, А.Кепнинларнинг фикрича, шимол ва жанубда арид минтақалар ўртасида экваториал ҳудуд жойлашган. Аммо ер тарихида экваторнинг ўрни ўзгариб турган ва экваториал иқлимий ҳудуд ҳам турлича жойлашган (27.8- расм).

Ернинг протерозойдан кейинги босқичларида бир қатор иқлимий зоналик мавжуд бўлган. Қуйи палеозойда (27.8- расм, пастки расм) экваторнинг юзаси 75° қияликда бўлган, Шимолий қутб Тинч океани ўртасида, Жанубий қутб Африка атрофида жойлашган. Юқори палеозойда (27.8- расм, ўртадаги расм) экватор юзаси 45° га қияланган. Мезозой ва кайнозойда эса ҳозирги иқлимий зоналар шаклланган. Н.М.Страхов бундай ўзгаришларни Ер ўқининг ўрни ўзгариши ва тоғ жисмларининг қайтадан тақсимланиши билан тушунтирган. Аммо бу қарашлар сайёралар айланиши билан боғлиқ қонунларга зид эканлиги ҳозирги вақтда аён бўлди.

Иқлимнинг қайта тикланишида, ўтмишдаги иқлимий шароитларни аниқлашда чўкинди формацияларнинг таркиби, палеонтологик, геохимик хусусиятлари ҳам катта аҳамиятга эга. Масалан, каолинли нураш қобиклари, олигомит кумтошлар, қизилтош терриген ётқизиклар гумид иқлимни кўрсаткичлари сифатида қаралади. Арид иқлим шароитида доломитлар, гипслар, тузлар кенг тарқалган. Гиллар таркибида монтмориллонит, палигорскит каби минераллар кўпайиб боради. Нисбатан совуқ ҳудудларда музлик ётқизиклари (тиллитлар, тиллит-конгломератлар), сараланмаган терригенлар асосий аҳамиятга эга.

Денгиз ҳавзаларида иқлимий зоналик карбонатли ва кремнийли организмлар, хемоген ва биоген оҳақтошлар орқали аниқланади. Экваториал ва тропик иқлимий шароит кораллар (маржонлар) ёрдамида тикланади.

27.2. Қадимги иқлим тарихи



27.9- расм. Ер тарихида иқлимнинг икки тури (В.А.Красилов, В.А.Зубков). Ўртача ҳароратнинг қиймати: 1 — илиқ иқлим шароитида; 2—4 — музлик иқлим шароитида; 2 — бўр музланиш даври (18 минг йил); 3 — ҳозирги; 4 — плиоцен даври (4,1—5,9 млн й.).

Ернинг геологик тарихида кенглик билан боғлиқ бўлган иқлимий зоналик доимо сақланиб қолган. Шу билан бирга, геологик ўтмишда иқлимнинг икки тури (совуқ ва илиқ) бир-бири билан алмашиб турган (27.9- расм). Адабиётларда „илиқ“ тушунчаси „оранжерей иқлими“ маъносида ишлатилади (Красилов, Зубков).

Музлик иқлим даврида қутб ва экватор ўртасидаги ҳароратнинг фарқи 50°гача етиб боради. Қутбларда музлик қопламалари шаклланган (венд, юқори ордовик, юқори карбон, неоген охири ва тўртламчи даврлар). Бу даврлар орасида иқлим илиқлашади ва қутблар билан экватор ўртасидаги ҳарорат фарқи анча қисқаради, муз қопламлари йўқолади ва қутбларда анча илиқ иқлим шароити шаклланади.

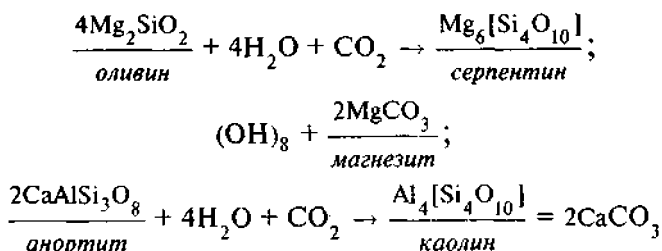
Архей-протерозой иқлими (3,5 — 2,5 млрд й.). Ер тарихида архей-протерозой даври алоҳида ўрин эгаллайди. Қадимги платформалар ва уларда модда ва организмлар ҳосил бўлиши худди шу даврга тўғри келади. Бу босқичнинг геологик ва иқлимий шароити ўзига хос бўлиб, кейинчалик қайтарилмаган.

Архей ва протерозой даврига мансуб жинсларнинг изотоп таркибини ўрганиш (асосан, О изотопларини) океан сувининг ҳарорати 70°C га тенг эканлигини кўрсатди. Архей ҳавзаларидаги бундай катта ҳароратни ўша даврдаги атмосферанинг юқори зичлиги билан боғлаш тўғри бўлса керак. Ҳисобларга қараганда, атмосферадаги босим 8—10 барга тенг бўлган ва у, ўз навбатида, сувни қайнаб кетишини олдини олган. Архей атмосфераси фақат мантиянинг газсизланиши билан боғлиқ бўлган.

CO₂ нинг юқори босими гидросферани баъзи бир кислоталар билан тўйинтирган (масалан, H₂CO₃ билан). Бу кислоталар, ўз навбатида, бир қатор маъданларни эришига олиб келган. Шунинг учун бўлса керак, архей суви билан боғлиқ ётқизиклар олтин, мис, уран, марганецга бой бўлган.

Қуйи протерозойда Гурон музланиш босқичи бўлиб ўтган ва Африка, Шимолий Америка, Ҳиндистонда уларнинг ётқизиклари сақланиб қолган (2,59—2,53 млрд йил).

О.Г.Сорохтин ва В.А.Ушаков архей-протерозойда мавжуд бўлган тахминий Моногея қитъасини тиклашган (2,4—2,6 млрд йил). Бу олимларнинг фикрича, протерозойда ҳарорат архейга нисбатан анча тушиб кетган ва 6—7°C тенг бўлган. Ҳароратнинг 60—70°C дан 6—7°C гача пасайиши атмосфера таркиби ўзгариши билан боғлиқ. Атмосфера таркибидаги CO₂ ҳисобига бир қатор карбонат минераллар ҳосил бўлган. Бундай реакциялар кечиши учун, албатта, сув бўлиши шарт, яъни силикатларни гидратацияси натижасида турли карбонатлар ҳосил булади ва атмосферада CO₂ нинг миқдори камаяди. Қуйидаги реакциялар бунга мисол бўлиши мумкин.



Юқорида келтирилган мулоҳазалар протерозой даврида ҳароратнинг пасайиши, карбонат минераллар ва жинсларнинг ташкил топиши, атмосферанинг ўзгариши билан боғлиқ бўлганлигидан далолат беради. Гурон музланиш давридан сўнг ҳосил бўлган силикатлар таркибини изотоп усуллар ёрдамида ўрганиш бу даврдаги ҳароратни 40—50°C га тенглигини аниқлаб берди (С.Эпштейн, Л.Кнот).

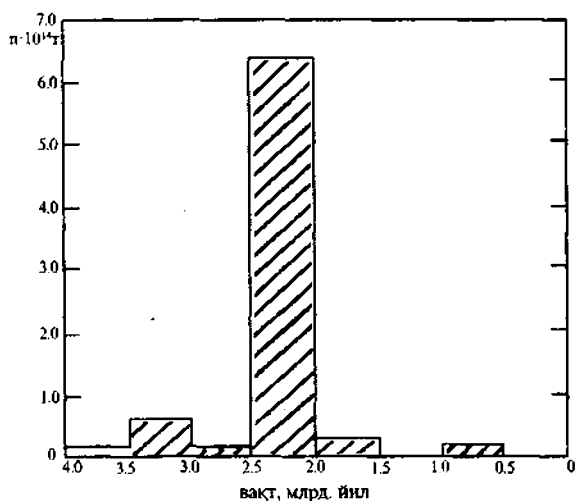
Протерозой босқичидаги яна буюк ҳодисаларидан бири — бу улкан чўкинди темир конларининг шаклланишидир. 27.10- расмда Ердаги темир конларининг захиралари тақсимланиши кўрсатилган. Бу конларнинг 80—90%и протерозой даврига тўғри келади. Темирли чўкинди жинслар джеспелит номини олган. Улар қитъалардаги деярли барча платформаларда учрайди. Джеспелитлар ва темир конлари протерозойда барча қитъаларда ҳосил бўлган бўлса, атмосфера таркибида қандай ўзгаришлар содир бўлган? Атмосфера таркибидаги кислород қаердан олинган? Бу муаммони ечиш учун протерозой ҳавзаларидаги ўта содда, аммо кенг ва тез тарқаладиган протокариотларга мурожаат қилиш даркор.

Океан ҳавзаларининг биологик маҳсулдорлиги бу соҳада анча унумли бўлган бўлса керак. Цианобактериялар анаэроб шароитда ва озод кислород мавжудлигида ривожланган ва фотосинтезни қуйидаги реакция бўйича амалга оширган:

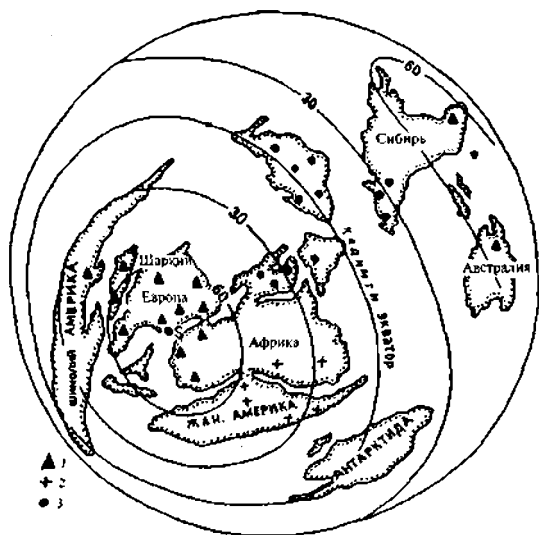


Протерозойда кенглик бўйича шаклланган иқлим зоналиги илк бор намоён бўлади. Бу даврдаги ётқизикларнинг таркибига кўра, сайёрамизни деярли барча қисмида илиқ ва нам иқлим ҳукм сурган (биогермлар, ангидритлар, гипслар, қизилтош ётқизиклар). Ўртача йиллик ҳарорат 45—55°C тенг бўлган.

Юқори рифейда вазият бутун Ер бўйича ўзгарган. Илиқ ва нам иқлим ётқизиклари билан бир қаторда музликлар (тиллитлар) пайдо бўла бошлаган. 850—820 млн й. аввал биринчи марта музлик ётқизиклари — тиллитлар ва тиллоидлар ҳосил бўлган (Австралия, Жанубий ва Шимолий Америка, Африка платформалари).



27.10- расм. Ер тарихида темир маъданларининг тақсимланиши (Х.Холленд).



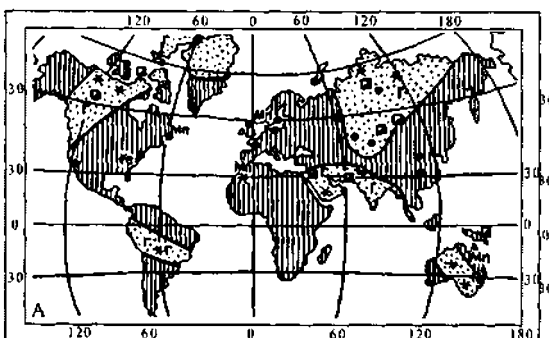
27.11-рasm. Вeнддаги иқлимий зоналлик ва қитъаларнинг ўрни (Н.А.Ясаманов). 1 — тиллитлар; 2 — аркоз қумтошлар, фауна; 3 — рифлар; N — Шимолий кутб; S — Жанубий кутб.

Рифей ва вeнд чегарасидан бошлаб, қитъаларда музланиш жараёнлари авж олади ва 620 — 650 млн й. атрофида бир неча тиллитлар формацияси ҳосил бўлади. Бу формациядан сўнг илиқ иқлим ётқизиқлари, уларга мансуб ҳайвонот дунёси ривожланади. Вeнд тизимининг бундай тузилиши икки турдаги иқлимнинг кетма-кет келганлигидан далолат беради: қуйи вeнд — музликлар даври, юқори вeнд эса илиқ иқлим босқичи. Иқлимий зоналликнинг ибтидоси вeнддан бошланган, десак хато бўлмайди. Музланиш даврининг ётқизиқлари Африка, Австралия, Хитой, Сибирь, Гренландия ва Ўрта океанда мавжуд (27.11-рasm).

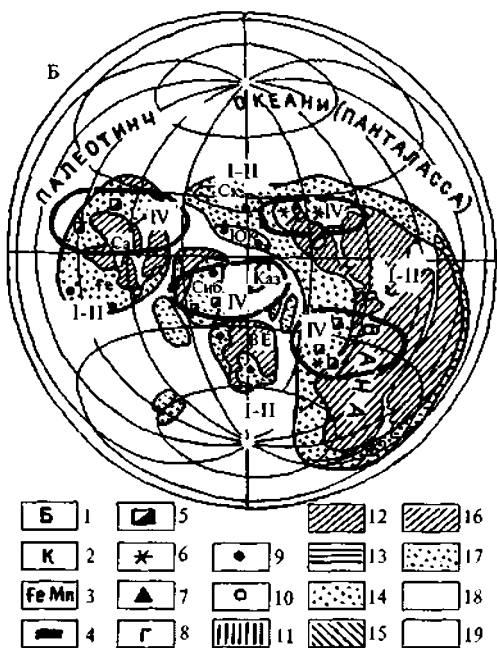
Фанерозой иқлими. Кембрийдан бошлаб иқлимни қайта тиклаш билан боғлиқ бўлган маълумотлар, тиклаш услублари кўпайиб ва такомиллашиб борапти. Қадимги иқлимларни тиклашда, юқорида кўрсатганимиздек, чўкинди жинслар, формациялар таркиби, хусусиятлари ва ундаги қазилмалар, органик қолдиқлар катта аҳамиятга эга. Қадимги иқлимларни тиклаш нега керак, деган савол ҳам ўринли туюлади. Биринчидан, ҳар бир иқлим шароитида ўзига хос қазилма бойликлар мавжуд (масалан, гумид иқлим шароитидаги нураш қобиклари билан учрайдиган каолинлар, бокситлар). Шу нуқтаи назардан, қадимги қазилма бойликларни, маъданларни башорат қилишда иқлим асосий омил сифатида қаралади. Иккинчидан, Ер тарихини қадимги иқлимларсиз тасаввур қилмай туриб, қайта тиклаш мумкин эмас.

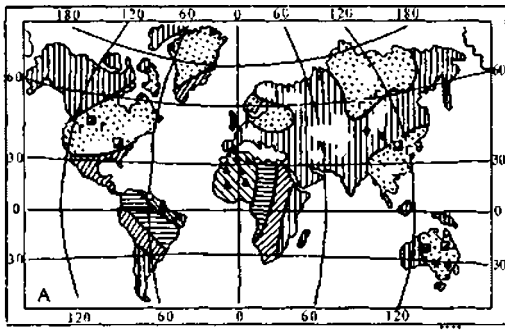
Кембрий (27.12-рasm). Кембрийда барча қитъаларда оҳақтош, эвапорит (туз, гипс), сульфат-карбонат формациялар кенг тарқалган. Айниқса, қуйи кембрийда (Е₁) жараёнлар кенг тарқалган ва кейинчалик бирор марта ҳам қайтарилмаган. Шунинг учун бу даврда иссиқ иқлим (тропик) ҳукм сурган.

Шимолий яримшарда Маккензи тузланиш ҳавзаси, жанубида Эрон, Покистон, Ҳиндистон, Шарқий Сибирь ҳавзалари мавжуд бўлган. Қизилтош, гипс формациялари Австралия, Боливия ва Жанубий Америкада маълум. Қолган ҳудудларда оҳақтошлар, археоциат-сувўгли формациялар тарқалган. Бу маълумотлар қуйи кембрийда иссиқ, тропик иқлимдан далолат боради.

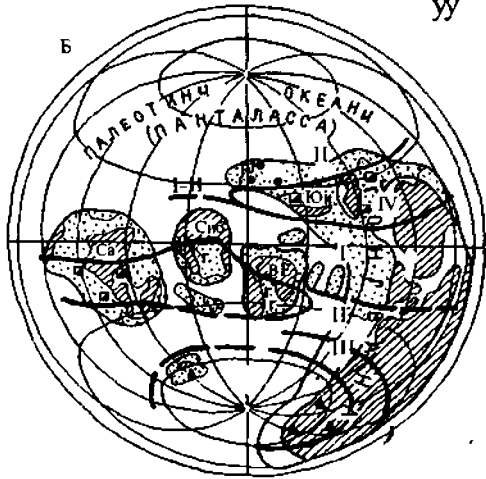


27.12-рasm. Кембрийда қитъаларда иқлим зоналиги. А — фиксизм қарашлари асосида (Н.А.Ясаманов, С.А.Ушаков, М.А.Жарков, бўйича). 1 — бокситлар; 2 — каолинитлар; 3 — темир марганец маъданлари; 4 — кўмир; 5 — ош тузи, калий тузи; 6 — гипс, ангидритлар; 7 — оҳақтошли формациялар; 8 — тиллитлар; 9 — иссиқликни кўрсатувчи (тропик) фауна; 10 — ўрта иқлим фаунаси; 11—13 — гумид иқлим ҳудудлари (11 — экваториал; 12 — тропик ва субтропик; 13 — ўрта); 14 — арид иқлим минтақалари; 15 — нивал минтақа. Б — мобилизм асосида тикланган иқлим зоналиги (Л.П.Зоненшайн бўйича): 16 — куруқлик; 17 — денгиз; 18 — океан; 19 — иқлим минтақалари; I—III — гумид (I — экваториал, II — тропик ва субтропик, III — ўрта); IV — арид иқлим; V — нивал иқлим; СА — Шимолий Америка, ВЕ — Шарқий Европа, КАЗ — Қозоғистон, ЮК — Жанубий Хитой, СК — Шимолий Хитой, ИК — Ҳинди-Хитой.

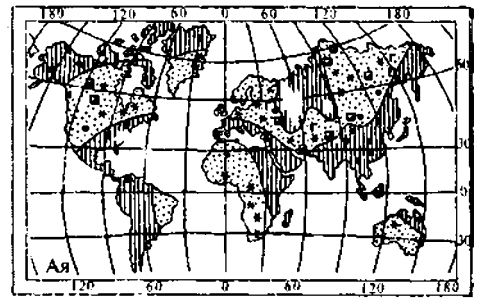




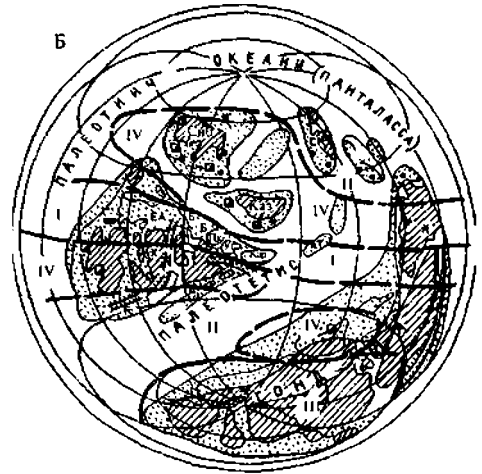
уу



27.13- расм. Юқори ордовикда ярим-шарлардаги иқлимий зоналик. А — фиксизм бўйича (Н.А.Ясаманов ва С.А.Ушаков); Б — мобилизм асосида (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин, бўйича). Шартли белгиларни 27.12- расмдан қаранг.



Б



27.14- расм. Девон давридаги иқлимий зоналик. А — фиксизм асосида (Н.А. Ясаманов, С.А.Ушаков бўйича); Б — мобилизм асосида (Л.П. Зоненшайн ва В.Е.Хаин бўйича). Шартли белгиларни 27.12- расмдан қаранг.

Юқори кембрийга келиб ($^{\circ}_{2-3}$) туз ва гипс каби галогенларнинг тўпланиши барча қитъаларда деярли ниҳоясига етади. Археоциатлар, сув ўтлари, риф қурувчи маржонлар йўқолади ёки ниҳоятда камаяди, аммо терриген ётқизиқлар бирмунча кўпаяди. Иқлим арид туридан гумид турига ўта бошлайди.

Ордовик (27.13- расм) даврида иқлим анча ўзгарувчан бўлган. Қуйи ордовикда (O_1) кембрийдан қолган иқлимий шароитлар ва зоналик сақланиб турган. Ўрта ордовикдан бошлаб иқлимни, асосан, гумид шароитда содир бўлганлиги аниқланган. Аммо асосий ўзгаришлар юқори ордовикдан бошланган.

Худди шу даврда иқлимий зоналик аниқлашиб, ҳозирги аҳволга яқинлашади. Қутблар атрофидаги кенгликлардан (айниқса, Жанубий қутбдан) совуқликни кўрсатувчи мусбат ҳарорат пайдо бўлади.

Ҳозирги вақтда ордовик иқлимнинг кўрсаткичлари асосида ушбу даврда барча иқлимий минтақалар мавжудлиги аниқланди. Масалан, эвалорит формациялар тарқалишига асосланиб, шимолий ва жанубий арид иқлим минтақаларини ажратиш мумкин. Улар орасида экваториал минтақа жойлашган ва ўзига хос оолит темир маъданлари, каолинлар билан белгиланади.

Ордовикнинг охирида жанубий қутб атрофида музлик шароити пайдо бўлиши иқлимий зоналикни ниҳоятда оидинлаштиради. Муз ётқизиқлари, тилитлар музликлардаги қумлардан иборат. Иқлимнинг ордовикнинг охирида совиб кетиши умумий регрессия билан боғлиқ. Регрессия жараёни оҳақтошлар ҳосил бўлиш майдонларини қисқартиради, денгиз органик дунёси таркибини қисқартирган ва ҳавзаларни терриген маҳсулотлар билан қоплаган.

Силур. Ордовикда шаклланган иқлимий шароит ва ҳароратнинг тақсимланиши силурда ҳам сақланиб қолган. Совуқ иқлим жанубий қутб атрофида ҳукм сурган. Австралиядаги туз ва галоген ётқизиқлар шимолий арид минтақасини белгилаган. Экваториал ва тропик минтақаларда археоциатлар, маржонлар, брахиоподлар каби органик қолдиқлар ривожланган. Тропик ҳавзаларда рифлар ҳам пайдо бўлган. Умуман олганда, силурга келиб, иқлим қуруқлашган. Масалан, ландоверидagi (S_1) гумид шароит қора гилли сланецлар, граптолитлар орқали аниқланади. Венлоқда эса (S_2) оҳақтошлар кўпаяди, ниҳоят, лудловда (S_3) умумий регрессия натижасида қизилтош формациялар, доломитлар ва гипслар ҳосил бўлади (Тяньшан, Фарбий Мўғулистон, Сибирь).

Девон (27.14-расм) даврида термик шароит сайёрамизда анча юқори бўлган. Девон кембрийдан сўнг, галогенез жараёнлари энг ривожланган боғичга киради. Илик иқлимга мос келган ва у билан бевосита боғлиқ бўлган денгиз организм қолдиқлари, П.Х.Нескель ва Б.Т.Витцке бўйича, экватор ва тропик минтақаларда ривожланган. Бу иқлимий минтақаларда шимолий яримшарнинг барча қитъалари ва Австралия жойлашган. Гондвана бу даврда жанубий қутб атрофида юқори кенгликларда жойлашган (27.14-расм). Эвапорит формациясининг тарқалиши асосида шимолий ва жанубий арид, уларнинг ўртасида экваториал минтақаларни ажратиш мумкин. Шимолий арид иқлим минтақаси таркибига Шимолий Сибирь, Чўлим-Енисей ҳавзалари кирган, жанубий минтақа — Ғарбий Канада, Жеймес-Бей, Мичиган ҳавзалари асосида тикланади.

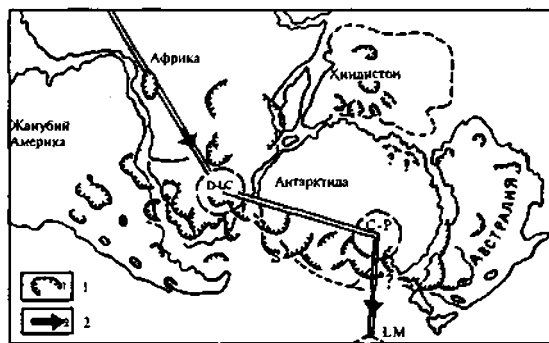
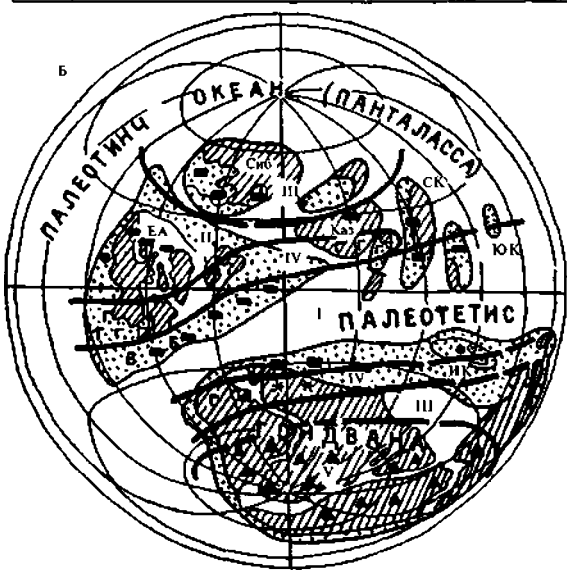
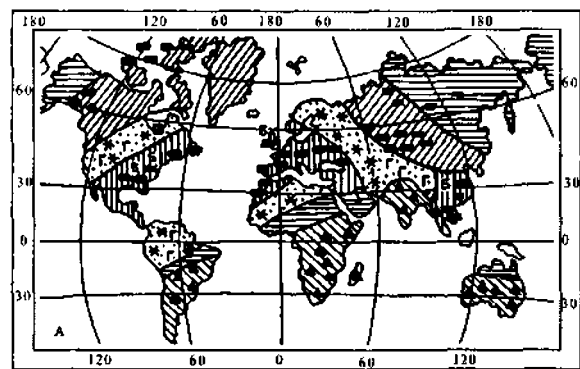
Карбон (27.15-расм) давридаги иқлим ниҳоятда ўзгарувчан бўлган. Қуйи карбон давридаги нам ва тропик иқлимий шароит юқори карбонда (C₂) совуқ музликлар иқлимга ўтган.

Қуйи карбондаги нам ва илиқ тропик иқлимнинг тарқалиши оолитли ва органоген оҳақтошлар, маржонлар ва рифлар, кўмир ётқизиқлари, бокситлар ва гумид турдаги нураш ётқизиқлари билан белгиланади. Бу даврда тарқалган ҳайвонот дунёси ва ўсимликлар иссиқсевар бўлган. Шимолий ва жанубий арид иқлим ҳудудлари сульфат (гипс, ангидрит), қизилтош терриген формацияларнинг тарқалишига қараб тикланади. Шимолий минтақа таркибига АҚШдаги Виллстон ҳавзаси, Шарқий Европа, Қозоғистон кирган. Жанубий минтақага Жанубий Америка ва Африка киради.

Гумид иқлим ўлкалари кўмир конлари ва формациялари орқали ажратилади. Улар ўртасида жойлашган тропик экваториал ҳудудлар эса каолин ва бокситлар билан белгиланади. Ўрта карбондан бошлаб, мазкур иқлимий зоналик аста майдалана бошлайди ва юқори карбонга келиб, музлик иқлими бу зоналикни буза бошлаган. Жанубий қутб атрофини юқори карбонда музликлар ишғол қилган. Шимолий қутб атрофида эса қуруқ иқлим мавжуд бўлиб, баъзи бир ҳудудларда музликлар

пайдо бўла бошлаган. Худди шу даврга келиб, яъни юқори карбондан бошлаб, Ерда аниқ иқлимий зоналик пайдо бўлган. Шимолий арид минтақада туз, гипс, қизилтош терриген формациялар ривожланган (Шимолий Американинг маркази, Европада Печора, Янги Ер ороллари, Шим.Каспий ҳавзалари). Шарқда бу минтақа таркибига Чу-Сарису, Қозоғистон кирган. Жанубий арид минтақа таркибига Жанубий Америка, Қуйи Америка, Пермь ҳавзалари кирган. Ушбу иқлим билан арид минтақа ўртасида гумид экваториал ҳудуд жойлашган. Уни бир қатор кўмир конлари бўйича аниқлаш мумкин. Бу гумид минтақа Тетис океанининг шимолида жойлашган.

Юқори палеозой иқлимни, иқлимий зоналарини аниқлашда бу даврда пайдо бўлган музликлар катта аҳамиятга эга. Музликлар билан боғлиқ бўлган ётқизиқлар жуда катта ҳудудларни эгаллайди ва катта қалинликка эга (1000 м). Ётқизиқлар тиллитлардан, флювогляциал терригенлардан иборат. Музликларнинг ҳаракати 27.16-расмда кўрсатилган.



27.15- расм. Карбон давридаги иқлимий зоналик. А — фиксизм асосида (Н.А.Ясаманов ва С.А. Ушаков бўйича); Б — мобилизм асосида (Л.П. Зоненшайн, В.Е.Хаин бўйича). Шартли белгиларни 27.12- расмдан қаранг.

27.16- расм. Гондвана қитъасининг юқори палеозойдаги музланиш марказлари (J.C.Crowell): 1 — музланиш марказлари; 2 — қутбнинг ҳаракати (палеомагнитларга кўра); D — девон, LC — миссисипи; С — пенсильваний; Р — пермь; LM — қуйи мезозой.

Карбон давридаги ўсимлик дунёси иқлимни қайта тиклашда энг асосий восита ҳисобланади. Силур ва девон чегарасида бўлиб ўтган улкан регрессия жараёнлари жуда катта текисликлар ва пасттекисликларни шакллантирди. Бу вазият ўсимликларнинг қуруқликни ишғол қилишига сабаб бўлди. Аммо девон давридаги ўсимлик дунёси ҳали унча ривожланмаган, анча содда ва яққатур эди. Фақат карбон давридан бошлаб, Ер шаридаги қитъаларда куйидаги уч географик-ботаник майдонлар ажралади:

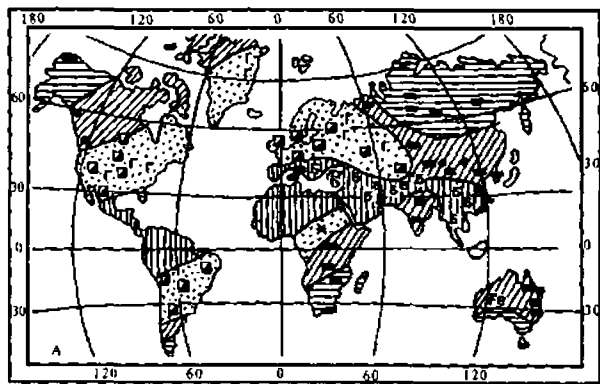
- экваторнинг шимоли ва жанубида жойлашган марказий ҳудуд (тропик иқлим шароити);
- шимолий ва жанубий ўрта иқлим ҳудудлари.

Пермь (27.17- расм) босқичи палеозой даврида энг қуруқ ва иссиқ иқлимга эга бўлган. Бу фикрни бу даврда ҳосил бўлган улкан туз ва гипс конлари, сульфат ва қизилтош формациялар мавжудлиги исботлайди. Пермь давридаги иқлим минтақалари куйидагилардан иборат: шимолий ва жанубий экваториал тропиклар, арид ва гумид иқлим ҳудудлари.

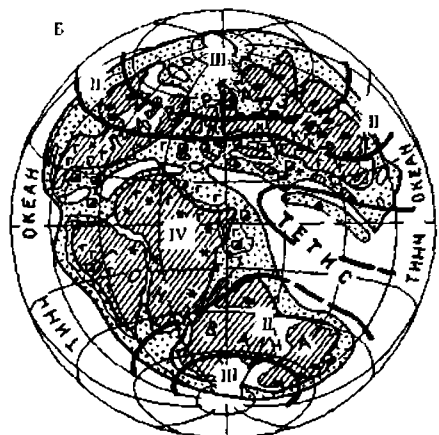
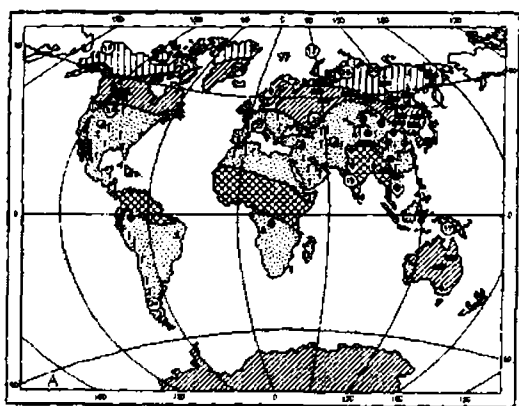
Шимолий арид минтақа ўз ичига Шимолий Америка, Мексика, Шарқий Гренландия, Шарқий Европа туз ҳосил бўладиган ҳавзаларни олади. Минтақа таркибига Қозоғистон ҳавзалари ҳам кирди. Жанубий арид минтақа Педро-Фога, Жанубий Америка (Андолди) туз ҳавзаларидан иборат. Бу икки арид минтақа ўртасидаги экваториал зоналар кўшимча тарзда кўмир, каолин уюмлари билан ажралиб туради (Европа жануби, Хитой). Ўрта ҳароратли иқлим шароитлари пермь даврида юқори кенгликларда ҳукм сура бошлади. Гондвананинг шимолий қисмида вақт-вақти билан музлик шароитлари шакллана бошлади. Ҳозирги тахминларга қараганда, музликлар 90 млн й. атрофида давом этган ва сув ҳавзаларида чўкинди тўпланишига ўз таъсирини кўрсатган. Пермь даврида жуда кўп кўмир конлари ҳосил бўлган. Умумдунё кўмир захираларининг 30%и пермь давридаги конларга тўғри келади (Печора, Сибирь кўмир ҳавзалари, Ҳиндистон, Мадагаскар, Австралия). Шимолий ва жанубий яримшардаги ўсимликлар ўзига хос хусусиятларга эга бўлган (масалан, йиллик халқалар мавжудлиги) ва адабиётларда Ангарида ва Гондвана фитогеографик ўлкалари ўсимликлари номи билан маълум.

Триас (27.18- расм) босқичи барча қитъаларда тропик иқлимнинг устунлиги, галоген формацияларнинг кенг тарқалганлиги билан ажралиб туради. Ер шарининг юқори кенгликларида нам тропик иқлим ҳукм суради, гумид кўмир билан боғлиқ формациялар ниҳоятда кенг тарқалган. Марказий ва Шимолий Сибирь, Узоқ Шарқ ўлкаларида каолин, темир, кўмир конлари кенг тарқалган. Агар бунга Канаданинг шимоли, Гренландиядаги ётқизикларни назарга олсак, шимолий гумид ҳудуди нақадар кенг эканлигини тасаввур қилиш қийин эмас. Худди шундай минтақа жанубий кутб атрофида ҳам шаклланган (Австралия, Ҳиндистон, Африка, Жанубий Америка).

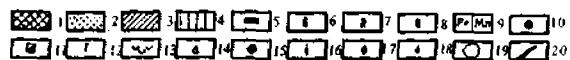
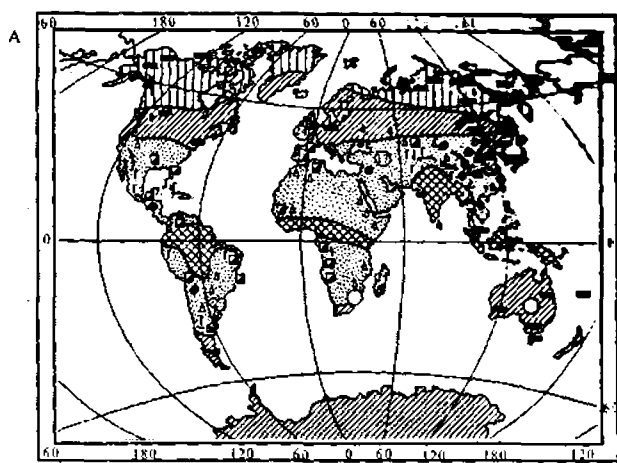
Арид иқлим ҳам триас босқичида кенг тарқалган. Аммо уни зоналиги мумтоз иқлим зоналигидан бирмунча фарқ қилади, чунки бу босқичда мавжуд бўлган Пангея II қитъаси Тетис океанини ўраб олган эди. Бу даврдаги шимолий арид минтақа Сичуан ва Корет ҳавзаларини ўз ичига олган, ғарбга қараб бу минтақада қизилтош терриген ётқизиклар кўпаяди (Ўрта Осиё, Европа, Скандивания). Жанубий арид минтақа Австралиядан бошланади ва Арабистон яриморолигача давом этади. Бу яриморолдан ғарбда жанубий ва шимолий минтақалар кенгайиб, бир-бири билан қўшилиб кетади ва Тинч океангача ягона ва яхлит арид ўлкаласини шакллантиради. Гондвананинг ички қисмида унинг парчаланishi билан боғлиқ бўлган кичик денгиз ҳавзалари учрайди. Рифт чўкмалари бўйлаб океан



27.17- расм. Пермь давридаги иқлимий зоналик. А — фиксизм асосида (Н.А.Ясаманов, С.А.Ушаков буйича); Б — мобилизм асосида (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин буйича). Шартли белгиларни 27.12- расмдан қаранг.



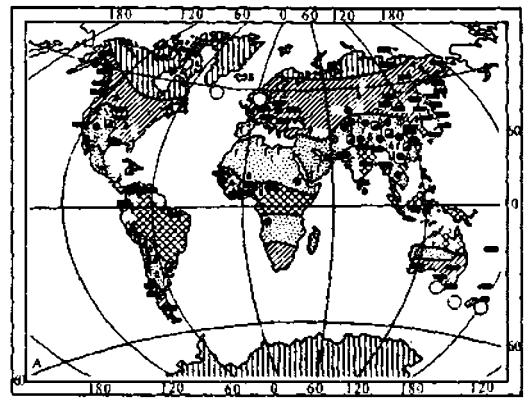
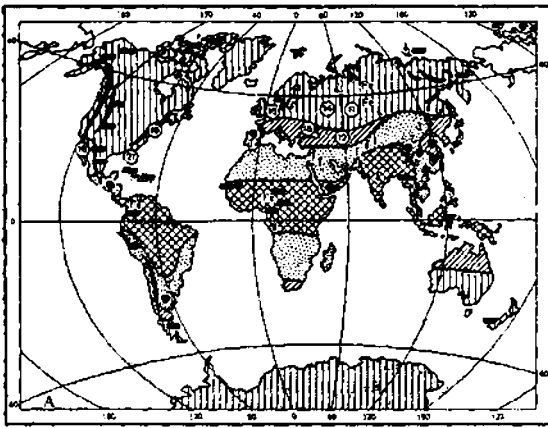
27.21- расм. Юқори юра давридаги иқлимий зоналик. А — фиксизм асосида (А.Б.Ронов ва А.Н.Балуховский бўйича). Б — мобилизм асосида (Л.П.Зоненшайн, В.Е.Хаин бўйича). Белгилар: 1 — экваториал гумид зона; 2 — арид зоналар; 3 — тропик ва субтропик гумид зона; 4 — ўрта гумид зона; 5 — кўмир ва лигнитлар; 6 — бокситлар; 7 — латеритлар; 8 — каолинит, 9 — темир ва марганец маъданлари; 10 — нураш қобиклари, қизилтош терригенлар; 11—12 — гипс ва ангидрит; 13 — саҳро қумлари; 14 — қитъадаги карбонатлар, гипслар; 15 — қизилқумтош, карбонатлар; 16 — ксерофит флора — арид иқлим кўрсаткичи; 17 — тропик ва нам иқлим флораси; 18 — флора; 19 — қислород изотоплари бўйича олинган ҳарорат; 20 — тизмалар; 21 — қуруқлик; 22 — денгиз; 23 — океан; 24 — иқлим минтақалари: I—III — гумид (I — экваториал, II — тропик ва субтропик, III — ўрта), IV — арид; ЮА — Жан.Америка, АФР — Африка, ИН — Ҳиндистон, АНТ — Антарктида, АВ — Австралия.



27.22-расм. Қуйи бўр (апт) давридаги иқлимий зоналик. А — фиксизм асосида (А.Б.Ронов ва А.Н.Балуховский). Б — мобилизм асосида (Л.П.Зоненшайн ва В.Е.Хаин). Шартли белгилар: 1 — экваториал гумид зона; 2 — арид зоналар; 3 — тропик, субтропик гумид зоналар; 4 — илиқ гумид зоналар; 5 — кўмир ва лигнинлар; 6 — бокситлар; 7 — латеритлар; 8 — каолинитлар; 9 — чўкинди темир ва марганец маъданлари; 10 — нураш қобиклари; 11 — тузлар; 12 — гипс ва ангидритлар; 13 — саҳро қумлари; 14 — қитъалардаги гипс ва карбонат ётқизиқлар; 15 — карбонат, қизилтош ётқизиқлар; 16 — иқлимни қуруқлигини кўрсатувчи ксерофит ўсимликлар; 17 — тропик ва субтропик иқлим ўсимликлари; 18 — нам иқлим ўсимликлари; 19 — қислород изотоплари бўйича аниқланган палеотемпература; 20 — тоғ тизмалари.

Юқори юра (27.21- расм) даврида иқлим, асосан, арид турда бўлиб, кўп хусусиятлари билан триас босқичини эслатади. Бу фикрни тўғри ёки нотўғрилиги эвапорит формацияларнинг келиб чиқишини талқин қилишга боғлиқ.

Шарқий яримшарда эвапоритлар Тетис океанининг саёз ҳудудлари билан боғлиқ. Шимолдаги бундай денгизлар Эрон, Ўрта Осиё ва Европада маълум. Океан томонида бу ҳавзалар барьерли рифлар (маржонлар) билан ажралган. Буларни ажратиб турган арид иқлимли ўлкалар тропик иқлим шароитида бўлган.



27.23- расм. Юқори бўр давридаги иқлимий зоналлик (маастрихт). А — фиксизм асосида (А.Б. Ронов ва А.Н.Балуховский бўйича). Б — мобилизм асосида (Л.П.Зоненшайн бўйича). Шартли белгиларни 27.21- расмдан қаранг.

27.24- расм. Эоцен охиридаги иқлимий зоналлик. А — фиксизм асосида (А.Б.Ронов). Б — мобилизм асосида (Л.П.Зоненшайн ва В.Е.Хаин). Шартли белгиларни 27.21- расмдан қаранг.

Ғарбда, Марказий Гондвана ҳудудида вазият бошқача бўлган. Бу ерда иқлимий зоналлик деярли билинмайди, мавжуд арид иқлим ўлкалари бирлашиб, жуда қатта майдонни ишғол қилади (Африка, Жанубий Америка, Шимолий Американинг жануби). Шундай қилиб, юқори юра даврида иқлимий зоналлик шарқда экваториал, тропик ва арид тизимлардан иборат бўлган. Гумид иқлим Тетис атрофида мавжуд эди.

Бўр даври (27.22 ва 27.23- расмлар). Қуйи бўр давридаги иқлим юқори юрадаги вазиятдан унча фарқ қилмайди. Паст ва ўрта кенликларда арид иқлим ҳукм сурган (Хитой, Евросиё жануби, Ўрта Осиё). Бу ҳудудларда, асосан, туз ётқизиклари ва жинслар йиғилган ва йирик конлар ҳосил қилган. Бу даврда Марказий Атлантиканинг очилишини инобатга олсак, унинг атрофида ҳам тузлар йиғилган.

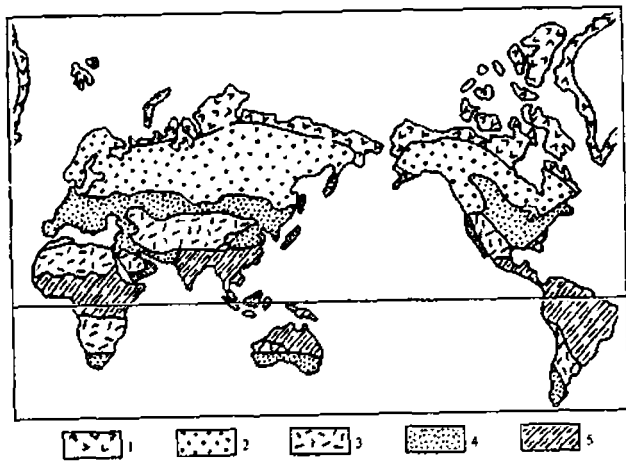
Умуман, бу даврда ярим ўралган туз ҳосил қилувчи ҳавзалар жуда кенг тарқалган (Шимолий-Ғарбий Африка, Лотин Америкаси). Аммо Жанубий Америка вилояти ҳавзасининг шаклланиши туз ва гил ётқизиклари, рифт чўкмалари ривожланиши билан боғлиқ. Бу галоген формациялар Ғарбий Гондванадаги арид иқлим ҳудудининг жанубий чегарасини белгилайди.

Экваториал гумид иқлим ҳудудини аниқлаш анча қийинчиликларга дуч келади. Ғарбий Гондванада бу вилоят бир қатор кўмир конлари ва бокситлар орқали аниқланади (Марказий Африка).

Шимолий яримшарда тропик иқлим ўсимлик қолдиқлари бўйича белгиланади. Жанубий Америка, Африка, Ҳиндистон, Австралия ва Антарктидада бу иқлим зонаси ўзига хос ўсимлик дунёси, кўмир конлари ва бокситлар билан ажралиб туради. Апт ва альб даврида иқлимнинг бирмунча совиши кузатилади ва тропик гумид иқлим зоналари жануб томон кенгайди. Юқори бўр даврида иқлимнинг совиши кучайиши сабабли иқлим зоналарининг бир-биридан ажралиши ойдинлашади.

Палеоген даври (27.24, 27.25- расмлар) Ер иқлими тарихида алоҳида ўрин эгаллайди. Бир томондан, палеоген босқичининг бошларида мезозой, айниқса, бўр даврининг хусусиятлари сақланиб қолган, аммо олигоцендан бошлаб, иқлим совиб кетиши натижасида, иқлимий зоналлик, зоналарнинг чегаралари ва термик вазият ўзгаради. Бу жараён неоген ва тўртламчи даврга келиб, кутбларда музликлар пайдо бўлиши билан якунланган.

Сайёрамизнинг палеоценда умумий илиқлашиб кетиши тропик ҳудудларни кенгайишига олиб келди. Экваториал минтақада кўмир, латерит нураш қобиклари, бокситлар ҳосил бўлади (Жанубий



27.25- расм. Эоценда қитъалардаги фитогеографик зоналик (R.W.Chapuy): 1 — бореал ўсимликлар; 2 — игнабаргли ўрмонлар; 3 — саҳролардаги ксерофит флора; 4 — барги тўкиладиган ўрмонлар; 5 — тропик ўрмонлар.

Америка, Африка, Ҳиндистон). Тинч океани ҳавзасида ҳам бу минтақа яққол кўзга ташланади ва зоо-, фитопланктоннинг кўплиги билан ажралиб туради.

Шимолий арид иқлим ҳудуди Фарбий Сибирь ва Ўрта Осиёни ўз ичига олади. Аммо иқлимнинг қуруқланиши унчалик тез ва шиддат билан кечмаган.

Палеоцен ва эоцен учун чўқиндилар, қазилма бойликлар (кўмир, боксит) воситасида аниқланган иқлимий зоналик ўсимликлар тарқалиши билан ҳам тасдиқланади (27.25- расм).

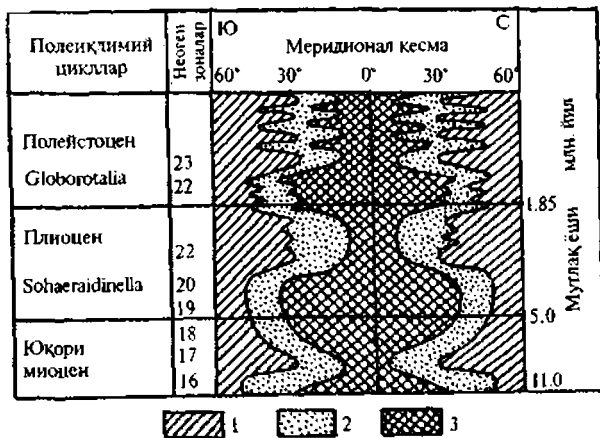
Олигоценнинг иккинчи ярмидан бошлаб, иқлим анча совуқлашади ва натижада илиқ ҳудудлар, минтақалар майдони ва шу билан бирга, илиқсевар ўсимликлар ҳудудлари қисқаради, латеритли нураш қобиклари шаклланиши тўхтайдди. Ҳайвонот дунёсининг таркиби ҳам шу тарзда ўзгаради. Масалан, совуқ ҳавзаларга мослашган моллюскалар ривожланади. Антарктидада музликлар ҳосил бўлиши тахмин қилинади.

Неоген. Ернинг ҳозирги иқлимий зоналиги илк бор неогенда шаклланган. Бу босқичдаги юқори геотермик градиент, экваториал минтақаларда океан сувини жуда тез буғланиши, шимолий ва жанубий қутб атрофида атмосфера жинсларининг кўпайишига ва ҳозирги даврагидек иқлим зоналарининг шаклланишига олиб келди. Ҳаво ва атмосфера маҳсулотларининг тақсимланишига неогенда ҳосил бўлаётган тоғ тизмалари ҳам ўз таъсирини кўрсатган.

Бутун Ер юзида иқлимнинг совиб кетиши, вақт-вақти билан илиқлашиб туриши музликлар ҳажми билан боғлиқ бўлган. Музликлар даврида совуқ иқлим ҳудудлари экваторгача етиб келган, иқлим илиқлашган сари бу минтақалар яна юқори кенгликларга қайтган (27.26- расм). Неогеннинг яна бир хусусияти шундаки, вақт ўтиши билан иқлимнинг даврийлиги ойдинлашиб борган, ёз ва қиш ўртасида ҳарорат катта бўлиб, ниҳоятда аниқ фарқланган, ҳавонинг намлиги камайган, атмосфера ёғинлар миқдори паст бўлган.

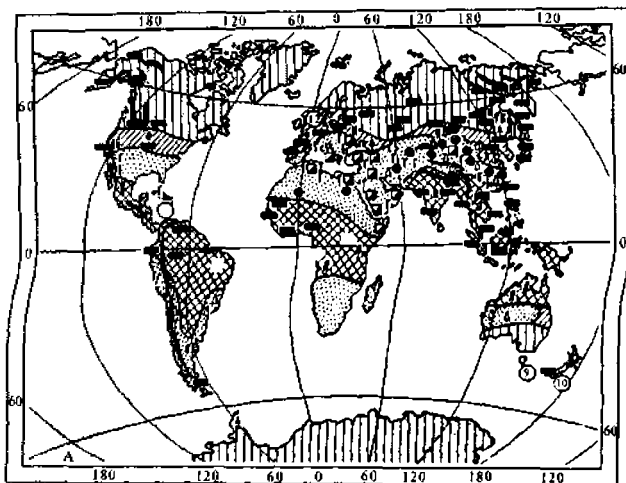
Миоцен даврида Антарктида яхлит қитъа сифатида ажралади ва бутун Ер қурраси учун „совитгич“ ролини бажаради. Унинг атрофида пайдо бўлган океан оқимлари экватордан келаётган оқимларни тўсиб қолган. Шунинг учун ҳам Антарктида музликлари миоценда қитъани бутунлай эгаллаган ва ҳавзаларда айсберглар ҳажми ошиб борган (27.27- расм).

Шимолий қутбда Гольфстрим илиқ оқимлари музликлар ҳосил бўлишини анча кечиктирган. Шу сабабли Арктика музликлари Антарктидага нисбатан кечроқ ҳосил бўлган.

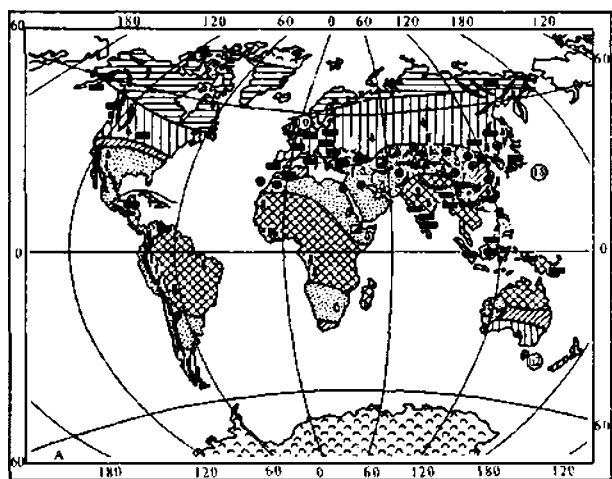


1 2 3

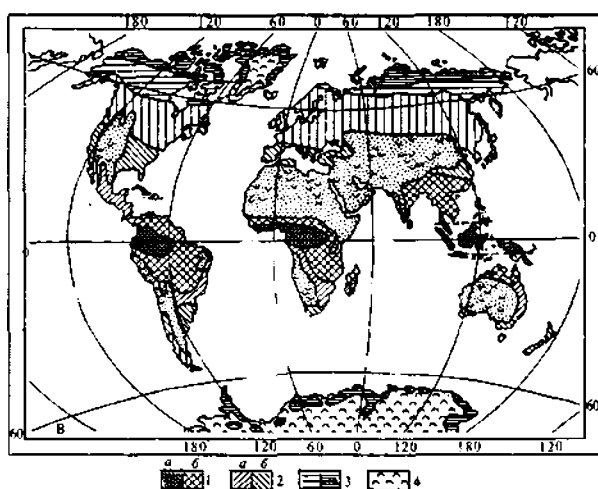
27.26- расм. Неоген-тўртламчи даврдаги иқлим цикларини қиёслаш (O.L.Bandy, R.E.Gasey, A.П. Лисицин). Фораминиферларнинг кенглик бўйича тарқалиши. 1 — Globorotalia — 8° мос келади; 2 — Glob. Pachyderma — 9—15°C; 3 — тропик турлар с Glob. Menardii — 18,5°C, 23 — 27°C



27.27- расм. Миоцендаги иқлимий зоналик (А.Б. Ронов, А.Н.Балуховский). Шартли белгиларни 27.21- расмдан қаранг.



27.28-расм. Плиоцен давридаги иқлимий зоналлик (А.Б.Ронов, А.Н.Балуховский). Шартли белгиларни 27.21-расмдан қаранг.



27.29- расм. Ҳозирги даврдаги иқлимий зоналлик (А.Б.Ронов, А.Н.Балуховский). 1 — экваториал (а) ва субэкваториал (б) гумид зоналар; 2 — тропик (а); 3 — субтропик (б) гумид зоналар; 4 — арктика ва антарктика. Қолган шартли белгиларни 27.21-расмдан қаранг.

Миоцен босқичида ҳам туз формациялар ҳосил бўлган. Улар фақат шимолий арид минтақага мансуб бўлиб, баъзи бир туз ҳосил бўладиган ҳавзалар қитъа ичидаги кўллар билан боғлиқ. Улар таркиби бўйича (хлорид, натрий сульфат) бошқа фанерозойдаги туз формацияларидан ажралиб туради.

Жанубий арид минтақасида туз ҳосил бўлиш жараёнлари аниқланмаган, аммо Африка, Жанубий Америка, Австралияда миоценда оҳақтошлар, қумтош-терриген формациялар кенг тарқалган. Экваториал ҳудудлар латеритлар, бокситлар ва кўмир конлари билан ажралиб туради.

Қутбларга қараб ҳароратнинг аста-секин пасайиши кузатилади, аммо ҳароратнинг ўзгариш суръати шимолий ва жанубий ҳудудлар учун ҳар хил бўлган.

Плиоцендаги иқлимий вазият миоценнинг кўп хусусиятларини ўз ичига олади, аммо бу даврда арктика, субарктика ва антарктида совуқ иқлим зоналари шаклланади.

Тўртламчи босқич (27.29- расм) иқлим жараёнларининг юқори тезлиги ва суръати билан ажралиб туради. Мезозойнинг ўртасидан бошланган иқлимнинг совиб бориши, тўртламчи даврда жуда тез ва шиддат билан ривожланди. Музланиш ва илиқланиш давлари бир неча марта алмашди ва маълум даврийликни ҳосил қилди. Фақат шуни алоҳида таъкидлаш зарурки, иқлимнинг совиб кетиши юқори ва ўрта кенгликларда содир бўлган.

Музликларни маълум даврларда бостириб келиши, ундан сўнг қисқа вақт ичида илиқ иқлимнинг ўрнатилиши қутб ва қутб атрофи билан тропик иқлим ҳудудлардаги вазиятга катта таъсир қилди. Қитъалардаги музликнинг қалинлиги 3 км гача етган ва улар жуда катта майдонларни эгаллаган (Шимолий Муз океани ва унинг атрофи). Ўз навбатида, музланиш жараёнлари океаннинг ривожланишига ҳам ўз таъсирини кўрсатган (Дунё океанининг сатҳи 10 м гача кўтарилган ёки 100 м гача тушиб кетган).

Қитъаларнинг ички қисмидаги иқлимий шароитга тоғлардаги музликлар ҳам таъсир кўрсатган. Маълумки, тўртламчи даврга келиб бир қатор тоғ тизимларининг чўққилари, чўққилар орасидаги водийларни музликлар эгаллаган ға улар иқлим илиқланиши билан тоғлар этагигача етиб келган. Музлик давлари тоғлардаги тўртламчи давр стратиграфиясини белгилашда ҳам катта аҳамиятга эга. Ҳисоблар шуни кўрсатадики, бу босқичда музликлар билан боғлиқ бўлган ётқизиклар Ернинг 25 — 30% майдонини ишғол қилган. Қолган ҳудудларда тропик, экваториал, субтропик иқлим содир бўлган. Музликлар билан бевосита туташган ўлкаларда морена ётқизиклари ривожланган. Пасттекисликлар ва текисликларда лёсслар ва тупроқ пайдо бўлган. Музлик ва музсиз давларнинг ўзаро алмашинуви атроф-муҳитни, ўсимлик ва ҳайвонот дунёсининг тақсимланишига ҳам ўз таъсирини кўрсатган.

Хулоса қилиб шуни кўрсатиш зарурки, иқлимнинг геологик ўтмишда палеопротерозойдан то тўртламчи давргача ўзгариб бориши Ернинг табиий жисм сифатида ҳар хил космик, океанологик, геодинамик жараёнларга жавоби сифатида қаралиши зарур. Кўпчилик мутахассисларнинг фикрича, иқлимнинг эволюцияси ерда содир бўлган ва бўлаётган жараёнларга боғлиқдир. Булар орасида геодинамик жараёнлар асосий омиллар сирасига киради. Ер мантиясининг таркибан сараланиши, қитъаларнинг сурилиши, янги океан ва қитъаларнинг пайдо бўлиши, ўз навбатида, иқлимни, атмосфера ва гидросфера таркибини қайтарилмайдиган даражада ўзгартириб юборган.

Чўкинди тўпланиш жараёнларининг маълум зоналарда бир-биридан фарқ қилиши, экологик мажмуаларнинг океанда маълум қонуниятлар орқали тарқалиши сув ҳавзаларида мавжуд бўлган оқимларга ҳам боғлиқ. Куёшдан келадиган иссиқлик атмосфера ва гидросферадаги оқимлар воситасида қайтадан тақсимланади. Умуман олганда, атмосфера ва гидросферанинг иссиқлик ҳолати кутблар ва экватор ўртасидаги ҳароратнинг фарқи билан белгиланади.

Экватор ва тропикларда исиган ҳаво сув массаларини ҳар хил оқимлар ёрдамида пастки кенгликлардан юқори (кутб атрофи) кенгликларга ҳайдайди. У ерда сув совиб яна экваторга қайтади. Аммо бу оддий ҳаракат бир қатор табиий омиллар натижасида жуда мураккаблашади. Бу оқимлар сирасига океан тубининг тузилиши, океан тизмаларининг кенглиги, атмосфера босими киради.

Атмосфера циркуляцияси. Атмосфера циркуляцияси аслида ҳаво алмашуви маъносини билдиради. Океанларда иссиқликнинг тақсимланиши, сув оқимларининг ҳаракатга келишида шамол ва унинг йўналиши катта аҳамиятга эга. Океандаги шамоллар сув қатламининг юқори (300—500 м) қисмини ҳаракатга келтиради. Кутблар атрофида бу рақам бир неча минг метрни ташкил қилади.

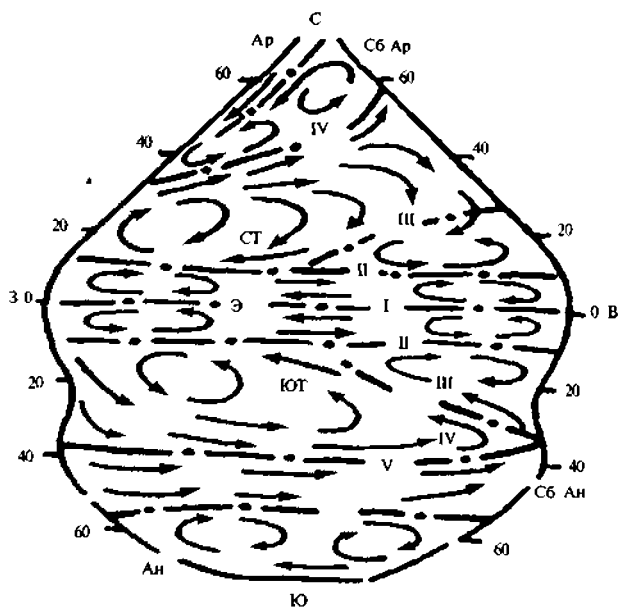
Иқлимнинг зоналлигига қараб, унда босим билан боғлиқ бўлган турли ҳудудлар ҳосил бўлади. Экваторда Куёш радиацияси натижасида юқорига интилган ҳаво оқимлари шаклланади ва атмосфера босими пасайиб кетади (босим минимумлари мавжуд ўлкалар). Тропикларда эса совиган ҳаво қатламлари ва юқори босимли максимум ўлкалар ҳосил бўлади. Атмосфера босимининг бундай тақсимланиши шамолларнинг йўналишини ва кучини белгилайди.

Атмосфера босимлари паст ўлка ва ҳудудларда махсус жинслар пайдо бўлади ва улар Шимолий яримшарда соат миллари ҳаракатига қарши йўналишда ҳаракат қиладилар. Жанубий яримшарда эса йўналиш соат мили йўналишига мос келади.

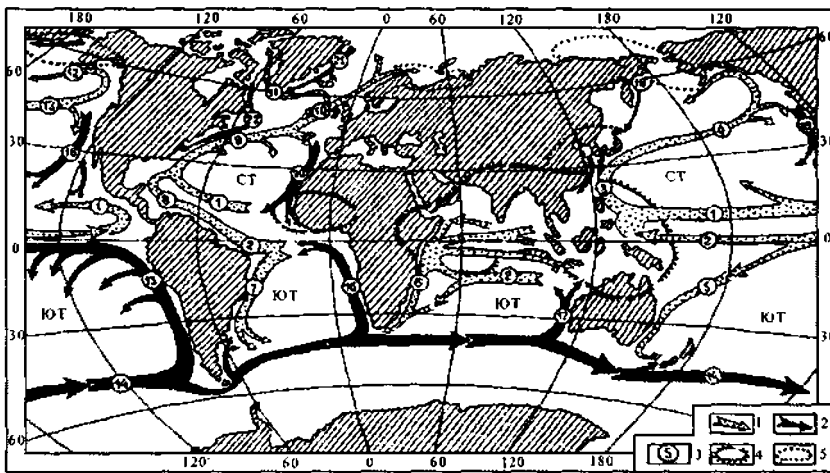
Паст ва юқори босим ўлкаларнинг бир-бирига таъсири тропик ҳудудларда мунтазам ғарбий шамолларни ташкил қилади. Жанубий яримшарда бу шамоллар деярли барча ер куррасини 40° кенглик бўйича эгаллайди. Бу шамоллар „40° бўронлари“ номи билан машҳур. Шимолий яримшарда ғарбий шамоллар оқимини қитъалар шакли анча ўзгартиради. Экватордаги босим нисбатан кам ҳудудлар (барик минимумли ҳудудлар) шимолдан ва жанубдан совуқ ҳаво массаларини чақиради ва натижада шимолий ва жанубий пассатлар оқими пайдо бўлади. Бу оқимлар экваторга мансуб ва шарқдан ғарбга томон йўналтирилган.

Ҳаво массаларининг ҳаракатига Ернинг ўз ўқи атрофида айланиши ҳам катта таъсир кўрсатади. Аммо атмосферадаги ҳаво алмашуви жараёнига, биринчи навбатда, Ернинг иқлимий зоналиги катта таъсир кўрсатади. Шу сабабдан экваторда шарқдан ғарбга ва ғарбдан шарққа йўналтирилган ҳаво оқимлари тизими мавжуд. Аммо юқорида баён қилинган умумий манзарага қитъалар устида ҳосил бўладиган атмосфера босими билан боғлиқ номуъвофиқликлар жуда катта таъсир кўрсатиб, уни ниҳоятда мураккаблаштириб юборади. Натижада муссонлар номи билан маълум бўлган шамол оқимлари ҳосил бўлади. Улар вақт-вақти билан ўз йўналишларини қитъадан океанга ва аксинча ўзгартириши мумкин (28.1-расм).

Шамоллар ҳаракати ва иқлимий зоналик билан бевосита боғланган океан сувларининг ҳаракати анча турғун ва доимий бўлади. Вақт ўтиши билан қитъаларнинг сурилиши оқимлар йўналишини бирмунча бузиб юборади, аммо океан гидродинамикаси билан атмосфера ўртасидаги чуқур алоқаларни бутунлай буза олмайди. Океан ҳавзаларидаги сув алмашуви атмосферанинг босим минимумлари билан



28.1- расм. Океанларнинг юқори қисмидаги сув ҳаракатлари (В.Н.Степанов). Стрелкалар билан сувларни кўчиришнинг асосий йўналишлари, нуқталар билан оқимларнинг кўшилиш ёки ажралиш зоналарини ифодаловчи асосий гидрологик фронтлар кўрсатилган. I — экваториал, II — тропик, III — субтропик, IV — кутб атрофи, V — кутб; юза сув массалари: Э — экваториал-гумид зонага мос; ЮТ — жанубий тропик; СТ — шимолий тропик оқимлар; СБАН — субантарктика ва СБАр — субарктика; Ан — Антарктика ва Ар — Арктика иқлимий зоналари; Ю — жанубий; С — шимолий.



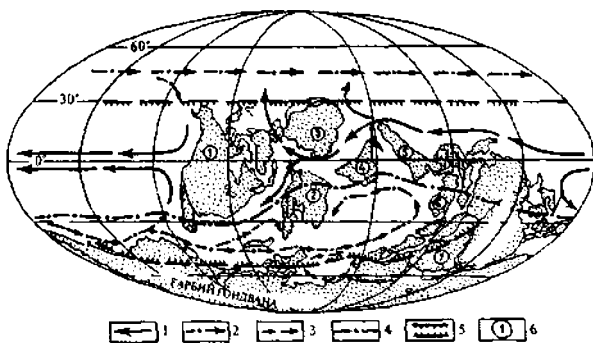
28.2- расм. Дунё океани оқимлари динамикаси (А.П.Лисицин): 1 — илиқ оқимлар: шимолий (1) ва жанубий (2) пассатлар, Курошио (3), Шимолий Тинч океани (4), Шарқий Австралия (5), Агульсово (6), Бразилия (7), Кариб (8), Гольфстрим (9), Шимолий Атлантика (10), Ирмингер (11), Аляска (12); 2 — совуқ оқимлар: Антарктика (13), Перу (14), Бенгал (15), Фарбий Австралия (16), Калифорния (17), Оясио-Камчатка (18), Канада (19), Шарқий Гренландия (20), Лабрадор (21); 3 — оқимлар номи; 4 — муссонлар ҳудуди; 5 — тропиклардан ташқари муссонлар. Океаннинг шимолий ва жанубий иқлим зоналарига мос келадиган тропик сув массалари: ЮТ — жанубий тропик, СТ — шимолий тропик.

бевосита боғлиқ. Тропик, арид ва қутб атрофидаги ўлкаларда циклонларга қарши қаратилган тизимлар шаклланади. Бундай жойларда оқимлар натижасида сувнинг ҳавза четига ҳайдалиши ва шўрланган сувларни пастга қараб интилиши натижасида биологик маҳсулдорлик пасайиб кетади. Бундай планктонга танқис ҳудудлар „океан чўллари“ ёки „сахролари“ дейилади. Ҳозирги замон океанларидаги сув оқимлари 28.1-расмда келтирилган.

Экватор бўйлаб шарқдан ғарбга қараб шимолий ва жанубий илиқ пассатлар оқими мавжуд. Шимолий яримшардаги Гольфстрим ва Шимолий Тинч океани оқимлари барчага маълум. Пассат оқимларидан жануброқда Жанубий Атлантика, Ҳинд ва Тинч океанини жанубидаги илиқ оқимлар ўтади (28.2- расм).

Совуқ оқимлар Жанубий яримшарда кўпроқ учрайди ва Африка, Австралия, Жанубий Америка қирғоқлари атрофида маълум. Бу оқимлар экватордаги пассатлар билан кўшилиб кетади. Шимолий Муз океанининг совуқ оқимлари ҳам Беринг кўрфази орқали Атлантика ва Тинч океанига келиб аралашиб кетади.

Атмосферадаги ҳаво алмашув ҳаракатлари ва иқлим ўртасидаги муносабатлар оқимларнинг йўналишига, тезлигига ва ҳажмига таъсир қилади.



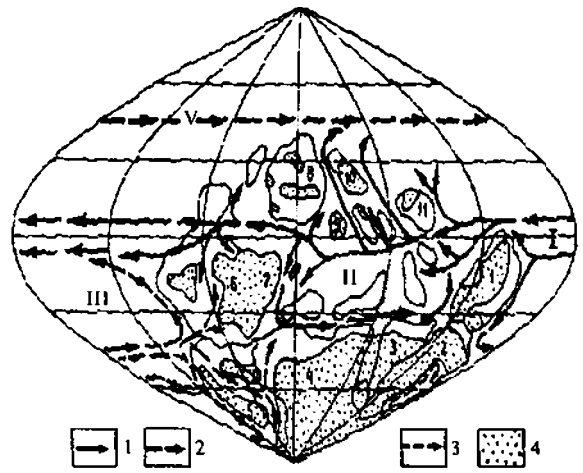
28.3- расм. Юқори ордовикдаги океан оқимларини тиклаш (С.Р.Scotese, В.Д.Webby): 1— илиқ экваториал оқимлар, 2—шимолий ва жанубий совуқ оқимлар, 3—совуқ қутб оқимлари, 4—Шимолий Америка ва Евросиё чегараси, 5—маржонлар тарқалишининг жанубий чегараси, 6—қитъалар номи: (1—Лаврентий, 2—Балтия, 3—Сибирь, 4—Қозоғистон, 5— Шимолий Хитой, 6—Жанубий Хитой, 7—Ҳиндистон).

Геологияда фиксизм қарашлари ҳукмрон пайтларда океан ва денгиз оқимларига унча аҳамият берилмаган. Шунинг учун ўша даврларда, баъзи бир экологик масалаларни, жумладан, организмлар мажмуаларининг жойлашишини тушунтириб бўлмади.

Қитъаларнинг астеносфера бўйича сузиб юриши, улар ҳажмининг ўзгариши, океанларнинг очилиши ва ёпилиши океан оқимларига, ҳайвонот дунёсининг тақсимланишига таъсирини яққол кўрсатиб берди. Бу соҳада қуйидаги мисолларга аҳамият бериш зарур. Маълумки, протерозойнинг охирида Родиний супер қитъаси парчаланиб, икки: Гондвана ва Лавразия қитъалари ажралади. Қитъаларнинг Шимолий ва Жанубий яримшарда жойлашуви океан оқимларининг тарқалишини белгилаб берди. К.Р.Скотезе, Б.Д.Вебби бундай оқимларни ордовик даври учун, П.Х.Хескел — девон даври учун бажарган (28.3, 28.4- расмлар).

Келтирилган далиллардан аниқ бўляптики, ҳозирги замонга нисбатан ўтмишда (Pz, Д) совуқ

28.4- расм. Девон давридаги океан оқимларини тиклаш (Р.Н. Heckel, В.І. Witzke). 1—илиқ экваториал оқим ва унинг шохобчалари; 2—нисбатан совуқ шимол, жанубий ва ғарбий шамол оқимлари; 3—совуқ оқимлар; 4—қуруқлик. I—Шимолий ва жанубий экваториал оқим; II—субтропик илиқ оқимлар; III—субтропик нисбатан совуқ оқимлар; IV—қутб атрофидаги совуқ оқимлар; V—шимолий, шарқий шамол оқимлари. Қитъалар ва кичик қитъалар номи: 1—Австралия; 2—Антарктида; 3—Ҳиндистон; 4—Африка; 5—Жанубий Америка; 6—Шимолий Америка; 7—Шарқий Европа; 8—Сибирь; 9—Қозоғистон; 10—Шимолий Хитой; 11—Жанубий Хитой.



оқимлар аҳамияти кучлироқ бўлган. Қадимги Тинч океани жойлашган Шимолий яримшарда ғарбий шамоллар билан боғлиқ бўлган оқимлар ҳосил бўлган. Пермь босқичига келиб, Пангея II қитъаси ташкил топиши муносабати билан, оқимларнинг йўналиши ўзгарди, Тетис ва Тинч океани ўртасидаги алоқалар бекилди ва ҳайвонот дунёсининг таркиби ҳам ўзгариб кетди. Бу хусусият триас ва юра даврида ҳам сақланиб қолди.

Пангея II қитъасининг мезозойнинг бошларида парчаланиши оқимлар тизимини тубдан ўзгартириб юборди. Масалан, юра даврида очилган Атлантика ва Ҳинд океанларида янги меридиан бўйича йўналтирилган оқимларни шакллантирди.

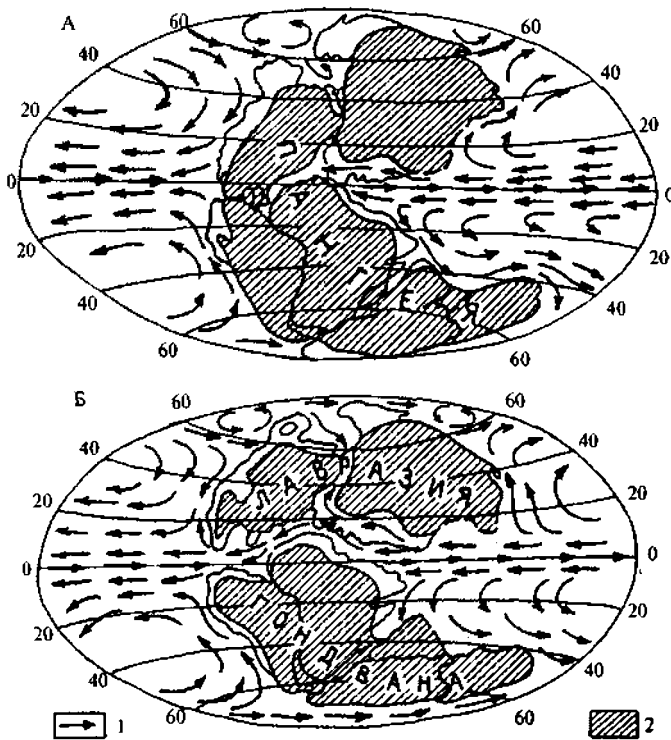
Триасдаги оқимлар тақсимланиши ва океанлардаги гидродинамик вазият анча содда бўлган ва 28.5-расм кўрсатилган. Уша даврдаги Дунё океани марказида марказий пассатлар оқими мавжуд бўлган. Бу экваториал оқим бир қатор рифтлар орқали қитъаларни ичига ҳам кириб борган. Шу даврдан бошлаб Тетис ва Тинч океанлари орасида алоқалар ўрнатилган.

Юра даврининг охирида Марказий Атлантика ҳавзаси шаклланади ва у, ўз навбатида, Тинч ва Тетис океанлари билан боғланади (28.4- расм). Бу юра давридаги энг асосий геологик воқеалар сирасига киради. Океанларнинг бир-бири билан боғланиши ягона экваториал оқимлар тизимини шакллантирди. Юра ва триас даврининг иқлимий хусусиятларидан яна бири — бу иқлимий минтақаларнинг шаклланишидир. Масалан, бу даврда ҳосил бўлган кўмир ётқизиқлари Гондвана ва Лавразияни шарқий қисмида жойлашган, ғарбий қисмида эса асосан эвапоритлар тарқалган.

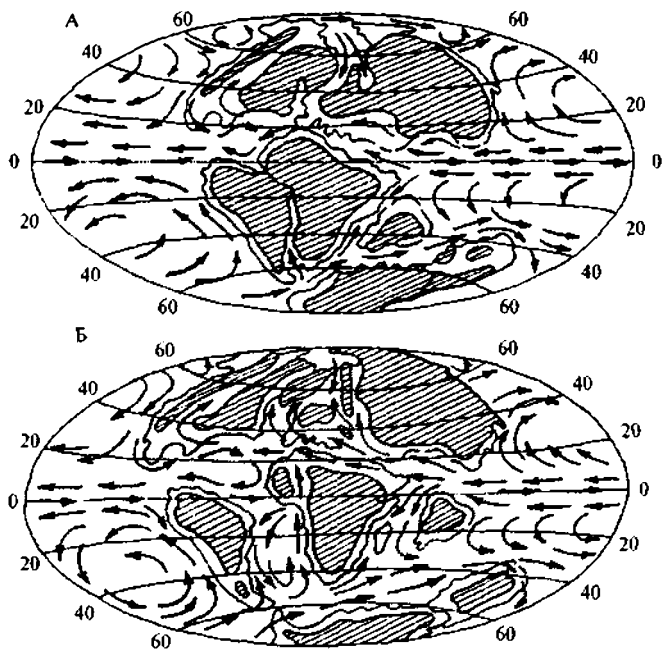
Бўр даврида икки улкан геологик ҳодиса содир бўлган. Биринчидан, бу Тетиснинг Марказий Атлантика орқали Тинч океани билан боғланиши. Иккинчидан, Шимолий ва Жанубий Атлантика ва Ҳинд океанининг ташкил топиши. Бўр даврининг охирига келиб меридиан бўйича йўналтирилган Атлантика океани тўла шаклланиб бўлган (28.6-расм).

Атлантиканинг марказий қисми юра даврида очила бошлаган. Унинг шимоли ва жанубида Лавразия ва Гондвана қитъалари жойлашган. Тинч океани билан бу ҳавзанинг алоқалари ҳали кенгаймаган, шунинг учун унинг таркибидаги сувлар турғунлик вазиятида ривожланиб, қора ёнар гилларни шакллантирган.

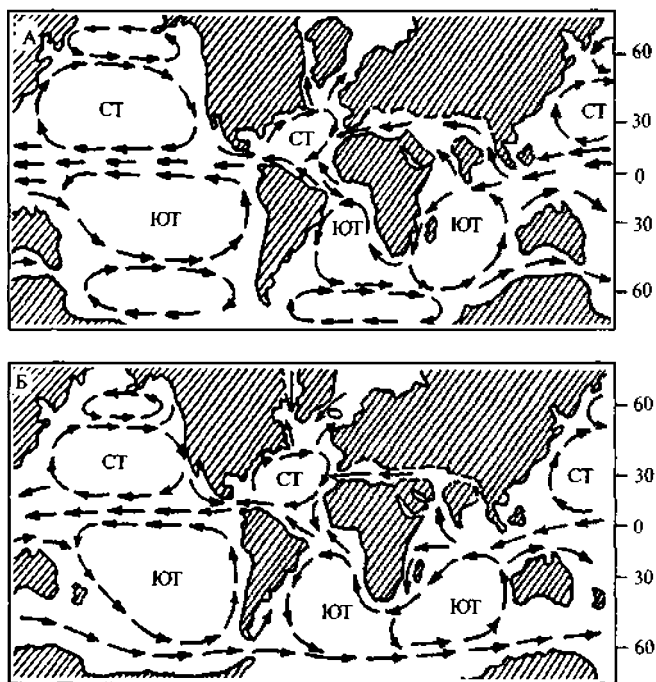
Жанубий Атлантика бу даврда Жанубий Америка ва Африка ўртасидаги рифтнинг кенгайиши натижасида ривожланиб борган. Спрединг ва кенгайиш жараёнлари кучайган сари бу икки ҳудуд қўшилиб кетган.



28.5- расм. Юқори ва ўрта триасда (А), юқори юра даврида (Б) океан оқимларининг тақсимланиши: 1—оқимлар йўналиши, 2—қуруқликлар.



28.6- расм. Океан оқимларининг куйи (А) ва юқори (Б) бўр давридаги ҳаракатлари (W.A.Gordon).



28.7- расм. Дунё океани сувларининг ўрта эоцен (А) ва юқори олигоцендаги (Б) алмашув схемаси (B.U.Нақ, I.Premoli-Silva, G.P.Lahmann).

Шимолий яримшардаги асосий геодинамик ҳодисалар Норвегия ва Гренландия денгизларидаги спрединг ҳудудларини шимолга қараб интилишидан иборат бўлган. Бу, ўз навбатида, Шимолий Муз океани сувларининг Атлантикага кириб келишига олиб келган. Ўрта Осиё, Жанубий Европа, Шимолий Африкадаги Тетиснинг қолдиқлари ўз чегараларини йўқота бориб чекланган. Дунё океанининг неоген босқичида катта аҳамиятга эга бўлган уч ҳодиса содир бўлган.

Антарктикада Дрейк кўрфазининг очилиши муносабати билан, унинг атрофида махсус қитъа атрофи оқимлари ҳосил бўлган ва Антарктиканинг термик ҳолати сақланиб қолган.

Океанлар ўртасидаги сув алмашуви экваториал кенгликларда океан оқимлари воситасида амалга ошган. Тинч ва Ҳинд океан сувлари худди шу йўл билан аралашган, аммо Тетис океанининг бекилиши, Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлканинг кўтарилиши, Атлантика океанининг сувларини юқоридаги Тинч ва Ҳинд океанига ўтишига халақит бериб турган. Фақат Ҳинд океанини кейинчалик Жанубий Атлантика билан боғлаган.

Эоцен давридаги трансгрессия Шимолий Муз океани ва Шимолий Атлантикани ҳам бир-бири билан боғлаган. Олигоцен даврида оқимлар вазияти ва йўналишлари ўзгарди. Бу жараёнда умумий Ер шари бўйича содир бўлган иқлимнинг совиши катта аҳамиятга эга. Бу ҳодисанинг аниқ сабаблари унча яхши маълум эмас, аммо Антарктиданинг алоҳида қитъа сифатида шаклланиши ва унинг атрофида океанларнинг мавжудлиги ўз таъсирини кўрсатган бўлиши керак. Бу қитъа атрофида алоҳида оқимлар ҳосил бўлиб, иссиқ ва илиқ оқимларни юқори кенгликларга чекинтирган бўлса ажаб эмас. Шу сабабга кўра Антарктида ва океанлар ўртасида сув алмашуви амалга ошган. Масалан, Тинч ва Ҳинд океани сувларининг ўзаро алмашуви экваторда жанубга қараб оқётган оқимлар ёрдамида амалга ошган. Тетиснинг беркилиши, бир қатор баландликларнинг пайдо бўлиши, Альп-Ҳимолай бурмаланган ўлканинг ташкил топиши Ҳинд ва Атлантика океанларининг бир-бири билан алоқалар ўрнатилишини чеклаган. Фақат Жанубий Атлантика ҳудудида океан ҳосил бўлгандан сўнг, унинг Ҳинд океани ҳавзаси билан алоқалари, сув алмашуви кенгайиб борган. Худди шу тарзда Шимолий Муз океани ва Шимолий Атлантика билан боғланиб турган (28.7- расм).

Олигоцен давридаги Дунё океани шароитлари анча ўзгариб, ҳозирги замон вазиятига яқинлашган. Бу жараённинг ҳақиқий сабаблари унча аниқ эмас. Антарктиданинг-тўла тўқис ажралиши, унинг атрофида океан оқимларининг шаклланиши бу жараёнга ўз таъсирини кўрсатган бўлиши керак. Бу қитъа атрофида мавжуд бўлган совуқ оқимлар илиқ сувларни шимолга томон сиқиб борган ва Антарктида бутун Ер шари учун „совитич“ сифатида шакланган. Антарктида атрофида нисбатан совуқ шароитга мосланган фитопланктон кўпайган.

Иккинчи воқеа Фарер-Исландия-Гренландия тизмасининг чўкиши билан боғлиқ. Бу иккала ҳодиса натижасида Атлантика океани шаклланди. Атлантиканинг марказига шимолдан нисбатан совуқ сувларнинг келиши илиқ сувларни жануб томон ҳайдайди. Мисол тариқасида гольфстрим оқимларини кўрсатишимиз мумкин (28.2- расм).

Миоценнинг иккинчи ярмидан Ер шарида музланиш даври бошланди. Бу ҳодиса денгиз регрессияси ва океан сатҳининг 100 м тушиб кетишига олиб келди. Натижада Ўрта Ер денгизи шаклланди ва унда туз ва гипслар йиғила бошлади (1—2 км қалинликда). Атлантика ва Ҳинд океанлари тўла-тўқис бир-биридан ажралди. Ҳинд океани эса Тинч океандан ажралди. Шундай қилиб, тўртламчи даврга келиб океанлар ҳозирги аҳволига етиб келди ва маълум даражада мустақил ривожлана бошлади.

Оқимлар ва чуқур сувларнинг турғунлиги. Океан ҳавзаларидаги динамик жараёнлар натижасида унинг сувларида қатламланиш жараёнлари кузатилади. Натижада сув массаси юза, чуқур ва туб турларга ажратилади. Бу қатламлар ўзаро ҳар хил геодинамик жараёнлар натижасида боғланиб, алмашиб туради. Океандаги шароитларнинг хилма-хиллигига қарамасдан, бу қатламлар бир-биридан зичлиги, шўрланиши, ҳарорати бўйича доимо ажралиб туради.

Ҳароратнинг пасайиши, тузланишнинг ошиб бориши сувларнинг зичлигини оширади. Бундай сувлар, зичлиги катта бўлгани учун, чўка бошлайди ва илиқ сувларни чиқариб ташлайди. Бундай жараёнлар океан ҳавзалари эволюциясига анча катта таъсир кўрсатади. Океан сувларининг қатламланиши, оқимларнинг пайдо бўлиши, биринчи навбатда, иқлимга боғлиқ. Шу нуқтаи назардан, океан сув массаларини икки турга ажратадилар. Музлик иқлим шароитида океан сувлари жуда ёрқин қатламланган. Масалан, ҳозирги океанлар тубида сувнинг ҳарорати 1—2° га тенг ва бу ҳарорат барча кенгликларда мавжуд. Экваторда эса сув юзасидаги ҳарорат 20—25° ни ташкил қилади. Бундай вазият океан тубларидаги оқимларнинг пайдо бўлишига сабаб бўлади. Нисбатан совиган сувлар оғирлашиб, кутблар томондан экваторга интилади (28.9- расм).

Чуқурликдаги оқимлар океан тубидаги ётқизикларнинг тақсимланишига ҳам жуда катта таъсир кўрсатади. Улар туб ётқизиклардан иборат, бир неча юз метр баландликка эга бўлган аккумулятив кўтарилмаларни ҳам ҳосил қиладилар (масалан, Атлантика океанининг ғарбий қисми). Булардан ташқари, океан тубидаги оқимлар ётқизиклардаги бир қатор танаффусларни белгилаб беради. Бу ҳодиса океан тубини бурғилашда аниқланган (11.3- расм). Бундай танаффуслар барча океанларда мезозой ва кайнозой, олигоцен ва эоцен чегараларига тўғри келади.

Ушбу танаффуслар нафақат иқлим билан, балки океанларнинг шакли, қитъаларнинг сурилиши билан боғлиқдир. Масалан, Атлантика океанининг бўр давридаги очилиши бундан яққол кўрсатиб турибди. Умуман олганда, океандаги чуқур оқимларнинг фаолияти музланиш давлари билан ҳам боғлиқ. Музланиш давларида бундай оқимларни кучи кўпайиб боради. Кутбларда илиқ иқлим мавжуд бўлган пайтларда оқимлар йўналиши, уларнинг фаолиги бошқачароқ бўлган (28.10-расм).

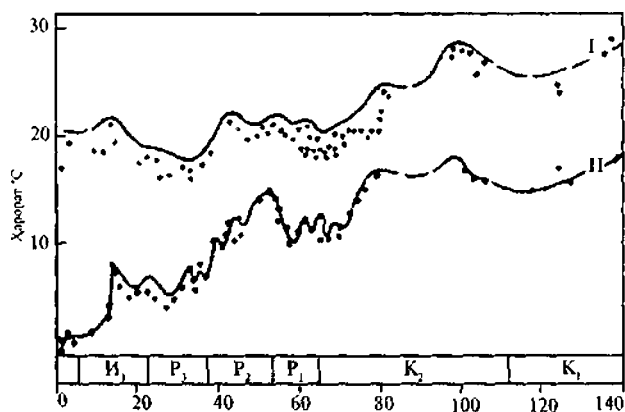
Океандаги чуқур бурғилаш натижаларининг таҳлили юза ва океан тубидаги сувлар ҳароратини аниқлаш имконини беради. Ушбу маълумотлар асосида экваторда мезозой ва кайнозой даврида ҳарорат 23—25° га тенг бўлган. Тубдаги сувлар ҳарорати 10—15° бўлган.



28.8- расм. Неоген ва палеоген чегарасида Жанубий океан атрофидаги оқимлар алмасуви (J.P. Kennet).



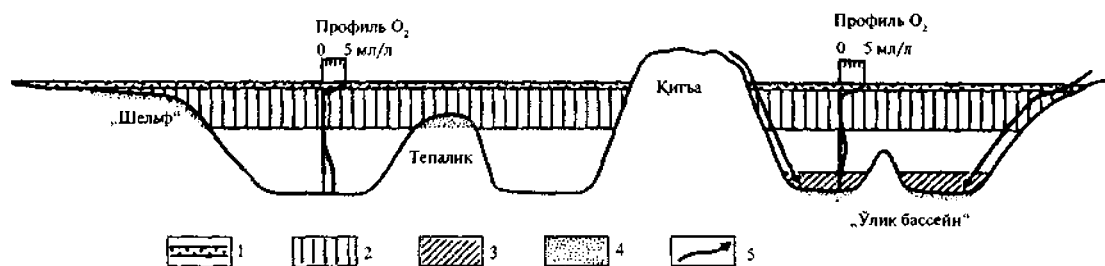
28.9- расм. Дунё океани туб сувларининг оқимлар алмасуви схемаси. Сувларнинг асосий қисми Арктика ва Антарктидадан Корюлис кучлари ёрдамида тарқалади. Стрелкалар билан совуқ сувларнинг тахмин қилинган йўналиши кўрсатилган (Р.Стьюарт бўйича).



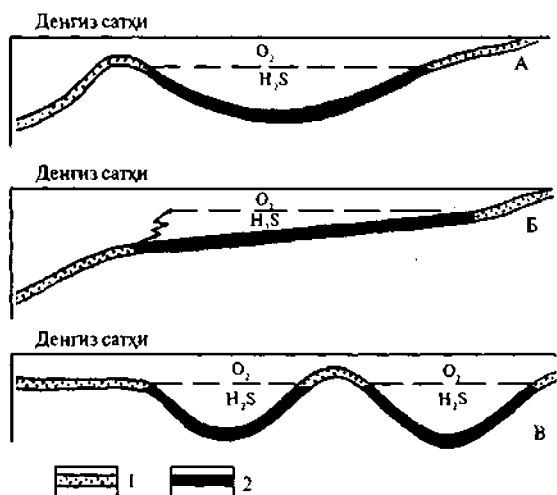
28.10- расм. Кайнозой ва бўр даврида юза ва туб сувлари ҳаракатининг тақсимланиши. (R. Douglas, S.M. Savin, F. Woodruff).

Кислородсиз воқеалар ва уларнинг сувлар турғунлиги билан боғлиқлиги фанерозойдан бери маълум ва геологик кесмаларда ёнар сланецлар қатламлари билан ифодаланади. Бундай ётқизиқлардан ташкил топган ҳавзалар анчадан бери маълум. Бундай ҳавзаларнинг Тинч, Атлантика ва Ҳинд океанларида аниқланиши, мазкур жараёнларни умумсайёравий аҳамиятини ҳамда денгиз ва океанлардаги сувларнинг турғунлиги билан алоқадорлигини кўрсатади.

Сувларнинг турғунлиги чўкинди тўпланиш жараёнларида элементларни тиклаш билан бирга содир бўлади. Бу вазиятда кислород кам бўлади, фито- ва зоопланктоннинг ҳосилдорлиги кўпаяди. Натижада H_2S миқдори ошади. Кислородсиз (анаэроб) чўкмалар океан тубида йиғила бошлайди. Ўз навбатида, улар ёнар сланецлар уюмларини ҳосил қиладилар.



28.11- расм. Кислород минимуми бўлган Дунё океани модели. Бўр даври учун Тинч (чапда) ва Атлантика океанлари (ўнгда) хизмат қилади (S.O. Schlanger, H.S. Jenkyns): 1 — юқори қатлам, CO_2 тўйинган, 2 — кислород минимуми, 3 — турғун туб сувлар, 4 — углерод билан бойинган ётқизиқлар, 5 — ўсимликлар қолдиқлари.



28.12- расм. Шельф ва ички денгизларда битумли сланецларнинг тўпланиш моделлари (A. Hallam, M.J. Bradshaw). А — ярим чекланган ҳавза, Б — саёз шельф денгизи, В — шельфдаги чўкмалар: 1 — ётқизиқлар, 2 — битумли сланецлар.

Палеозойдаги граптолитли сланецлар жуда кенг тарқалган фациялар сирасига киради. Улар нафақат океан тубида, балки океан тубидаги ҳар хил балангликларда, ороллар ёйларида ҳам топилган (28.11-расм). Гиллар ва чекка денгизларда ёнар сланецларнинг ҳосил бўлиши трансгрессияларнинг бошланиши билан боғлиқ.

Қорамтир ёнар сланецлар U, P, S, Fe, Mn, Mo, W, V, Ni, Co, Zn, Ag, Au, As тўйинган бўлади. Бу ётқизиқлар жуда кенг майдонларни эгаллайди, фитопланктоннинг маҳсулдорлиги билан боғлиқ. Уларнинг бу хусусиятларини С.Г. Неручев чўкинди тўпланиш ҳавзаларига гидротермал оқимларни тушиб келиши билан тушунтиради. Бу оқимлар органик моддаларни, ҳайвонот дунёсини бутунлай ўзгариб кетиши, баъзи бир ҳолатларда ҳалокатга дучор бўлишига сабаб бўлади, айниқса гидротермал эритмалар радиоактив элементлар билан тўйинган ҳолатда (28.12- расм).

Ёнар сланецларнинг шаклланишида маълум даврийлик аниқланган. Уларнинг шаклланиш давлари кембрий, ўрта ордовикнинг боши, қуйи

силур, юқори девон, қуйи карбон, юра ва бўр даврининг охирига тўғри келади (28.13- расм). Бу ётқизиклардаги кислород ва углероднинг изотопларини ўрганиш шуни кўрсатдики, улар ҳосил бўлиш даврида атмосфера ва гидросферада кислород ва углерод муносабатлари ўзгаради. Фитоген органиканинг ётқизикларда жамланиши атмосферани кислород билан бойитади.

Ёнар сланецлар, асосан, планктон ҳайвонот дунёси ёрдамида шаклланади. Ҳар хил фитопланктонга қарашли организмлар уларга асос бўлиб хизмат қилади (фораминиферлар, радиоляриялар, граптолитлар). Буларга қуруқликдан келган баъзи бир ўсимликлар (масалан, фитобентос) ҳам қўшилиши мумкин.

Органик моддаларга тўйинган фитопланктоннинг ҳосил бўлиши ҳар хил ҳавзаларда содир бўлган (океанлар, денгизлар, қитъа ичидаги ҳавзалар). Палеозой даврида бу ҳавзалар вақт ўтиши билан қитъалар ичига кириб бораверган. Кейинчалик булар орасига қитъалардаги кўллар ҳам қўшилган.

Мезозой даврида Пангея қитъасининг бўлиниб кетиши бу ётқизикларнинг тақсимланишини ўзгартириб юборди. Айниқса янги, ёш океанлар пайдо бўлиши бунга катта таъсир кўрсатган.

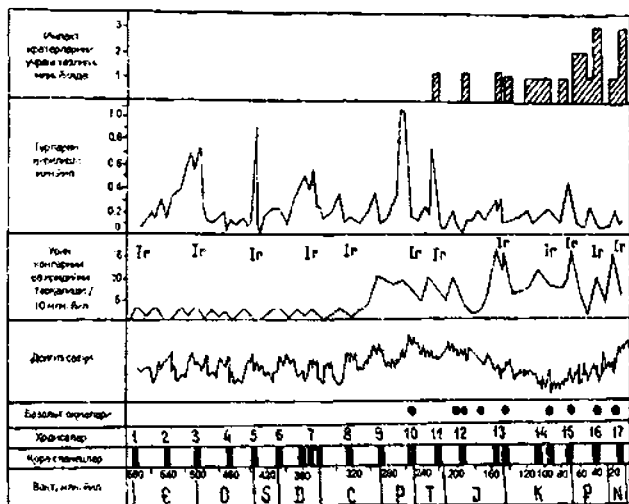
Ёнар сланецларнинг тўпланиш давларини, эвстатик трансгрессия, сув турғунлиги ва илиқ иқлим ҳудудлари билан алоқаларини тасодифий деб бўлмайди. Сув турғунлиги шароити бу ётқизикларнинг тўлланишига асосий сабаб бўлган. Органик моддалар тўпланиши билан бир вақтда бу ётқизикларда жуда катта миқдорда уран ва фосфор ҳам тўпланган.

Апвеллинг — аслида чуқурдаги сувларни юқорига кўтарилиш маъносини англатади. Даунвеллинг — худди шу сувларнинг пастга қараб чўкишини билдиради.

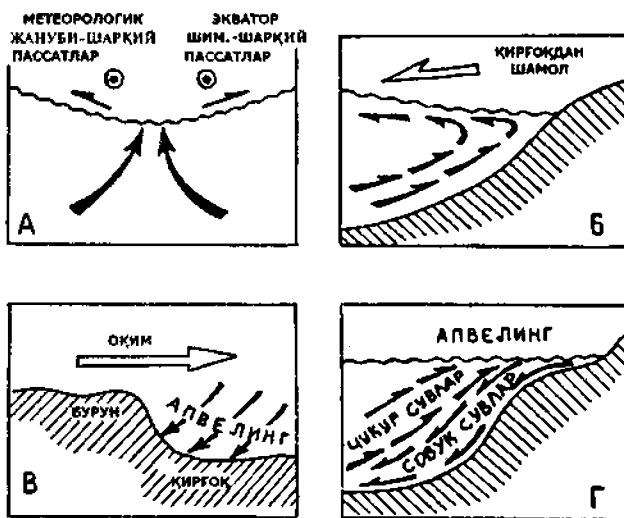
Маълумки, океан ва денгиз оқимлари сув массаларини горизонтал йўналишда ҳаракат қилдиради. Шу билан бирга бу оқимлар сувларни тик йўналиш бўйича бир-бири билан алмашувини ҳам таъминлайди.

Оқимлар бир-бири билан учрашган жойларда сувнинг ҳажми ошиб кетади, натижада унинг бир қисми чўка бошлайди. Оқимлар бир-биридан ажралган ҳудудларда (дивергент ҳудудлар) чуқур сувларнинг юзага чиқиш имконияти пайдо бўлади. Натижада бўйлама ва тик йўналишларда сув алмашувига шароит яратилади. Бу жараёнлар океан ва денгиз ҳавзаларида органик ҳаётнинг ривожланишига жуда катта таъсир кўрсатади. Кислородга бой сувларнинг океан тубига тушиб кетиши органик моддаларнинг ривожланишини таъминлайди, аммо худди шу ҳудудларда организмларнинг ҳаёт вазияти қийинлашади. Шу маънода „океан саҳролари“ организмларга тўйинмаган ҳисобланади.

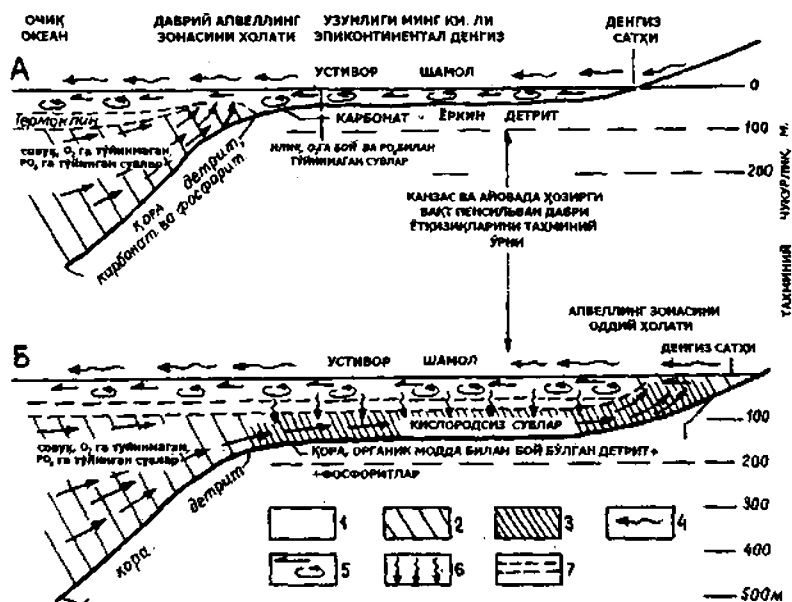
Чуқур сувларнинг юзага кўтарилиши денгиз ва океанларнинг чеккаларида кузатилади, гоҳо океан марказида ҳам учраши мумкин. Бу жараёнлар шамол, океан оқимлар ҳарорати билан боғлиқдир (28.14- расм). Экваториал апвеллинг (А) океанда экватордан шимол ва жануброқда содир бўлади ва бу ҳудудларни органик моддалар билан тўйинтириб боради. Шамоллар ҳаракати билан боғлиқ бўлган апвеллинглар қирғоқда тўпланади. Шамоллар сувни соҳилдан четлатганда, улар ўрнини чуқурликда



28.13- расм. Қора сланецларнинг ҳосил бўлиш давлари ва уларни фанерозой воқеалари билан қиёслаш (С.Г.Неручаев).



28.14- расм. Апвеллинг жараёнларининг турлари (Ж.П.Кеннет бўйича): А — Фарбий пассатлар натижасида ҳосил бўлган апвеллинг, Б — шамол апвелинги, В — соҳил ўзгариши билан боғлиқ апвеллинг, Г — зичлик апвелинги.



28.15- расм. Фосфорит чўкиндиларининг китъа ёнбағрида тўпланиш модели (Р.Н. Heckel): 1 — кислородга бой сувлар, 2 — кислородга тўйинмаган сувлар, 3 — кислородсиз сувлар, 4 — асосий шамол йўналиши, 5 — океан ва денгиз оқимлари, 6 — PO_4 ва органик моддаларнинг, оғир металлларнинг чўкиши, 7 — термоклин.

пайдо бўлган сувлар эгаллайди. Ўз навбатида, бу янги сувлар биорганик моддаларга бой бўлади ва шунинг учун уларнинг маҳсулдорлиги ошиб боради.

Фосфоритларнинг тўпланиши апвеллинглар билан боғлиқ. Фосфорит конларининг апвеллинглар билан алоқадорлиги жуда оғир масала. Фосфорит тўплаш жараёни бир неча ўзига ҳос босқичлардан иборат: фосфорнинг фитопланктон билан боғланиши, унинг чўкиши, диагенез натижасида P_2O_5 нинг конкрецияларга ўтиши ва ҳоказо. Бу жараёнлар соддалаштирилган ҳолда 28.15- расмда келтирилган.

Ёнар сланецлар ҳам фосфоритлар билан бирга ҳосил бўладилар, сланецлар эса ҳавзаларнинг марказида учрайди. Ниҳоят, шуни ҳам кўрсатиш зарурки фосфоритлар билан биргаликда бир қатор оғир металллар ҳосил бўлади (V, Ni, W, Sn, Pb, Zn).

Фосфорит тўпланиш жараёнлари рифейда бошланган ва бу даврда улар сувўтлари билан боғлиқ бўлган. Аммо флюоритларнинг биринчи йирик конлар ҳосил қилган даври кембрий-вендга тўғри келади. Бу даврда дунё заҳираларининг 15% ҳосил бўлган.

Кейинги фосфорит тўпланиш даври пермга тўғри келади. Ниҳоят, энг фосфоритларга маҳсулдор давр бу бўр-эоцен даври ҳисобланади. Умумий дунё заҳираларининг 17% бўрга, 47% эса — эоценга мансубдур.

XXIX БОБ. ДУНЁ ОКЕАНИ СУВЛАРИНИНГ ИОН-ТУЗ ТАРКИБИ ВА ШЎРЛИГИ

Сувларнинг ион-туз таркиби. Дунё океани таркибига океан ва денгиз ҳавзалари киради. Юқоридаги бобларда кўрсатганимиздек, сувнинг келиб чиқиши Ер моддасининг дифференциацияси, мантиядан келаётган гидротермал оқимлар билан бевосита боғлиқдир. Аммо Дунё океани сувларининг тўпланиши Ер тарихида бир хил бўлмаган, аксинча, ҳар хил суръатда содир бўлган. Тахминан 4—4,5 млрд. йил давомида сувнинг ҳосил бўлиши, тўпланиши жуда мураккаб тарзда кечган, аммо умуман олганда, унинг миқдори ер юзасида ҳосил бўлган базальтлар билан тенг. Бу жараён давомида сувнинг таркиби, шўрлиги ўзгариб турган. Бу ўзгаришлар атмосфера, гидросфера, литосфера ва биосферадаги жараёнлар натижаси билан бевосита боғланган. Агар сувларнинг анион қисми (HCO_3 , Cl, SO_4) мантиянинг газсизланиши билан боғлиқ бўлса, катта катионлар (Mg^{+2} , Ca^{+2} , Na, K) атрофдаги тоғ жинслар таркибидан чиқарилган. Бу Дунё океан сувларининг асосий хусусиятини белгилайди.

Денгиз суви — ниҳоятда мураккаб кимёвий эритма ҳисобланади. Унинг таркибини 50 дан ортиқ ҳар хил моддалар ташкил қилади. Каттик моддаларнинг 1 кг денгиз сувидаги миқдори унинг шўрлигини билдиради. Шўрлик „промиелларда“ (‰), яъни 1/10 процентларда кўрсатилади.

Денгиз сувининг ўртача шўрлиги 32—27% ташкил қилади, чуқурликларда бу рақам деярли ўзгармайди ва 34—35% га тенг. Океанлар билан боғланмаган денгиз ҳавзаларида сув шўрлиги 40% га етади (масалан, Қизил денгиз), аммо дарё сувлари шўрликни анча пасайтириши мумкин, масалан. Қора денгизда — 17—18% гача. Сувларнинг умумий таркиби 29.1- жадвалда кўрсатилган.

19% хлоридликка нисбатан ҳозирги сувлар таркиби

Ионлар	Миқдори, %	1 моль 1000 моль H ₂ O
Na ⁺	10,56	8,767
Mg ²⁺	1,27	0,976
Ca ²⁺	0,40	0,186
K ⁺	0,38	0,181
Sr ²⁺ So ²⁺	0,008	0,002
Cl ⁻	18,98	9,988
SO ₄ ²⁻	2,65	0,514
HCO ₃ ⁻	0,14	0,043
Br ⁻	0,065	0,015

Келтирилган элементлардан фақат Na ва Cl умумий шўрликнинг 85% ни ташкил қилади.

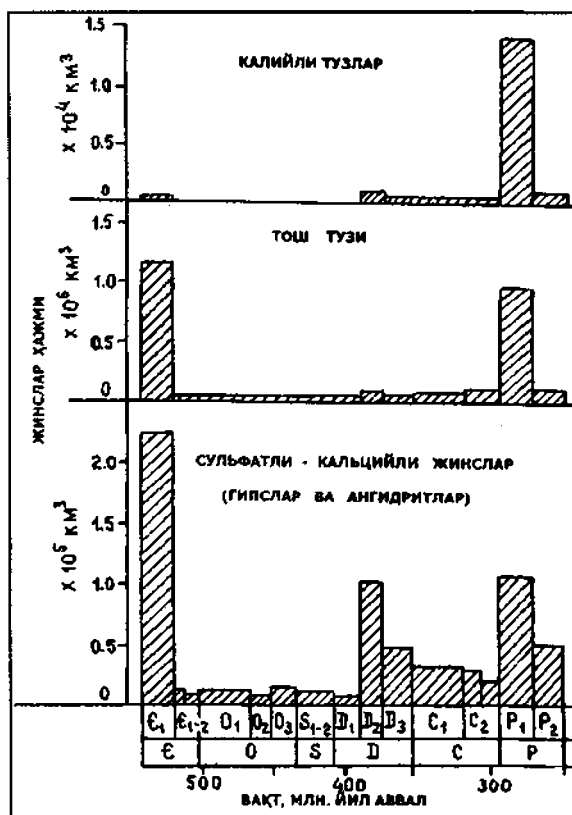
Денгиз суви ўзига хос эритма сифатида Ернинг бутун геологик тарихида мавжуд бўлган ва сақланиб келган. Унинг таркибидаги элементлар ҳам деярли кам ўзгарган, аммо архейдан то ҳозирги вақтгача баъзи бир ўзгаришлар қонуний равишда, бетакрор ҳолда ўзгарган. Масалан, 3,8 млрд. ёшдаги метаморфик жинсларда турбидит ётқизиклар аниқланган. Демак, зоархей давридаёқ турбидитлар учун мансуб бўлган чуқурсув новлари ўша узоқ ўтмишда шаклланган. Гидросфера ҳам анча узоқ тарихга эга. Унинг архей-протерозойдаги таркибини HCl, HF каби кислоталар ташкил қилгани тахмин қилинади. Албатта, бундай гидросфера узоқ вақт сақланмаган. Кислоталар вақт ўтиши билан нейтраллашиб,

хлоридларга айланган. Шунинг учун архей-протерозойнинг бошларидаёқ хлоридли сувлар ўрнига бикарбонат сувлар пайдо бўлган. Бу даврдаги сувлар таркибида магнийнинг юқори миқдори кўзга ташланади ва бу хусусият билан архейдаги доломитларни боғлаш мумкин. Ниҳоят, архей ҳавзаларида оксидланган олтингурут (SO_4^{2-}) жуда кам бўлган. Дастлабки сульфат ётқизиклар (гипслар, ангидридлар) рифей давридан маълум. Рифейгача сув ҳавзалари сульфатсиз, нейтрал (Ph=7) ва хлоридлашган бўлганлар.

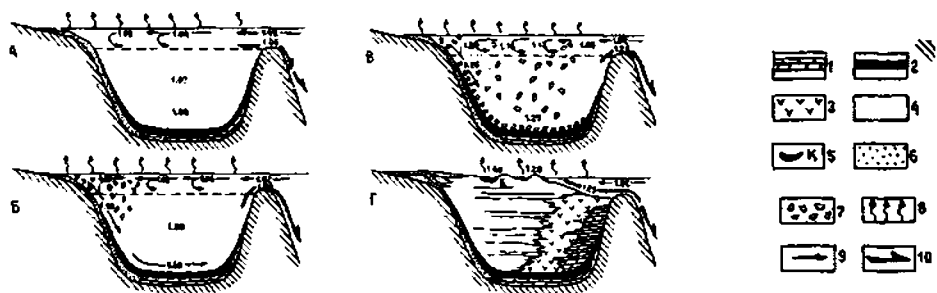
Атмосфера ва гидросферанинг ривожланишида кислород пайдо бўлиши алоҳида аҳамиятга эга. Биринчи пайдо бўлган озон кислороднинг миқдори азотни (N), CH₂, CO ни оксидлашига сарфланган. Олтингурутнинг оксидланиши SO_4^{2-} пайдо бўлишига олиб келган ва натижада сувлар хлорид-карбонат-сульфат таркибга эга бўлган. Фотосинтез жараёнларининг, сувлар таркибида CO₂ нинг ўзгариши карбонат ётқизикларини пайдо бўлишига олиб келган.

Дунё океани сувларини ҳозирги таркиби, асосан, протерозойдаёқ шаклланган. Атмосферада кислороднинг пайдо бўлиши сульфат-ионни яратган (сульфидлар ҳисобига). Дунё океани шўрлиги ўсиб бориб, кембрийда 30—35% га тенг бўлган. Худди шу даврдан бошлаб, океан шўрлигининг юқори миқдори эвапоритлар (тузлар) ҳосил бўлиши билан боғлиқ. Дунё океани таркиби атмосфера ривожини билан ҳам боғлиқдир.

Кембрийдаги туз ётқизикларининг таркибига қараганда, сувнинг таркиби ҳозирги вақтга нисбатан,



29.1- расм. Сульфат-кальцийли жинслар, тош тузлар ва калийли тузларнинг палеозойда тақсимланиши (М.Д.Жарков буйича).



29.2- расм. Чуқурсув эвапоритларининг ҳосил бўлиши ва ривожланишининг тўрт босқичи (R.F.Schmalz). А — эвксин, Б — эфемер, В — эвапорит, Г — якунловчи босқич: 1 — доломитланган карбонатлар; 2 — ёнар сланешлар; 3 — гипс, ангидрит; 4 — галит; 5 — калий тузлари; 6 — қумтошлар, гиллар; 7 — чўқаётган туз кристаллари; 8 — бугланиш; 9 — оқимлар; 10 — юқори минераллашган сувлар оқими. Рақамлар сув зичлигини (шўрланганлик даражасини) кўрсатади.

унча кўп ўзгаришларга учрамаган. Аммо шўрланиш миқдори ўзгариб турган. Бу ўзгаришлар сувнинг ҳажми, эриган тузларнинг миқдорига боғлиқ бўлган. Тадқиқотлар шуни кўрсатадики, палеозойда ҳосил бўлган Дунё океани сувларининг ион-туз таркиби ҳам анча консерватив бўлиб, деярли ўзгармаган. Демак, Дунё океани сув ҳавзаси анча турғун, инерцион тизим бўлиб, унинг бу мувозанатини ўзгартириб бўлмайди. Аммо бу мувозанат Ер тарихининг баъзи бир вақтларида бузилган ва ниҳоятда катта ҳажмдаги туз конлари ҳосил бўлган. Мазкур конларнинг ҳосил бўлиши, сульфат-кальцийли жинсларнинг шаклланиши, сув ҳавзаларининг шўрланишини пасайтирган. Қутбларда муз қатламларининг пайдо бўлиши эса, ўз навбатида, ҳавзалардаги тузлик миқдорининг ортишига олиб келган.

Шунинг учун бўлса керак, А.Л.Яншин Дунё океани туз таркибининг шўрлик қиймати палеозой даврида анча ўзгарувчан деб ҳисоблаган. Тузсимон ётқизиклар архей-протерозой давридан маълум ва фанерозой бўйлаб улар тўпланиб борган (29.1- расм). Аммо бу жараён ниҳоятда нотекис кечган ва туз ҳосил қилиш босқичларини белгилаб берган (29.2- жадвал). Жадвалдаги маълумотлардан аён бўладиги, кембрийда 38,2%, пермда — 32,1% тузлар ҳосил бўлган (умумий геологик ётқизикларга нисбатан). Мезозой ва кайнозойда ҳам галоген ётқизикларининг ҳосил бўлиши давом этган (триас, юқори юра, миоцен босқичлари).

29.2-жадвал

Тош туз, калийли туз ва сульфат-кальцийли жинслар ҳосил бўлиш даврлари, км³ да

Ёш бирликлари	Сульфат-кальцийли жинслар	Тош туз	Калийли туз
Қуйи кембрий	$2,22 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	40
Эйфель яруси	$8,66 \cdot 10^{-4}$	$2,85 \cdot 10^{-4}$	0,002
Кунгур яруси	$7,25 \cdot 10^{-4}$	$1,068 \cdot 10^{-6}$	$1,46 \cdot 10^{-4}$
Ҳозирги Дунё океанидаги тузлар миқдори	$0,08 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$0,05 \cdot 10^{-7}$

Туз ҳосил қилувчи ҳавзалар ва Дунё океани шўрланишининг пасайиши. Дунё океани ҳавзасидаги шўрланиш жараёнларининг пасайиши ҳозирги вақтда Каспий денгизида кечаётган жараёнларга ўхшайди. Маълумки, бу ерда Қора бўғоз кўрфазида туз жуда катта ҳажмда йиғилиб боради ва Каспийнинг шўрланишини маълум даражада пасайтиради. Маълум даражада Қора бўғоз Каспийнинг шўрланишини бошқариб турадиган механизм сифатида қаралади. Каспийнинг шўрланиш даражаси 10% га тенг ва ундан 300 млн. т туз Қора бўғозда йиғилади ва шу сабабдан Каспий денгизининг шўрлиги пасайиб бормоқда.

Худди шунга ўхшаш, кембрий, перм, девон даврларида ҳам катта миқдорда туз конларининг ҳосил бўлиши Дунё океанининг шўрлигини пасайтирган. Бундан ташқари, туз ётқизикларининг шаклланишида бугланиш ҳам катта аҳамиятга эга ва бу жараён маълум кетма-кетликда содир бўлади: кальций-доломит-гипс-ангидрит-галит.

Бундай жараёнларда ҳар бир босқичга ўзига хос шўрлик қиймати мансуб. Карбонатлар сув 50% бугланганда, гипслар — 80—90%, ош тузлари — 86—94% сув бугланганда ҳосил бўладилар. Шу

нуқтаи назардан, калий тузларининг кам учраши ва карбонатларнинг кўпайишини тўғри тасаввур қилиш қийин эмас. Бошқа ётқизикларга нисбатан эвалорит формациялар 10—100 марта тез тўпланадилар. Ҳозирги вақтгача эвалоритлар ҳосил бўлишини икки модели мавжуд. Биринчиси қаторига майда, саёз ҳавзалардаги эвалоритларнинг тўпланишини кўрсатиш мумкин. Иккинчи модел саёз ҳавзалардан чекланган, чуқурсув акваторияларда содир бўлади (29.2-расм).

Чуқурсув эвалорит ҳавзалар арид иқлим шароитида ҳосил бўлган ва бу ҳавзаларнинг тегишли денгиз ва океанлар билан алоқалари сусайган ёки бўлмаган. Аммо, шунга қарамасдан ҳавзага маълум шўрликдаги денгиз сувлари келиб турган ва буғланиш ўрнини босган. Бундай ҳавзалар ўз ривожига бир неча босқичдан ўтган (29.2- расм А, Б, В, Г).

XXX БОБ. ЕР МАГНИТ МАЙДОНИНИНГ ИНВЕРСИЯСИ ВА КОСМИК РАДИАЦИЯ

Ернинг магнит майдони фанерозой давридан бери маълум. С.Маруяманинг фикрича, юқори фаолликка эга бўлган бундай майдон 2,7 млрд. йил аввал шаклланган. Тирик мавжудот муҳитининг асосий компонентлардан бири бўлиб келган. Магнит майдонининг тирик организмларга таъсири бир қатор тадқиқотларда исботланган. Бу таъсирнинг уч хил йўли бор. Биринчиси — магнит майдонининг барча организмларга таъсири, иккинчиси — рефлектор, учинчиси — қонга, сувга, лимфаларга таъсири. Магнит майдон нафақат алоҳида олинган организмларга, балки уларнинг йирик уюшмаларига, турларига ва оилаларига ҳам таъсир қилади. Шу нуқтаи назардан, магнит майдон йирик экологик омил сифатида қаралади. Ю.А.

Холодовнинг фикрича, ўсимлик ва ҳайвонот дунёсига магнит майдоннинг таъсири анча катта бўлган.

Магнит майдонининг бундай таъсири ҳозиргача жуда катта муаммо бўлиб келаётир. Р.Уффен ва Ж.Ф.Симпсонларнинг тахминига кўра, организмлар ривожига магнит майдонининг кучланиши таъсир қилади. Бу кучланишлар суст бўлган даврларда магнит кутблар алмашуви, космик радиациянинг ошиб бориши кузатилади. Бу радиация тирик организмларга бевосита таъсир қилади ёки улардаги турларнинг ўзгаришига олиб келади (30.1- расм).

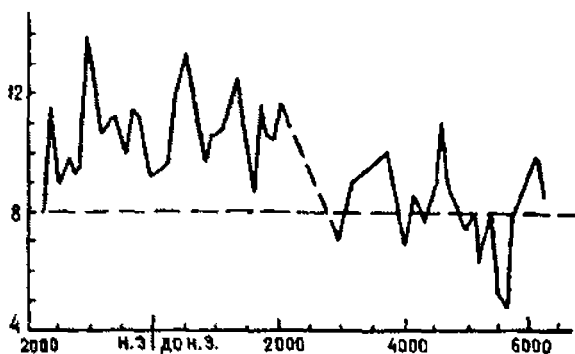
Физикларнинг фикрича, космик нурлар магнитосферанинг парчаланиши натижасида ҳосил бўлади ва катта қийматга эга бўлмайди. Улар ҳавзалардаги сув томонидан ўзлаштирилади ва шунинг учун бўлса керак, планктон ва бошқа микроорганизмларга кам таъсир қилади. Космик радиация ўсимликларга ҳам палеозой даврида катта таъсир кўрсатган.

XXXI БОБ. АСТЕРОИД, КОМЕТА ВА МЕТЕОРИТЛАРНИНГ ЕРГА ТУШИШИ (ИМПАКТ ЖАРАЁНЛАР)

Ер тарихининг ибтидоий босқичидаги асосий воқеалардан бири — унга ниҳоятда катта ҳажмдаги (Марсга тенг) астероиднинг тушиши бўлган. Тахминларга қараганда бу буюк воқеа 4,52 млрд. й. аввал содир бўлган. Ер билан астероид тўқнашуви натижасида орбитага жуда катта ҳажмдаги ер моддаси чиқарилган ва унинг ҳисобига Ой ҳосил бўлган. Ернинг дастлабки дисимметрияси ҳам (яъни қитъаларнинг бир яримшарда, денгизларнинг — иккинчи яримшарда жойлашиши) ушбу жараёнга боғланади. Мантиядаги конвектив оқимлар ҳам шу жараён билан боғлиқ бўлса, ажаб эмас. Ернинг яна бир хусусиятини эслаш даркор. Барча қитъалар дрейфи (сузиши) уни ғарбий яримшарида содир бўлган, Шарқий яримшарда эса океан қобиғи шаклланган (Тинч океани ҳавзаси).

Кейинги даврларда ҳам Ерга бир қатор космик жинслар тушиб келган ва у билан тўқнашиб, импакт жараёнларни бошлаб берган. Бунга мисол сифатида анча кенг тарқалган тектитлар қатламларини кўрсатишимиз мумкин (Тасмания, Австралия, Зонд ороллари, Жанубий Хитой, Ҳиндистон). Тектитларнинг ёши 100 млн.й. атрофида.

Геохимик жиҳатдан космик жисмларнинг ерга тушиши ва таъсири ҳақида баъзи бир элементларнинг, хусусан, платина ва иридийнинг юқори миқдори далолат беради. Бундай қатлам ва қатламчалар Ерда анча кенг тарқалган. Иридийнинг ердаги умумий миқдор $2 \cdot 10^{-8}$ % га тенг. Бу рақам унинг кларки дейилади. Алпенин оролларидаги маастрихт-даний ўртасидаги қатламда унинг миқдори



30.1- расм. 8 минг йил ичида Ер магнит майдонининг ўзгариши (М. Kovacheva).

Бўр даври охиридаги иридий воқеасидан сўнг тирик қолган денгиз биотасининг миқдори, % да (С.Emiliani, E.B.Kraus, E.M.Shoemaker)

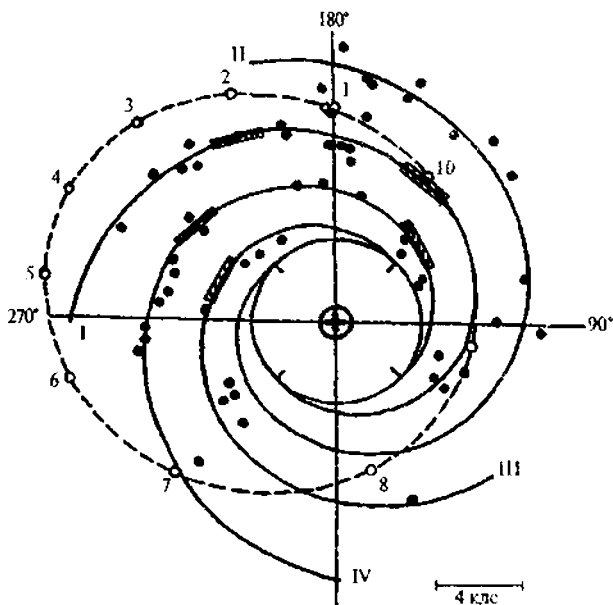
Гуруҳлар	%	Гуруҳлар	%
Планктон		Бентос (соҳил бўйи)	
Кокколидофоридлар	13	Маржонлар (риф ҳосил қилувчи)	20
Фораминиферлар	13		
Диатом сув ўтлари	31	Фораминиферлар (орбитсидлар)	0
Динофлягелатлар	78	Пелециподлар	43
Радиоляриялар	98	Устрицалар	32
Нектон		Гиппуритлар	0
Аммоноидеялар	0	Ер юзасидагилар	
Белемноидлар	0		
Наутилоидлар	50	Тошбақалар	23
Суякли балиқлар	4	Завроптериялар	0
Ихтиозаврлар	0	Лацертилиялар	27
Плезизаврлар	0	Тимсоҳлар	12
Бентос		Яшеротғазлар	0
(батыал ва абиссал)		Птицетозлар	0
Фораминиферлар	75-85	Птерозаврлар	0
		Сутэмизувчилар	52
		Юқори ўсимликлар	69

кларкка нисбатан 30 марта кўп. Дания, Испания, АҚШ, Янги Зеландия, Мангшлоқ ва бошқа ҳудудларда баъзи бир нозик ва кичик қалинликдаги қатламларда иридийнинг миқдори кларкка нисбатан 20—160 марта кўп. Бу бўрнинг охирига тўғри келган геохимик номиёёрлик Ерга космик жисмнинг таъсири билан боғланади.

Ер тарихида кўп таксонларнинг (ҳайвонот дунёси турларининг) вақт-вақти билан қирилиб кетиши ҳозиргача ечилмаган жумбоқлардан бири бўлиб қоляпти.

Бу даврда содир бўлган биотик танглик ўша даврда яшайтган ҳайвонот дунёсининг деярли ярмидан кўпроғини қириб юборди. Бу чегара аммонитлар, моллюскалар, маржонлар, рудистларнинг йўқолиб кетиши билан белгиланади. Айниқса, океандаги планктоннинг йўқолиб кетиши кишини ҳайратда қолдирди. Худди шу даврда динозаврлар ҳам йўқолиб кетган (31.1-жадвал).

31.1-расм. Ҳисобланган Куёш орбитасининг Галактик спирал йўлаклари билан мос тушиши. Рақамлар ва ҳарфлар билан Куёшнинг Галактика оқимлари билан учрашуви кўрсатилган. Бу даврларда Ер фаол бомбардимонга дучор бўлган. Рим рақамлари — Галактиканинг спирал йўлакларини кўрсатади. Қора нуқталар — молекуляр туманликларни белгилайди.



Ушбу фожиавий воқеаларнинг, биотик тангликнинг сабаблари ҳам охиригача аниқланмаган. Фақат бир қатор тахминлар ва гипотезалар мавжуд. Умуман олганда бу қирилишнинг сабаблари сифатида космик радиацияни, Ернинг магнит майдонининг ўзгариши, Арктикадан сув тошқинини ва, ниҳоят, йирик астероиднинг Ерга келиб тушишини кўрсатадилар. Астероид Ерга келиб тушганда ҳарорат 5—10° кўтарилган. Бу ўз навбатида, юқорида кўрсатилган воқеага олиб келган. Шуниси аҳамиятлики, бу воқеа қисқа даврда содир бўлиб, атиги 0,5 млн. йилни ўз ичига олган.

Иридий номеъёрликлари кембрий ва венд чегарасида ҳам содир бўлган (540 млн.й.).

Ҳозирги замон адабиётларида космик фазодан Ерга тушган астероидлар таъсирини яна бир қатор вариантлари мавжуд. Биз улардан фақат иккисини кўриб чиқамиз. Биринчиси, Галактикадаги Қуёш тизими орбитасининг ўзгариши. Уларнинг ҳар бирида Ер жуда катта энергия олади (10^{31} дж). Бу энергия Ердаги эндоген жараёнларни кучайтиради. Иккинчи омил сифатида Ер юзасини астероидлар ва кометалар томонидан „бомбардимон“ қилиш қаралади. Н.А.Ясаманов, А.А.Боренбаумлар фикрича, Қуёш тизими галактик орбита бўйича ҳаракат қилганда, Галактика оқимларини кесиб ўтади (31.1-расм) ва улкан бомбардировкага учрайди.

Хулоса қилиб айтиш мумкинки, Ер ўз тарихи даврида доимо Галактикадаги оқимлар таъсирига дучор бўлган. Космик воқеалар (астероид ва кометаларнинг ерга тушиши, иридий номеъёрликларининг ҳосил бўлиши, ҳароратнинг кўпайиши) маълум такрорийликда давом этган (31.2- жадвал).

31.2- жадвал

Космик воқеаларнинг намоён бўлиш кетма-кетлиги (А.А.Боренбаум)

Жадвал	Космик воқеалар	
I.Эоцен	Қуёшнинг юлдузлар туманлигидан ўтиши.Ерга астероидларнинг тушиши — 3.6, 2.6, 1.65, 1.05 млрд.й.аввал	
II.Эра, эратема III.Давр, тизим IV.Эпоха, бўлим	Қуёш тизимининг бомбардимон қилиниши	Кучли даврийлиги 200—250 млн.й. Ўрта ва суст, даврийлиги 19—37 млн.й.
V.Аср, ярус VI.Зона, қисм, горизонт	Ернинг якка астероидлар билан тўқнашуви	Диаметри >35 км даврийлиги 2,9 млн.й. Диаметри <3,5 км даврийлиги 0,01—1,0 млн.йил

Ер гуруҳи сайёралари Галактика туманлигидан ўтаётганда бу оқимлардан ер гуруҳидаги сайёраларга бир қатор астероидлар ва кометалар тушган. Ердаги глобал танглик, ҳайвонот дунёсининг қирилиши айни шу ҳодисалар вақти билан мос келади (31.3- жадвал).

31.3- жадвал

Ердаги ҳайвонот дунёсининг оммавий қирилиш даври ва Қуёшни Галактика оқимларидан ўтиши билан қиёслаш (А.А.Боренбаум, Н.А.Ясаманов)

МВ даврнинг стратиграфик ўрни,	МВ сатҳи	Асрлар чегараларининг геологик ёши, млн.йил
I	2	3
Плиоцен		5,3-1,8
Олигоцен-миоцен		23,8
Ўрт.эоцен-приабон асри		37,0
Маастрихт-даний	ВМВ	65,0 ±0,1
Сеноман-турон		93,5 ±0,1
Баррем-апт		121,0 ±1,4
Кимеридж-итон		150,7 ±3,0

Плинсбах-гоар		189,6 ±4,1
Норий-рэт	ВМВ	209,6 ±4,1
Анизий-ладин		234,3 ±4,6
Татар (чансин) - присбах асрлари	ВМВ	248,2 ±4,8
Сакмар-артин		269
Стефан даври		323
Турней-визе	(ВМВ)	342
Фран-фамен	(ВМВ)	364
Лудлов даври		423—419
Ашгилл-лландовери	ВМВ	443
Лланвери-лландейло		464
Тремалок-арениг		485
Дресбач асри		505—495
Ленск (ботом) асри		524—518
Томмот асри		534—530
Фанерозой чегараси		540

XXXII БОБ. ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИК РАЙОНЛАШТИРИШ ВА ЭКОЛОГИК ТУРКУМЛАР ЭВОЛЮЦИЯСИ

Палеонтология, стратиграфия ва геология соҳаларидаги ҳар қандай улкан ва мушкул масаланинг ечими палеоэкология ва палеобиогеография ютуқлари билан чамбарчас боғлиқ.

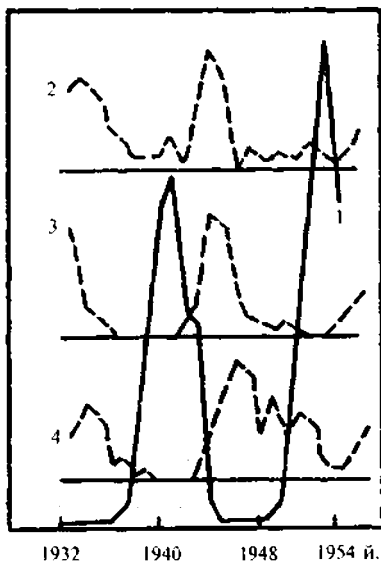
Органик дунё маълум сатҳлар бўйлаб ташкил топган. Буни биз алоҳида олинган яқка биоценозда ҳам, биоценозлар тизимида ҳам кузатишимиз мумкин. Турли сатҳдаги биоценозлар экологик тизимларни (туркумларни) яратади. Уларнинг ҳар бирини ўзига хос алоқалари, яшаш муҳитлари мавжуд. Экологик тизимлар узоқ ўтмишдан бошлаб, маълум геологик жисмларни (қатламлар, свиталар, сериялар) эгаллайди. Бу геологик жисмлар ва экологик тизимни вақт бўйича тадқиқ қилиш Ернинг бетакрор эволюциясини ўрганишда улкан имкониятлар очиб беради.

32.1. Экологик туркумлар

Ҳайвонот дунёси аззолари ўртасидаги ўзаро биотик муносабатлар ва уларнинг бир-бирига боғлиқлиги эволюция жараёнларининг асосий омилларидан ҳисобланади. Ҳайвонот дунёси орасидаги энг асосий муносабатлар озуқа билан боғлиқ. Биз бундай муносабатларни трофик муносабатлар деймиз. Ўсимликлар билан озуқаланадиган ҳайвонлар улар бўлмаган ёки ўсмайдиган жойда бутунлай учрамайдилар. Айти бир пайтда, бундай ҳайвонлар учрамайдиган ҳолларда, улар билан озуқаланадиган йиртқичлар ҳам бўлмайди (32.1-расм). Озуқаланиш услублари биоценотик ҳамжамиятлар шаклланишининг асосий омил ҳисобланади.

Шундай тарзда, биоценотик ҳамжамият трофик занжирлар ва кетма-кетликлар ҳосил қилади. Океан ва денгиз ҳавзаларида ҳам худди шундай.

32.1- расм. Россиянинг Европа қисмидаги йиртқичлар ва уларнинг қурбонлари миқдорини қиёслаш (Н.В.Тимофеев-Ресовский, А.В.Яблоков, Н.В.Глозов): 1 — йиртқичлар (бўри, тулки); 2—4 — уларнинг қурбони (қуёнлар ва ҳоказо).



Бу ҳавзаларда озуканинг тақсимланиши ҳавза биоценозларини қонуний равишда тарқалишига олиб келади. Ушбу ҳудудларда фотосинтез ўтадиган зоналар зич, юқори биологик маҳсулдорликка эга. Фитопланктон жуда катта ҳажмдаги органик моддаларни ишлаб чиқаради (коллоид органик молекулалар, суспензион заррачалар ва ҳоказо). Уларнинг ҳавза тубига чўкиши ва йиғилиши океан тубини органик моддалар билан бойитади ва тегишли фацияни ривожлантиради.

Трофик алоқалар, озукаланиш услублари экологик туркум ҳаётини ва яшаш шароитини белгилашда катта аҳамият касб этади. Биоценотик ҳамжамиятнинг ташкил қиладиган ҳар қандай организмлар гуруҳи ўзига хос бўлган озукаланиш услубларига эга. Шунга қараб, улар маълум трофик кетма-кетликлар ёки „занжирлар“ ҳосил қилиши мумкин.

Мазкур кетма-кетликларни бошланишида продуцент организмлар жойлашади. Улар одатда озукани сифатида бир қатор органик моддалар ишлаб чиқардилар. Продуцентлар (яъни, озукани ишлаб чиқарувчилар) қаторига сув ўтлари (кокколитофоридлар, радиолярийлар, динофлягелаталар) киради. Ишлаб чиқилган бирламчи органик моддалар микрозоопланктон учун ем бўлади. Нектон ва бентос ҳайвонот дунёси ҳам ундан фойдаланади. Органик моддаларни истеъмол қилувчи организмлар консументлар номи билан маълум.

Консументлар орасида сестонофаглар (яъни океан тубидаги тўпловчилар) ва филтраторлар ажратилади. Булар қаторига зоопланктон, губкалар, мшанкалар, елкаоёқчилар киради.

Консументлар орасида катта гуруҳни детритофаглар ташкил қилади. Улар нобуд бўлган организмлар қолдиқларини ўзлаштирадилар. Маълум маънода уларни денгиз „санитарлари“ деб ҳам аташади. Булар қаторига қориноёқчилар, моллюскалар, денгиз типратиканлари ва чувалчанглари киради. Океандаги ҳаёт тизими редуцентлар (бактериялар) билан яқунланади.

Организмлар орасида мавжуд бўлган трофик алоқалар органик дунё ривожланишида ниҳоятда катта ўрин эгаллайди.

Энг қадимги организмлар сифатида кўк-яшил сув ўтларини кўрсатиш мумкин. Эҳтимол, улар стратомолиитларга асос солган. Чуқур ва узоқ докембрийда продуцентлар (автотроф кариотлар) бўлган бўлиши мумкин. Нима бўлганда ҳам, венд даврига келиб биотик уюшмалар маълум сатҳларга бўлинган ва шу тарзда ташкил топган. Венд метазоалари орасида сестонофаглар (ҳавза туб мавжудотлари) кўпроқ учрайди (погонофорлар, петалонамлар, аннелидлар, губкалар, медузалар ва ҳоказо).

Венд ва қўйи кембрий биоценозларининг трофик алоқаларини тадқиқ қилиш шуни кўрсатадики, улар венд даврида озукаланиш усулларини сақлаб қолган. Аммо кейинчалик, вақт ўтиши билан, фанерозойда озукаланиш йўллари мураккаблашган ва кўпайган.

Биотик уюшма аъзоларидан ҳар бирининг ўзига хос функционал вазифалари мавжуд: симбиоз, паразитизм, йиртқичлик, коменсализм шулар жумласидандир. Ушбу тушунчаларни қисқача изоҳлаб ўтайлик.

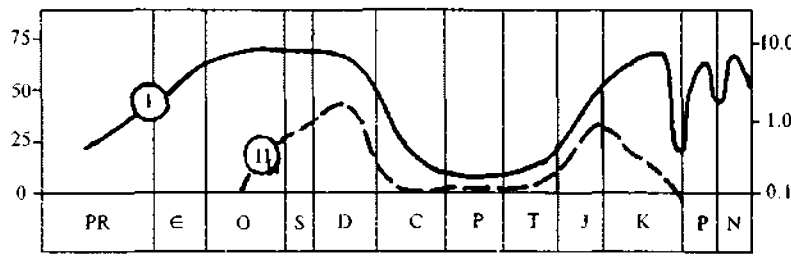
Симбиоз — организмларнинг бирга яшаши. Ҳаёт учун курашиш йўллари билан бири. Бу турдаги муносабатлар докембрий даврдан маълум ва фанерозойда жуда кенг тарқалган. Унинг икки тури бор: коменсализм ва мутуализм.

Коменсализм аслида қўш яшаш маъносини англатади. Бунда яшовчилардан бири иккинчиси ҳисобига кун кечириди, аммо унга зиён етказмайди. Масалан, ўсимликлардаги мавжуд бўлган бактериялар ва бошқа умуртқасизлар.

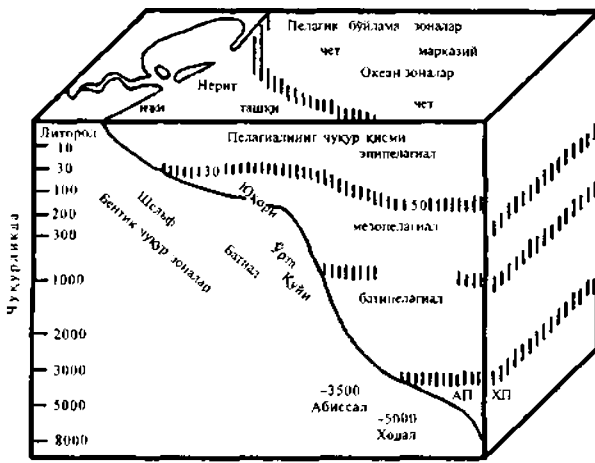
Агар бирга ҳаёт кечираётган организмлар бир-бирига фойда келтирса — бу вазият мутуализм дейилади. Бунга мисол қилиб, риф қурувчи маржонлар тизимидаги муносабатларни кўрсатиш мумкин. Умуман олганда, организмлар орасидаги трофик алоқалар, органик дунёни ранг-баранглиги жуда катта аҳамиятга эга ва у биринчи навбатда, биомаҳсулдорлик, продуцентларнинг миқдори билан боғлиқ (32.2-расм).

Океан ва денгиз биоценотик туркумлари орасида шельф ва чуқурсув ҳудудлардаги турлар ажратилади.

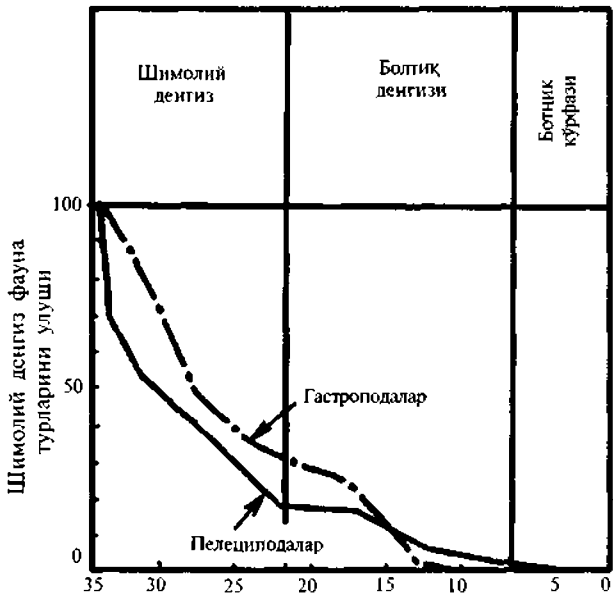
Ҳавзаларнинг чуқурлиги, сув массаларининг гидродинамикаси, шўрлик ва ҳарорат, ҳавзаларга тушиб келаётган терриген маҳсулотлар ҳажми ва бошқа, шу каби омиллар, экологик туркум турларини, миқдорини ва ранг-баранглигини белгилайди. Ҳозирги мавжуд бўлган экологик туркумларнинг таснифи денгиз ва океан ҳайвонот дунёсига асосланган.



32.2- расм. Фитопланктон (I) ва гидрондлий полипланктоннинг (II) докембрий ва фанерозойдаги таксономик ранг-баранглигининг ўзгариши (Х.Э.Нестор).



32.3- расм. Асосий бентик ва пелагиал шароитларнинг таснифи (A.R.Edwards): АП— абиссопелагиал, ХП—хадопелагиал.



32.4- расм. Болтиқ денгиздаги моллюскалар хилма-хиллиги ва сувнинг шўрлиги ўртасидаги боғлиқлик (Т.Sorgenfrei). Шўрликнинг пасайиши турларнинг хилма-хиллик даражасини камайтиради, бу эса эндемик турларнинг пайдо бўлишига олиб келади.

кил топишида ҳам ҳарорат асосий аҳамиятга эга. Ҳар бир иқлимий минтақа учун унинг ўзига хос биоценотик туркумлари мансуб. Масалан, оқимлардаги экваториал ва субтропик минтақаларда фораминифералар, кокколитофоридлар, радиоляриялар кенг тарқалган. Қутб атрофидаги сув ҳавзаларида организмлар сони қисқариб, асосан, диатомлар тарқалган. Шельфда ҳам худди шундай ўзгаришлар мавжуд. Ўсимликлар ҳам иқлим зоналигига бўйсунган ҳолда тақсимланадилар (тропик, субтропик ўрмонлар, тайга ва тундра).

Бундай шароит ўтмишда рифей-венд, юқори ордовик, юқори карбонда ҳам бўлиб ўтган. Бошқа вақтларда (масалан O_2 , -3 да) иқлим зоналиги ўзгариб, ундан анча фарқ қилган. Кенглик бўйича тарқалган иқлимнинг зоналиги экологик туркумларнинг тарқалишига ҳам ўз таъсирини кўрсатган. Масалан, музлик бўлмаган вақтларда иссиқсевар ҳайвонот дунёси қутбларгача етиб борган (32.6- расм).

Денгизларнинг экологик туркумлари. Анча саёз бўлган денгиз ҳавзалари қитъалар атрофидаги чет (шельф) ва эпиконтинентал турларга бўлинади. Бундай бўлиниш асосида уларнинг Дунё океани ҳавзаси билан алоқадорлиги ётади. Бундай алоқа, ўз навбатида, организмларнинг экологик туркумлари

Планктон ва бентосли фауна денгиз ва океанларда анча мураккаб тарзда тақсимланган. Бу жиҳатдан улар бири-биридан анча фарқ қилади. Умуман шельфда (200 м чуқурликкача) 83% биомасса мужассамланган, 200 м — 3000 м да — 17% ва, ниҳоят, ҳавзалар тубида атиги 1% атрофида организмлар мавжуд. Кўриниб турибдики, шельф денгиз ва океан ҳавзаларининг энг биологик маҳсулдор қисми ҳисобланади.

Океан ва денгизларда яшайдиган организмларнинг яшаш шароитига қараб, ҳавзанинг чуқурлигига боғлиқ ҳолда улар нерит, баттал ва абиссал туркумларга ажратилади (32.3- расм). Бу ҳудудлар билан боғлиқ бўлган бентик зоналарнинг тарқалиши ҳавза туби шакли билан боғлиқдир. Бу ҳудудларда яшайдиган ҳайвонот дунёси орасида ёриқлар атрофидаги, гидротермалар фаолият зоналаридаги организмлар алоҳида гуруҳни ташкил қилади.

Денгиз ҳавзаларини, одатда, бир қатор қисмларга бўладилар: бентал (туб), пелагиал (сув массаси). Пелагиалда икки хил организмлар мавжуд: фито- ва зоопланктон (майда сувўтлари, кокколитофоридлар, динофлагелатлар, акритархлар). Ушбу микроскопик мавжудот фотосинтез ҳудудларини тез ишғол қилади. Тубда яшовчи организмларнинг умумий номи „бентос“ деб аталади. Буларнинг таксономик жиҳатидан хилма-хиллиги сувнинг шўрлиги билан белгиланади. Бу организмлар 35—30% шўрликни кўтаради, унга мослашади ва умумий номи стеногалин мавжудотлар дейилади (32.4- расм).

Денгиз ҳайвонот дунёси бутун геологик тарих давомида стеногалин турга кирган (маржонлар, бошоёқлилар, брахиоподалар ва ҳоказо).

Шўрлик билан бир қаторда, денгиз сувларининг ҳарорати ҳам организмларнинг географик тарқалишида катта аҳамиятга эга. Маълумки, барча организмлар (сутэмизувчилар, қушлар бундан мустасно) атроф-муҳит ҳароратини қабул қиладилар. Агар улар кенг диапазондаги ҳарорат ўзгаришига мослашса, биз бундай турларни стенотерм турлар деб атаёмиз. Мисол тариқасида маржонларни кўрсатиш мумкин (32.5- расм). Маълумки, Ердаги иқлимий зоналикнинг таш-

ранг-баранглигини белгилайди. Дунё океани билан алоқадор ҳавзаларда ҳайвонот дунёсининг ранг-баранглиги, турларининг кўплиги ва тез алмашуви кузатилади. Аксинча, алоқа суст бўлганда, ҳайвонот дунёси турлари камайиб боради.

Бундан ташқари, саёз денгизлар ўз ҳавзасига келаётган маҳсулот таркибига кўра икки гуруҳга ажраладилар: терриген ва карбонат чўкиндилар тўпланадиган денгизлар. Терригенлар тўпланадиган денгизлар гумид, иккинчиси арид иқлим шароитида ривожланади.

Ушбу ҳавзалардаги ҳайвонот дунёси ва улар ташкил қилган босқичлар ҳар хил зоналар бўйлаб қонуний равишда тақсимланган. Бундай динамик зоналарнинг ташкил топиши чўкинди тўпланиш шароитларнинг ўзгариб бориши билан боғлиқ (литорал-сублиторал-пелагик худудлар учун).

Экологик туркумларнинг ўтмишдаги тақсимланиши муҳит шароитлари билан боғланган. Уларнинг кўпчилиги денгиз соҳиллари атрофида, унга параллел ҳолда тақсимланган.

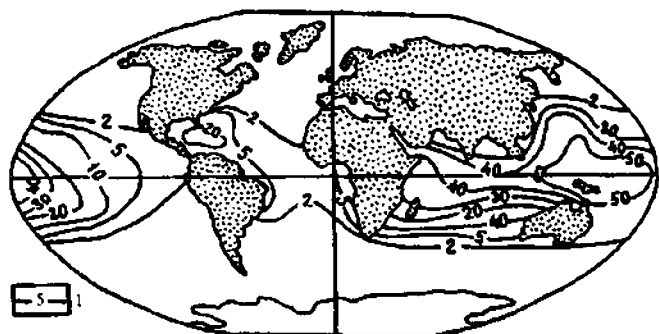
Денгиз палеоэкологиясида турларнинг соҳилдан чуқурсув худудларгача тарқалиши маълум биоценозар қаторларини шакллантиради. Бу қаторлар „гамма“ номини олган. Гаммаларнинг миқдори, ички тартиби, мураккаблиги тектоник вазият, соҳилнинг қиялиги, сувлар гидродинамикасига боғлиқдир. Сокин тектоник вазият, турғун соҳил шароитларида биоценозарнинг турлари кўпаяди ва кенгаяди.

Биоценозарнинг денгизлар кесмасидаги (соҳилдан марказга) зоналиги вақт ўтиши билан бетакрор ўзгариб борган. Буни қисқача изохлаб ўтамиз.

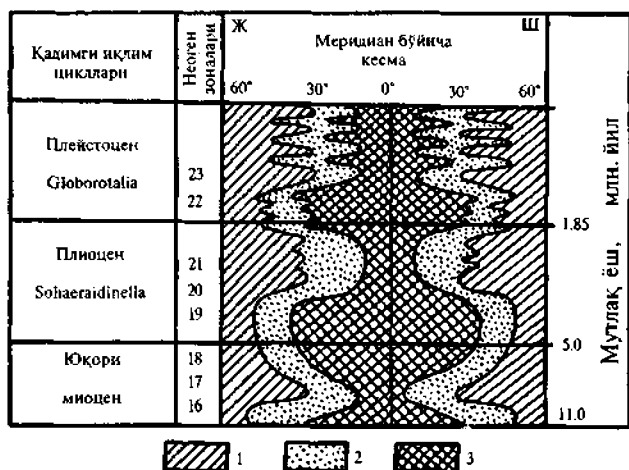
Кембрий денгизларининг соҳилларида тубни қазувчи организмлар ва строматолитлар кенг тарқалган. Уларни марказга қараб археоцеатлар ўзгартирган ва, ниҳоят, денгизларнинг чуқур қисмларида трилобитлар пайдо бўлган. Бундай зоналикни ордовик-пермь даврида мшанкалар, девон-пермда — хонетидлар, продутивитлар, карбонда — фузулинидалар алмаштираган. Шельф ва саёз денгизлар ҳайвонот дунёсининг алоҳида гуруҳини рифлар ташкил қилади. Улар ниҳоятда кенг ва мураккаб биоценозар мавжудлиги ва ўзига хос трофик алоқалар билан ажралиб турадилар. Рифларнинг экологик туркуми асосини риф қурувчилар ташкил қилади. Уларнинг ривожланиши денгиз экотизимлари билан тўла мос келади (32.7- расм).

Фанерозойда кўпчилик организмлар ё рифлар қурган, ёки уларни барпо этишда иштирок қилган. Рифлар маълум даврларда ҳосил бўлган. Вақт ўтиши билан рифларнинг минералогик таркиби ҳам ўзгариб борган. Масалан, палеозойда кальцитли ва магнезиал кальцитли, мезозойда — арагонитли (рудистлар) рифлар кенг тарқалган. Докембрийда рифларни қуришда, асосан, сувўтлар, строматолитлар иштирок этган. Ордовикда — мшанкалар, силурда — брахиопода, моллюскалар, девонда — брахиоподлар фаол қатнашганлар.

Умуман, денгиз ҳавзаларидаги биоценотик зоналик (соҳилдан чуқурсув худудларгача) кембрий даврдан бошлаб маълум ва бутун фанерозой учун сақланиб келади. Ҳар бир зонадаги экологик туркум ўзига хос таркибга эга. Энг асосийси шундаки, соҳилдан чуқурсув худудларига қараб ҳайвонот дунёсининг таксономик ранг-баранглиги ошиб боради. Соҳил ва соҳилбўйи худудларида у ёки бу якка турнинг кўплиги кўзга ташланади, алоҳида турларнинг зичлиги аниқланган, аммо умумий

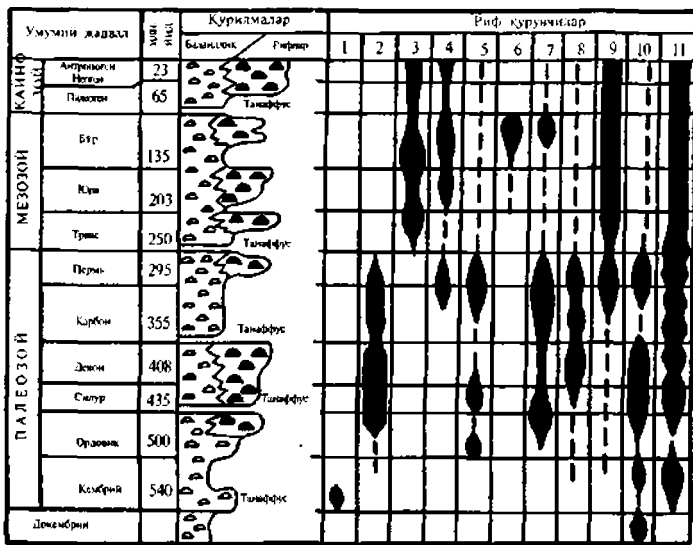


32.5- расм. Германотип маржонларнинг Дунё океанида тарқалиши. Энг йирик рифлар экваториал Атлантиканинг гарбий чеккасида, Ҳинд ва Тинч океанларида жойлашган (J.O.Milliam). 1 — турлар сони.



1 [Pattern 1] 2 [Pattern 2] 3 [Pattern 3]

32.6- расм. Неоген-тўртламчи давр иқлимий цикллари қиёслаш. Чуқур бурғилаш натижасида олинган фораминифералар тарқалишига асосланган (O.L.Bandy, F.T.Banner, W.H.Blow, A.W.Be, R.E.Gasey, A.П.Лисицин). Фораминифераларнинг кенглик бўйича тарқалиши. 1 — Globorotalia pachyderma — 8°С дан паст ҳароратли сувларда тарқалган; 2 — Glob. pachyderma — 9—15°С; 3 — тропик гуруҳ Glob. Menardii — 18,5°С дан кўпроқ, кўпинча 23—27°С да. Совуқсевар фауна паст кенгликка интилади ва глобал иқлим совмишини кўрсатади.



32.7- расм. Риф экологик туркумининг умумий таркиби ва фанерозойдаги ривожланиши (N.P.-James). Риф курувчилар таркиби: 1 — археоциатлар; 2 — табулятлар, ругозлар; 3 — германотип маржонлар; 4 — гидромаржонлар; 5 — губкалар; 6 — рудистлар; 7 — мшанкалар; 8 — елкаоёқли моллюскалар; 9 — қориноёқли брахиоподлар; 10 — кўк-яшил сувўтлар (строматолитлар); 11 — қизил сувўтлар.

турлар миқдори унча кўп эмас (32.8- расм). Шундай қилиб, денгиз туби кенгайган сари, соҳилдан узоқлашган сари фаунанинг таксономик таркиби (яъни, турларнинг ранг-баранглиги) ошиб боради. Аммо бундай ўзгаришлар фотосинтез сатҳида тарқалади, ундан чуқурроқда турлар сони сезиларли даражада камаяди.

Денгиз биономик зоналардаги ҳайвонот дунёси орасида ўзига хос трофик алоқалар мавжуд. Маълумки, докембрий охирида ва бутунлай фанерозойда барча озукаланиш сатҳлари ва услублари ўзлаштирилган.

Океанларнинг экологик туркумлари. 20—30 йил аввал палеонтологлар океан тубини бевосита ўрганиш имкониятларидан маҳрум эдилар. Океаннинг чуқур қисмини ўрганиш қадимги денгизларни чуқур қисмидаги ётқизикларга бориб тақалар эди. 1968- йилдан бошлаб, „Гломар Челленджер“ кемасидан бошланган бурғилаш ишлари палеонтологлар олдида янги имкониятларни яратди. Океан денгизларининг энг асосий хусусияти шундаки, улар фотосинтез зонасида мужассамланганлар. Океанда ҳосил бўладиган микрофоссилияларнинг кўплиги, унинг тубида биоген лойқаларини ривожланишига олиб келади. Уларнинг ёши юра даврига тўғри келади. Ундан қари ётқизиклар океанлар тубида топишган эмас.

Океан тубидаги биоген ётқизиклар орасида планктон гиллар устун туради ва кўпчиликни ташкил қилади. Таркиб жиҳатдан улар кремний кирувчи микрофоссилийларга тўғри келади (кокколитофоридлар, фораминифералар).

Биоген гиллар океан тубида биоген маҳсулдорлик ва иқлимий зоналик билан чамбарчас боғлиқ. Океан биоценозининг ички тузилиши планктон намояндалари орасидаги трофик алоқалар билан белгиланади. Продуцент сифатида кокколитофоридлар ва диатомеялар қаралади. Булардан биринчиси

32.8- расм. Ордовик ва силурда қадимги Болтиқ ҳавзасининг экологик туркумлари таркиби (Э.Р.Клааман ва б.). Фашиал зоналар: I — денгизнинг чуқур қисми (қора аргиллитлар, мергеллар); II — оралик зона (оҳақли мергеллар); III — очик шельф (оҳақтошлар); IV — соҳил (биоморф, доломитли оҳақтошлар); V — лагуна (доломитлар). Фауна қаторлари (гаммалар): 1 — граптолитлар, 2 — хитинозоалар, 3 — трилобитлар, 4 — конодонлар, 5 — остракодалар, 6 — брахиоподлар, 7 — табулятлар, 8 — строматопороидеялар, 9 — строматолитлар, 10 — эвриптеридлар.

пастки кенгликларни (тропик, субтропик) эгаллайди, иккинчиси эса юқори кутб атрофидаги кенгликларда ривожланган. Фитопланктонни истеъмол қиладиган консументлар сифатида фораминифералар, радиоляриялар қаралади. Буларнинг тарқалиши океандаги биомаҳсулдорлик ва иқлимий зоналикка боғлиқдир.

Микрофоссилиялар орасида фораминифералар ва кокколитофоридлар иқлимнинг, атроф-муҳитнинг ўзгаришига ниҳоятда сезгирдир. Шу нуқтаи назардан, улар ниҳоятда муҳим экологик гуруҳ таркибига кирадилар. Ҳаёт вақти ниҳоятда қисқалиги (2—2,5 суткада пайдо бўлиши) уларни стратиграфия учун ҳам аҳамиятини оширади. Тур ҳосил қилиши жиҳатидан бу экологик гуруҳнинг тенги йўқ (10 минг йилда битта янги тур).

Фораминифералар бу жиҳатдан кокколитофоридлардан кейин туради. Улар ҳам ҳарорат ва шўрликнинг ўзгаришига сезгирдир.

Ҳароратнинг 2° га, шўрликнинг 0,2—0,5% ўзгариши фораминифералар турларини пайдо бўлишини назорат қилиб туради. Турларнинг ранг-баранглиги тропик ўлкаларда жуда кенг тарқалган. Масалан, фораминифералар 1 млн. йилда уч-тўрт янги тур пайдо қилади. Шунинг учун ҳам фораминифералар стратиграфия учун жуда катта аҳамиятга эга (32.9- расм).

Куруқликнинг экологик туркумлари денгиз ва океанлардан бутунлай фарқ қилади. Куруқлик экологик туркумлари денгиз ва океанлар билан алоқаси бўлмаган ёки бўлса ҳам, ниҳоятда суст бўлган. Шунинг учун ундаги биоценозларнинг ҳосил бўлиши бошқа йўлдан кетган ва бошқа қонуниятларга бўйсунган. Куруқлик биоценозларини икки катта гуруҳга бўлиш мумкин. Биринчиси — бу қитъалардаги (пасттекислик, тоғлар, водийлар) ўсимлик ва ҳайвонот дунёси, иккинчиси — қитъа ичидаги қўллар ҳайвонот дунёси.

Қитъаларнинг экологик туркумларининг асосий хусусияти ҳайвонот дунёсининг олий (юқори) ўсимликлар билан бўлган алоқадорлигидадир. Ўсимликларнинг қитъаларда тарқалиши ва тақсимланиши ҳайвонот дунёси эволюциясини ҳар доим ўзгартириб келган. Ўсимлик дунёсининг таркиби, зичлиги ҳайвонот дунёси турларини, таркибини белгилаб турган. Бу жараёнда табиий-географик шароит, ландшафт ва иқлим асосий роль ўйнаган. Иқлимга нисбатан гидрофит, мезофит ва ксерофит ўсимликлар ажратилади. Гидрофитлар нам иқлим шароитида тарқалади, уларнинг илдизлари доимо сувда жойлашади. Булар кўпинча ҳавзалар атрофида ўсади.

Мезофит ўсимликлар гумид иқлим шароитига мос. Ксерофитлар арид иқлим шароитида ривожланадилар.

32.2. Экотизимларни районлаштириш ва геодинамика

Палеобиогеография ўсимликлар ва ҳайвонот дунёсининг геологик ўтмишдаги тарқалишини ўрганади ва уларни районлаштириш жараёнида „экологик туркум“ ва „экологик тизим“ тушунчаларини алоҳида ажратиш даркор.

„Экологик туркум“ ёки биоценоз — бу биосферани маълум бир ҳудудини (биотопни) эгаллаган, тарихан шаклланган организмлар тўдаси. Улар ўзаро жуда кучли алоқаларга эга ва, шу сабабдан, замон ва маконда анча турғун ҳолатда учрайди.

„Экологик тизим“ экологик туркумни атроф-муҳит билан боғлайди. Экотизим алоҳида олинган, яқка биоценозга нисбатан қўлланилиши мумкин. Экотизим биоценозлар ўртасидаги биоценотик алоқаларни ўрганади, организмлар ва атроф-муҳит орасидаги алоқаларни аниқлайди. Ташқи муҳитнинг ўзгариши экотизимнинг ўзгаришига олиб келади. Экотизимларнинг энг йирик бўлинмаси сифатида биогеографик вилоятлар қаралади. Бундай ўлкалар океанларнинг бир қисмини, қитъа чекка денгизларини ўз таркибига олади.

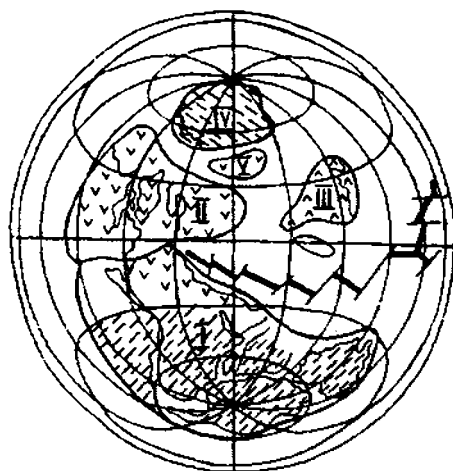
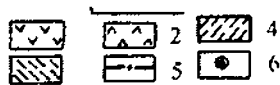
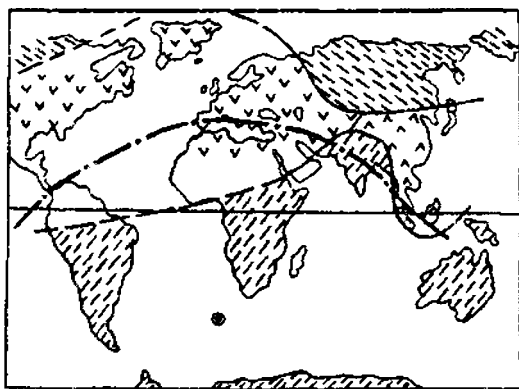
Биогеографик минтақалар вилоятлар таркибига киради. Бу ердаги органик дунё намояндалари (ўсимликлар, ҳайвонлар, организмлар) эндемизм хусусиятларига эга бўлиши мумкин.

Биогеографик округлар районлаштиришдаги энг паст тоифага киради. Юқорида кўрсатилган биогеографик бўлинмалар уларда тарқалган экотизимларнинг зоналиги, маълум кетма-кетлиги билан белгиланади. Океан ва у билан боғлиқ бўлган денгиз экотизимлари ниҳоятда турғунлиги билан ажралиб туради. Океан ва денгиз алоқалари кенг бўлгани учун, бу ердаги экотизимлар жуда кенг ва катта ҳудудларни эгаллайди. Қитъаларнинг ичидаги эпиконтинентал ҳавзаларда, алоқалар узилгани сабабли, экотизимларда эндемизм хусусиятлари пайдо бўла бошлайди. Ва, ниҳоят, қитъаларнинг ичидаги ҳавзаларда очик акваториялар билан алоқалар узилган сари, ҳар хил, фақат шу ҳудудга мансуб, эндемик турлар пайдо бўлади.

Ер юзасида биогеографик вилоятлар, минтақалар, ҳудудларнинг пайдо бўлиши ва ривожланиши ҳар хил геологик, геодинамик, иқлимий жараёнлар билан боғлиқ. Литосфера плиталарининг „сузиб“

Умумий жағрат	Метр-дак гш	Полицистинлар			Фораминиферлар		Одақли макропланктон				
		1-слумеларийлар	2-несселарийлар	3-несселарийлар	100	200	100	200	300	400	
N-Q	23										
Палеоген	65										
Бур	135										
Юра	203										
Триас	250										
Пермь	295										

32.9- расм. Пермь, мезозой, кайнозойда полицистинлар, фораминифералар, кокколитофоридлар турлари ранг-баранглигининг ўзгариши (I.I.Tappan, A.R.Loeblich).



32.10- расм. Пермь ва карбон флораларининг фитогеографик зоналлиги (С.В.Мейен). Чапдаги расмда — фитогеографик хуудларнинг фиксизм асосида тутган ўрни. 1—2 — тропик флора (1 — Еврамерий; 2 — Катазия хуудлари); 3—4 — совуксевар флора (3 — Ангара, 4 — Гондвана хуудлари); 5 — юқори палеозойдаги экватор; 6 — қадимги қутб (Н.М.Страхов бўйича). Ўнгдаги расм — фитогеографик хуудларнинг плиталар тектоникаси назарияси асосида тутган ўрни палеоиклимий зоналлиқни акс эттиради. I — Гондвана, II — Лавруссия, III — Катазия, IV — Сибирь, V — Қозогистон.

юриши, ўз ўрнини алмаштириши океанлар ҳажмининг қисқаришига олиб келган. Бундай „дрейф“ (сузиш) пайтида қитъалар бошқа иқлимий шароитга тушиб қолган, экотизимлар орасидаги алоқалар бузилган. Натижада, биогеографик зоналлик ҳам ўзгариб кетган.

Юқоридаги бобларда кўрсатганимиздек, геологияда конвергенция ва дивергенция тушунчалари мавжуд. Палеобиогеографияга бу атамаларни Э.Хэллен олиб кирган. Унинг фикрича, конвергент чегаралар қитъаларнинг тўқнашувидан, бир-бирига яқинлашувидан далолат беради. Улар яқинлашган сари, океанлар қисқаради, улар атрофидаги чекка денгизлар яқинлашади ва қўшилиб кетади. Натижада палеобиогеографик хуудлар, минтақалар бирлашади.

Дивергенция жараёнлари вақтида, аксинча, ягона экологик тизимлар бир-бирдан узоқлашади ва ажралиб кетади. Аслида бу жараёнлар юқорида кўрсатганимиздан мураккаброқ тарзда кечади. Масалан, коллизия жараёнларида тоғ тизмалари ҳосил бўлиб ҳайвонот дунёси, ўсимликларнинг йўқолишига тўсиқ бўладилар. Бу, ўз навбатида, янги биогеографик минтақалар ҳосил бўлишига, эскиларининг ўзгаришига сабаб бўлади. Худди шу тарзда биогеографик хуудларнинг ўзгаришига эвстатик тебранишлар, трансгрессия ва регрессиялар таъсир қилиши мумкин.

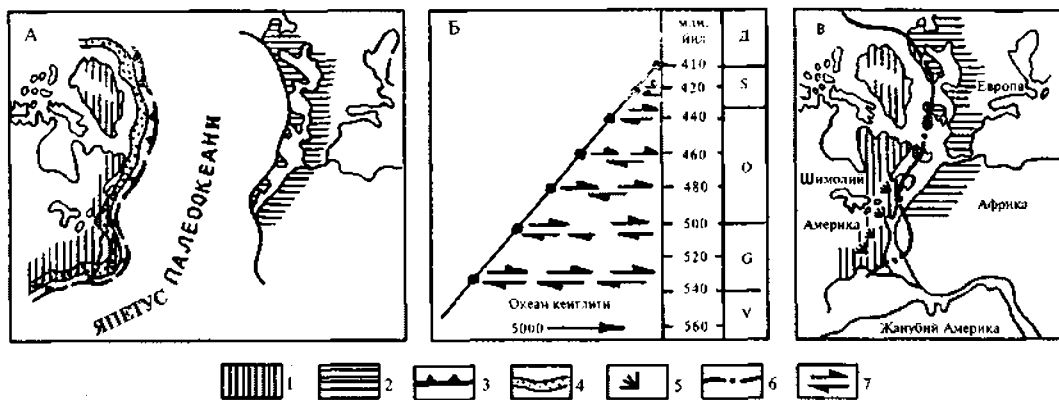
Экотизимлар зоналлигини тиклаш ҳозирги замон геодинамик қарашлар асосида амалга оширилади. Биогеографик вилоятларнинг ўрни эса иқлимий зоналлик асосида белгиланади (экваториал, жанубий ва шимолӣ тропиклар, қутб иқлим зоналари). Мисол сифатида палеозойнинг охирида Лавруссиядаги Ангара (шимолда) ва Еврамерий, Катазия хуудларини кўрсатиш мумкин. Худди шу тарзда Гондванада ҳам махсус глоссоптерия флораси авж олган хуудни кўрсатиш мумкин (32.10- расм).

Экотизимларнинг географик тарқалиши ва тақсимланишида ҳудудий хусусиятларнинг плиталар ҳаракати билан алоқаси жуда катта аҳамиятга эга. Плиталар ажралганда фаунанинг ажралганлик хусусияти ошиб борган, аксинча, улар яккалашганда биоценозлар ҳам уйғунлашган ва янги экотизимлар пайдо бўлган. Мисол сифатида қадимги Япетус океанини олайлик (32.11- расм). Маълумки, ҳозирги вақтда бу океан Британия каледонидларида мужассамланган.

Кембрий ва ордовик ётқиқиқлари Британия каледонидларининг ғарбий ва шарқий қисмида граптолитлар, трилобитлар ва брахиоподаларни ҳар хил комплексларини ўз ичига олади. Океаннинг ўша даврдаги кенглиги 3-4 минг км ни ташкил қилган ва бу, ўз навбатида, фауна алмашувига тўсиқ бўлган, албатта.

Аммо силурдан бошлаб, Япетус океани қисқара бошланган сари, умумий фауна (конодонталар, брахиоподалар), девонда — умумий остракодалар ва балиқлар шаклланган.

Океан ва денгиз экологик туркумларидаги биоценозлар зонал кетма-кетликда тақсимланган. Бу ҳолат жуда кўп исботланган. Улар орасида катта майдонларни эгаллайдиган биоценозлар алоҳида стратиграфик аҳамиятга эга. Булар қаторига граптолитлар, трилобитлар, конодонтлар, брахиоподалар, фузулинидлар, аммонитлар киради. Ҳавза чегаралари очик бўлгани учун бундай организмлар жуда тез кенг ва катта майдонларни эгаллайди. Уларнинг бу хусусияти бир-бирдан анча узоқ бўлган кесмаларни қиёслаш имкониятини яратади. Биоценозларнинг географик жиҳатдан тарқалишида иқлимий зоналлик



32.11- расм. Куйи палеозойда Япетус палеоокеани фаунистик ҳудудларининг яқинлашуви. А — кембрийда океanning тузилиши. Ҳудудларнинг ажралганлиги (Т.Вильсон); Б — океanning бекилиши. Ҳудудларнинг уйғунлашуви. Силурнинг охири (Т.Вильсон); В — Япетуснинг икки тарафида фаунали умумлашуви (W.S. Mc Kergow L.R.M. Cocks). Расмдаги рақамлар: 1 — граптолитлар *Dictyonema*, 2 — *Didymograptus befidus*, 3 — трилобитлар ва брахиоподлар (хиллар), 4 — трилобитлар ва брахиоподлар (турлар), 5 — бентос остракодалар, 6 — чучук сув балиқлари, 7 — океanning бекилиши. Белгилар: 1—2 — палеогеографик ҳудудлар (1 — Тинч океани, 2 — Атлантика), 3 — субдукция зоналари, 4 — ороллар ёйи, 5 — чақиқ маҳсулотнинг тарқалиши (девон-карбон), 6 — океан сутураси, 7 — фауна алмашадиган сатҳлар.

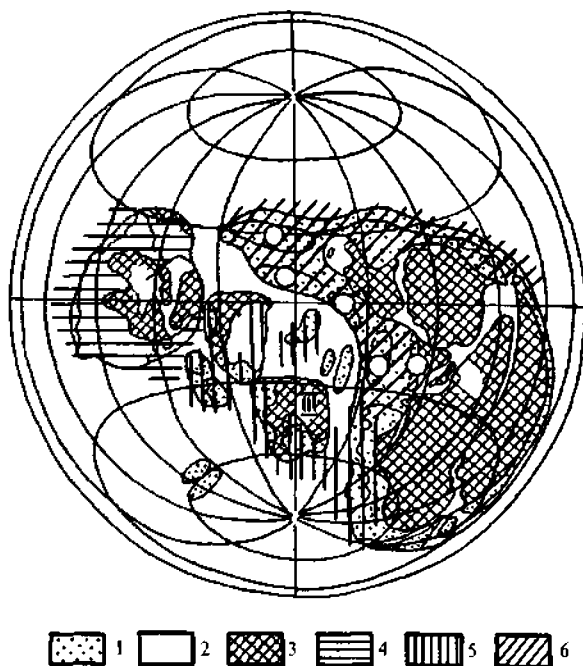
асосий омил сифатида қаралади. Бундан ташқари, қитъаларнинг жойлашуви, океан ва денгизлар ўртасидаги алоқалар, океан оқимлари ҳам ўз таъсирини кўрсатади. Бу омиллар экологик тизимлар, биоценозлар ўртасидаги алоқаларни кучайтиради ва, ўз навбатида, зоогеографик ҳудудларни ажратишга сабаб бўлади.

Зоогеографик ҳудудлар ниҳоятда йирик, умумсайёравий аҳамиятга эга бўлган биогеографик бўлинма. Бундай ҳудудлар Ер шарида кембрий давридан маълум. Бу ҳудудларнинг пайдо бўлишида Гондвана қитъасининг шаклланиши асосий сабаб бўлган. Шунинг учун ҳам биогеографик зоналик, асосан, шимолӣ яримшарда ташкил топган.

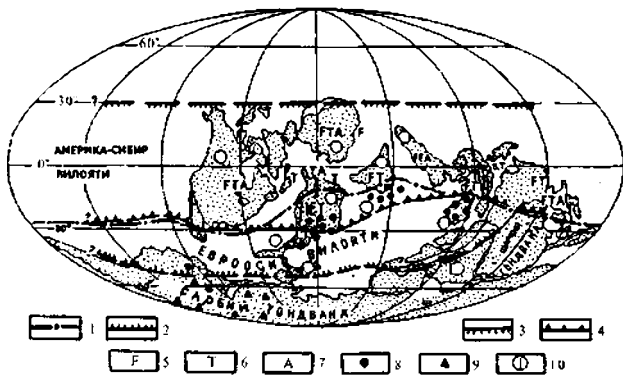
Кембрий даврида трилобитлар ва археоциатларнинг тарқалиши асосида Тинч океани, Атлантика, Австралия палеобиогеографик ҳудудлари ажралган (32.12- расм).

Тинч океан ҳудуди Шимолӣ Америка чекка денгизлари ва шельфни бирлаштирган. Рус ва Сибирь платформаси, уларни ажратиб турган Марказий Осиё денгизлари Атлантика биогеографик ҳудудига кирган. Гондвананинг атрофи (Эрон, Ҳимолай, Тарим, Хитой, Австралия, Жанубий Атлантика) Ҳинд-Австралия биогеографик ҳудуд таркибида бўлган.

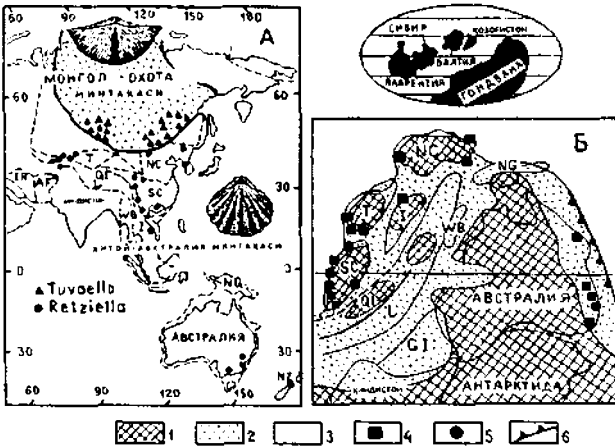
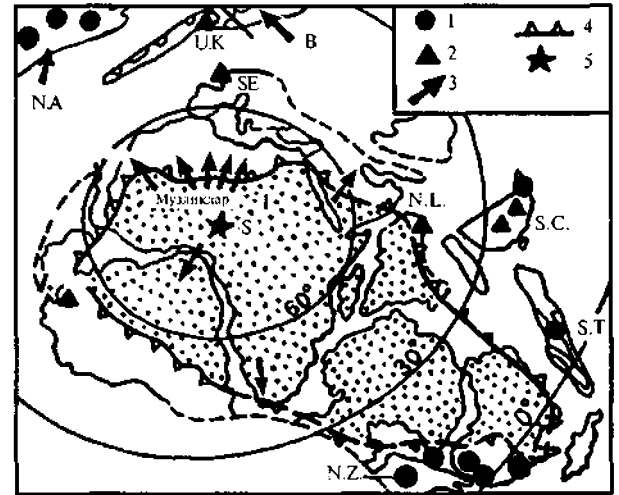
Ордовикдаги зоналик кембрий зоналиги таъсирида шаклланган. Кембрийдан фарқли ўларок, ордовикда иқлим совий бошлаган, гоҳо кутбларда музликлар ҳам пайдо бўлган. Ордовикда икки палеобиогеографик ҳудуд ажратилади: Америка-Сибирь ва Евросиё (32.13- расм). Булардан биринчиси Лаврентия, Сибирь, Қозоғистонни бирлаштирган бўлса, иккинчиси Гонд-



32.12- расм. Кембрий давридаги денгиз акваторияларини палеобиогеографик районлаштириш: трилобитлар бўйича (Л.Н.Рейна), геодинамик асос бўйича (Л.П.Зоненшайн), 1 — чекка эпиконтинентал денгизлар; 2 — океанлар; 3 — қуруқлик; 4—6 — палеобиогеографик ҳудудлар (4 — Тинч океани; 5 — Атлантика; 6 — Австралия). Қитъалар: I — Лаврентия; II — Сибирь; III — Балтия; IV — Гондвана. Шу жумладан, расм ичидаги рақамлар: 1 — Ҳиндистон; 2 — Ҳинди-Хитой; 3 — Тарим; 4 — Жанубий Хитой; 5 — Шимолӣ Хитой.



32.14- расм. Гондвананинг юқори ордовикда тикланиши (L.M.Cocks, R.A.Fortey). Америка-Сибирь ва Евросиё ҳудудидаги маржонлар ва строматопороидейларнинг тарқалиши (B.D.Welby). Палеобиогеографик ҳудудлар биоценозлари: (1 — Америка-Сибирь, 2 — Евросиё, 3 — музлик ҳаракати йўналиши, 4 — Гондвана қуруқлигининг ташқи чегараси, 5 — Жанубий кутб. Қитъалар: NA — Шимолий Америка, В — Балтия, ИК — Англия ва Уэльс, SE — Жанубий Европа, N1 — Шимолий Ҳиндистон, SC — Жанубий Хитой, ST — Шанхай, V — Венесуэла, NZ — Янги Зеландия.



ванани ўз ичига олган. Иқлимий шароит жиҳатидан булар тропик ва субтропик зоналарга тўғри келади. Ўрта ва юқори ордовикдаги биогеографик зоналик Гондвана қатъаларини қайта тиклашда яққол кўзга ташланади ва аниқланади (32.14- расм). Ордовикнинг охирида музлик шароитлари авж олади ва денгиз регрессияси содир бўлади. Фаунанинг ранг-баранглиги, турлар сони бирмунча камаяди. Силурда, айниқса, лландовериди, янги филогенетик турлар ривож топади. Янги турлар космополит характерга эга бўла бошлайдилар. Осиё, Европа, Шимолий Америка ҳавзалари ўртасидаги алоқалар кучаяди, аммо Сибирь ва Шимолий Америка ўртасидаги алоқалар қисқара бошлайди. Бунга янги пайдо бўлган Осиё океани сабаб бўлган. Бу янги океан Қозоғистон ва Монголия ҳавзаларини ҳам торайишга олиб келади (32.15- расм). Силурнинг охирида ҳавзалар ўртасида фарқлар деярли йўқолади. Девон даврининг бошланиши каледон бурмаланиш жараёнлари билан тўғри келган. Литосфера плиталарининг ўрни ўзгариши, денгиз регрессияси, иқлимнинг аришланиши, бир қатор ҳавзаларнинг бекилиб кетиши ордовик ва силурдаги биоценотик ареалларни парчаланишга олиб келди ва девон даврида янги турлар ҳосил бўладиган марказларни яратди (Калифорния-Канада, Аппалач, Ўрта Ер денгизи марказлари (32.16- расм).

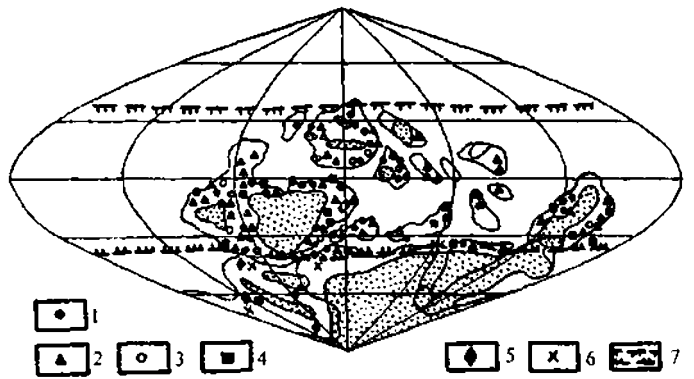
ванани ўз ичига олган. Иқлимий шароит жиҳатидан булар тропик ва субтропик зоналарга тўғри келади. Ўрта ва юқори ордовикдаги биогеографик зоналик Гондвана қатъаларини қайта тиклашда яққол кўзга ташланади ва аниқланади (32.14- расм). Ордовикнинг охирида музлик шароитлари авж олади ва денгиз регрессияси содир бўлади. Фаунанинг ранг-баранглиги, турлар сони бирмунча камаяди. Силурда, айниқса, лландовериди, янги филогенетик турлар ривож топади. Янги турлар космополит характерга эга бўла бошлайдилар. Осиё, Европа, Шимолий Америка ҳавзалари ўртасидаги алоқалар кучаяди, аммо Сибирь ва Шимолий Америка ўртасидаги алоқалар қисқара бошлайди. Бунга янги пайдо бўлган Осиё океани сабаб бўлган. Бу янги океан Қозоғистон ва Монголия ҳавзаларини ҳам торайишга олиб келади (32.15- расм). Силурнинг охирида ҳавзалар ўртасида фарқлар деярли йўқолади. Девон даврининг бошланиши каледон бурмаланиш жараёнлари билан тўғри келган. Литосфера плиталарининг ўрни ўзгариши, денгиз регрессияси, иқлимнинг аришланиши, бир қатор ҳавзаларнинг бекилиб кетиши ордовик ва силурдаги биоценотик ареалларни парчаланишга олиб келди ва девон даврида янги турлар ҳосил бўладиган марказларни яратди (Калифорния-Канада, Аппалач, Ўрта Ер денгизи марказлари (32.16- расм).

ванани ўз ичига олган. Иқлимий шароит жиҳатидан булар тропик ва субтропик зоналарга тўғри келади. Ўрта ва юқори ордовикдаги биогеографик зоналик Гондвана қатъаларини қайта тиклашда яққол кўзга ташланади ва аниқланади (32.14- расм). Ордовикнинг охирида музлик шароитлари авж олади ва денгиз регрессияси содир бўлади. Фаунанинг ранг-баранглиги, турлар сони бирмунча камаяди. Силурда, айниқса, лландовериди, янги филогенетик турлар ривож топади. Янги турлар космополит характерга эга бўла бошлайдилар. Осиё, Европа, Шимолий Америка ҳавзалари ўртасидаги алоқалар кучаяди, аммо Сибирь ва Шимолий Америка ўртасидаги алоқалар қисқара бошлайди. Бунга янги пайдо бўлган Осиё океани сабаб бўлган. Бу янги океан Қозоғистон ва Монголия ҳавзаларини ҳам торайишга олиб келади (32.15- расм). Силурнинг охирида ҳавзалар ўртасида фарқлар деярли йўқолади. Девон даврининг бошланиши каледон бурмаланиш жараёнлари билан тўғри келган. Литосфера плиталарининг ўрни ўзгариши, денгиз регрессияси, иқлимнинг аришланиши, бир қатор ҳавзаларнинг бекилиб кетиши ордовик ва силурдаги биоценотик ареалларни парчаланишга олиб келди ва девон даврида янги турлар ҳосил бўладиган марказларни яратди (Калифорния-Канада, Аппалач, Ўрта Ер денгизи марказлари (32.16- расм).

ванани ўз ичига олган. Иқлимий шароит жиҳатидан булар тропик ва субтропик зоналарга тўғри келади. Ўрта ва юқори ордовикдаги биогеографик зоналик Гондвана қатъаларини қайта тиклашда яққол кўзга ташланади ва аниқланади (32.14- расм). Ордовикнинг охирида музлик шароитлари авж олади ва денгиз регрессияси содир бўлади. Фаунанинг ранг-баранглиги, турлар сони бирмунча камаяди. Силурда, айниқса, лландовериди, янги филогенетик турлар ривож топади. Янги турлар космополит характерга эга бўла бошлайдилар. Осиё, Европа, Шимолий Америка ҳавзалари ўртасидаги алоқалар кучаяди, аммо Сибирь ва Шимолий Америка ўртасидаги алоқалар қисқара бошлайди. Бунга янги пайдо бўлган Осиё океани сабаб бўлган. Бу янги океан Қозоғистон ва Монголия ҳавзаларини ҳам торайишга олиб келади (32.15- расм). Силурнинг охирида ҳавзалар ўртасида фарқлар деярли йўқолади. Девон даврининг бошланиши каледон бурмаланиш жараёнлари билан тўғри келган. Литосфера плиталарининг ўрни ўзгариши, денгиз регрессияси, иқлимнинг аришланиши, бир қатор ҳавзаларнинг бекилиб кетиши ордовик ва силурдаги биоценотик ареалларни парчаланишга олиб келди ва девон даврида янги турлар ҳосил бўладиган марказларни яратди (Калифорния-Канада, Аппалач, Ўрта Ер денгизи марказлари (32.16- расм).



32.16- расм. Девон даврида экологик туркумлар тарқалишининг палеобиогеографик зоналлиги (И.Н.Дубатов, Я.Спасский ва Л.П.Зоненшайн буйича). I—Гондвана, II—Лавруссия, III—Сибирь, IV—Қозоғистон, V—Шимолий Хитой. Минтақалар: КК—Калифорния-Канада, Ам—Америка, С—Ўрта Ер денгизи, УТ—Урал-Тяньшан, АС—Олтой-Саён, МО—Монгол-Охота, СИБ-Сибирь, Аз—Амазонка, М—Магриб, ИС—Ҳинди-Хитой, СА—Хитой-Австралия. Қолган шартли белгиларни 32.12-расмдан қаранг.



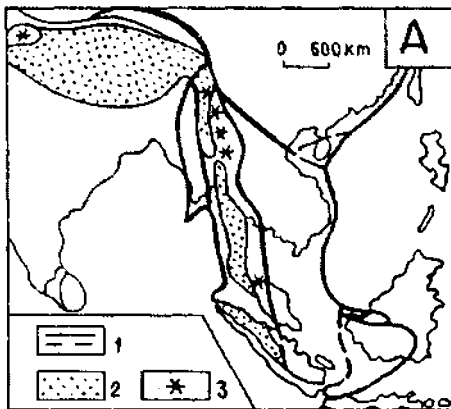
32.17- расм. Девондаги илиқсевар денгиз организмларининг тарқалиши (R.H.Heckel, B.J. Witzke). 1—рифлар, биогермлар, 2—строматопоронидеялар, 3—оҳақли яшил сувўтлар, 4—рецептокулитидитлар, 5—маржонлар, 6—аммононидеялар, 7—строматопоронидеялар, сувўтларнинг кенглик буйича чегараси.

Девон даври юқори ҳарорат ва илиқ иқлим билан ажралиб туради. Уларда тарқалган илиқсевар организмлар тропик ва экваториал ҳудудга тўғри келади (Шарқий Гондвана) (32.17- расм). Девон давридаги трансгрессия ривожланган сари бу минтақалар ва ҳудудлар бир-бири билан уйғунлашиб кетган.

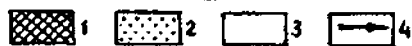
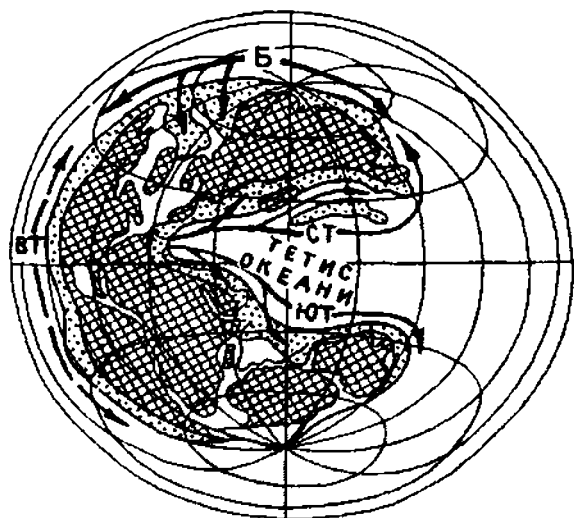
Карбон даврида Ўрта Ер денгизи, Шимолий Европа, Сибирь, Шарқий Тинч океани минтақалари алоҳида ҳудуд сифатида ажралади. Пермда қитъалар бирлашгандан сўнг, Кавказ-Хитой, Евро-Сибирь, Ҳинд-Австралия ва Шимолий Америка ҳудудлари мустақил тарзда ривожланади.

Геодинамик ва иқлимий омиларнинг ландшафт ва палеобиогеографик зоналикка таъсири пермь ва карбон даврида жуда яққол намоён бўлган. Мисол тариқасида илиқ иқлимли Каттаосиё ва совуқ иқлимли Гондванани кўрсатиш мумкин. Уларнинг ўртасида Тетис океани жойлашган (32.18- расм).

Мезозойнинг бошларида яхлит Пангея II суперқитъаси шаклланган. Унинг ҳавзаларга нисбатан баланд турганлигининг иқлим шароитлари биогеографик зоналикка ўз таъсирини кўрсатган. Шуларнинг



32.18- расм. Совуқсевар (Гондвана) ва илиқсевар (Тетис-Катазия) фауна ва ўсимликларнинг қуйи пермь ётқизикларида тарқалиши. А — Шарқий Осие, Б — Шимолий Ҳиндистон, Тибет, Фарбий ва Жанубий Хитой (I.Metcage). А—1 — террейн чегаралари, 2 — денгиз, муз ётқизиклари, 3 — фауна ва совуқ сув шароити кўрсаткичлари; Б — 1 — Катазия илиқсевар фаунаси, 2 — шельф, 3 — вулканизм, 4 — қуйи пермь совуқсевар фаунаси, 5 — қуйи пермь муз ва денгиз ётқизиклари, 6 — сутуралар, 7 — Гондвана совуқ иқлим минтақаси, 8 — Катазия илиқсевар минтақаси; SC — Жанубий Хитой, IND — Ҳинди-Хитой.



32.19- расм. Гондвана ва Лавразия триас денгизларини палеобиогеографик районлаштириш (А.С. Дагис, Л.Д.Кипарисова, Б.К.Кушлин, М.А.Ржонсницкая, Е.Тодар, К.М.Худолей, А.А.Шевирев). 1 — қуруқлик, 2 — денгиз, 3 — океан, 4 — Тетиснинг палеобиогеографик хуудлари. СТ — Шимолий Тетис хууду (Ўрта Ер денгизи, Альп-Кавказ, Помир, Шимолий Хитой — Узоқ шарқ); ЮТ — Жанубий Тетис хууду (Ҳимолай, Маорий минтақалари); Б — Борел хууду; ВТ — Шарқий Тинч океани хууду.



32.20- расм. Лавразия ва Гондвана денгизларини юра даври учун палеозоогеографик районлаштириш (П.Д. Аркелл, В.А.Басов, А.А.Дагис, Р.В.Имлей, Г.Я.Кримгольц, М.С.Месежников, В.Н.Сакс, Г.Р.Стивенс, А.Хеллем). Палеозоогеографик бўлинмалар. Тетис вилояти — СТ — Шимолий Тетис (Ўрта Ер денгизи, Крим-Кавказ, Ўрта Осиё, Помир, Шарқий Осиё минтақалари); ЮТ — Жанубий Тетис (Эфиопия, Ҳимолай, Австралия минтақалари); Б — Борел хууд (Арктика, Борел-Атлантика, Фарбий Европа, Шарқий Европа, Чукотка-Канада). Қолган белгилар 32.19- расмда.

натijasида триасда икки янги биогеографик хууд — Борел (қутб атрофи) ва Тетис океани пайдо бўлган. Бу хуудлар бўр даврининг охиригача сақланиб қолган (32.19- расм). Триаснинг бошида ҳайвонот дунёсини хусусиятларига кўра шимолий ва жанубий зоналарга ажратиш мумкин. Буларда триас бошларида умумий турдаги фауна деярли учрамайди. Фардан шарққа қараб бу фарқ кескинлашиб боради.

Шимолий Тетис зонаси таркибига Ўрта Ер денгизи, Крим-Кавказ ва Помир киради. Жанубий хууд эса Арабистон, Ҳимолай, Австралияни ўз таркибига киритган.

Борел хуудга Шимолий Лавразия денгизлари кирган (Канададан то Узоқ Шарқгача) ва унинг ҳайвонот дунёси турлар жиҳатидан бирмунча танқис бўлган.

Юра даврида палеозоогеографик районлаштириш анъанавий тарзда Борел, Тетис ва Тинч океани хуудларига ажратилган (32.20- расм). Бу ҳавзалар ўртасида алоқалар жуда кенг бўлган, ҳайвонот дунёсининг алмашувлари авж олган ва бир қатор ҳавзаларга мансуб бўлиб, космополит турлар ҳосил бўлган (аммонитлар, фороминифералар). Бунинг сабаби, юра даврида Дунё океани сатҳининг умумий кўтарилиши, Пангея II нинг бир неча қитъаларга парчаланиши ва улар ўртасидаги янги эпиконтинентал денгизларнинг пайдо бўлишидир.

Борел хууд шимолий яримшарнинг шимolini эгаллаган (Шимолий Америка, Калифорния, Фарбий Европа, Арктика ҳавзалари). Бу хууднинг шарқий чегараси Сахалин, Япония ороллари гача бориб етган.

Тетис хууду майдони Тетис океанига мос келади. Фарба унинг таркибига Ўрта Ер денгизи хууду тўғри келади, марказда Крим-Кавказ, Ўрта Осиё киради. Тетиснинг жанубида Эфиопия, Ҳимолай, Австралия хуудлари жойлашган. Анд ва Кордильера минтақалари Шарқий Тинч океани вилояти таркибига киради.

Бўр даври юрада шакланган палеобиогеографик зоналарни сақлаб қолган. Аммо бу даврнинг охирида Ҳинд ва Атлантика океанларининг очилиши умумий зоналикни анча мураккаблаштиради. Бўр даврининг охирида Тетис океанининг қисқариши ва бекилиб кетиши Шимолий ва Жанубий Тетис минтақаларини бирлашишига олиб келади. Илгари яхлит бўлган Жанубий Тетис хуудида алоҳида Африка ва Ҳиндистон шельфлари ажралади. Бўрнинг охири ва палеогеннинг бошларида, Тетис ёпилганидан сўнг, бир қатор янги минтақалар рўёбга чиқади (Ўрта Ер денгизи — Атлантика, Ҳинд океани хуудлари).

Шундай қилиб, биоценозлар ривожланишида плиталар тектоникаси, қитъаларнинг сурилиши, уларнинг шакли ўзгариши, янги ҳавзаларнинг пайдо бўлиши жуда катта аҳамиятга эга. Ҳайвонот дунёси, улар ҳосил қилган биоценозлар, экотизимлар тарқалишидаги баъзи бир чигал масалалар фақат бу назария асосида ўз ечимини топа олади. Масалан, зоогеографик ҳудудларнинг конвергент ёки дивергент тарзда ривожланиши умуртқалилар мисолида ҳам яққол кўзга ташланади. Урал палеоокеанини олайлик. Унинг палеозойнинг охирида (C_{2-3}) бекилиши бутун Евросиё ҳудудида умуртқалиларнинг ўзаро алмашувиغا олиб келди. Тетис океанинг беркилиши ҳам ҳайвонот дунёси учун Европа ва Африка орасидаги йўлларни очиб берди. Мўғулистон турлари Ҳиндистонга ўта бошладилар. Шу нуқтаи назардан ўсимликлар эволюцияси ҳам диққатни ўзига жалб этади.

Девондан аввалги вақтларда қуруқликда ўсимликлар деярли бўлмаган, бўлган бўлса ҳам, жуда кам бўлган. Девон даврининг бошидаги йирик регрессия қуруқлик майдонини ниҳоятда ошириб юборди ва ўсимликларнинг қуруқликка чиқишига сабаб бўлди. Карбондан бошлаб палеофит флора пайдо бўла бошлади (птеридоспермалар ва ҳоказо) ва улар ўз уруғлари ёрдамида қитъаларни ички қисмларини ишғол қила бошладилар. Худди шу даврдан бошлаб, қуйидаги уч ботаник-географик зонани ажратиш мумкин: марказий тропик, субтропик ва илиқ иқлим ҳудудлари.

Марказий ҳудудда дарахтсимон плаунилар (лепидодендрон, сигиллярийлар) ривожланган, улардан шимолда кордаитлар тарқалган.

Шимолий ҳудуд ўсимликларининг умумий номи Ангара, жанубийларники эса Гондвана флораси деб аталади. Тетис ўсимликлари марказий тропик ҳудудни эгаллаган ва адабиётларда вестфал ёки Катазия флораси номи билан маълум.

Пермь даврига келиб, иқлимнинг қуруқланиши натижасида бу зоналар яққаланди, ксерофит турлар пайдо бўла бошладилар ва қуруқликка мослашган турлар кўпаяди.

Куйи триасда иқлимнинг қуруқланиши ўз авжига етади ва триас, юра, бўрнинг мезофит флоралари устунликка эришадилар.

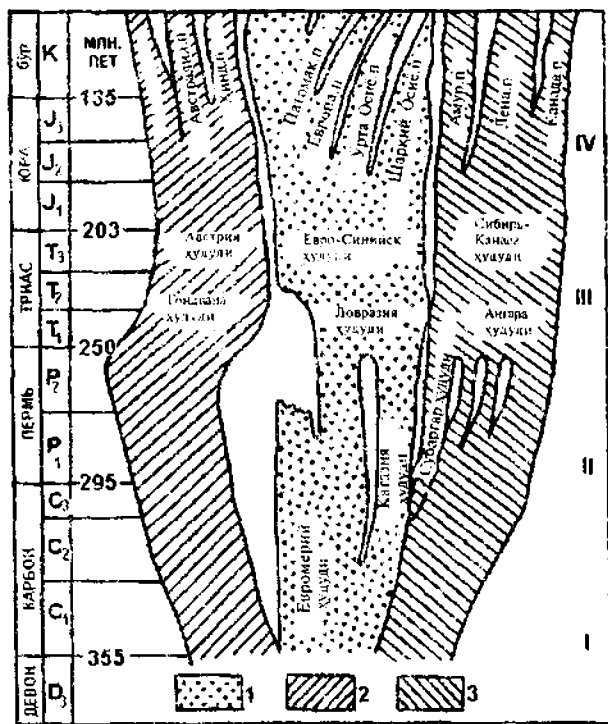
Шундай қилиб, экотизимларнинг ривожланиши, тарқалиши ландшафтларнинг иқлимий зоналиги билан боғлиқ. Иқлимий зоналик ўсимликларнинг тарқалишини назорат қилган, унга ўз таъсирини бевосита ва билвосита ўтказган. Экотизимларнинг ривожда улар орасидаги алоқалар ҳам катта аҳамиятга эга бўлган. Агар бундай алоқалар торайса ёки узилиб қолса, ҳар бир экотизим ўз ривожланиш йўлидан кетган ва эндемик турлар пайдо бўлишига олиб келган (32.21- расм).

32.3. Экологик туркумларнинг ривожланиш босқичлари. Оммавий қирилиш ва экологик сукцессиялар

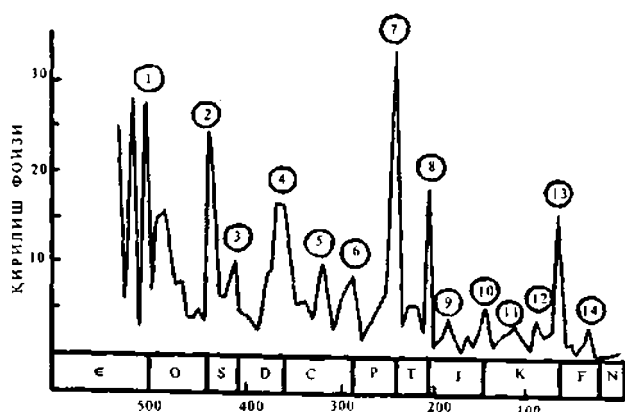
Ер тарихида ривожланиш босқичларини ажратиш ниҳоятда катта амалий ва назарий аҳамиятга эга. Юқоридаги бобларда кўрсатилганидек, юқори тоифадаги бўлинмалар (эон, эра, давр) органик дунёнинг ўзгариши, биосферанинг қайтадан ташкил топиши билан боғлиқ. Пастроқ тоифадаги бўлинмалар (ярус, аср) у ёки бу организмларнинг турларига асосланади.

Шунинг учун ҳам умумий стратиграфик жадвалдаги таксонлар орасидаги чегаралар органик дунёнинг ичида содир бўлаётган чуқур ўзгаришлар билан боғлиқ (экотизимларнинг қирилиб кетиши, янгисининг пайдо бўлиши шулар жумласидандир).

Органик дунёнинг бетакрор ривожланиши — бу ҳозиргача жуда катта баҳсларга сабаб бўлаётган муаммолардандир. Маълумки, ҳар қандай органик гуруҳнинг ривожланиши, унинг йўқолиб кетиши, қирилиши билан яқунланади. Баъзи бир тур, род ва синфларнинг йўқолиши янгиларининг ҳосил



32.21- расм. Палеозой ва мезозой флорасининг эволюцияси (С.В.Мейен, В.А.Вахромеев). Флора ҳосил бўлиш босқичлари: I — палеофит флора; II — флора сараланиши, палеофит флоранинг мезофитларга ўтиш чегараси; III-IV — мезофит флора. Палеофлористик ҳудудлар: 1 — пастки кенгликлар; 2-3 — юқори кенгликлар (2 — шимолий, 3 — жанубий).



32.22- расм. Фанерозой денгиз организмларининг қирилиш статистик чизиги (J.J.Sepkoski). Қирилиш чўққилари: 1 — ботом, 2 — ашгил, 3 — лудлов, 4 — франфамен, 5 — серпухов, 6 — стефан, 7 — татар, 8 — норий-рэт, 9 — плинсбах, 10 — титон, 11 — баррем-апт, 12 — сеноман-турон, 13 — маастрихт, 14 — приабон.

керак. Ер тарихида геологлар организмларнинг энг содда турларидан энг мураккабларини белгилайдилар.

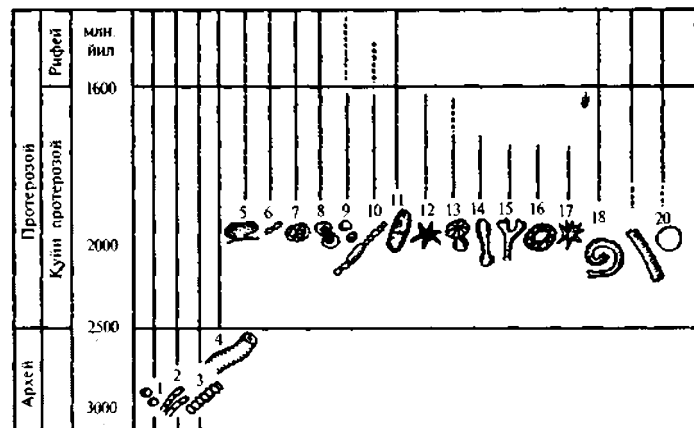
Геологларнинг фикрича, органик дунёнинг эволюцияси организмларнинг стратиграфик кетма-кетлигини англаш ва тушунтириб беришдан иборат. Чўқинди қатламларда, кесмаларда организмларнинг кетма-кет алмашуви „палеосукцессия“ номи билан маълум. Бошқачароқ қилиб айтганда, палеосукцессия бир биоценознинг ўрнига иккинчисининг пайдо бўлишидир. Сукцессияларнинг сабаблари турлича бўлиши мумкин (ҳаёт тарзининг, муҳитнинг ўзгаришлари).

Охирги йилларда „биологик таназул“ ҳақидаги тасаввурлар ривожланиб борапти. Бу қарашларнинг негизида организмларнинг оммавий қирилиб кетиш ҳодисалари ётади. Таксонларнинг йўқолиб кетиши биосферанинг ривожланиши билан боғлиқ, аммо қисқа вақт ичида, оммавий тарзда, йирик ҳудудларда таксонларнинг қирилиши — бу, албатта биосфера мувозанатининг бузилиши, унинг баъзи бир сабабларга кўра қайта қурилиши билан боғлиқ.

Биотик таназуллардан сўнг турларнинг сони шиддат билан ошиб кетиши ҳам доимо кузатилади. Бундай таназулларнинг баъзилари бугун Ер шари биосфераси учун мансуб ва улар „буюк оммавий қирилишлар“ номи билан маълум. Масалан, рифей ва венд чегарасидаги фитопланктоннинг қирилиб кетиши шулар жумласига киради. Бундай ҳодисалар ордовик-силур, пермь-триас, триас-юра, бўр-палеоген чегараларида маълум. Ушбу воқеаларнинг сабаблари ҳақида фикрлар кўп, аммо ягона назария ҳали шаклланган эмас. Айниқса, бундай ҳодисаларнинг даврийлиги муаммо бўлиб қоляпти. Бу соҳадаги қийинчиликларни Д.ж.Сепкоски ишларида кўра бўлади (32.22- расм).

32.22- расмдан кўришиб турибдики, таксонларнинг йўқолишида маълум даврийлик мавжуд.

Эоархей (3,6 млрд. йилдан аввал). Ерда ҳаётнинг пайдо бўлиши 3,9—4,0 млрд. йилга тўғри келади. Асосий сабаб анорганик моддалардан органик молекулаларнинг синтези бўлган. Бундай синтез С.Миллер, В.Вильсон, Дж.Оро, С.Фоксларнинг фикрича, Ерда ҳаётнинг келиб чиқишида аденин ва рибозани синтези билан боғлиқ (булар синил кислотасини формальдегидлари). Бундай мураккаб реакциялар натижасида жуда содда якка ҳужайрали организмлар — протокариотлар пайдо бўлган.



32.23- расм. Архей-палеопротерозой микрофоссилиялилари ҳоддиқларининг тарқалиши (М.А.Семихатов). Архейда ипсимон, сферик нанобактериялар (1,2), трихомлар (3, 4) тарқалган. Палеопротерозойда цианобактериялар (5 — 7), коккоид шакллар (8,9), трихомлар (10) ва йирик морфологик (11 — 17), спиралсимон (18), лентасимон (19), сферик (20) турлар кўпайган.

Архейда (3,6—2,5 млрд. йил) протокариотлар экотизими ҳосил бўлади. Булар фотосинтез натижасида бирламчи органик моддалар ишлаб чиқиши мумкин бўлган.

Палеопротерозой (2,5—1,6 млрд. йил) — ипсимон, сфероидал цианофитлар, ферробактериялар ҳосил бўлган ва улар кислород ишлаб чиқаришга қодир бўлганлар (32.23- расм).

Мезо-неопротерозойда (рифей — 1,6—0,65 млрд. йил) протокариотлар ва эукариотлар экотизимлари пайдо бўлади. Атмосферадаги кислород ҳақида қизилтош ётқизиклар далолат бериб туради. Ўрта рифейда протокариотларнинг турлари бирмунча кўпаяди ва строматолит қурилмалари пайдо бўлади. Куйи рифейда биринчи сувўтлари дунё юзини кўради. Кислород миқдори ҳозиргига қараганда 1% ташкил қилган (Пастер нуқтаси). Хайвонот дунёси кислород билан тўйиниш усулига ўтади. Строматолитлар оммавий ривожланган. Якка хужайрали бактериялар билан бир қаторда кўпхужайрали камареидлар, удоканиялар, аннелидоморфлар ривожланади. Юқори рифейда бу микроорганизмлар жуда кенг ривожланган (32.24- расм).

Биосферанинг ривожланиш кўрсаткичларидан бири унинг маҳсулдорлиги ҳисобланади, яъни қадимги денгиз ландшафтларида органик моддаларнинг зичлиги, ранг-баранглиги унинг биологик маҳсулдорлигидан далолат беради. Токембрий ҳавзаларини ўрганиш шуни кўрсатадики, архей ва протерозой даврларида биологик маҳсулдорлик анча юқори бўлган ва бу ҳодисани строматолитларнинг тарқалиши яққол кўрсатиб туради (32.25- расм). Бундан ташқари, архей ва палеопротерозойдаги графитлар, шунгитлар таркибида ҳам „енгил“ углевод кўпчилигини ташкил қилади. „Енгил“ углевод эса тирик мавжудот учун характерли. Шунга асосланиб, ўша вақтда ҳам органик моддаларнинг кенг тарқалганлигини тасаввур қилиш қийин эмас.

Токембрий даврида органик моддаларнинг кўплиги фанерозой билан баробар бўлиши мумкин. Фақат архей ва протерозойда органик моддалар ниҳоятда содда шаклда, фанерозойда эса — юқори даражада ривожланган шаклда учрайди.

Неопротерозой III (венд — 650—54 млн. йил). Бу даврда, асосан, скелетсиз умуртқалилар кенг ривожланган. Булар орасида сувўтлари биринчилар қаторида пайдо бўлган. Булардан ташқари ҳар хил медузалар, скелетсиз умуртқалилар венд даври денгизларини ишғол қилган. Шуни алоҳида таъкидлаш зарурки, венд даври хайвонот дунёси фанерозойдаги жуда кўп таксонларни бошлаб берган турлардан иборат.

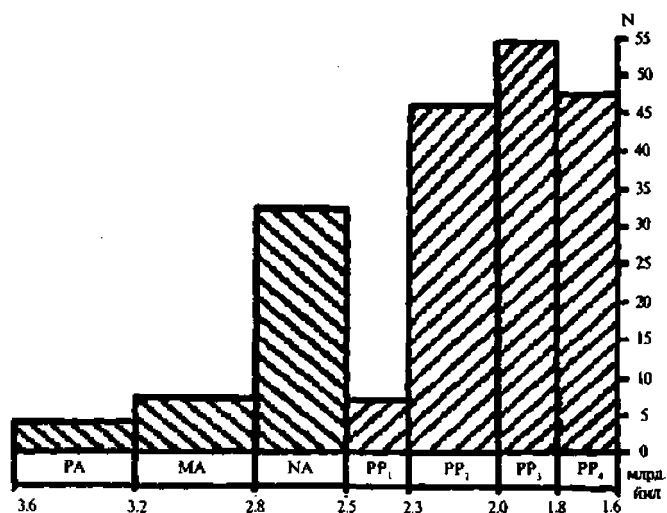
Рифей ва венд ўртасида фитопланктон бирмунча камайиши кузатилади. Бу ҳодиса ўша даврда маълум бўлган музланиш билан боғлиқдир. Кейинчалик ҳосил бўлган иқлимнинг ўзгариши бир қатор янги турларнинг пайдо бўлишига олиб келди (микрофоссиялар, скелетсиз кўпхужайрали организмлар). Б.С. Соколовнинг фикрича, венд биотасининг ривожланишида икки босқич мавжуд (32.26- расм).

Протерозойнинг охири ва венд даврида органик дунёнинг қайта қурилиши ва кескин ўзгаришлари кузатилади: янги турларнинг ҳосил бўлиши, кўп хужайрали метазоаларнинг пайдо бўлиши ва ҳоказо. Уларнинг ривожланиши бевосита кислородни истеъмол қилиш билан боғлиқ бўлган.

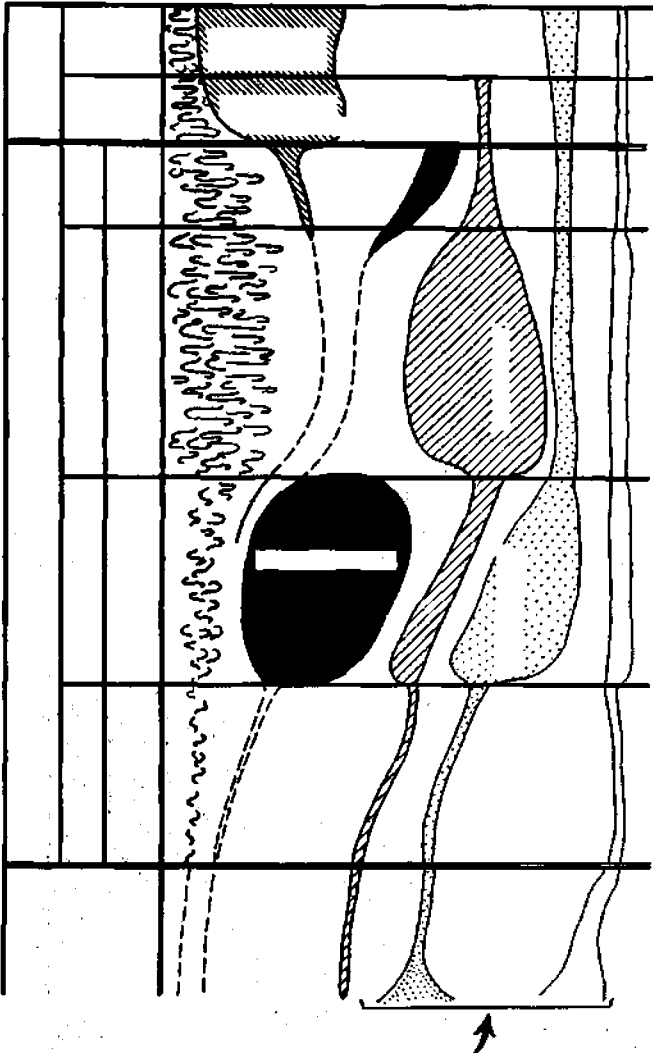
Токембрий ва фанерозой ўртаси (540 млн. йил) Ер органик дунёси ривожидagi энг асосий босқичлардан бири. Унинг энг асосий хусусияти скелетсиз организмларнинг скелетли мавжудотлар

Мезопротерозой		Неопротерозой		РН	Стратиграфик бўлиmlар
Рифей		Венд			
R ₁	R ₂	R ₃	V	ε ₁	
	3	4	—	—	Строматолитлар
	4	31	20	6	Микрофитолитлар
	3	7			Невландидлар
	5	7			Камазидлар
	3	3			Саралнискидлар
4	6	16	8	2	Акритарихлар
1	2	13	4	2	ипсимон, кокондсимон ва бошқа микрофоссиялар
		4			Меланоцириллиумлар
		1			Удоканиялар

32.24- расм. Мезо-неопротерозой биотасининг таркиби (З.М. Абдуазимова буйича). Рақамлар турлар сонини кўрсатади.



32.25- расм. Архей ва палеопротерозой кесмаларида строматолит формацияларининг тарқалиши (М.А. Семихатов буйича).



32.26- расм. Венднинг асосий таксономик бўлиниши ва уларнинг эволюцияси (Б.С.Соколов).

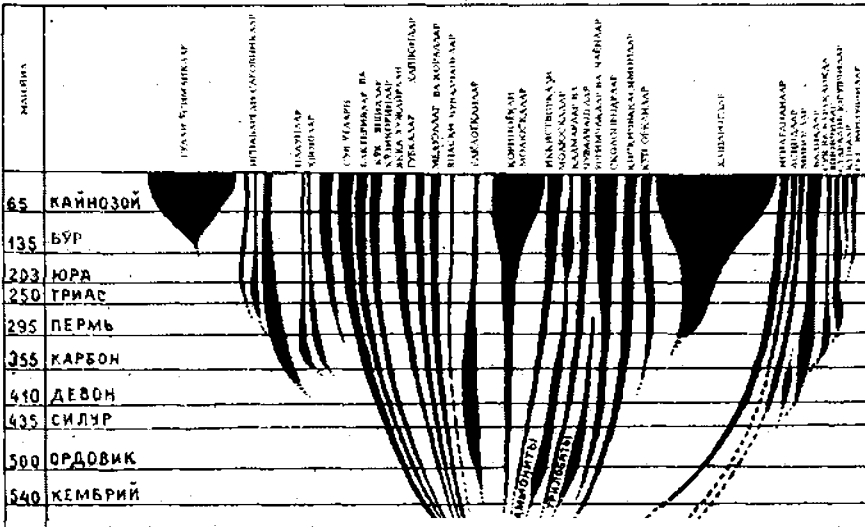
билан алмашувидир. Токембрийда кенг тарқалган акритархлар ва медузаларнинг ҳам турлари кўпайган. Бу даврда организмлар яшаш шароитлари бўйича тақсимланадилар.

Венд-қуни кембрий кесмаларида скелетсиз медузаларнинг скелетли организмлар билан, уларни эса трилобитлар билан алмашуви доимо кузатилади. Саёз ҳавзаларда строматолитлар, бентосли брахиоподалар пайдо бўлиши кўзга ташланади. Карбонат кесмаларда сувўтлари ўрнига археоциат рифлар пайдо бўлади (32.27- расм).

Кембрий-ордовик (540-435 млн. йил). Кембрий даври, маълум маънода, биологик „портлаш“ жараёнини ўз бошидан кечирган. Организмлар, токембрийдан фарқли ўлароқ, ўзларини скелетларини қуриш имкониятига эга бўла бошлаганлар.

Кембрий кўпхужайрали денгиз организмларининг хилма-хиллиги билан ажралиб туради. Бу турдаги таксонларнинг кўпчилиги кембрийда пайдо бўлган (археоциатлар, губкалар, моллюскалар, брахиоподалар, радиоляриялар, оҳакли сувўтлар). Буларнинг аксарияти фанерозойда ҳам ривожланган ва баъзилари ҳозиргача етиб келган. Умуман олганда кембрий-ўрта ордовикда бутунлай янги экологик туркум ҳосил бўлади ва у жуда катта майдонларни ишғол қилган. Шу билан бир қаторда, бу ҳавзаларда фито- ва зоопланктон ҳам жуда кенг ривожланиб, экотизимларда трофик алоқалар ҳам шаклланган.

Янги ҳосил бўлган экотизим ичида трилобитлар алоҳида ўрин эгаллайди. Жуда катта майдонларни ишғол қилган трилобитлар анча тез ва шиддат билан ривожланган. Шунинг учун бўлса керак, улар стратиграфияда жуда катта аҳамиятга эга.



32.27- расм. Протерозой ва кембрий ўртасидаги биологик „портлаш“ ва органик дунё эволюцияси (Д.Эттенборо, „Жизнь на Земле“).

Кембрийдан ордовикка ўтиш аста-секин, босқичма-босқич содир бўлган. Шунга қарамасдан, бу босқичда археоциатлар йўқолиб борган ва трилобитларнинг ранг-баранглиги анча қисқарган. Янги экотизимнинг асосини маржонлар, табуляталар, моллюскалар ташкил қилган. Кембрий-ордовик органик дунёсининг ривожланиши, Ер тарихидаги эвстатик трансгрессиялар билан мос тушади ва унга тўғри келади. Илтиқ иқлим, эгалланган катта майдонлар денгиз фаунасининг ривожланишини таъминлаб турган.

Ордовикнинг иккинчи ярмида денгиз фаунаси турлари сони 130 хилдан кўпроқ бўлган. Уларнинг ривожланишида, маълум маънода, мувозанат сақланиб қолган ва бу хусусият экологик ўринларнинг тўлганини кўрсатади. Кембрий-ордовик денгиз фаунасининг асосий аҳамияти шундаки, бу экологик тизим бутун фанерозой таксонларини бошлаб берган.

Силур (435—410 млн. йил). Ордовик-силур чегарасида ҳайвонот дунёсининг баъзи бир турлари оммавий қирилиши кузатилади. Масалан, табуляталар, баъзи турдаги брахиоподалар, денгиз лилияларининг деярли 40% йўқолади. Бу, ўз навбатида, силурнинг бошланишидаги музлик даври билан боғлиқ. Натижада силур даври фаунаси космополит тарзда ривожланади. Кутблардаги музликларнинг пайдо бўлиши, Япетус океанининг бекилиши, умумий Ер шаридаги денгиз регрессияси ордовик фаунасининг қисқаришига сабаб бўлган.

Силур даврида экологик туркум анча тикланади. Конодонтлар, хитинозоалар, граптолитлар ривож топади. Силурда навбатдаги трансгрессия, илиқ иқлимнинг тикланиши, атмосферанинг кислород билан тўйиниши бентос фаунаси яшаб кетишига сабаб бўлган. Саёз денгизларда, шельфда кораллар (маржонлар), гастроподалар, брахиоподалар кенг тарқалган.

Силурнинг охирида биринчи ўсимликлар қуруқликни ишғол қила бошлайдилар. Венлокнинг охирида граптолитлар оммавий равишда қирилиб кетадилар. Аммо силур даврида ҳаёт, асосан, денгиз ҳавзаларида сақланиб келган.

Девон (410—355 млн. йил). Силур ва девон чегарасида органик дунёнинг ривожланишида сезиларли ўзгаришлар содир бўлмади. Шунинг учун бу чегарани баъзи тадқиқотчилар „силлик“ эволюцион чегара деб аташади. Денгиз фаунаси таркиби аста-секин ўзгариб борган, масалан, силурдаги граптолитлар девонда ҳам сақланиб қолган. Девон даврида конодонтлар, брахиоподалар ривожланиши авжга чиқади. Шу нуқтаи назардан, улар жуда катта стратиграфик аҳамиятга эга. Бу турлар билан бир вақтда гониатитлар ва агониатитлар ривожланади. Девон даврини маълум маънода „балиқлилар“ даври дейишади: панцирли, суякли балиқлар пайдо бўлади. Девоннинг охирига келиб биринчи рептициялар пайдо бўладилар. Девонда ўсимликлар қуруқликни ишғол қила бошлайдилар (плаунсимонлар, папоротниклар).

Девоннинг охирида органик дунёнинг ички тузилишида сезиларли ўзгаришлар содир бўлган, айниқса рифлар ва уларнинг атрофидаги ҳудудларда. Брахиоподалар ва конодонтлар ўзгарган, пелодонтлар йўқолган. Бундай ўзгаришларни „кельвассер воқелиги“ деб атайдилар. Айниқса бу даврда риф қурилмаларининг йўқолиши аҳамиятлидир. Риф қурувчи маржонларнинг (ругозалар, маржонлар) камайиб кетишини фитопланктоннинг танқислиги билан тушунтириш мумкин. Бу ҳодиса, ўз навбатида, бу даврга тўғри келган регрессия билан боғлиқ.

Карбон (355—295 млн. йил). Карбон даврининг асосий хусусиятлари қуйидагилардан иборат: а) ўсимлик дунёсининг шиддат билан ривожланиши ва катта майдонларни ишғол қилиши; б) ҳар хил қанотли ҳашаротларнинг пайдо бўлиши; в) қуруқликни рептилиялар, амфибиялар эгаллаши. Биосфера таркиб жиҳатдан ҳам, ташқи кўринишидан ҳам бутунлай ўзгаради. Аммо бу ўзгаришлар девон даврида бошланган воқеаларни давоми бўлиб қаралади.

Денгиз экологик тизимларида ҳам катта ўзгаришлар содир бўлган. Карбон давридаги денгизларда экологик туркум асосини конодонтлар, фораминиферлар, қулфли брахиоподалар, гониатитлар ташкил қилганлар. Девон даврига нисбатан бу гуруҳларда турлар, оилалар, класслар анча ўзгарган. Ўсимликлар орасида плаунлилар, папоротниклар, птеридоспермлар, кордаитлар кенг тарқалади. Ўсимликларнинг иқлим зоналиги бўйича тарқалиши алоҳида аҳамиятга эга. Серпухов ва бошқир даврларида ўсимликлар дунёсининг 35—40% ўзгаради. Шунга асосланиб карбон ҳозирги вақтда иккига: миссисипи ва пенсильван бўлимларига ажратилади.

Пермь (215—250 млн. йил). Пермь даври палеозойнинг охири бўлгани учун карбондаги кўп турлар ва воқеаларнинг давоми сифатида қаралади. Шу билан бир қаторда унинг биотик тузилишида бир қатор мукамал ўзгаришлар содир бўлган. Пермь даврининг бошларида карбон учун хос бўлган ҳайвонот дунёси ва ўсимликлар сақланиб қолган. Пермьнинг иккинчи ярмида иқлимнинг қуруқлашиши туфайли ўсимлик дунёси сараланади. Намликсевар плаунлилар игнабарглилар билан алмашади. Цикадофитлар пайдо бўлади.

Палеозой ва мезозой ўртасидаги даврда органик дунёнинг деярли 50% йўқолади. Турлар 55—90% га ўзгаради. Палеозойга хос бўлган табуляталар тўртнурли маржонлар, мшанкалар йўқолади.

Триас (250—203 млн. йил). Мезозой биоталарнинг шаклланишида оралиқ аҳамиятга эга, айниқса ўсимликлар учун. Уларнинг ўзгариши жуда секин давом этиб, триаснинг ўртасигача борган. Триас, асосан, цератитлар ва тетраподлар мисолида яхши ўрганилган.

Триаснинг охирига келиб бутун ҳайвонот дунёсининг 1/3 қисми йўқолиб кетган. Цератитлар тўла-тўқис қирилган, аммонитлардан эса фақат 1 оила сақланиб қолган.

Юра (203—105 млн. йил). Мезозой биотасини узил-кесил ташкил топган даври. Денгиз ҳавзаларида аммоноидеалар, белемитлар, гастроподалар ривожланган. Булардан ташқари, маржонлар, брахиоподалар, денгиз типратиканлари кенг тарқалган. Денгизларда балиқлар, рептилиялар ва ихтиозаврлар ва плезиозаврлар кенг ривожланган. Қуруқликда улкан динозаврлар, птерозаврлар устун бўлган. Биринчи қушлар (археоптерикслар) ҳам юрада учрайди.

Бўр (135—65 млн. йил) юра давридаги ҳайвонот ва ўсимлик дунёсини давом эттиради. Денгиз ҳавзаларида аммоноидеалар ва белемитлар устун бўлганлар. Бўр даврининг ўртасида (сеноман) аммоноидеаларнинг катта қисми қирилиб кетади. Туронга келиб белемитлар сони қисқаради (5,6—6,1%). Худди шу даврда ҳайвонот дунёсининг 16,1% и янгиланади.

Палеоген (65—23 млн. йил) даврида моллюскалар, фораминиферлар, кораллар, губкалар, мшанкалар, остракодалар кенг тарқалган. Умуртқасизлар ичида ҳар хил балиқлар, китлар, дельфинлар устувор ўрин эгаллаган. Қуруқликдаги биоценозлар орасида кемирувчилар (эпоиктериялар, пантолестидлар ва бошқалар)нинг кўпчилиги қирилиб кетган. Бунга асосий сабаб иқлимнинг умумий совиши бўлган. Ундан ташқари, денгизларнинг олигоцендаги регрессияси ҳам бу жараёнларга ўз таъсирини кўрсатган.

Неоген (23,5—1,75 млн. йил) даврида палеогендаги органик дунё, унинг тарқалиши сақланиб қолган. Неоген океан ҳавзаларида океанлардаги организмларнинг фақат турлари ўзгарган. Аммо олигоцендан бошлаб қуруқликда ўсимлик дунёси ўзгарган. Ўрмонлар майдони қисқариб, чўллар кенгайган ва сутэмизувчилар миқдори ошган, баъзи бир янги турлар (отлар) пайдо бўла бошлаган. Неогеннинг охирига келиб ҳозирги замонга хос бўлган ландшафт шаклланди.

Тўртламчи давр (1,7 млн. йил) бошқа даврлардан тубдан фарқ қилади. Биринчи навбатда, инсоннинг пайдо бўлиши билан ажралиб туради ва шунинг учун антропоген даври деб аталади. Йирик ва улкан сутэмизувчиларнинг (мамонт, мастодонт) йўқолиб кетганлиги билан ажралиб туради.

XXXIII БОБ. ГЕОЛОГИК ЖАРАЁНЛАРНИНГ ДАВРИЙЛИГИ ВА БИОТИК ТАНАЗЗУЛЛАР САБАБЛАРИ

Маълумки, Ер тарихида беҳисоб геологик воқеа ва ҳодисалар мавжуд (вулқонлар ҳаракати, эндоген жараёнлар, қитъаларнинг бир-бирига нисбатан сурилиши, океан ҳавзаларининг очилиши ва бекилиши, иқлимнинг ўзгарувчанлиги, органик дунёнинг қирилиши ва янгидан гуллаб-яшнаши, чўкинди тўпланиши ва ҳоказо). Табиатда бу ҳодисалар маълум кетма-кетликда, тартибда содир бўлади ва, табиийки, йирик даврийликка олиб келади. Аммо бу даврийликнинг кўп томонлари ҳали очилмаган ва сабаблари ноаниқ.

Геологик ҳодиса ва воқеаларнинг кетма-кетлигида шундай воқеалар борки, улар Ер тарихида такрорланмайди (кул ранг гнейсларнинг архейда ҳосил бўлиши, қитъаларнинг ташкил топиши). Бу жараёнларнинг бетакрор эволюцион йўналишда ҳосил бўлганлиги кун сайин ўз исботини топяпти.

Иккинчидан, океанларнинг очилишида, уларнинг қитъаларга айланишида маълум даврийлик мавжуд. Биз буни Вильсон, Бертран цикллари мисолида кўрган эдик.

Учинчидан, геологик жараёнлар маълум тартиб ва кетма-кетликда ривожланса ҳам, улар ҳар хил тезликда, ҳажмда намоён бўлади ва жуда нотекис тарзда содир бўлади.

Ҳозиргача, кўп тадқиқотчилар эндоген ва экзоген жараёнларни фақат Ердаги вазият билан боғлаб келмоқдалар. Маълум маънода, бу жараёнлар фақат Ерга мансуб, деган фикр устун бўлиб келган. Космоснинг Ерга таъсири умуман инобатга олинмаган. В.Е.Хаиннинг фикрича, Ердаги эндоген ва тектоник жараёнларнинг даврийлигини, кетма-кетлигини астрономик омиллар билан тушунтириш тўғри бўлади. Астрономик омиллар сирасига Ернинг фазодаги ҳаракати, ўз ўқи атрофида айланиши киради. Бу омилларнинг Ер тарихидаги тектоник ҳаракатларга таъсири ҳали унча ўрганилган эмас ва жуда кўп тарафлари очиқ қоляпти. Аммо космик фазонинг Ерга таъсири мантия конвектив оқимларига, қитъаларнинг сурилишига, ядронинг эришига таъсири бўлса керак. Ҳозирги тахминларга қараганда, ташқи (космик) омиллар Ердаги эндоген жараёнларни бошлаб берган бўлиши мумкин (33.1- расм). Мисол тариқасида Ердаги йирик эндоген фаоллик даврларини (каледон, герцин, альп бурмаланиш даврлари) Куёш тизимини Галактика оқимлари орасидан ўтиши билан боғланиши кўрсатиб туради. Галактиканинг гравитацион ҳолати Ер қаватларини фаоллигига таъсир кўрсатиши мумкин.

Маълумки, Ер ўз йўлдоши Ой билан бирга қўшалоқ сайёра сифатида қаралади. Уларнинг ўзаро тортишув алоқалари Ернинг ўз ўқи атрофида айланишига, шаклига, экваторнинг ўрнига таъсир қилади. Ю.Н.Авсюкнинг фикрича, бундай муносабатлар Ернинг эндоген фаолиятига ҳам ўз таъсирини кўрсатган (33.1- расм).

Космик омилларни Ер эндоген фаолиятига таъсири ҳақида фақат тахминий фикр юритиш мумкин.

Геодинамик жараёнларнинг даврийлиги плиталар тектоникасида яққол кўринади. Ўз даврида, юз йил аввал, М.Бертран барча геосинклиналларнинг ривожланишида бир хил формацияларнинг такрорланишини кўрсатиб ўтган эди (спилит-кератофир, флиш, моласса формациялари). У гурон, каледон, герцин, альп геосинклиналларини ажратган. Булар орасида Г.Штилле кичикроқ орогенез циклини ажратган. Худди шу далилларга асосланган ҳолда Ж.Вильсон Ер қобиғи шаклланиш босқичларини белгилаб берган (рифтинг-океан ҳосил бўлиши — коллизия). Ушбу циклар бево-сита мантия билан боғлиқ бўлиб, Ернинг тектоника тарихи маълум йўналишда ривожланганлигини кўрсатади.

Вильсон цикллари суперқитъалар шаклланишидаги жараёнлар кетма-кетлигини кўрсатади. Бу жараёнлар суперқитъанинг парчаланишидан бошланиб, янги қитъа ҳосил бўлиши билан якунланади. Ер тарихида тўртта бундай цикл бор: I — Моногея ёки Пангея 0 (архей охири), II — Мегагея ёки Пангея I (протерозой охири), III — Мезогея ёки Родиний қитъаси (мезопротерозой охири), IV — Пангея II ёки Вегенер Пангеяси (палеозой охири). Қитъаларнинг парчаланиши уларнинг кейинчалик ўзаро йиғилиши, янги қитъа ҳосил бўлиши билан якунланади.

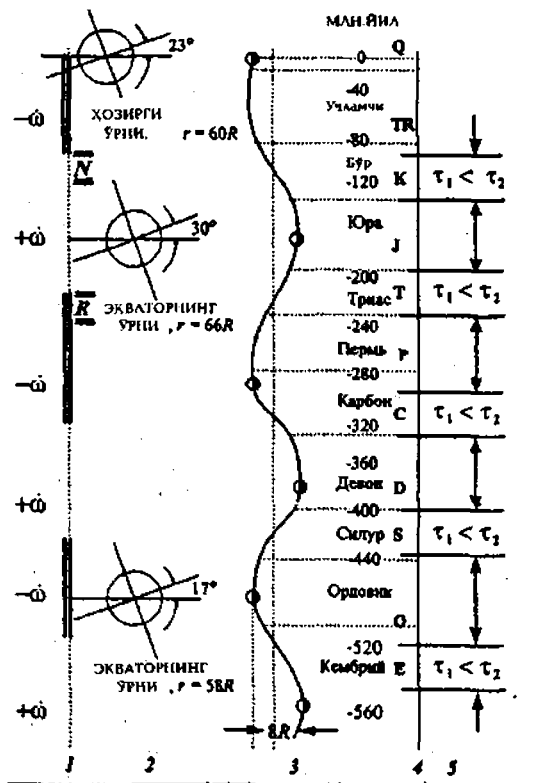
Вильсон циклларининг даврийлиги мантия конвекциясининг фаолияти билан бево-сита боғлиқ. Мантиядаги конвектив оқимларнинг ўзгариши унда ҳосил бўлган улкан апвеллинглар билан боғланган. Одатда, бундай апвеллинглар суперқитъалар тагида жойлашган бўлиб, унинг парчаланишига сабаб бўлади. Архейдан кейинги геологик тарихда учта Вильсон цикли ажратилади. Ҳар бир циклнинг давомийлиги 380—420 млн. йилга тенг (33.2- расм). **Бертран цикллари** Вильсон циклларига нисбатан иккинчи даражали, „кичикроқ“ ҳисобланади. Айниқса, давомийлик бўйича. Бу циклар Ер қобиғининг шаклланишидаги байкал, каледон, герцин, альп бурмаланиш даврларига тўғри келади. Бертран цикллари очилган ҳавзаларнинг бекилиш даврини кўрсатади (Тетис, Осиё океанлари).

Штилле цикллари учинчи даражали цикллarga киради. Уларнинг давомийлиги 30 млн. йилни ўз ичига олади.

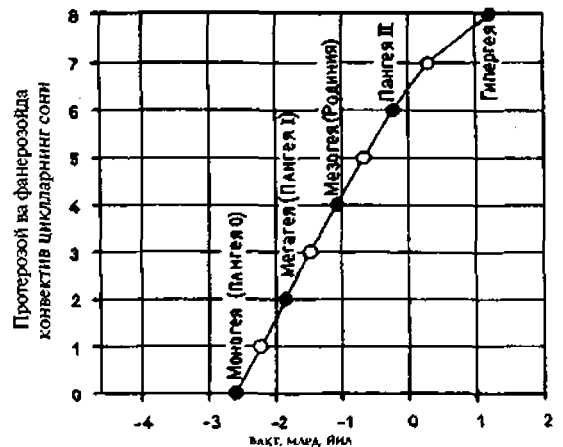
Бу циклардан ташқари, эндоген жараёнлар ривожиди ҳам маълум даврийлик мавжуд. Айниқса, магматик жараёнлар мисолида буни яққол кўриш мумкин (33.3, 33.4- расм).

Магматик жараёнларнинг даврийлиги ва цикллари умумий тарзда Бертран ва Вильсон циклларига тўғри келади. Хусусан, эндоген жараёнларнинг циклилиги ер юзасига вулқонлар томонидан олиб келинадиган маҳсулотларда ҳам яққол кўринади (33.4- расм).

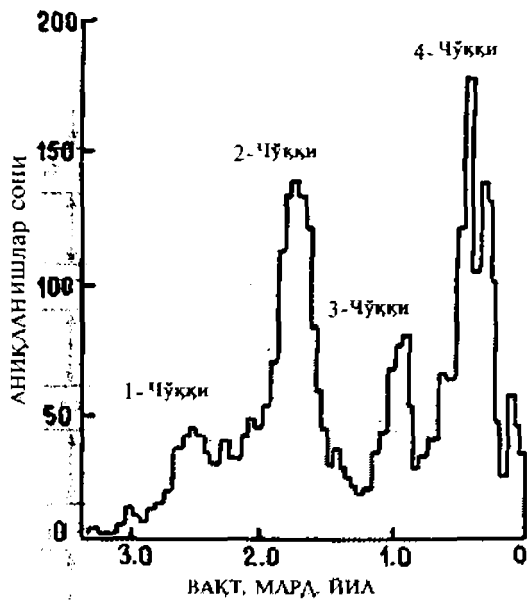
Экзоген жараёнлар эндоген жараёнларнинг ҳосиласи ҳисобланади. Улар орасида Дунё океанининг эвстатик тебранишлари, атмосферанинг таркиби ва қадимги иқлим катта аҳамиятга эга. Дунё океанининг эвстатик тебраниш даврийлиги спрединг жараёнлари тезлиги ва шиддати билан боғлиқдир.



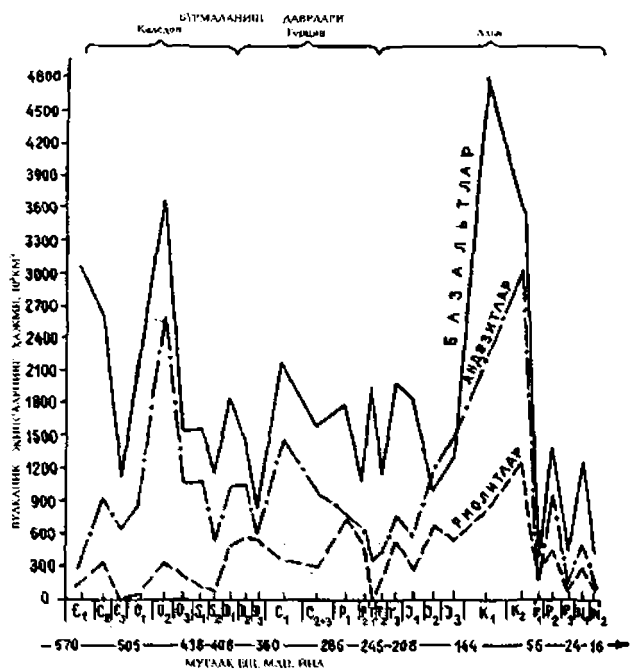
33.1- расм. Ер-Ой тизимини геохронологик жадвал билан қислаш (Ю.Н.Авсюк). 1 — Ер айлананишининг тезлишини ($\gamma-\epsilon$) ва пастланиши ($\gamma-\epsilon$); 2 — экваторнинг эклиптика юзасига нисбатан ўрни; 3 — Ой-Ер орасидаги масофанинг ўзгариши; 4 — геохронологик жадвал; 5 — $\tau_1 < \tau_2$ интерваллар эндоген жараёнларнинг фаоллашувига мос келади.



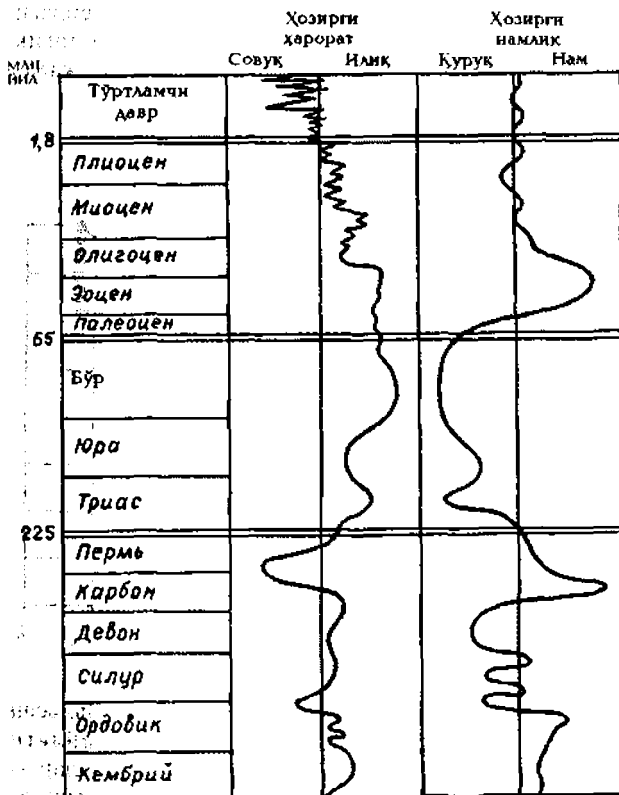
33.2- расм. Ер тектоник фаолигининг Вильсон цикллари орқали ифодаланган даврийлиги (О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков). Қора нуқталар — якка ячейкали мантия тузилмалари ва суперқитъаларнинг шаклланиш моментлари; оқ нуқталар — икки ячейкали конвектив тузилмалар ва суперқитъаларнинг максимал парчаланиш вақти.



33.3-расм. Токембрий ва фанерозойда гранитоид магмастик жараёнларнинг ривожланиши. Гранитоидларнинг ҳосил бўлиш чўққилари Пангея 0 (1), Пангея I (2), Родиний (3), Пангея II (4) суперкитъаларининг шаклланишига тўғри келади.



33.4-расм. Китъалардаги фанерозой базальтлари, андезитлар, риолитлар ҳажми (А.Б.Ронов, А.А.Ярошевский, А.А.Мигдисов).



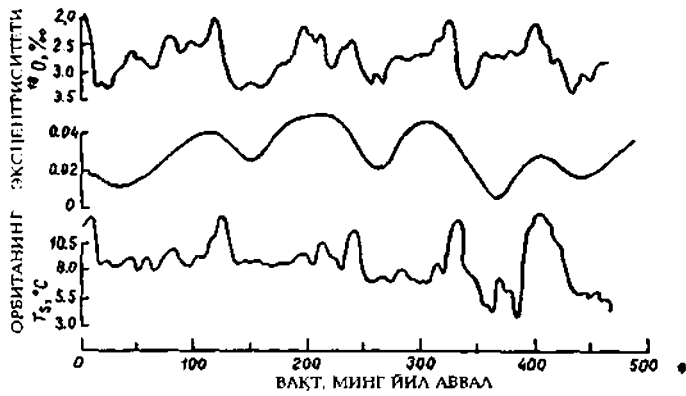
33.5-расм. Фанерозойда ҳарорат тебранишининг умумлаштирилган тарихи ва ёғинлар миқдори (L.A. Frakes).

Бу соҳада ҳам бир неча хилдаги циклларни ажратиш мумкин. Энг катта цикллар (биринчи қатордаги) 300 млн. йилни ўз ичига олиб, Вильсон циклларига мос келади. Иккинчи тартибдаги цикллар давоми 10—80 млн. йил бўлиб, марказий океан тизимларининг ўсиши билан боғлиқ. Ҳаммаси бўлиб Ер тарихида 14 та бундай цикл ажратилган. Уларнинг ҳар бири яна кичикроқ, майдароқ цикллардан иборат. Бундай тектоноэвстатик цикллар, ўз навбатида трансгрессия ва регрессия жараёнларига, ҳайвонот дунёсининг ривожига, унинг кўпайиши ёки йўқолиб кетишига таъсир қилган.

Иқлим ўзгаришининг даврийлиги намлик ва ҳароратнинг таъсирини кўрсатади (33.5-расм). Ҳарорат бўйича иқлимнинг икки асосий турини ажратиш мумкин: музлиқ ва илиқ иқлим. Булар орасидаги фарқларни юқоридаги бобларда кўрсатган эдик. Намликнинг Ер тарихидаги ўзгариши ҳозирча анча мавҳум. Аммо умумий тарзда шунини кўрсатиш мумкинки, мезозой, силур, девонда намлик анча паст бўлган. Энг нам давр карбон ва палеогенга тўғри келади.

Тўртламчи даврда иқлимнинг, хусусан, намликнинг ўзгариши 33.6-расмда кўрсатилган. Иқлимнинг ўзгариши бир қатор эндоген ва экзоген омилларнинг биргаликдаги таъсирини акс эттиради. Уларнинг изчиллиги 33.7-расмда кўрсатилган.

Биотик таназуллар ва оммавий қирилишлар. Оммавий қирилишлар сабабларининг ташқи (космик) ва ички (яъни Ер тарихи) турлари



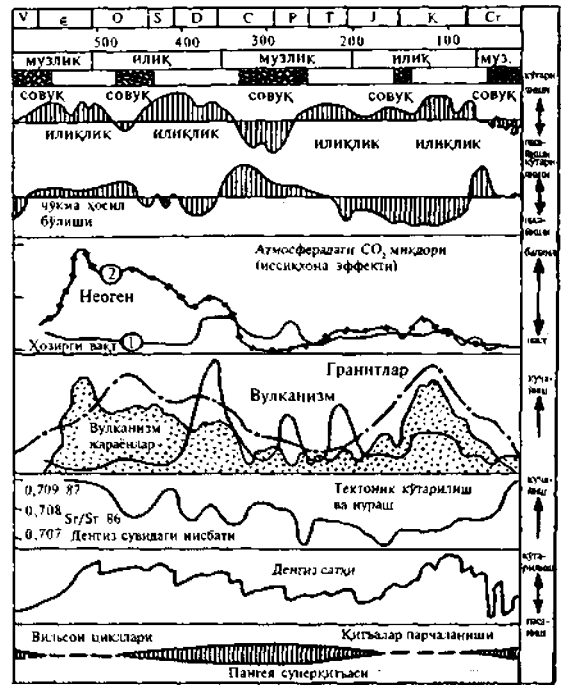
33.6- расм. Қуйи тўртламчи даврда ^{18}O миқдорининг тақсимланиши ва денгиз ҳарорати (J.D.Haus, J.Imbzil, N.J.Shackleton).

ажратилади. Ички сабаблар биотик ва абиотик турларга бўлинади. Бу тасниф анча содда бўлса ҳам қирилишлар сабабларини аниқлаётганимизда анча қўл келади (33.8- расм).

Қирилишларнинг биотик сабабларига қуйидагилар киради: организмлар табиий тарзда тамом бўлиши (ҳаёт кучи пасайиши ва тамом бўлиши), ўзгарувчанликнинг қисқариши, мутахассислашиш, жинсий йўл ва бўлиниб урчиш йўли билан кўпайиш қобилиятининг пасайиши. Буларнинг барчаси биотани тез ўзгарган муҳитга, ўзгарувчан ҳаёт шароитларига мослашиш қобилиятини пасайтиради.

Ҳар қандай экологик тизим вақт ўтиши билан тамом бўлиши шарт, аммо бу фикрни экологик тизимнинг янги турларга айланиши, янги шаклларнинг пайдо бўлиши маъносида тушуниш ва талқин қилиш керак. Биологик ҳамжамиятлар йўқолиб кетмайди, улар янги шакллар яратиб, ўзгараётган муҳитга мосланган турларни ҳосил қилади. Биосферанинг асосий функцияси ана шунда.

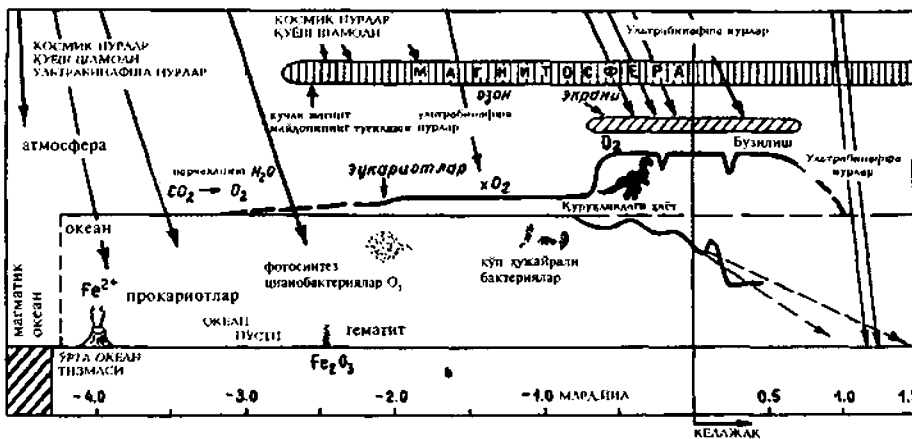
Абиотик воқеа ва ҳодисаларнинг таснифи ҳозиргача шартли, муаммоли бўлиб қолаяпти. Абиотик сабаблар орасида геодинамик омиллар алоҳида аҳамиятга эга. Улар (яъни қитъаларнинг парчаланиши, океанларнинг пайдо бўлиши ва бошқалар) органик дунёнинг таркибига, тарқалишига, кўпайиши ёки қисқаришига кескин таъсир кўрсатади.



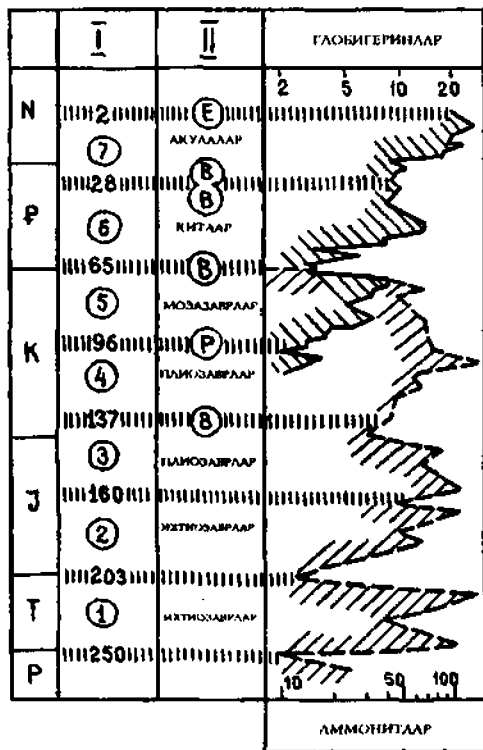
33.7- расм. Фанерозой даврида иқлимнинг ўзгариши (B.Diekman).



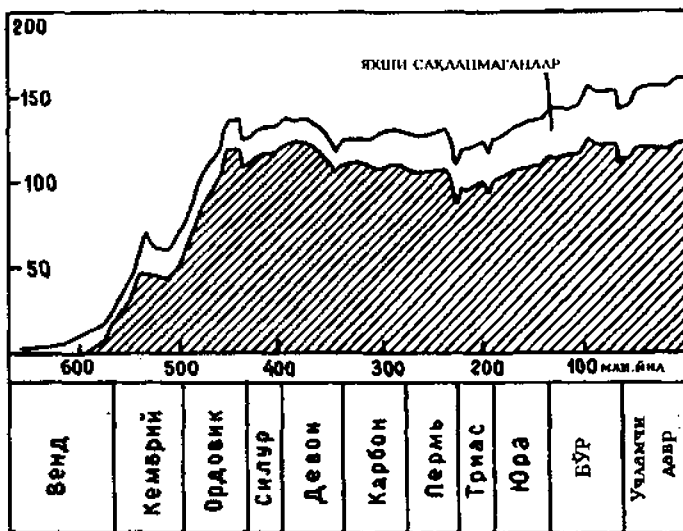
33.8- расм. Биосфера, геосферада содир бўлаётган воқеаларнинг сабаблари.



33.9- расм. Ер юзасининг атроф-муҳити ва ҳаёт эволюцияси (S. Maruyama).



33.10- расм. Фауналар эволюциясини кўрсатувчи Фишер-Артур цикллари (A.Y. Fisher, M. Arthur). I — Грабау бўйича тектоник цикллари (1 — триас, 2 — леас, 3 — юра, 4 — команча, 5—бўр, 6—палеоген, 7—неоген); II — 10 м дан каттароқ йиртқичлар ва бошқа турлар (B—Braguadosphaera, P—Pithonella, E—Ethimodiscus).



33.11- расм. Фанерозойда денгиз организмлари турларининг ўзгариши (J.J. Sepkoski)

Юқоридаги бобларда кўрсатганимиздек, Ернинг геологик тарихи 4,2—3,8 млрд. йилдан бошланади. Органик моддалар, жуда содда организмлар 3,8—3,5 млрд. йилдан (архей) маълум. Шу узоқ даврдан бошлаб органик дунёнинг эволюцияси — бу биосферанинг беҳисоб ўзгаришларидан иборат. Гидросфера, магнит майдон, атмосферанинг пайдо бўлиши органик дунёнинг ривожланишида энг асосий омиллар ҳисобланади (33.9- расм).

В.И. Фишер ва М. Артур денгиз ҳайвонларининг баъзи бир гуруҳлари эволюцияси моделини ишлаб чиқдилар (33.10- расм). Улар ажратган олиготаксон чегаралар биосферани таназзул ҳолатига тўғри келади ва кўпчилик так-

сонларнинг қирилиш даврига мос тушади. Шу билан бир вақтда, янги турлар пайдо бўладик, улар анча узоқ вақт ичида ривожланадилар.

Кўптасонли даврлар, бу олимларнинг фикрича, денгиз сувларининг бир меъёрдаги ҳарорати, пелагик чўкинди тўпланиши, денгиз сатҳларининг кўтарилиши билан белгиланади. Бундай даврларни триасдан ҳозиргача 7 интервали ажратилган. Ҳар бир интервалнинг давомийлиги 30—32 млн. йилга тенг (33.10- расм).

Д. Рауп ва Ж. Сепкоски фикрича, мезозой ва кайнозойда турлар алмашуви ҳар 26 млн. йилда содир бўлади. Бу фикр кейинчалик Н.Д. Ньюэлл томонидан тасдиқланган. У, ўз навбатида, фанерозойда

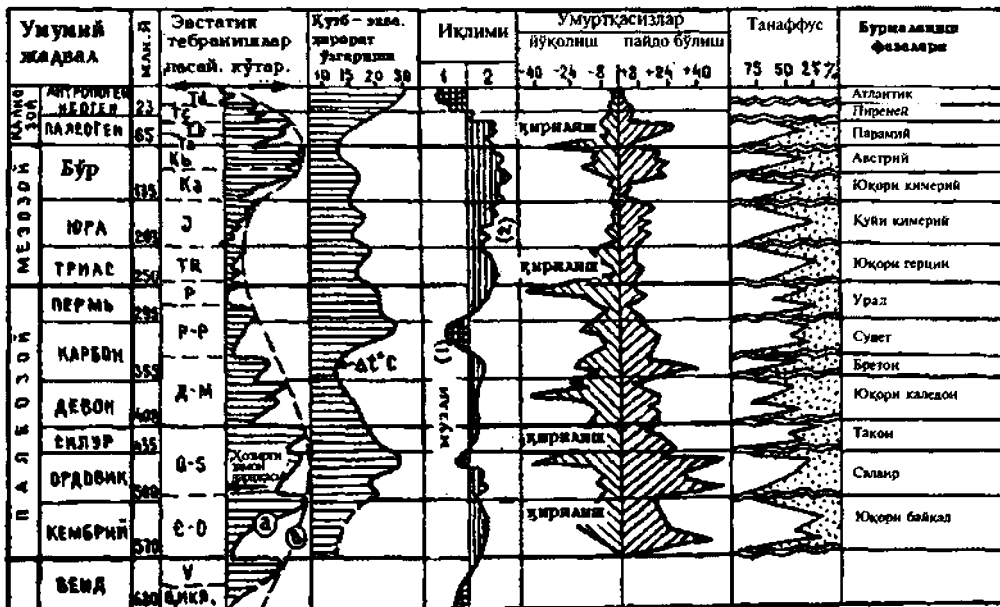
Давр	Ҳайвонот дунёсининг ҳалокатга учраган йирик гуруҳлари	Қирилган турлар, % ҳисобида
Юқори бўр	Аммонитлар, белемнитлар, рудистлар, маржонлар, мшанкалар, губкалар, планктон фораминиферлар, динозаврлар, денгиз рептилиялари	26
Юқори триас	Аммонитлар, брахиоподлар, конодонтлар, рептилиялар, балиқлар	35
Юқори пермь	Аммонитлар, маржонлар, ругозалар, трилобитлар, бластоидеялар, брахиоподлар, продуктидлар, мшанкалар, фораминиферлар, фузулинидлар, рептилиялар	50
Юқори девон	Маржонлар, строматопорондейлар, аммонитлар, мшанкалар, брахиоподлар, балиқлар	30
Юқори ордовик	Трилобитлар, брахиоподлар, денгиз типратиканлари	
Юқори кембрий	Трилобитлар, губкалар, гастроподлар	52

* Қалин шрифт билан ажратилгани — гуруҳнинг сўнгги кўриниши.

қирилиш фазаларини (даврларини) белгилаб берган. Ҳар бир қирилиш фазасидан сўнг атроф-муҳитда организмлар кўпайиши ва тез ривожланиши кузатилади (33.1-жадвал).

А.А.Баренбаум, Н.А.Ясаманов, В.Е.Хаинларнинг фикрича, оммавий қирилишлар Ерни астероидлар томонидан бомбардимон қилиниш даврига тўғри келади. Бомбардимонлар оралиғидаги давр 19—20 млн. йилни ташкил қилади.

Ердаги ҳаётнинг ривожланишида атроф-муҳитнинг аҳамиятини бир неча бор таъкидлаб ўтган эдик. Айниқса, атмосфера ва гидросфера бу соҳада катта аҳамиятга эга. Булар биосферага бевосита таъсир қилувчи омиллардир. Гидросферанинг ўзгаришлари трансгрессия ва регрессиялардан, апвеллингларнинг ҳосил бўлишидан, сувларнинг шўрлигидан иборат. Атмосферанинг ўзгариши унинг



33.12- расм. Денгиз умуртқасизлар ривожланишини атроф-муҳит ўзгариши, ядвм билан қиёслаш.

таркиби, кислороднинг миқдори, ҳаво оқимларининг йўналишини ўз ичига олади ва пировардида иқлимнинг ўзгаришига олиб келади.

Ердаги ҳаётнинг илк босқичлари ҳақидаги маълумотлар жуда маъхум ва кўп томонлари ҳали очилмаган. Аммо биз архей даврида строматолитлар борлигини, уларнинг ривожланишини кўрсатиб ўтдик.

Иккинчи босқич палеопротерозойга тўғри келади. Бу босқичда термофил (юқори ҳароратли) бактериялар ўрнига нисбатан совуқсевар бактериялар пайдо бўлган. Фотосинтез натижасида кўк-яшил сувўтлари ривожланган. Темирли бактериялар ривожини ҳам шу даврга тўғри келади.

Мезо-неопротерозой чегарасида кислороднинг кўпайиши сабабли океан трофик алоқалари ўзгаради ва эвкаринот организмлар, фитопланктон пайдо бўлади. Айниқса, венд даврига келиб вазият кескин ўзгаради. Кўп ҳужайрали ҳайвонлар пайдо бўладилар ва барча денгиз шельфларини ишғол қиладилар.

Кембрий бу йўналишда алоҳида аҳамиятга эга. Бу даврда ҳайвонот дунёси ниҳоятда гуллаб-яшнайдик, уни мутахассислар „биологик портлаш“ номи билан атайдилар. Кембрий органик дунёсининг асосий хусусияти — скелетли организмларнинг пайдо бўлишида. Бу ҳодисанинг сабаблари кўп. Улар орасида кислороднинг кўпайиши, сув ҳавзаларининг турғунлиги, бир қатор апвелингларнинг пайдо бўлишини кўрсатиш мумкин.

Органик дунёнинг ранг-баранглиги унинг таркибидаги таксонлар, турлар, синфлар билан белгиланади. Ж.Сепковски токембрийдан фанерозойгача бўлган давр учун органик дунё таксонларини жадвал сифатида тузиб чиққан (33.11-расм). Унинг фикрича, организмларнинг оммавий қирилиши ҳам бу расмда яхши кўриниб турибди (33.12-расм).

XXXIV БОБ. МАГМАТИЗМ ВА ЧЎКИНДИ ТЎПЛАНИШ ЭВОЛЮЦИЯСИ

Ернинг келиб чиқишида, унинг бир қатор қатламлар, қаватлар ҳосил қилишидаги энг асосий жараён дифференциациядир. Аслида „дифференциация“ атамаси сараланиш маъносини англатади. А.С.Монин ва О.Г.Сорохтинларнинг ҳисобига қараганда Ернинг энг қадимги ибтидоий моддаси таркибида темир мантиядан ядрога келиб қўшилган. Бу жараёнлар ядро ва мантия чегарасидаги Д^{II} қатламида содир бўлган. Ушбу дастлабки саралаш натижасида мантия нисбатан енгил ва ҳаракатчан кимёвий элементлар билан бойиб борган (34.1- жадвал).

34.1- жадвал

Мантия таркибининг эволюцияси (А.С.Монин, О.Г.Сорохтин)

Оксидлар, элементлар	Бирламчи мантия таркиби, %	Ҳозирги мантия таркиби, %	Оксидлар, элементлар	Бирламчи мантия таркиби, %	Ҳозирги мантия таркиби, %
SiO ₂	31,11	45,7	Na ₂ O	0,158	0,216
TiO ₂	0,14	0,2	K ₂ O	0,019	0,014
Al ₂ O ₃	2,56	3,7	Cr ₂ O ₃	0,27	0,4
Fe ₂ O ₃ +FeO	23,81	8,7	NiO	0,07	0,1
MnO	0,07	0,1	FeS	0,55	—
MgO	26,14	38,4	Fe	1321	—
CaO	1,57	2,3	Ni	0,2	—

Кейинчалик дифференциация жараёнлари астеносфера, юқори мантия ва Ер қобиғида хилма-хил эндоген жараёнлар билан бирга ва улар натижасида содир бўлган. Дифференциация турлари кўп (гравитацион, эманацион, кристалланиш ва ҳоказо). Аммо биз қандай моделни асос қилиб олишимиздан қатъи назар, асосий қонуният шундан иборатки, енгил, ҳаракатчан, нокогерент элементлар (K, Na, U, Th) Ер қобиғини бойитиб боради, аксинча оғир, юқори ҳароратли, когерент элементлар мантия ва ядрога йиғилади.

Дифференциация жараёнлари Ерда 3,1 млрд. йил аввал, „магматик океан“ номи билан ажратилган босқичида бошланган. „Магматик океан“ Ер юзасида планетезималларнинг тушиши ва унинг бомбардимон қилиниши натижасида пайдо бўлган. Мантия моддасининг деярли 75—80% и эриган. Мантия қатламининг қалинлиги 500 км ни ташкил қилган. Ниҳоятда улкан магматик ҳавза, ўз навбатида, ер юзасига жуда катта ҳажмдаги эритмаларни чиқарган. Бу эритмалар қотиши натижасида

ҳосил бўлган ибтидоий Ер пўсти асосли ва ўта асосли жинслардан ташкил топган. Агар Ернинг бу босқичини Ой билан қиёслайдиган бўлсак, булар таркибида габбро ва анортозитларни ҳам тахмин қилишимиз мумкин. С. Маруяма бундай Ер пўстини „коматит пўст“ деб атайди.

Мазкур босқичдан сўнг Ер тарихида „кул ранг гнейслар“ пайдо бўлган. Улар таркибида тоналитлар, трондъемитлар, гранодиоритлар кенг тарқалган ва шунинг учун уларни ТТГ—ассоциациялари деб аташади. Уларнинг ёши 3,5—4 млрд. йил. Ушбу, умуман, нордон жинслар, коматитлар (ўта асосли вулканитлар), амфиболитлар ва бошқа ультрамафитлар билан бирга дастлабки қитъа Ер пўстини ташкил қилади. Бундай таркибдаги Ер пўстининг йиғилиши ва уйғунлашуви ибтидоий қитъаларни шакллантиради (3,2—3,0 млрд. йил).

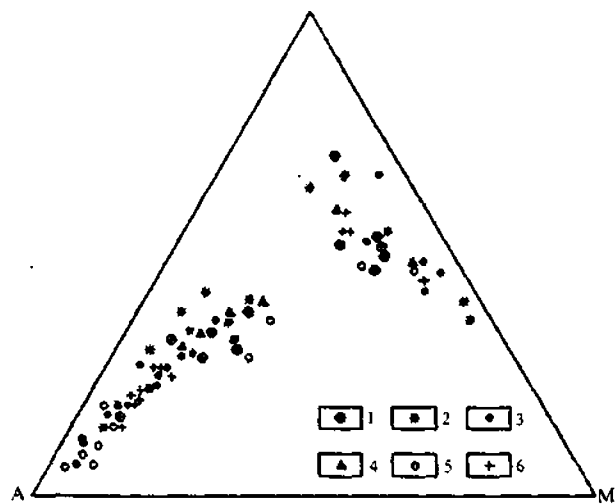
Тоналит-рондъемит-гранодиорит формацияларнинг келиб чиқишини бирламчи мафит-ультрамафит Ер пўстининг оммавий равишда эриб кетиши билан боғлайдилар (20.1-расмга қаранг). Мантиядаги нотартиб, хаотик тарздаги конвекция бу жараёнларни иссиқлик билан таъминлаб турган.

Базит ва ультрамафит пўстнинг эриши ва дифференциацияси (SiO_2) ишқорларнинг (K_2O , Na_2O) йиғилишига олиб келади ва пастиққорли тоналитлар, трондъемитларнинг келиб чиқишини таъминлайди. Бундай модель архей жинсларининг бимодал, контраст тузилишини ҳам мантиқан асослаб беради (34.1- расм).

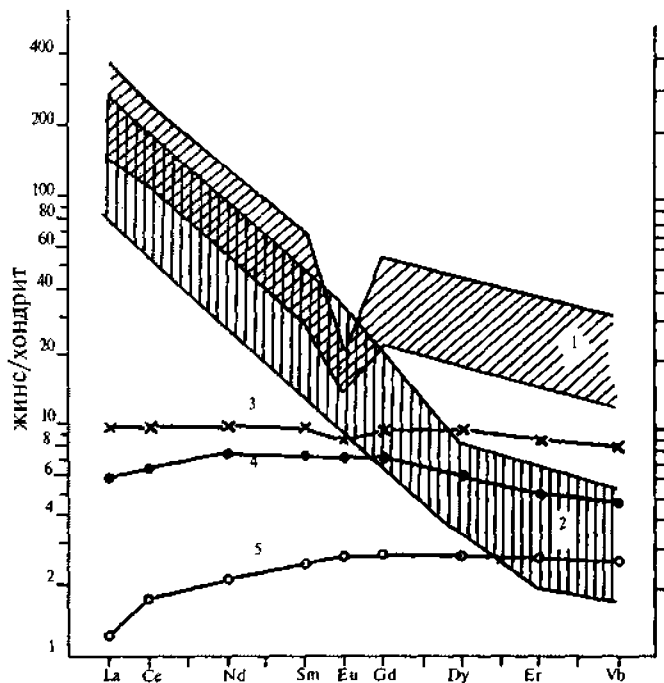
Ер ривожининг дастлабки босқичида магматик шароитлар эволюцион магматик формациялар кетма-кетлиги билан исботланади. Формацияларнинг биринчи авлоди мантия эриши натижасида ҳосил бўлган жинслар (пикритлар, коматитлар, бошқа ўта асосли жинслар) дан иборат. Улар таркибида оливин, пироксен ва плагиоклазлар асосий ўрин эгаллайди. Ундан кейин пайдо бўлган (ўрта ва қуйи архей) формациялар орасида тоналит-рондъемитлар асосий аҳамиятга эга. Булар таркибида биринчи марта кварц, нордон плагиоклазлар пайдо бўлади. Вақт ўтиши билан бу нордон жинслар таркибида натрийли турлар ўрнини (тоналитлар, трондъемитлар), калийли турлар (гранитлар) эгаллайди. Бу қонуният нодир элементлар тарқалишида ҳам ўз исботини топган (34.2- расм).

Архейнинг охирига келиб, Ер тарихида биринчи ишқорий жинслар пайдо бўладилар. Булар орасида нефелинли сиенитлар алоҳида аҳамиятга эга. Протерозойдан бошлаб рапакиви-гранитлар маълум. Протерозой давридан бошлаб магматик

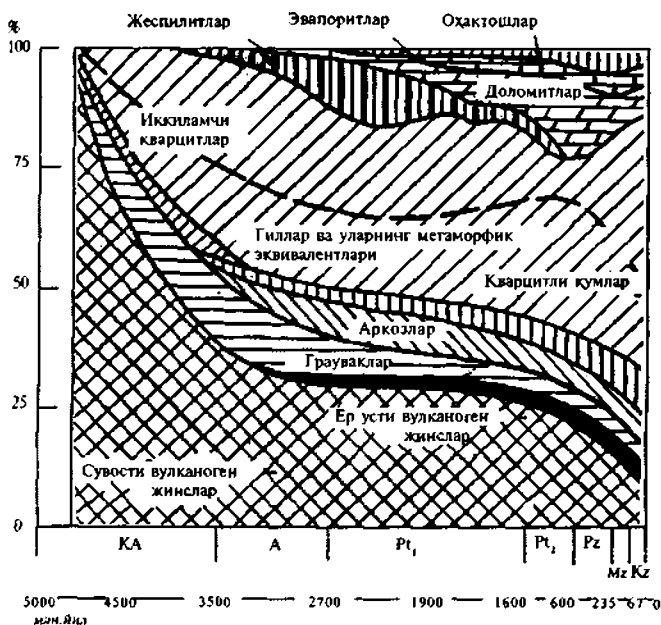
жараёнлар литосфера плиталари назариясига мос тарзда ривожлана бошлайди ва магматик формацияларнинг таркиби мураккаблашиб боради. Магматик жараёнларда чўкиндиларни таъсири — бунинг асосий сабаби сифатида қаралади. Қитъа туридаги Ер пўсти шаклланаётган магмаларга ассимиляция жараёнлари натижасида ўз таъсирини кўрсатган, яъни элементлар билан бойитган (SiO_2 , K_2O , Na_2O) ёки ўзи улар ҳисобига тўйинган (Fe_2O_3 , FeO , MgO). Ҳар қандай бўлганда ҳам, протерозойдан бошлаб чўкиндилар магматик жараёнларда фаол иштирок этганлар (34.3- расм).



34.1- расм. Архей кул ранг гнейслари, бимодал гранит-яшилтош минтақалар таркиби. 1—Шарқий Лабрадор, 2—Гренландия, 3—5—Канада (3—Миннесота, 4—Шим.-Ғарбий Онтарио, 5—Рейни-Лейк), 6—Вайоминг (АҚШ).



34.2- расм. Архей жинсларида нодир элементларнинг тақсимланиши (Тейлор, Мак-Леннон бўйича): 1—Na-гранитоидлар (қуйи архей) майдони, 2—юқори архей K-гранитлари, 3—Миннесота толеит-базальтлари, 4—Онвервахт коматитлари, 5—перидотитли коматитлар.



34.3- расм. Қитъалардаги чуқинди ва вулканоген жинслар таркиби эволюцияси (А.Б. Ронов буйича).

Магматик жараёнлар янги қитъа ҳосил бўлганидан кейин ҳам давом этади (плитаичи магматизми).

Юқоридаги мисоллардан кўриниб турибдики, у ёки бу формация ернинг ривожланиш тарихида бир неча марта такрорланади (байкал, каледон, герцин, альп, киммерий даврлар), аммо улар ҳеч қачон бир ҳудудда учрамайди. Ҳар гал ҳар хил жойда содир бўлади. Уларнинг таркиби, умуман, бир бўлади, аммо ҳар бир давр формациясининг ўзига хос хусусиятлари мавжуд (ишқорийлик, нодир элементларнинг тақсимланиши, чуқурлик фациялари, минералогик таркиби ва ҳоказо) (Долимов, 1972). Мисол сифатида ҳаммамизга маълум бўлган гранитларни олайлик.

Маълумки, улар архейда, протерозойда, каледон, герцин ва альп даврларида кенг тарқалган. Мутахассислар гранитоидлар ҳосил бўлиш даврларини ҳам ажратдилар (Лобач-Жученко, 1972, 1980). Аммо архей-протерозой гранитлари фақат абиссал фацияда (10—14 км) шаклланади, уларнинг таркиби ўта содда (плаггиоклаз+кварц ёки плаггиоклаз+микроклин+кварц) вулканик муқобиллари деярли учрамайди.

Палеозой ва мезозой давридаги гранитлар ҳеч қачон абиссал фацияда учрамайдилар, таркиби 5—6, гоҳо 6—7 минералдан иборат, уларни ўз вулканик муқобиллари мавжуд ва улар билан бирга алоҳида вулкан-плутоник уюшмалар ҳосил қиладилар ва, ниҳоят, архей-протерозой гранитлари билан маъданлар деярли маълум эмас, балки бўлмаса ҳам керак, аммо палеозойдаги гранитоидларни маъдандорлиги барча мутахассисларга аён. Бундан чиқадиган ягона хулоса шундан иборатки, магматик формациялар Ер тарихида бир-бирини такрорламайди ва такрор қилишга имконият ҳам йўқ, чунки вақт ўтиши билан (архейдан фанерозой охиригача) магматизм жараёнларида Ер пўстининг иштироки ошиб боради.

Магматик жараёнлар эволюцияси жуда мураккаб ва оғир масалалар қаторига киради. Улар анчадан бери ўрганилишига қарамасдан, ҳали ечилмаган масалалар жуда кўп, аммо асосий хулосаларни келтириш мумкин.

Биринчидан, Ер тарихида магматик жараёнлар ниҳоят нотекис ва дискрет равишда ривожланган. Магматизм ва у билан боғлиқ бўлган жараёнлар қитъаларнинг сурилиши, тўпланиши, парчаланиши билан чамбарчас боғлиқдир. Шунинг учун бўлса керак, улар орасида базальтлар ва гранитлар энг кенг тарқалган турлар ҳисобига киради. Булардан биринчиси (базальтлар) плиталарнинг парчаланиши ва плитаичи жараёнлари билан, иккинчиси (гранитлар) эса плиталарнинг тўқнашуви, янги қитъа ҳосил бўлиши билан боғлиқдир.

Иккинчидан, магматизм эволюцияси магматик формацияларнинг турлари кўпайиши, ранг-баранглиги билан белгиланади. Агар архей-протерозой учун биз, асосан, ТТГ (тоналит-трондъемит-гранодиорит) формацияларини кўрсак, палеозойда буларнинг турлари бир неча бор ошиб кетади (калийли гранитлар, А—гранитлар, S—гранитлар, J—гранитлар ва ҳоказо). Худди шундай мисолларни базальтлар, андезитлар, ўта асосли формациялар учун ҳам келтириш мумкин. Алоҳида қайд қилиш лозимки, бу формациялар ҳеч қачон бир-бирини такрорламайди.

Фанерозойдаги магматик жараёнлар ниҳоят-да мураккаблиги билан ажралиб туради. Биринчидан, магматик жинслар орасида ўта асосли, асосли, ишқор ва нордон ассоциациялар жуда кенг тарқалган. Бундан ташқари, улар вулканик ва плутоник шаклда учрайди. Магматик формациялар маълум тартибда, кетма-кетликда ҳосил бўлади (VII боб) ва бевосита қитъаларнинг парчаланиши, океанларнинг очилиши, коллизия ҳодисалари билан боғлиқдир. Вильсон цикллари билан магматик формациялар генетик равишда боғланган. Бир қатор мисоллар келтираемиз.

Қитъаларнинг парчаланиши (рифтогенез жараёнлари) базальт-риолит, ишқорли базальтлар, андезитлар ва бошқа шу каби магматик жинслар билан ажралиб туради.

Океанлар, океаник ҳавзалар — толейтли базальтлар, габбролар, ўта асосли жинслар формациялари билан белгиланади.

Коллизия, қитъалар тўқнашуви жараёнлари эса ҳар хил нордон жинслар (гранитлар, гранодиоритлар, риолитлар) ҳосил бўлишига олиб келади ва Ер пўсти шаклланганлигининг ягона исботи сифатида қаралади.

Учинчидан, палеозойдан бошлаб магматик формациялар таркибида калийли ва натрийли ишқорий жинслар кенг ўрин эгаллайди (монцитлар, нефелинли сиенитлар, сиенитлар).

Тўртинчидан, магматик жараёнлар эволюцияси магма ҳосил бўлаётган атроф-муҳит жинслари билан бевосита алоқадор. Муҳит жинслари магматизмга ўз таъсирини кўрсатади, жинслар таркибини ўзгартиради ва кўп ҳолларда уларни маълум элементларга бойитади.

Шундай қилиб, магматизмнинг Ер тарихидаги эволюцияси ўзига хос хусусиятларга эга. Биринчи навбатда, бундай эволюция жинслар таркибининг мураккаблашувида, формацияларнинг хилма-хиллигида яққол кўринади. Магматизм эволюция ва геодинамик жараёнлар билан боғлиқ. Қитъаларнинг парчаланиши, океан ҳавзаларининг очилиши ва бекилиши, субдукция зоналарининг фаоллиги — буларнинг барчаси магматизм жараёнлар натижасида ҳосил бўлади.

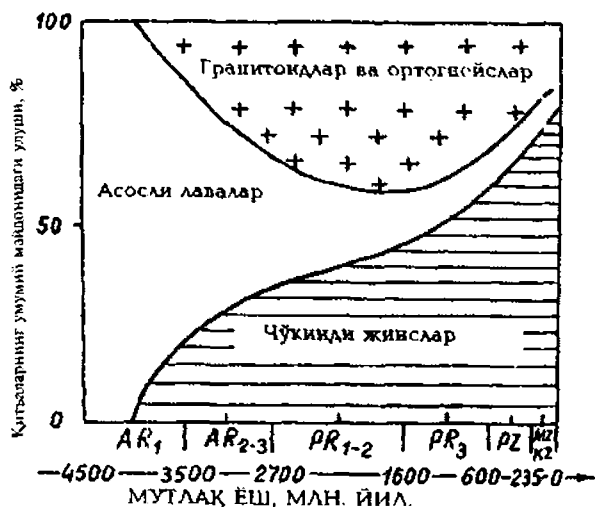
Ер юзасида содир бўлаётган экзоген жараёнлар ҳам магматик (эндоген) жараёнларнинг узвий бир қисми сифатида қаралиши керак. Шунинг учун ҳам Ф.Кларк, В.Гольдшмидт ўз даврида чўкиндилар ва магматитлар ўртасида алоқалар мавжудлигини таъкидлаб ўтган эдилар. Бу олимлар чўкинди жинслар магматик жинслар нураши ҳисобига ҳосил бўлган деган фикрни илгари сурганлар. Шундай экан, чўкиндилар магматик жинслар таркиби хусусиятларини сақлаб қоладилар.

Метаморфизм жараёнлари магматик жинсларнинг тузилиши ва таркибига ўз таъсирини кўрсатади. Бу жараёнда ҳудудий метаморфизм алоҳида аҳамиятга эга. Архей, протерозой, палеозойда содир бўлган метаморфизмнинг бу тури вақт ўтиши билан ўзгарган (XIII, XII боблар). Аммо метаморфик жараёнлар магматик жинслар таркибини тубдан ўзгартира олмайди, фақат минералларнинг тури ўзгаради. Фақат ультраметаморфизм ва гранитизация жараёнларида модда эриб, таркиби ўзгариши мумкин.

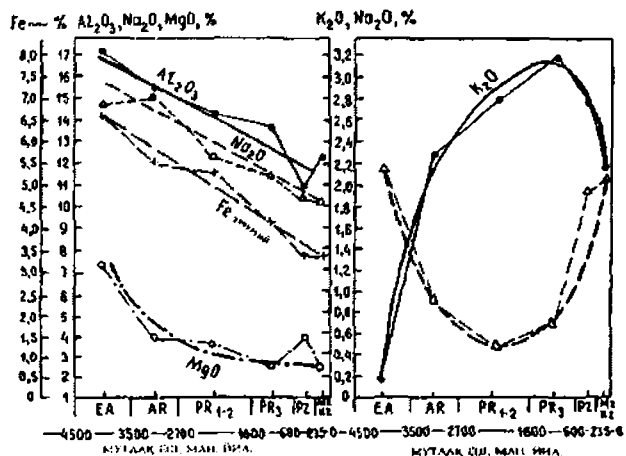
Чўкинди тўпланиш жараёнлари эволюцияси чўкинди жинслар ўзаро муносабатида яхши кузатилади. Улар орасида терриген ётқизиклар етакчи ўринни эгаллайди. Терриген жинслар эволюцияси бирламчи тоғ жинслари таркибига боғлиқ. Шунинг учун архей чўкиндилари, асосан, грауваккалардан, протерозой—аркозлардан, палеозой—қумтошлардан иборат.

Хемоген ва биоген жинслар эволюцияси булардан ташқари атмосферанинг таркиби, ландшафтнинг биологик маҳсулдорлигига бориб тақалади. Шу нуқтаи назардан, бу жинслар орасида ажратилган темир, марганецли, бокситли, карбонатли формациялар катта аҳамиятга эга. Маълумки, эрозия ва нураш жараёнларига учраётган ўлкаларнинг кимёвий таркиби доимо ўзгариб турган. А.Б.Роновнинг фикрича, бу ўлкаларда асосли жинслар майдони вақт ўтиши билан қисқариб борган, чўкиндилар майдони эса кенгайган. Масалан, палеопротерозойда гранитоидлар майдони жуда катта бўлган ва кейинчалик анча қисқарган (34.4- расм).

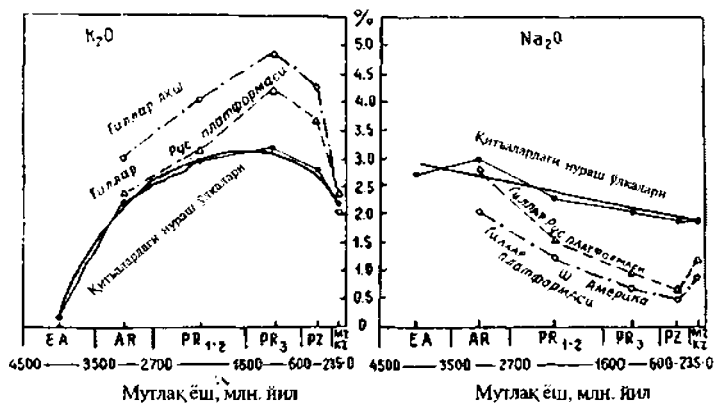
Нураш ўлкаларида жинслар нисбатини ўзгариб бориши ҳосил бўлган терриген жинслар таркибини ҳам ўзгартирган. Хусусан, архейдан фанерозойгача темир, магний, натрий ва алюминийнинг миқдори қисқарган. Калийнинг миқдори неопротерозойда кўпайиб, ҳозирги вақтда камайиб кетган. Кальцийнинг миқдори мезозой ва кайнозойда кўпайган (34.5- расм). Таркибнинг бундай ўзгарувчанлиги ҳосил бўлган терриген ётқизиклар таркибида ҳам ўз ифодасини топади ва Дунё океани таркибига ҳам ўз таъсирини кўрсатади.



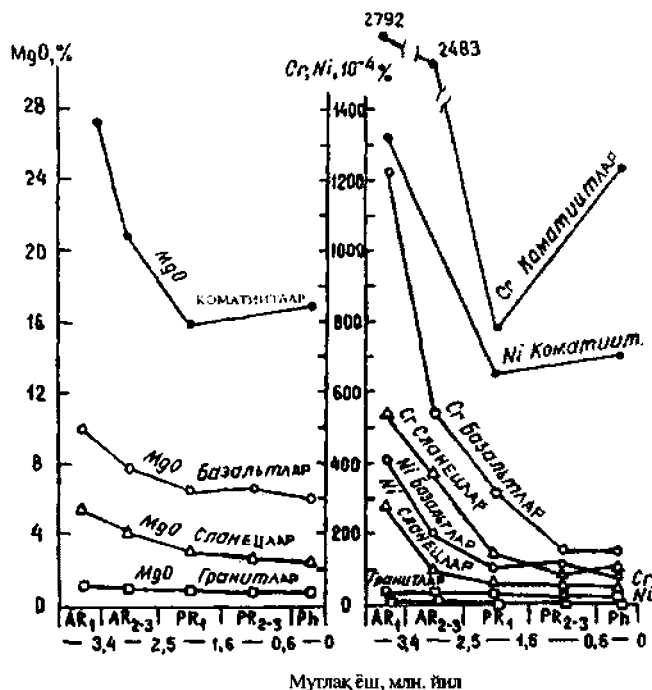
34.4- расм. Седиментацион ҳавзаларни чўкинди маҳсулотлар билан тўйинтириш ва жинслар нисбати эволюцияси (А.Б.Ронов).



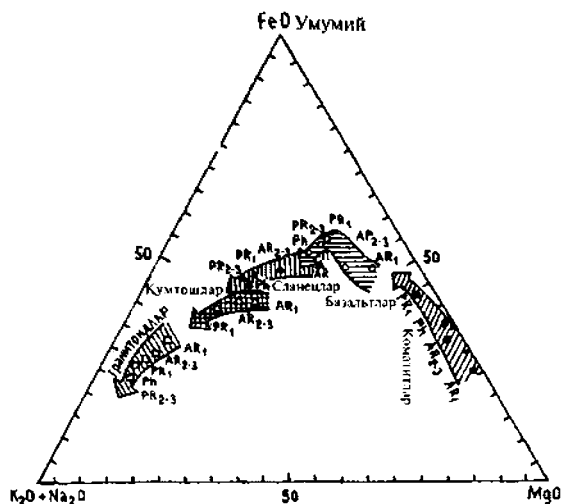
34.5- расм. Қитъаларда нураш ўлкалар таркибининг ўзгариши (А.Б.Ронов).



34.6- расм. Вақт ўтиши билан чўкинди жинсларда Na_2O , K_2O таркибининг ўзгариши (А.Б.Ронов, А.А.Мигдисов).



34.7- расм. Коматитлар, базальтлар, гранитларда MgO , Cr , Ni , Co миқдорининг ўзгариши (А.А.Ярошевский, А.А. Мигдисов).



34.8- расм. Магматик ва чўкинди жинслар таркиби эволюцияси. Индекслар (AR, PR) Ер қобиғининг ривожланиш босқичларини кўрсатади (А.Б.Ронов, А.А.Ярошевский, А.А. Мигдисов).

Жуда катта ҳажмдаги статистик далиллар бу каби ўзгаришларнинг генетик алоқадорлигини кўрсатиб берди ва уларни Ер пўстининг шаклланиш босқичлари билан боғлаш имкониятини яратди. Магматик дифференциация натижасида магматик жинсларда MgO , Cr , Ni , Co миқдори камайиб боради.

Айни бир вақтда K_2O , Rb , Cs , Li , Th кўпаяди. Чўкинди жинсларда ҳам ушбу ўзгаришларни А.Б.Ронов, А.А.Ярошевский, А.А.Мигдисовлар яққол кўрсатиб бердилар (34.6, 34.7- расм). Уларнинг фикрича, қадимги чўкиндилардан нисбатан ёшларига қараб MgO , Ni , Co , Cr миқдорлари пасайиб боради, K_2O , Rb , Tr , Li кўпаяди.

Магматик жинслар чўкинди, айниқса, терриген жинслар учун асос эканлигини биз юқорида бир неча бор таъкидлаб ўтган эдик. Шунинг учун чўкиндилар эволюцияси магматик жинслар ўзгарувчанлиги билан бевосита боғлиқ. 34.8- расмда бу икки гуруҳ элементларининг ўзгариш тенденциялари кўрсатилган. Кўриниб турибдики, трендлар бир хил тарзда йўналган. Ҳар хил вазиятда ҳосил бўлган жинсларда (экзоген, эндоген, Ер қобиғи, мантия) ўзгариш йўналиши бир хил. Бунинг сабаби Ер мантиясидаги магматик ўчоқлар эволюциясига бориб тақалади. Мантияда ҳосил бўлган магматик ўчоқлар, уларнинг таркиби, вақт ўтиши билан дифференциацияси жинслар таркибига (магматик чўкинди) ниҳоятда катта таъсир кўрсатади.

Албатта, геодинамик вазият ҳам, тектоник шароитлар ҳам чўкиндилар эволюциясига сабаб бўлади.

Ниҳоят, эрозия ва нураш ўлкаларининг таркиби, уларнинг ўзгариши атрофмуҳитга ҳам боғлиқ. Айниқса атмосфера, гидросфера ва ҳавзаларнинг биологик маҳсулдорлигини алоҳида таъкидлаб ўтиш жоиздир. Хусусан, атмосфера таркибида CO_2 нинг камайиб бориши ва кислороднинг кучайиши бу жараёнларга катта таъсир кўрсатади (34.9- расм).

Сайёра миқдоридаги чўкиндилар орасида гилли жинслар устун туради (50—60%) ва улардан кейин оҳақтошлар (20—25%), охирида ҳар хил терриген жинслар жойлашган. Қолган турдаги жинслар 1—3% ни ташкил қилади.

Гиллар ва уларнинг метаморфлашган мукобиллари чўкинди жинслар орасида етакчи ўрин эгаллайди. Улар таркибининг ўзгариб бориши иқлим ва эрозия ўлкаларининг тузилиши билан боғлиқдир. Гилли формациялар эволюциясининг 4 босқичи мавжуд. Протерозойда уларнинг таркибида гидрослюдадар устувор бўлган, венд даврида ва қуйи палеозойда хлоритлар кўпайган. Палеозойнинг охирида гидрослюдадар миқдори кескин камайиб, монтмориллонитлар кўпайган. Ниҳоят, мезозой ва кайнозойда гилли минераллар тури, ишқорий элементлар миқдори мунтазам равишда ошиб борган (34.10, 34.11- расм).

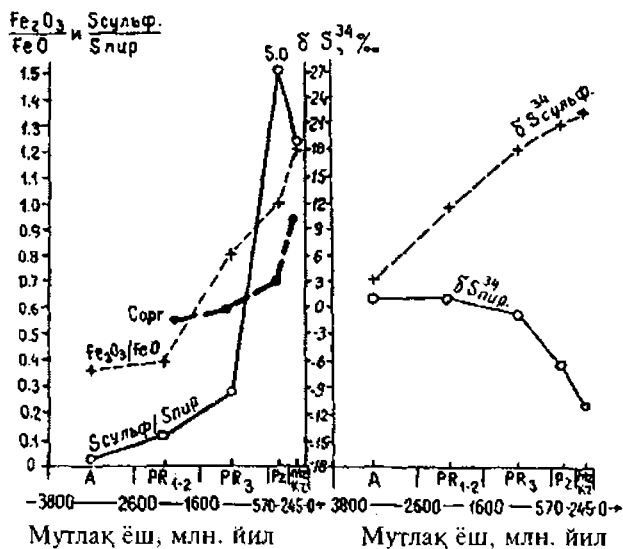
Боксит формациялар. Ер тарихида бир неча боксит тўпланиш давлари ажратилади: юқори рифей-қуйи кембрий (0,2 млрд.т), ўрта девон (1,2 млрд.т), қуйи карбон (2,2 млрд.т), пермь (0,1 млрд.т), триас (0,2), ўрта, юқори юра (0,35 млрд), юқори бўр (10,6 млрд.), палеоцен (18,85 млрд.), неоген (7,9 млрд.т). Боксит тўпланиш босқичлари Ертаги гумид иқлим давлари, пенеплен ҳосил бўлиш жараёнлари билан тўғри келади (34.12-расм).

Ҳар бир бокситланиш даври ўзига хос конлар тури билан белгиланади. Кўрсатилган бокситланиш босқичлари ичида юқори кайнозой босқичи энг ҳосилдор ва маъдандор ҳисобланади (34.13- расм).

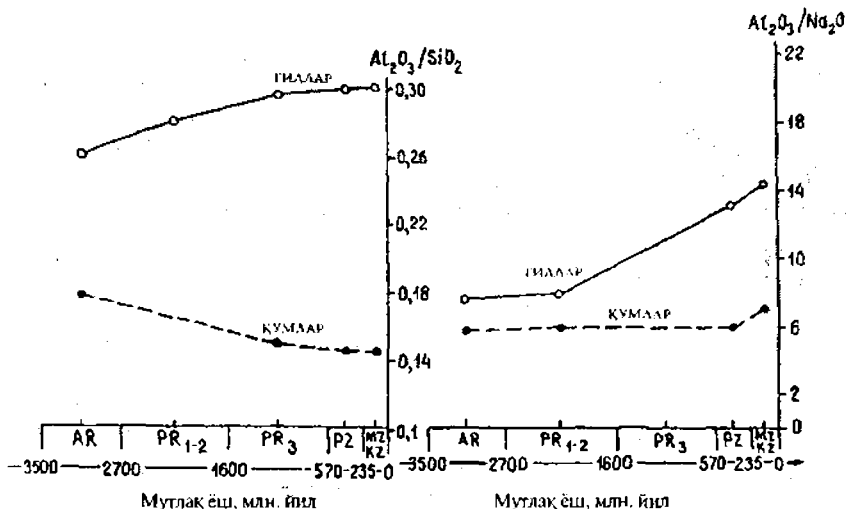
Темир конларининг деярли 90% архей-палеопротерозой чўкинди ётқизиқлари билан боғлиқ. Бу даврда джеспелитлар ташкил топади. Уларнинг келиб чиқиши ҳақида икки гипотеза мавжуд. Биринчисига қараганда, нураш натижасида темир маъданлар йиғилади. Темир ва кремнийнинг жуда катта ҳажми ҳавзаларга келтирилиб, у ерда махсус реакциялар натижасида джеспелитлар ҳосил бўлади.

Охириги йилларда темир ва кремнийнинг тўпланиши марказий океан тизимларида мантиядан келаётган темир ҳисобига шаклланади деган фикр ҳам мавжуд. Темир океан ҳавзалари шаронтида бикарбонат $Fe(HCO_3)_2$ ҳосил қилади ва кремний билан бирга джеспелитлар шаклланишига асос солади. Темир маъданлари билан бирга бундай конларда олтин, уран, мис, вольфрам, қалай, руҳ каби металлар учрайди. Докембрийда темир рудалар тўпланиши архейнинг охири (3,8—3,5 млрд.йил), юқори архей (3,0—2,6 млрд.й.), палеопротерозой (1,8—2,2 млрд.й.) давларига ажратилади. Бундай турдаги конлар деярли барча қитъаларда маълум. Палеопротерозойнинг охириларида темир рудалар тўпланиши тўхтайтиди ва қитъаларнинг ички қисмига ўтади (34.14- расм).

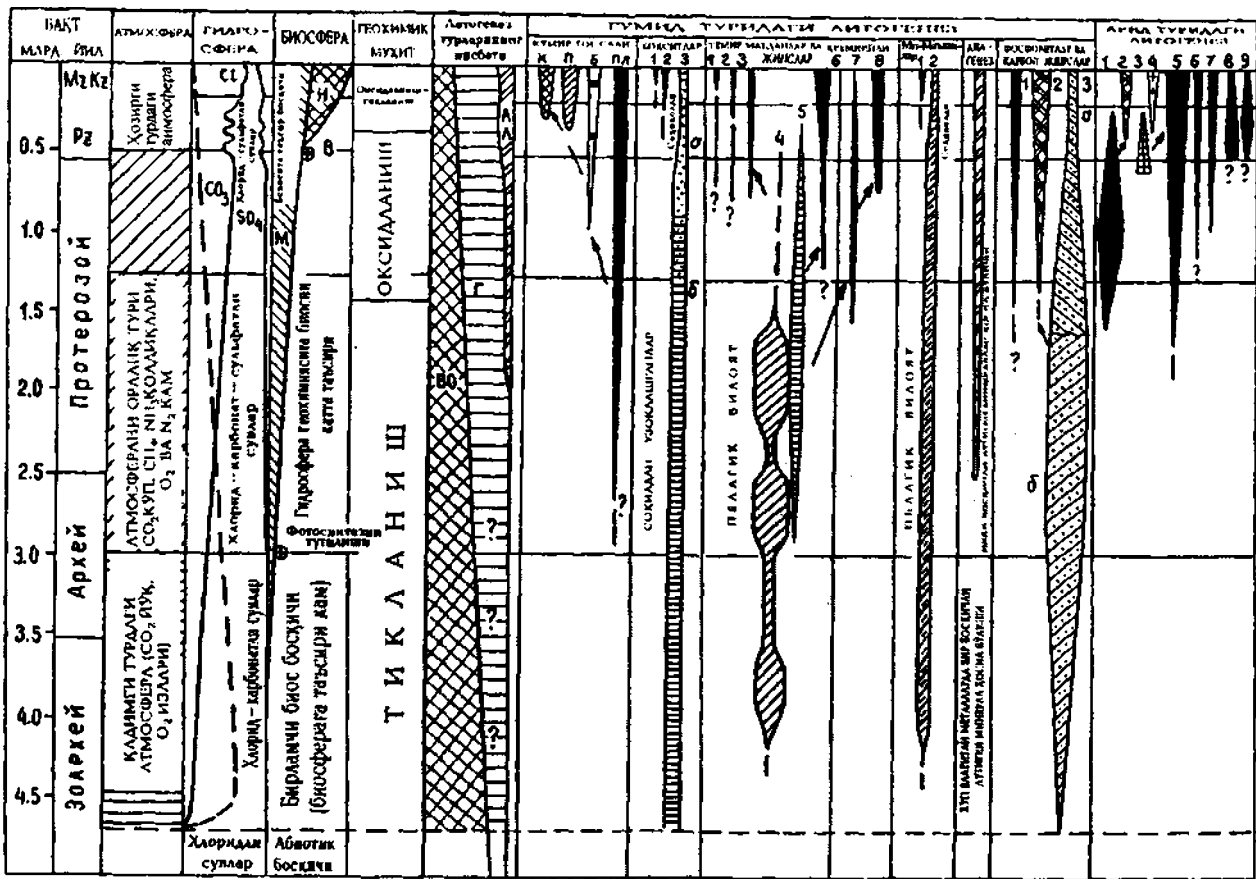
Кўмир формацияларининг ташкил топиши биосфера маҳсулдорлиги билан бевосита боғлиқ. Кўмир тўпланиш ҳудудлари ўсимлик дунёсининг зоналлиги, уларнинг эволюцион босқичларига тўғри келади. Ер тарихида асосан 6 та кўмир тўпланиш давлари ажратилади: карбон (13%), пермь (30%), қуйи ва эрта юра (12%), қуйи бўр (15%), палеоген (25%); қавс ичида ҳосил бўлган кўмир захиралари кўрсатилган.



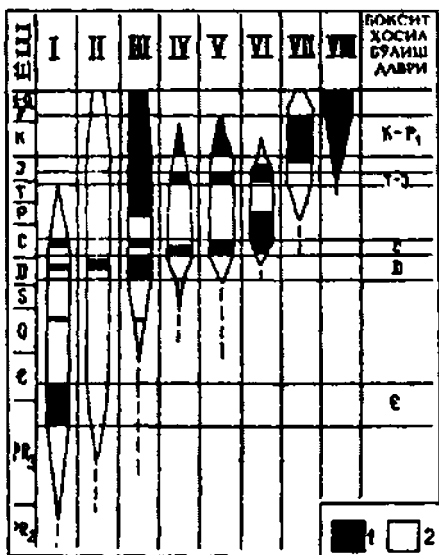
34.9- расм. Чўкинди жинсларда S_{op} , олтингурут (S), темир миқдорининг ўзгариши (А.Б.Ронов, А.А.Мигдисов).



34.10- расм. Кумтош ва гилларда Al_2O_3 , SiO_2 ва Na_2O миқдори (А.Б.Ронов, А.А.Мигдисов).



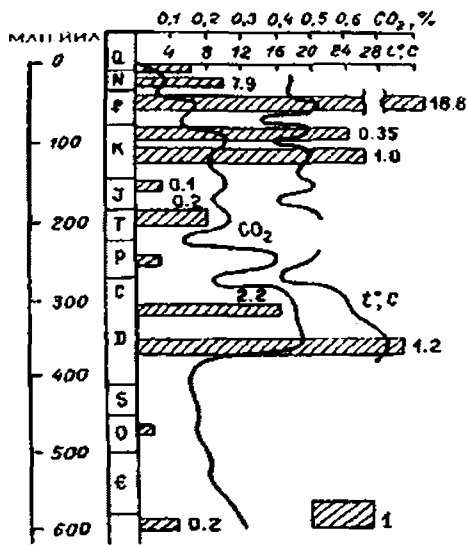
34.11- расм. Литогенез турларининг Ер тарихидаги эволюцияси (Н.М.Страхов). Биосфера: М — денгиз организмлари, Н — куруқлик организмлари, В — биосинг куруқликка ўтиши. Литосфера: 1 — Жанубий яримшар платформалари, 2 — Шимолий яримшар платформалари. Литогенез турларининг нисбати: ВО — вулканичўкинди литогенези, Г — гумид литогенези, АЛ — арид, музлик литогенези, К — қитъа ичи, П — паралик. Ёнар сланецлар: Б — бентоген, ПЛ — планктон. Бокситлар: 1 — нураш қобиғи, 2 — кўл ва карст, 3 — денгиз глинозем горизонти (а) ва хемоген (б). Темир рудалари: 1 — нураш қобиғи, 2 — кўл оолит гидрогетит-шамозит рудалари, 3 — соҳил оолитлари, 4 — джеспилитлар, фақат Fe^{2+} (а) ва Fe^2 ва Fe^2 (б), 5 — вулканичўкинди рудалар, 6 — глауконитлар, 7 — хемоген кремнийли жинслар, 8 — биоген кремнийли жинслар. Мп-рудалари: 1 — нураш қобиғи, 2 — денгиз. Фосфорит ва карбонатлар: 1 — фосфоритлар, 2 — оҳақтошлар органоген, 3 — карбонатлар: а — хемоген, б — доломитлар. Арид литогенези: 1 — бирламчи хемоген доломитлар, 2 — диагенетик доломитлар, 3 — лагуна доломитлари, 4 — худди шунинг ўзи, факультатив боқич, 5 — фосфоритлар, 6 — Cu-Pb-Zn ва V рудалари, 7 — гипслар, 8 — NaCl, 9 — K-Mg — тузлари.



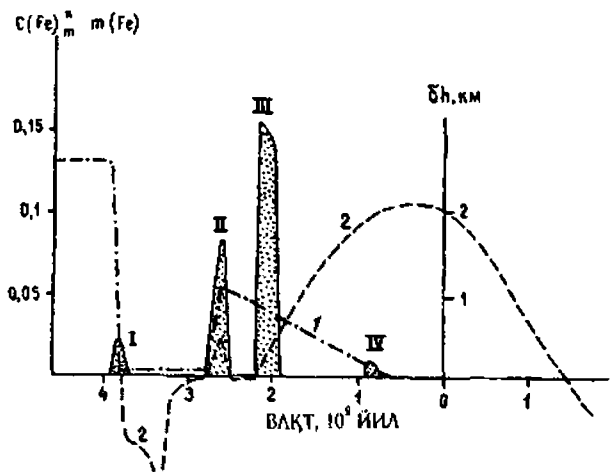
Умумсайёравий кўмир ҳосил бўлиш даврлари эвстатик регрессия боқичларига тўғри келади. Бу даврларда қитъаларнинг майдони кенгайиб, ўсимлик дунёси турларининг кўплиги ва хилма-хиллиги билан ажралиб туради. Чўкинди тўпланиши боқичлари ўсимлик дунёси эволюциясида уларни куруқликда тарқалиш суръатларига боғлиқ бўлган. Кўмир конлари орасида паралик турдаги конлар кенг тарқалган (Донбасс, Аппалач тоғлари) (34.15- расм).

Ёнар сланецлар формациялари ажойиб геологик объектлар сирасига киради ҳамда қадимги денгиз ва океан ҳавзаларида планктон маҳсулдорлигидан, уларнинг кенг тарқалганидан далолат

34.12- расм. Ер тарихида боксит тўпланиш эволюцияси (В.М. Михайлов). Боксит конлари: 1 — йирик конлар; 2 — тахмин қилинадиганлар. Бокситлар турлари: I — карбонат, қатлам маъданлари; II — вулканоген-терриген; III — карбонат, карст туридаги конлар; IV — латерит конлар; V — терриген, қатламли конлар; VI — терриген, кўмир билан; VII — карст туридаги конлар, VIII — латерал қоплама конлар.



34.13- расм. Боксит тўпланиш даврлари ва атмосфера эволюцияси (В.А.Теняков, А.Ясаманов). 1 — бокситланиш даврлари ва боксит захиралари (млрд.т.).



34.14- расм. Докембрийда темир рудалари формацияларининг тўпланиш даврлари (О.Г.Сорохтин, С.А. Ушаков). 1 — Ер мантйясида темирнинг йиғилиши; 2 — океан сатҳининг марказий тизмаларга нисбатан тутган ўрни, км; I—IV — темир рудаларининг тўпланиш даврлари.

34.15- расм. Кўмир ва нефть ҳосил бўлишининг асосий даврлари (В.Тissot). Нефть ҳосил қилувчи қатламларининг ҳосил бўлиш даврлари: I — силур (Саҳара, Волга-Урал ҳавзаси; Канада, Фарбий Техас); II — девон (Саҳара, Шарқий Урал ҳавзаси, Канада, Фарбий Техас); III — карбон-пермь (Фарбий Техас, Қояли тоғлар); IV — юра (Ўрта Шарқ, Мексика, Шимолий денгиз, Сибирь, Австралия, Марказий Осиё); V — бўр (Ўрта Шарқ, Канада, АҚШ, Венесуэла, Эквадор, Колумбия); VI—VII — кайнозой (Индонезия, Калифорния, Венесуэла, Кавказ, Марказий Осиё).

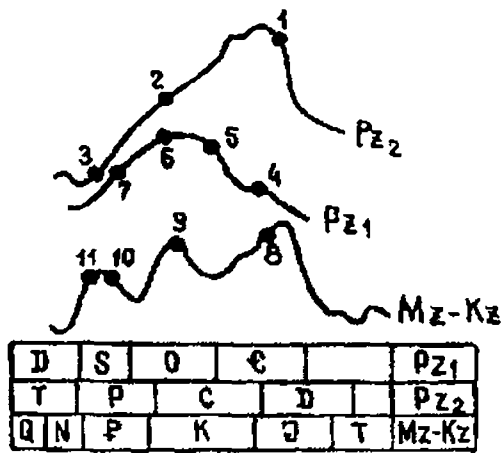
УМУМИЙ ЖАДВАЛ	МЛН.ЙИЛ	УЛАШДОРОДАЛАР (ПРОЦТ) ГАЗ	КЎМИР	БОКСИТЛАР	ФОСФАТЛАР	ТУЗЛАР
КАРБОНАТ ДАВРИ	33	0	0	0	0	0
ПАЛЕОГЕН	65	0	0	0	0	0
БЎР	125	0	0	0	0	0
ЮРА	223	0	0	0	0	0
ТРКАС	250	0	0	0	0	0
ПЕРМЬ	335	0	0	0	0	0
КАРБОН	395	0	0	0	0	0
ДЕВОН	408	0	0	0	0	0
СИЛҲР	432	0	0	0	0	0
ОРДОВИК	500	0	0	0	0	0
КЕМБРИЙ	540	0	0	0	0	0

бериб туради. Одатда ёнар сланецлар, гиллар таркибида 20%—80% кероген (сапропел моддалар) учрайди. Сланецлар планктоннинг юқори биомахсулдорлиги билан ажралиб туради ва шу сабабдан уларнинг ҳосил бўлиши планктон билан боғланади. Ер тарихида ёнар сланецлар ҳосил бўладиган 6 та босқич маълум: венд-кембрий, ордовик-силур, юқори девон-куйи карбон, пермь, юра ва палеоген. Буларнинг барчаси Ердаги илқ иқлим даврларига тўғри келади. Ёнар сланецлар формацияларининг илқ иқлим шароити ва трансгрессиялар билан алоқадорлиги тасодифий эмас. Бу иқлимий вазиятда чуқур ҳавза оқимлари турғун бўлиб қолади, уларнинг фаоллиги камаяди, ҳавза тубидаги ётқиқиқларга кислород етишмайди. Натижада глобал турғунлик шароити шаклланиб, органик моддаларнинг йиғилишига олиб келади. Сапропел ва органик моддалар билан бир қаторда бундай вазиятда фосфор, уран ҳам тўпланади (34.16- расм).

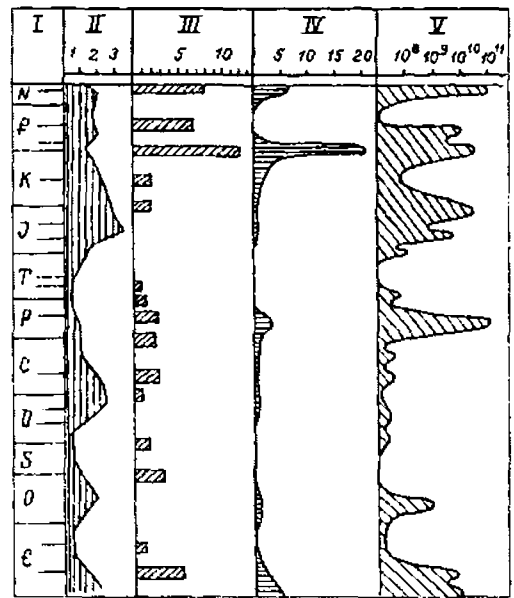
Фосфорит формациялар саёз денгиз ҳавзалари учун мансуб. Биринчи фосфат йиғилиш даври рифейга тўғри келади (ўрта рифей). Аммо дастлабки глобал босқич венд-кембрий билан боғлиқ.

Бу даврда умумдунё фосфор захираларининг 15% и ҳосил бўлган. Кейинги босқич пермь даврига мансуб. Бўр-эоцен даврида — 17%, палеогенда — 44% фосфор конлари шаклланган. Фосфорит тўпланиши эволюцияси палеозойдаги аронит фосфатлар, девондаги оолит фосфатлар ва мезокайнозойдаги донадор маъданлар кетма-кетлигидан иборат (34.17- расм).

Карбонат (оҳактош) формациялар келиб чиқиши бўйича хилма-хил (хемоген ва биоген усуллар натижасида ҳосил бўлади). Уларнинг ривожланиши денгиз биотасининг ривож ва атмосфера, гидросфера ўзгариши билан боғлиқдир. Карбонатлар тўпланишининг Ер тарихида бир неча йирик босқичлари ажратилган.



34.16- расм. Ёнар сланецларнинг фанерозойда тутган ўрни (В.Д. Наливкин). 1—доминик горизонти (юқори девон), 2—кендерлик сланецлари (юқори карбон), 3—пермь битумли сланецлари (юқори пермь), 4—куонам свитаси (куйи ва юқори кембрий чегараси), 5—диктионема сланецлари (куйи ордовик), 6—кукур сланецлари (ўрта ордовик), 7—граптолитли сланецлар (силур), 8—Баженов свитаси (юқори юра — берриас), 9—турон ёнар сланецлари (юқори бўр), 10—кум свитаси (эоцен), 11—менилит сланецлари (олигоцен).



34.17- расм. Тирик организмларнинг фосфор билан бойлиги ва P_2O_5 захираларининг шаклланиш даврийлиги (М.М. Язымир): I—ётқизиклар ёши; II— Co_{pr} чўкиндилардаги миқдори (А.Б.Ронов бўйича); III— ҳисобланган фосфатлар миқдори; IV— P_2O_5 захиралари (А.Л.Язшин, М.А.Жарков бўйича); V— P_2O_5 ресурслари.

Эоархей даврида (3,5 млрд. йил аввал) карбонат ётқизиклар деярли учрамайди. Бунинг сабаби бу даврдаги денгиз ҳавзаларида сув таркиби кальций ва магнийнинг чўкишига тўсиқ бўлган (нордон сувлар). Аммо 3,5 млрд. йилдан сўнг проکاریотлар пайдо бўлиб, бу элементларнинг йиғилишини таъминлаган. Бу жараёнга фотосинтез жараёнларининг кенгайиши, атмосферада CO_2 нинг камайиши, бактериялар ва сувўтларининг денгиз ҳавзаларида кўпайиши ўз таъсирини кўрсатган. Буларнинг барчаси биринчи доломитлар ва оҳақтошлар пайдо бўлишига сабаб бўлган бўлса ажаб эмас. Архейда икки босқич (3—3,5 млрд. йил ва 2—1,5 млрд. йил) ажратилади. Аммо рифейдан бошлаб биоген усулда ҳосил бўлган карбонатлар кенгайиб боради ва катта майдонларни эгаллайди.

Карбонатларнинг тўпланишида докембрий ва фанерозой чегараси катта аҳамиятга эга. Фанерозойда биоген усул билан ҳосил бўлган карбонатлар устувор аҳамиятга эга, кимёвий усул билан ташкил топганлари эса фақат шўрлиги баланд ҳавзаларда сақланиб қоладилар. Шунинг учун ҳам барча доломитлар эвапорит формациялар билан бирга учрайди.

Кембрийдан бошлаб оҳақтошларнинг ҳажми ошиб боради, турлари кўпаяди ва улар чўкинди тўпланиш вазиятлари ўзгаришларини яққол акс эттиради. Шунинг учун палеозойда уларнинг ривожланишида археоцеатли, фузулинали, брахиоподли, строматопорали, маржонли оҳақтошлар кетма-кетлиги ажратилади. Мезозой ва кайнозойда эса гастроподали, моллюскали, криноидеяли экологик туркумлар белгиланади.

Бўр давридаги ёзув бўр формациялари алоҳида тарихий категория сифатида қаралади. Карбонат тўпланиш босқичлари денгиз организмларининг, айниқса, фитопланктонли, гуллаб яшнаган даврини акс эттиради, илиқ иқлимни, атмосферада CO_2 нинг миқдорини кўрсатади ва эстетик трансгрессиялар даврига тўғри келади.

Эвапорит формациялар хемоген тоғ жинсларидан ташкил топган. Улар катта буғланиш жараёнида ҳосил бўлади ва, асосан, арид иқлим шароитига мансубдир. Уларнинг таркибида Ca , Mg , Na , K , HCO_3 , SO_4 ва Cl кўп миқдорда учрайди. Уларнинг минералогик таркиби куйидаги кетма-кетликда ҳосил бўлади: кальцит-гипс-галит-сильван-карналлит. Худди шу кетма-кетликда эвапорит формация жинслари ҳосил бўлади: оҳақтошлар-доломитлар-гипслар-тузлар.

Арид иқлим шароитлари эвапорит тўпланиш ҳавзаларини тиклайди. Бундай ҳудудларни икки гуруҳга ажратишимиз мумкин: денгизлар билан алоқаси бўлмаган ҳавзалар ва қитъа ичидаги кўллар.

Ёр тарихида бир неча эвапорит тўпланиш даврлари ажратилади (токембрийнинг охири, венд, рифей, фанерозой, мезозой, кайнозой).

Х У Л О С А

Юқорида биз Ернинг келиб чиқиши, ривожланиши, таркиби ҳақида бир қатор замонавий маълумотларни келтириб, уларни баҳоли қудрат умумлаштиришга ҳаракат қилдик. Бу жараён барчага маълум бўлган ва кун сайин ўз исботини топаётган плиталар тектоникаси назариясига асосланган.

Ушбу назария XX асрнинг 60-йилларида эълон қилиниб, жуда тез вақт ичида геологияда инқилобий ўзгаришларга сабаб бўлди. Энг асосий хулоса шундан иборатки, биз Ерни ягона жисм сифатида қарашга ҳаракат қилдик. Бу қанчалик бизнинг қўлимиздан келганлигини китобхон, ўқувчилар баҳолаши мумкин, аммо иш жараёнида бир неча умумий хулосалар пайдо бўлдики, уларни изоҳлаб ўтишни жоиз деб ҳисоблаймиз.

Биринчидан, китобнинг методологик асоси бўлган плиталар тектоникаси назарияси жуда тез вақт ичида геологлар, геофизиклар ва бошқа мутахассислар орасида муваффақият қозонди. Бунинг сабаблари, бизни фикримизча, қуйидагилардан иборат: а) бу назария нафақат қитъалар геологиясига, балки Ернинг 2/3 қисмини эгаллаб турган океан ҳудудлари геологиясига таянади. Океан тубидаги тизмалар, 60 минг км га тенг рифт тизимлари, палеомагнит далиллар, океан литосферасининг таркиби бизнинг тасаввурларимизни бутунлай ўзгартириб юборди. Айниқса, фаол ва суст чеккалар геологияси, рифт тизимларидаги жараёнлар (спрединг ва субдукция) бу соҳада жуда катта аҳамиятга эга. Океан ҳавзаларининг кенгайиши ва қисқариши, океан тубининг тузилиши, қитъаларнинг бир-бирига нисбатан астеносфера юзаси бўйлаб „сузиб“ юриши ва кези келганда, тўқнашуви, океан литосферасининг қитъалар тагига сўрилиши каби жараёнлар кўз олдимизда содир бўляпти ва „кўз билан кўриб, қўл билан ушлаш“ имконини яратяпти; б) плиталар тектоникасининг муваффақияти бошқа табиий фанлар ютуқларига, услубларига асосланган. Биринчи навбатда, астрономия, магнетизм, минералогия, изотоплар геохимияси, аналитик кимё, геологик моделлаштириш, геофизикани алоҳида таъкидлашимиз зарур. Бу фан ютуқларини қитъалар ва океанлар геологиясига татбиқ қилиш бир қатор мавҳум масалаларни ойдинлаштирди (Ернинг мутлақ ёши, гравитацион ранг-баранглиги, иссиқлик манбалари, мантиядаги конвектив оқимлар ва ҳоказо); в) ниҳоят, плиталар тектоникасининг механизмлари мавҳум, текшириб ва қайтариб бўлмайдиган қарашлардан эмас, балки ўлчанадиган, қайтариб бўладиган жараёнлардан ташкил топган. Бу механизмлар кун сайин такомиллашиб бораётган геофизик усуллар ёрдамида рўёбга чиқди.

Мана шу асосий сабабларга кўра бу назария жуда тез вақт ичида бутун дунё геологларининг фикрини эгаллади. Албатта, ҳали ечилмаган муаммолар кўп, аммо улар бу гоёнинг негизига таъсир кўрсата олмайди.

Иккинчидан, муаллифлар Ернинг ривожланиш тарихидаги асосий йўналишни белгилашга ҳаракат қилдилар. Агар сайёрамизнинг геологик ёши 4,5—5,0 млрд. йилга тенг бўлса, бу ниҳоятда узоқ вақт давомида беҳисоб воқеа ва ҳодисалар содир бўлган бўлса — эволюциянинг асосий йўналиши нимадан иборат?

Китобда келтирилган маълумотлар ёрдамида биз бу мураккаб саволга жавоб изладик ва Ернинг бетакрор эволюциясини, унда содир бўлган ўта мураккаб дифференциация жараёнларини исботлашга ҳаракат қилдик. Ер ривожланишининг бетакрорлигини, биринчи навбатда, унинг қатламларида кўрамиз. Юқори мантия, „базальт“, „гранитоғнейс“ қатламларининг мавжудлиги бетакрор, қайтарилмас эволюциянинг ягона, ҳеч ким инкор қила олмайдиган исботларига киради. Бундай эволюцион ривожланиш асосини, албатта, ҳар хил эндоген жараёнлар ташкил қилади (магматизм, вулканизм). Шу нуқтаи назардан, магматик формацияларни таҳлил қилганда бир қатор қутилмаган хулосалар келиб чиқади: формациялар таркиби ва турлари 4—4,5 млрд.й. давомида мураккаблашади (кул ранг гнейслар, ўта асослилар, базальтлар, ишқорий ва нордон жинслар ҳисобига); улар таркибан бир-бирини қайтармайди ва Ер тарихида бир-бирини такрорлайдиган икки формация деярли учрамайди ва, ниҳоят, Ер тарихида шундай формация ва комплекслар борки, улар фақат бир марта учрайдилар (анортозитлар, коматиитлар, рапакиви гранитлари ва ҳоказо).

Умумий тарзда юқоридаги хулоса қадимги ва навқирон океанларнинг пайдо бўлиши, ривожланиши ва кейинчалик бурмаланган ўлкаларга айланишида мужассамлашган ва Вильсон цикларида ўз ифодасини топган. Маълум маънода Ернинг тарихи ундаги Родиний, Япетус, Тинч, Қадимги Осиё, Тетис каби океанларнинг очилиши ва бекилиши билан боғлиқ. Аммо бу океанларнинг пайдо бўлиши ва бекилиб

кетиши ҳар хил вақтда содир бўлган (грэнвил, каледон, герцин, альп бурмаланиш даврлари) ва Г.Штилле ва М.Бертран цикларида ўз ифодасини топган.

Учинчидан, сайёрамиз тарихининг ривожланишида маълум даврларни, босқичларни ажратиш ниҳоятда долзарб масала ҳисобланади ва мумтоз стратиграфик усуллар билан бу масалани ечиш анча катта чалкашликларга олиб келади. Айниқса, органик моддалар танқис бўлган токембрий учун. Бу соҳадаги ютуқлар ҳам, маълум қийинчиликлар ҳам Халқаро стратиграфик жадвалда баён қилинган. Биз баҳоли қудрат уни тўла-тўқис изоҳлашга ҳаракат қилдик.

Яна бир мулоҳазани айтиб ўтмоқчи эдик. Ер Қуёш тизимининг узвий бир қисми. Шундай экан, унга космик омиллар таъсирини ўрганиш керак. Импакт тузилмалар, масконлар Ер тарихида ўз аксини топган. Биз бу маълумотларни келтирганмиз, аммо чуқур хулосалар учун ҳали имконият етишмаса керак.

Ниҳоят, охириги 10—15 йил ичида геология жуда тез ва шиддат билан ўзгариб борапти. Геологиянинг тили, тушунчалар ва атамалар базаси, фалсафий асослари бутунлай ўзгарди. Плиталар тектоникаси қарашлари янги глобал геодинамика назариясининг бир қисмига айланмоқда. Бу янги назария асосида Ер ягона жисм, Қуёш тизимининг узвий бир қисми сифатида қаралади. Шу нуқтаи назардан Ернинг устки қисми (литосфера) — плиталар тектоникаси, мантия эса — плюм-тектоника ва ўсиш тектоникаси томонидан ўрганилади.

АТАМАЛАР ИЗОҲИ

Абиссал (юнонча абиссос — чуқурлик). Геологияда денгиз ва океан ҳавзаларининг энг чуқур қисми (2 км дан кўпроқ). Бу ҳудудлар ҳароратнинг доимийлиги билан ажралиб туради (1—2°C). Қуёш нурининг танқислиги, босимнинг катталиги ҳайвонот дунёсига ўз таъсирини кўрсатади. Абиссал ётқизиклар, асосан, гиллардан иборат.

Авлакоген (авлак — жўяк). Йирик ёриқлар билан чегараланган платформа пойдеворини ёрган чўкма. Авлакогенларнинг узунлиги бир неча юз км, кенлиги бир неча ўн км га тенг (Днепр-Донецк авлакогени). Умуман, рифтларнинг қадимги тури Н.Шатский томонидан 1964 йилда адабиётга киритилган.

Автохтон — горизонтал силжишларни бошидан кечирмаган ҳудуд. Кўпчилик ҳолларда автохтон аллохтон тагида ётади. Унинг устини қоплаган жинслардан таркиби, тузилиши билан фарқ қилади.

Аккреция — Ю.М.Пушаровский (1987) бўйича бирон-бир сайёра ёки геосфера массасининг ошиши. Океан ва қитъа Ер пўстининг ҳажми мантиядан келаётган маҳсулот ҳисобига ошиб боради (масалан, марказий тизмаларда). Тектоникада фаол чеккаларнинг уларга келиб қўшилаётган кичик қитъалар, террейнлар ҳисобига кенгайиши, ҳажмининг ошиб бориши.

Аккумуляция — тўпланиш. Қуруқликда ёки ҳавзаларда ётқизикларнинг тўпланиши, йиғилиши.

Аллохтон — дастлаб ҳосил бўлган жойидан силжиган тоғ жинслари мажмуаси. Бундай жинсларнинг кўчирилиши қия юза бўйича амалга оширилади. Аллохтонлар бир неча ўн км дан юзлаб км масофага ўз жойини ўзгартириши мумкин.

Амплитуда (лот. *amplitudo* — қиймат). Геологияда ҳудудларнинг бир-бирига нисбатан кўтарилиш ёки чўкиш қиймати. Тектоник тузишмалар ҳаракатини ифодаловчи белги.

Аномалия (юнон. *Anomalia*) — маълум меъёрдан, қонуниятдан четга чиқиб кетиш. Номеъёрлик. Геофизикада магнит аномалия (магнит номеъёрлик) — Ер қобигининг у ёки бу қисмида магнит кучларнинг меъёрдан ошиб кетиши, кучайиши. Кўпинча Ернинг ички қисмида темир рудалари билан боғлиқ. Масалан, Кривой-Рог, Курск магнит аномалиялари. Геофизик аномалия — геофизик майдоннинг нормал миқдори ва кузатилаётган нуқта орасидаги фарқи.

Антидром (йўналиш) — магматик тоғ жинсларининг, формацияларнинг нордон жинслардан бошланиш тартиби. Улар асосли ва ўта асосли жинслар билан яқунланади.

Андезит ҳалқа — Тинч океани атрофидаги бир неча ўн минг километрга чўзилган, асосан, андезитлардан ташкил топган вулқонлар мажмуаси. Барча вулканик ареаллар субдукция жараёни билан боғлиқ.

Арид (иқлим) — қурғоқ иқлим.

Астенолит — астеносферадан чиқаётган қаттиқ жисм. Диапир, плюм атамаларининг синоними.

Аэрация — (франц. *aeration* — ҳаво). Геология, география, иқлимшуносликда ҳаво, хусусан, кислород билан тўйиниш. Тулроқ ётқизикларини кислородга тўйинтириш.

Бентос — (юнон. *Benthos* — чуқурлик). Ҳавзалар тубида яшайдиган ўсимликлар ва ҳайвонот дунёсининг умумий номи.

Биосфера — Ердаги ҳаётнинг тарқалиш майдони. Унинг таркиби, тузилиши, ривожланиши ва энергетикаси организмлар фаолияти билан белгиланади. Атмосфера, гидросфера ва литосферанинг юқори қисмини ўз ичига олади.

Вергенглик — бурмаланган ўлкаларда бурмаларни, умуман, жинсларни (қопламаларни, свиталарни) силжиш, сўрилиш йўналиши.

Гомодром (йўналиш) — магматик тоғ жинсларининг, формацияларнинг маълум кетма-кетликда (асосли, ўта асослилардан нордон жинсларга қараб) шаклланиши. Бунда жинслар ва формациялар таркибида CaO , Fe_2O_3 , FeO камаяди. Аксинча SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O кўпаяди.

Гравиметрия (юн. *gravitas* — оғирлик). Ернинг гравитацион майдонини ўрганувчи фан. Ернинг ҳар қандай нуқтасида оғирлик кучларининг тақсимланишини ўрганади. Ер физикасининг бир қисми. Оғирликнинг тарқалиши, Ернинг ички тузилишини, қобигини ўрганишда кенг фойдаланилади.

Градиент — маконда ҳар қандай физик ўлчамнинг ўзгариши (кўпайиши ёки камайиши). Ер ҳарорати градиенти — чуқурлик билан ҳароратнинг ўзгариб бориши.

Гранитизация — гранитланиш. Нордон магматик жинсларнинг, хусусан, гранитларнинг (диоритлар, гранодиоритлар, гранитларнинг) метасоматоз натижасида ҳосил бўлиш жараёни. Табиатда докембрий ўлкаларида кенг тарқалган. Магматик гранитлардан фарқи катта (структура, текстура ва таркибида). Ультраметоморфизм жараёнлари билан узвий равишда боғлиқ.

Гумид (иқлим) — нам иқлим.

Диогенез — чўкинди тоғ жинслари ҳосил бўлгандан сўнг ҳар хил ўзгаришлар жараёнининг умумий номи (кристалланиш, жипслашиш, зичланиш ва ҳоказо).

Дегидратация — сувсизланиш. Минераллар таркибидан гидроксил ионнинг (OH^-) босим ва ҳарорат натижасида чиқиб кетиши.

Декомпрессия — сиқилиш кучининг камайиши. Юқори босимли муҳитдан нисбатан паст босимли муҳитга ўтиш.

Дивергент чегаралар — литосфера плиталарининг бир-биридан ажралиш чегаралари. Аслида дивергенция (лот. *Divergere* — тарқалиш, ажралиш) икки ажралаётган плиталар чегарасини англатади. Рифтлар учун хос.

Дивергенция — (лот. *divergens* — икки томонда тарқалувчи). Геологияда қитъалар, плиталарнинг икки томонга ажралиши ва тарқалиши. Плиталар тектоникасида рифтогенез натижасида қитъаларнинг бир-биридан ажралиши. Масалан, Ш.Америка ва Европа плитасининг ажралиши ва Атлантика океанининг очилиши. Ҳосил бўлган чегаралар дивергент деб аталади.

Дифференциация (фр. *differentiation* — бўлиниш, парчаланиш, қатламларга ажралиш). Геологияда ягона, бирламчи моддадан (магмадан) ўз таркиби билан фарқ қиладиган, аммо бир-бири билан узвий равишда боғланган маҳсулот ҳосил қилувчи умумий жараённинг номи. Магматик, метаморфик, чўкинди дифференциацияси табиатда кенг тарқалган. Д. нинг турлари кўп: кристаллизация, эманация, тектоник турлари шулар жумласидандир. Норман Боуэн магматик Д. жараёнини ўрганиб, маълум минераллар кетма-кетлигини ажратган (Боуэн қаторлари): Ol-Px-Ann-Bi ; An — андезин-олигоклаз-альбит.

Дрейф (голландча *drifven* — ҳайдаш, сузиш). Қитъалар дрейфи — қитъаларнинг астеносфера юзаси бўйлаб бир-бирига нисбатан силжиши, сузиши.

Зона (ҳудуд), зоналик (юн. *Z* — камар, минтақа) — тузилишида маълум умумий хусусиятларга эга бўлган ҳудуд. Масалан, вулканик зоналар, платформа зоналари.

Иерархия — бўлақларнинг (зарраларнинг) юқоридан пастга қараб жойлашуви. Геологияда Ер, геологик сфералар, қаватлар, формациялар, жинслар, минераллар, молекула, атом электронлардан иборат.

Инверсия (лот. *inversia* — тўнқарилиш) — ўрин алмашиш. Геофизикада Ер магнит майдонининг (қитъа йўналтирилган) тескари ўзгариши (Шимолий кутб Жанубийга айланади). Геологияда кенг тарқалган атама (масалан, ботиқлар ва чўкмаларнинг баландликка айланиши).

Каньон (исп. *cáñon* — мўри) - тик чегаралар билан белгиланган водий. Дара.

Коагуляция (лот. *coagulatio* - қуюқланиш). Дисперс тизимлардан заррачаларнинг катталиги ошиб бориши, қуюқлашуви. Ернинг ибтидоий моддаси учун характерли.

Коллизия (лот. *collisio*) — қарама-қарши фикрларнинг, қарашларнинг тўқнашуви. Геологияда, айниқса, плиталар тектоникаси назариясида, қитъалар, плиталар, кичик, майда плиталар тўқнашуви жараёни.

Компенсация (лот. *compensatio*) — ўрнини босиш, тенглаштириш. Геологияда ҳавзаларнинг ботиши уларда келтирилган чўкинди модда ҳажми билан белгиланади.

Конвергент чегаралар (лотинча *convergere*) — яқинлашиш, қўшилиш маъносини англатади. Плиталар тектоникасида литосфера плиталарининг бир-бири билан яқинлашган, қўшилиб кетган чегараларини билдиради. Вадати-Беньоф субдукция зоналари билан ифодаланади.

Конкреция (лот. *concretio* - қуюқлашган). Чўкинди жинсларда учрайди. Бир ёки бир неча минералдан ташкил топган, думалоқ, эллиптик шаклга эга бўлган, атроф жинслардан бутунлай фарқ қиладиган минераллар уюми. Чўкинди жинсларда тарқоқ ҳолда учрайдиган элементларнинг йиғилиши натижасида ҳосил бўлади.

Конседиментация (con — бирга, бир вақтда, *sedimentatio* — чўкинди тўплаш). Чўкинди тўпланиши даврида у билан бирга ҳосил бўлган бурмаларга нисбатан ишлатилади. Умумий тарзда чўкинди тўпланиши давридаги ҳодиса ва воқеаларга тааллуқли (масалан, конседиментацион ҳаракатлар).

Корреляция (лот. *correlatio* — ўзаро алоқадорлик, бир-бирига боғлиқлик). Геологияда бир-бири билан боғлиқ бўлган воқеа ва ҳодисаларни қиёслаш, таққослаш. Стратиграфияда кесмаларни бир-бири билан таққослаш ва палеогеографик хулосалар чиқариш. Математикада алоқадорлигини билдирувчи коэффициент — корреляция коэффициенти деб аталади.

Когерент элементлар (лот. *cohaerentia* — жипсланиш, алоқадор). Геохимияда бир-бири билан узвий боғланган, алоқадор элементлар. Масалан, гранит таркибидаги Rb, Cs ни калий билан, мисни темир билан боғлиқлиги.

Латерал ўзгаришлар (Schneiderhon, 1934-й.), минераллар, тоғ жинслари, формациялар кетма-кетлигининг макондаги бўйлама ўзгарувчанлиги. Масалан, қитъаларнинг чеккаларидан ички қисмига қараб формациялар таркибининг ўзгариши (толеитли, ўрта ишқорли ва ишқорли базальтлар). Ўрта Осиёда қуйи девон вулканик формациялари мисолида яхши ўрганилган.

Листрик ёриқлар — қандай йўл билан ҳосил бўлишидан қатъи назар, чуқурлик сари қиялашиб борувчи ёриқлар

Литогенез — чўкинди жинслар ҳосил бўлиши ва кейинчалик ривожланиши, ўзгариш жараёнларининг умумий номи.

Меандра — (Кичик Осиёдаги Меандрес дарёси номидан олинган). Текисликдаги дарё ўзани йўналишининг ўзгариб бориши.

Меланж (Грюнэ 1865, франц. melange — аралашма). Ўзига хос бўлган, узоқ ривожланган брекчиялар зонаси. Қопламалар олдида, надвиглар билан бирга учрайди. Қитъалар тўқнашувидан обдукция ва субдукция жараёнларини кўрсатади.

Моласса (Жинью, 1952; Д. В. Наливкин, 1956). Терриген ётқизикларнинг умумий номи. Қумтошлар, гравелитлар, конгломератлар, аргиллитлар, мергеллардан ташкил топган. Тадқиқотчилар молассаларни, кўпинча, иккига ажратадилар: куйи моласса (денгиз шароитида ҳосил бўлган терригенлар) ва юқори моласса — қуруқлик шароитида ҳосил бўлганлар.

Нуклеар босқич (nucleus — ядро, мағиз). Ер тарихидаги ибтидоий босқич. Ер ядросининг шаклланиш даври.

Обдукция — океан ва мантия ётқизиклари қитъа ётқизикларини қоплаш жараёни. Плиталар тўқнашуви натижасида океан ва мантия ётқизиклари (серпентинитлар, перидотитлар, толеитли базальтлар) бирламчи ҳосил бўлган жойидан ажралиб, қитъа ётқизикларини қоплайди. Ўзбекистонда Томди тоғларида, Султон Увайсида, Жанубий Фарғонада кенг тарқалган.

Олиостром — қайта ишланган, ниҳоятда бетартиб жойлашган бўлақлардан (олиостромлардан) иборат уюмлар. Уларни жипслаштирувчи цемент сифатида пелит-алевропелитлар учрайди. Атроф-муҳитдаги тоғ жинсларнинг фаол ҳаракати билан боғлиқ. Уларнинг энг катта қалинлиги 2000 м га тенг (Альп тоғлари).

Палингенез — дастлаб ҳосил бўлган тоғ жинсларнинг тўла-тўқис ёки қисман эриш ва магматик эритма ҳосил бўлиш жараёни (Седергольм томонидан 1907—1927-йй. киритилган). Анатексис атамасининг синоними. Палингенез ультраметаморфизм жараёни билан бирга учрайди ва унинг узвий қисми сифатида қаралади. Токембрий ўлкаларида кенг тарқалган жараён. Унинг натижасида гранитоидлар ҳосил бўлади.

Параметр — кўрсаткич. Модданинг, жараённинг хусусиятини белгиловчи кўрсаткич.

Пирокластика (пирокластик маҳсулот). 1915 йилда Пирсон томонидан киритилган. Вулқон ҳаракати натижасида ҳосил бўлган чақиқ жинслар: туфлар, туфобрекчия, игнимбритлар, вулканик бомбалар, вулканик чанг, ляпиллалар.

Планиция (plfnum — текис) — рельефни текислаш.

Пост... (фр. poste). Геологияда „кейин“ маъносини билдиради. У ёки бу жараёндан кейин ҳосил бўлган воқеа, ҳодиса. Масалан, коллизия жараёнларидан кейин ҳосил бўлган магматизм постмагматизм деб аталади.

Реккуренция (recurentio — қайтарилиш). Органик ҳайвонот дунёсида янги шакллар ўтиб кетганларни қайтариши. Вулканизм жараёнида аввал содир бўлган таркибнинг, тузилишнинг қайтарилиши.

Рельеф (фр. relief, итал. rilievo) — Ер юзасидаги нотекисликларнинг умумий номи. Эндоген ва экзоген жараёнлар натижасида ҳосил бўлади. Катта-кичиклигига қараб микро-, мезо-, макрорельеф турлари ажратилади.

Рестит — қолдиқ жинс. Кристаллизация дифференциация жараёнлари натижасида магматик камера тубида қолган жинс. Масалан, андезит тариқасидаги магна кристаллангандан сўнг камера тубида габбро, габбро-норит, троктолитлар ҳосил бўлиши мумкин. Синонимлари: скиалит, меланосома, кинцигит ва ҳоказо.

Ритм — геологияда геологик ҳодиса ва воқеаларнинг маълум кетма-кетликда қайтарилиши. Масалан, бурмаларнинг каледон, герцин, альп даврларида шаклланиши. Чўкиндилар тўпланишида ётқизиклар, қатламларнинг маълум кетма-кетликда ҳосил бўлиши ва қайтарилиши. Ҳосил бўлган мажмуалар ритмیت ёки циклит дейилади. Катта (макро), ўрта (мезо), микро (кичик) ритмлар ажратилади.

Рифт (ингл. rift — дара, тешик маъносини англатади). Қитъаларнинг, океанлар тубининг парчаланиши натижасида ҳосил бўлган геологик тузилма шакли. Қитъаларда рифт тизимлари кенг тарқалган. Ўрта Осиёда Қурама, Ҳисор тоғларида кенг тарқалган. Океан рифтлари Атлантика океани мисолида батафсил ўрганилган.

Рифтогенез — рифт ҳосил бўлиш жараёнларининг умумий номи.

Риф — сув ости қоялари. Турлари: маржон, тўсиқ, соҳил, ҳалқасимон рифлар. Гоҳо адабиётларда атолл номи билан маълум.

Селектив (лот. selectio — танлаш, саралаш). Петрологияда қисман эриш маъносини билдиради.

Седиментация (лот. sedimentum — чўкиш) — чўкинди жинслар, асосан, терригенлар ҳосил бўлиш жараёни.

Серия (лот. — қатор, гуруҳ). Геологияда умумий хусусиятларга эга бўлган жинслар, минераллар қатори, туркуми. Масалан, юқори ҳароратли дала шпатлар серияси (санидин-анортотлаз-адуляр);

натрийли базальтлар серияси (толеитли базальтлар, кератофирлар, альбитофирлар), габбро-диорит-гранодиорит-гранит серияси.

Синхронизм (юнон. *syahronismos*) — икки ва ундан кўпроқ воқеа ва ҳодисаларнинг бир даврда ўтиши.

Спрединг — кенгайиш, ажралиш маъносини англатади. Океан тубининг кенгайиши бир йилда 2—4 см дан (Атлантика, Ҳинд океани) 18—21 см га (Тинч океани) тенг. Плиталар тектоникаси назариясининг асосий тушунчаларидан бири. Спрединг ҳудудлари океанлардаги марказий тизмаларга тўғри келади ва таркибан толеитли базальтлар, ўта асосли жинслардан иборат бўлади.

Суб... (лотинча таги, паст, кичик). Бирон-бир қатламнинг таги, атрофи (субтропик, субплатформа, субаэрал ва ҳоказо).

Субдукция — сўрилиш. Океан литосферасининг қитъалар тагига, қия йўналиш бўйича сўрилиши. Қитъалар чеккаларида кенг тарқалган. Зилзила ўчоқларининг тақсимланиши билан ифодаланади. Субдукция зоналарининг юқорисида, Ер қобиғининг бир неча марта эриши натижасида оҳак-ишқорли магматик формациялар ривожланади. Беньоф, Вадати, А.Н.Заварицкий томонидан ўрганилган. Ўрта Осиёда Бельтау-Қурама субдукция ҳудуди ажратилган.

Сутура — эгри-бугри юза чизик. Океан литосферасининг қитъалар, ороллар ёйи тагига кириб бориш чизиги. Унинг йўналиши бўйича субдукция зонаси белгиланади ва океан литосфераси формацияларининг бир қисмини кузатиш мумкин (серпентинитлар, перидотитлар ва базальтлар).

Террейн — нисбатан майда, кичик бўлақлар. Ёй кўринишидаги аккреция қитъа чеккаларининг тузилиш элементи. Уни ташкил қилган жинслар мажмуаси ҳозирги жойидан жуда узоқ масофада, бутунлай бошқа палеогеографик шароитда ҳосил бўлган. Террейнлар атрофидаги жинсларга нисбатан таркиби, тузилиши, ёши билан фарқ қилади. Бурмаланиш ўлкалари, фаол чеккалар, ороллар ёйларида кенг тарқалган.

Транзит (лот. *transitus* — бирор жойдан, муҳитдан, модда ичидан ўтиш). Геологияда кам қўлланиладиган, эскирган атама.

Трансформ ёриқлар — И.Т.Вильсон томонидан киритилган. Марказий океан тизмалари, улардаги рифтларга кўндаланг йўналтирилган ёриқлар тизими. Океан сувости тизмалари бу трансформ тузилмалар ёрдамида бир неча бўлақларга ажралади.

Унификация — воқеалар, ҳодисалар, моддаларни бир тизимга, бир меъёрга келтириш. Масалан, геологияда атамаларни ягона нуқтаи назардан кўриб чиқиш ёки тоғ жинслар номини SiO_2 ва $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ миқдоридан келиб чиқиб номлаш.

Фация (лот. *facies* — сиймо, ташқи кўриниш). Геологияга Грессли томонидан чўкинди жинслар учун киритилган.

Фиксизм — геосинклиналлар назариясининг умумий номи. Плиталарнинг горизонтал сурилишини, субдукция зоналарини, умуман горизонтал ҳаракатларни инкор этади. Фиксизм назариясига биноан қитъалар архей-протерозойдан бошлаб ўз жойида сақланиб қолган. Барча геологик ҳаракатлар вертикал тарзда содир бўлган. Асосан, қитъалар геологияси маълумотларига таянган. Ҳозирги вақтда эскирган.

Цикл (юнон. *kiklos* — давра, доира) — маълум давр мобайнида бошланган ва тамом бўлган, бири-бири билан боғланган воқеалар, ҳодисалар ва жараёнлар мажмуаси. Масалан, тектоно-магматик цикл офиолитлар, толеитли базальтлар билан бошланиб, хилма-хил гранитлар билан яқунланади.

Циклик, циклланиш — геологик воқеалар, ҳодисалар ва жараёнларнинг кетма-кетлиги. Геологияда циклик жараёнлар умумий тарзда қуйидагича ифодаланади: кенгайиш (чўкиш, парчаланиш) — тўқнашув (кўтарилиш) ва глиптогенез (эрозия). Циклик бир қатор қонуний тарзда тузилган цикллардан иборат.

Циклит — цикллар ҳосил бўлиш жараёнида ташкил топган чўкинди тоғ жинси.

Эволюция (лот. *evolutio*) — ўзгариш, ривожланиш жараёни. Табиатда узлуксиз, доимий, миқдорий ўзгариш.

Эксгумация — (лот. — ердан қазиб олиш). Геологияда кўмилган океан литосферасининг ер юзасига чиқиб қолиши. Океан литосфераси субдукция жараёнларида катта чуқурликка кириб кетади. Кейинчалик эрозия ва хилма-хил тектоник жараёнлар натижасида юзага чиқиб қолади. Ўзига хос ўзгаришлар мавжуд, хусусан, жинслар таркибида коэсит, омфациит учрайди.

Эндемизм (юнон. *endemes* — жой). Чегараланган географик ҳудудда тарқалган организмларнинг умумий номи.

Эндемиклар — фақат маълум тор географик ҳудудда учрайдиган ўсимликлар ва ҳайвонот дунёси.

Эпи... (юнонча мураккаб сўзларнинг олдида келадиган қисм). Геологияда у ёки бу воқеадан кейин ҳосил бўлган жараён. Масалан, эпиплатформа — платформадан кейин, эпиороген — орогендан кейин ва ҳоказо.

Эриш — ультраметаморфизм ва палингенез жараёнларида у ёки бу ҳудуднинг (пойдеворнинг) қисман эриши. Асосан, абиссал фациядаги гранитлар ҳосил бўлиш жараёнида ишлатилади.

Эталон (фр. *etalon*) — намунавий кўрсаткич. У ёки бу модданинг, қатламнинг барча тан олган стандарт ўлчови, намунаси (масалан, кесмаларнинг эталони).

АДАБИЁТЛАР

- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспатических и геоэкологических карт Центральной Евразии. — А.: РГП., 2002.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР/ Под ред. А.П. Виноградова. — М., 1967—1968, 1, 2, 3, 4- томлар.
- Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. А.Б.Ронов, В.Е.Хаин, А.Н.Балуховский. — М.: МГУ, 1989.
- Биотические события на основных рубежах фанерозоя. — М.: МГУ, 1989. 271 б.
- Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. — СПб: Университет, 1996. 190 б.
- Блинов В.Ф. Растущая Земля: из планет в звезды. — М.: УРСС, 2003. 271 б.
- Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. — М.: Мир, 1984. 262 б.
- Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. — Л.: Наука, 1984. 285 б.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. — М.: Недра, 1979. 327 б.
- Галимов Э.М. Феномен жизни: между равновесием и нелинейностью. Происхождение и принципы эволюции. — М.: Едиториал УРСС, 2001. 256 б.
- Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания. — М.: МГУ, 2003. 430 б.
- Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Под ред. Т.Ш.Шаякубова, Т.Н. Далимова. — Т.: Университет, 1998. 723 б.
- Гладенков Ю.Б. Тенденции развития стратиграфии на рубеже XX и XXI веков//Изв. РАЕН, 1-чик., 1998. 86 — 96-бетлар.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. — М.: Недра, 1987. 285 б.
- Далимов Т.Н., Троицкий В.И., Ганиев И.Н. Этапы развития и геодинамическая зональность коллизионных складчатых систем фанерозоя Средней и Южной Азии. Мат. конференции „Магматические метасоматические формации и связанное с ними оруденение“. — Т.: Фан, 2005.
- Далимов Т.Н. Вулкано-плутонические комплексы верхнего палеозоя юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Средняя Азия)//ДАН СССР. 1967. — Т.: 1975, 3-сони, 683 — 685-бетлар.
- Далимов Т.Н., Хамрабаев И.Х., Айзенштат В.И. О фациях глубинности гранитоидов (на примере гранитоидных комплексов Узбекистана)//ДАН СССР. 1969. — Т.1987, 1-сони, 177 — 179-бетлар.
- Далимов Т.Н. Эволюция продуктов кислого вулканизма в истории развития Среднего и Южного Тянь-Шаня//Эволюция вулканизма в истории Земли. — М.: 1973.
- Далимов Т.Н., Хамрабаев И.Х., Кустарникова А.А., Баратов Р.Б. О теоретических проблемах магматической геологии Средней Азии//Проблемы петрологии. — М.: Наука, 1976. 46 — 60-бетлар.
- Далимов Т.Н. Орогенный вулканизм и глубинное строение земной коры (на примере Среднего и Южного Тянь-Шаня)//Узбекистон геология журналы, 1980. 3-сони, 43 — 55-бетлар.
- Далимов Т.Н. Основные пространственно-хронологические закономерности развития магматизма Средней Азии//Изв.АН СССР. 1984. 1-сони, 0,8 б.т.
- Далимов Т.Н., Абдуллаев Р.Н., Базарбаев Э.Р. Основные этапы формирования структуры земной коры Тянь-Шаня в неогее//Узбекистон геология журналы, 1986, 3-сони, 39 — 46-бетлар.
- Далимов Т.Н., Абдуллаев Р.Н., Базарбаев Э.Р. Латеральные ряды геологических формаций и модель геодинамического развития Тянь-Шаня в палеозое//Узбекистон геология журналы, 1989. 2-сони, 3 — 16-бетлар.
- Далимов Т.Н., Павлов В.А., Рафиков Я.М., Яшухин О.И. Основные этапы развития магматизма и геодинамика Чаткало-Кураминского региона//Изв. АН СССР, сер.геол. 1991. 2-сони, 29 — 38-бетлар.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Исследование верхней возрастной границы магматических процессов в Среднем Тянь-Шане//Geologiya va mineral resurslar. 1999. 1-сони.
- Далимов Т.Н., Арапов В.А., Кустарникова А.А., Рахманов К. Вулканогенные формации Узбекистана. — Т.: Фан, 1971. 286 б.
- Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. — Т.: Фан, 1972. 226 б.
- Далимов Т.Н., Рафиков Я.М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. — Т.: Фан, 1986. 112 б.
- Далимов Т.Н., Шаякубов Т.Ш., Арапов В.А., Шпотова Л.В. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. — Т.: Фан, 1988. 328 б.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. — Т.: Университет, 1993. — 207 б.

- Далимов Т.Н., Хамрабаев И.Х., Баратов Р.Б. и др. Магматические комплексы Средней Азии// Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. – М.: Наука, 1972. 2-кисм, 154 – 162-бетлар.*
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Периодизация этапов внутриплитного магматизма Тянь-Шаня// Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций: Материалы Международного симпозиума. – Т.: Университет, 1997. 3 – 5-бетлар.*
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Исследование верхней возрастной границы магматических процессов в Среднем Тянь-Шане//Geologiya va mineral resurslar. – 1999. 1-сон.*
- Далимов Т.Н., Р.И.Конеев, Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Геодинамика северной окраины Туркестанского палеоокеанического бассейна и некоторые особенности формирования золоторудных месторождений Узбекистана//Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. – М.: ИГЕМ, 2002. 142 – 144-бетлар.*
- Далимов Т.Н. Чаткало-Кураминская “горячая точка” и история развития магматизма// Geologiya va mineral resurslar. 2003. 5-сон, 3 – 14-бетлар. Совместно с Ганиевым И.Н., Ишбаевым Х.Д.*
- Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. – М.: Недра, 1981, 236 б.*
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. – Н.: СОРАН, 1994, 300 б.*
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1970, 432 б.*
- Дополнение к стратиграфическому кодексу России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000, 111 б.*
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов А.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. 1-китоб, 328 с. 2-китоб, 334 б.*
- Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000, 153 б.*
- Казанский Ю.П. Седиментология. – М.: Наука, 1976, 273 б.*
- Казьмин В.Г., Бабаев Р.Г., Одеков О.П., Троицкий В.И. Развитие тетической окраины Центральной Евразии с поздней перми до олигоцена. // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. – М.: ГЕОС, 2001.*
- Кац Я.Г., Макарова Н.В. Основы сравнительной геологии планет. – М.: МГУ. 1987. 102 б.*
- Кеннет Дж.П. Морская геология. – М.: Мир, 1987. 1-том, 397 б.; 2-том, 384 б.*
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983. 390 с.*
- Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И. Экостратиграфия. Теория и методы. В.: Недра, 1985. 147 б.*
- Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. – М.: Мир, 1989. 427 б.*
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – Новосибирск, Наука, 1989. 394 б.*
- Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. – М.: Мир, 1991. 447 б.*
- Левин Л.Э. Литосфера океанов и континентов и ее взаимодействие с динамикой астеносферы// Изв., РАЕН, 1999. 33-чк., 61 – 81-бетлар.*
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. – М.: МГУ, 1973. I т. 530 б. II т. 486 б.*
- Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. 438 б.*
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. 2005, – М.: Научный мир, 610 б.*
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. – М.: Наука. 215 б.*
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. – М.: Недра, 1983. 280 б.*
- Михайлова И.А., Бондаренко О.Б. Палеонтология. – М.: МГУ, 1997. I к., 448 б. II к., 496 б.*
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. – М.: Мир, 1976, 535 б.*
- Монин А.С. История Земли. – Л.: Наука, 1977. 228 б.*
- Неручев С.Г. Периодичность крупных геологических и биологических событий фанерозоя//Геология и геофизика 1999, 4-сон. 493 – 511-бетлар.*
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. 491 б.*
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Г.Х.Рединга. – М.: Мир, 1990. 1-том., 351 б. 2-том. 381 б.*
- Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. – М.: Астрель, 1999. 763 б.*
- Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. – М.: Мир, 1977. 288 б.*
- Попов В.И., Троицкий В.И. О взаимоотношениях между формациями и породами//Литология и полезные ископаемые, 1981, 3-сон.*
- Попов В.И., Троицкий В.И. Субокеанические впадины и развитие Средиземноморского пояса// Узбекский геологический журнал, 1982, 4- ва 5-сон.*
- Попов В.И., Троицкий В.И. Биоритмостратиграфия мезозоя и кайнозоя (Памир и Тянь-Шань). – Т.: Фан, 1984.*
- Попов В.И., Троицкий В.И. Литология: содержание, объем, задачи. Методология литологических исследований. – Новосибирск, Наука, 1985.*

- Попов В.И., Запроматов В.Ю.* Генетическое учение о геологических формациях. – М.: Недра, 1985.
- Попов В.И., Троицкий В.И., Запроматов В.Ю.* Теоретические предпосылки литолого-геохимических прогнозов осадочных месторождений. – Т.: Фан, 1986. 190 б.
- Проблемы эволюции геологических процессов.* / Под ред. К.В. Боголепова. – Н.: Наука, 1981. 207 б.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. – М.: Наука, 1990. 182 б.
- Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. – М.: Наука, 1968. 244 б.
- Симаков К.В.* На пути к теоретической стратиграфии. – Магадан. СВНЦ, 1997. 180 б.
- Синицин В.М.* Введение в палеоклиматологию. – Л.: Недра, 1967. 232 б.
- Соколов Б.С.* Очерки становления венда. – М.: КМК Scientific Press. Ltd, 1977. 154 б.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Сорохтин С.А.* Возможная природа уникальной металлогенической эпохи раннего протерозоя. Изв., РАЕН, 1-чик. 1998. 23 – 37-бетлар.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. – М.: МГУ, 2002. 559 б.
- Стратиграфический кодекс.* – СПб.: МСК, 1992. 120 б.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. – М.: Наука, 1962 й. 1 т., 212 б.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 б.
- Тектоника неогена: общие и региональные аспекты* //Материалы XXXIV Тектонического совещания. – М.: Геос, 2001. 1 т., 400 б.; 2 т., 357 б.
- Тимофеев П.П., Троицкий В.И.* Фашиально-формационные исследования – основа системного анализа уровней организации осадочных образований (к теории формационного анализа)//Литология и полезные ископаемые, 6-сони, М., 1994.
- Троицкий В.И.* Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. – Л.: Недра, 1967.
- Троицкий В.И.* Мезозойская тектоника Средней Азии. – Н.: Наука, 1973.
- Троицкий В.И.* Эволюция минерагенетической зональности и полезные ископаемые осадочных бассейнов мезозоя и кайнозоя Центральной и Южной Азии. Основные проблемы геологии Узбекистана. – Т.: Университет, 1997.
- Троицкий В.И.* Основы событийной стратиграфии мезозоя и кайнозоя Центральной и Южной Азии. Основные проблемы геологии Узбекистана. – Т.: Университет, 1997.
- Троицкий В.И.* Эволюция континентальных окраин океана Тетис в Азии в мезозое и палеогене// Узбекский геологический журнал, 6-сони, 1997.
- Троицкий В.И.* Мезозой и кайнозой Средней Азии в свете новых идей в области стратиграфии. О состоянии и задачах палеонтологии и стратиграфии в Узбекистане. – Т.: Фан, 2001.
- Троицкий В.И.* Унификация региональных стратиграфических схем олигоцена-неогена – основа неотектонического районирования и периодизации истории развития седиментационных бассейнов Средней Азии. Геология и минеральные ресурсы, 4-сони, 2002.
- Троицкий В.И.* Глобальные изменения климата и их отражение в палеоклиматах мезозоя Средней Азии. Геологические события в истории фанерозоя Тянь-Шаня. – Ташкент, 2003.
- Троицкий В.И.* Эволюция геодинамических процессов и их роль в развитии земной коры Центральной Азии в мезозое и кайнозое. Геологические события в истории фанерозоя Тянь-Шаня. – Ташкент, 2003.
- Троицкий В.И.* Палеоокеаны и складчатые системы фанерозоя Средней и Южной Азии. Актуальные проблемы современной геологии. – Т.: Университет, 2004.
- Троицкий В.И.* Районирование мезозойских и кайнозойских дейтероорогенных областей Внутренней Азии. Актуальные проблемы современной геологии. – Т.: Университет, 2004.
- Фролов В.Т.* Литология. – М.: МГУ. 1992. 1-кит., 335 б.; 1993. 2-кит., 430 б. 3-кит., 1995. 352 б.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: МГУ, 1997. 319 б.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс А., Вархафтиг К., Файф У.* Земля. Введение в общую геологию. / В 2-х томах. – М.: Мир, 1974, 847 б.
- Фундаментальные проблемы общей тектоники* / Под ред. Ю.М. Пушаровского). – М.: Научный мир, 2001. 520 б.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. 604 б.
- Хаин В.Е.* Глобальная геодинамика на пороге нового века//Геотектоника. – 2002, 4-сони, 3 – 13-бетлар.
- Хаин В.Б., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. – М.: Недра, 1988. 382 б.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника. Палеозой. – М.: Недра, 1991. 480 б.
- Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. – М.: Авшар, 1993. 452 б.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: МГУ, 1995. 476 б.

- Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А.* Историческая геология. - М.: МГУ, 1997. 448 б.
- Холленд Х.* Химическая эволюция океанов и атмосферы. - М.: Мир, 1989. 552 б.
- Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. - М.: Мир, 1993. 327 б.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. - М.: Наука, 1978. 202 б.
- Шопф Т.* Палеоокеанология. - М.: Мир, 1982. 311 б.
- Яншин А.Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли. - Л.: Наука, 1988. 39 б.
- Яншин А.А., Жарков М.А.* Эволюция седиментогенеза в истории Земли//Геология и геофизика. - 1986, 1-сони, 33 — 40-бетлар.
- Alvares L.M.* Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 1980, v.208, №4, p.44-48.
- Explanatory note to the international stratigraphic chart. Commission on Stratigraphy (ICS) of the International Union Sciences (IUGS), 2000, Brazil.
- Fisher R.V., Smith G.A.* Volcanism, Tectonics and Sedimentation. SFPM Special Publication, 45, 1991, p.p. 9-18.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syktus J.I.* Climate Models of the Phanerozoic: the history of the earth's climate over the past 600 million years, Cambridge University Press, 1992, 274 pp.
- Global Perspectives on Ordovician Geology. Ed. Webby B.D., 1992, Rotterdam, 320 p.
- Halliday A.N. In the beginning, *Nature*, vol.409, 2001, p.p.144-145.
- International stratigraphic Guide. Ed.A.Salvador. Boulder: Geol. Soc. Am., 1994, 214 p.
- Maryama S.* The biggest seven events through geologic history of the Earth, Dept. of Earth and Planetary Sciences, Tokyo, Japan, 1992, p.p.213-217.
- Metcafe J.* Warm Tethys and Cold Gondwana. Contributions to Geology and Paleontology of Gondwana, Cologne 2001, p.333-347.
- Pangea: Paleoclimate, Tectonics and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of Supercontinent. Geological Society of America Special Paper, ed. Klein G.D. 1994, 167 p.p.
- Sea-level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Spec. Publ. № 42, Tulsa, Oklahoma, 1988, 407 p.
- Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem. 26, 1977. 516 p.
- Sepkoski J.J.* The taxonomic structure of periodic extinction. Global Catastrophes in Earth History. Geol. Soc. Amer. Sp. Pap. 1990, v.247, p.33-44.
- Smith A.G., Smith D.G., Funnell B.M.* Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines, Cambridge, Cam. Univ. Press, 1994, p.1-99.
- Stampfli G.M., Borel G.D., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.A.* Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and Peri-Tethyan domain, Episodes, vol.24, № 4, 2001, 222-227 p.
- Troitsky V.* Evolution of Jurassic Sedimentary Basins of Central and Southern Asia, International Continental Jurassic Symposium, Museum of Northern Arizona, Bulletin 60, USA, 1996.
- Troitsky V.* Geodynamics and Zonation of Triassic Sedimentary Basins of Central and Southern Asia (Continental Asia and Tethys Ocean), International Epicontinental Triassic Symposium, Halle, Germany, 1998.
- Troitsky V.* Geodynamics and Paleogeography of Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Basins of Central and Southern Asia, 14 Himalaya-Karakoram-Tibet International Workshop, Kloster Ettal, Germany, 1999.
- Troitsky V.* Geologic Events in Evolution of Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Basins of the Central Asia (Base of Events Stratigraphy), 14 Himalaya-Karakoram-Tibet International Workshop, Kloster Ettal, Germany, 1999.
- Troitsky V.* Paleogeography of Mesozoic and Cenozoic Oil and Gas Bearing Sedimentary Basins of Central Eurasia, 31 IGC, Rio de Janeiro, Brazil, 2000.
- Troitsky V.* Geodynamic and Paleogeography of Mesozoic and Cenozoic Sedimentary Basins of Tethys Ocean, Peritethys Seas and Continental Asia. 31 IGC, Rio de Janeiro, 2000.
- Troitsky V.* Geodynamic models of evolution of the Mesozoic and Cenozoic sedimentary oil and gas-bearing basins of Turan platform and Tien Shan orogen; 6th International oil and Gas conference, London-Tashkent, 2002.
- Troitsky V., Gomolitsky N.* Jurassic Continental Deposits of Middle Asia, International Continental Jurassic Symposium, Museum of Northern Arizona, Bulletin 60, USA, 1996.
- Walliser O.H./ed.* Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Results of the International Interdisciplinary Cooperation in the IGCP-Project Springer-Verlag, Berlin, 1995, 333 p.
- Windly B.E.* The evolving continents. London, John Wiley and Sons, 1996, 399 p.
- Worsley T.R., Nance D., Moody J.B.* Tectonic cycles and the history of the earth's biogeochemical and paleoceanographic record. *Paleoceanography*, № 1, 1986, p.p. 233-263.
- Zhang Zh.M., Lion J.G., Coleman R.G.* An outline of the plate tectonics of China. Soc. Of Amer. Bull., 1984, v.95, № 3, p.295-312.

МУНДАРИЖА

ИЛМИЙ МУҲАРРИРДАН.....	3
МУҚАДДИМА (I боб).....	4
I қисм. ЕРНИНГ ТУЗИЛИШИ ВА РИВОЖЛАНИШ ЖАРАЁНЛАРИ	
II боб. Ернинг тузилиши, таркиби ва келиб чиқиши ҳақидаги умумий тасаввурлар	6
2.1. Қуёш тизимидаги сайёраларнинг келиб чиқиши.....	6
2.2. Ернинг геологик ва геофизик модели.....	7
2.3. Эндоген жараёнларнинг энергия манбалари.....	9
2.4. Иссиқлик ва мантиянинг реологик хусусиятлари.....	11
2.4.1. Иссиқлик оқимлари.....	11
2.4.2. Адиабатик шароитлар.....	12
2.4.3. Мантиянинг реологик хусусиятлари.....	12
2.5. Ернинг геотермик майдонини районлаштириш.....	13
2.6. Ернинг гравитацион хилма-хиллиги.....	14
2.7. Мантиядаги конвектив оқимлар.....	19
2.8. Ер қобиқларининг кимёвий таркиби ва тузилиши	22
2.8.1. Ер мантияси.....	25
2.8.2. Д ^{II} қатлам—мантия моддасининг дифференциациясидаги биринчи асосий сатҳ ..	26
2.8.3. Ер ядроси	30
2.8.4. Астеносфера — дифференциация- нинг иккинчи асосий сатҳи	30
2.8.5. Литосфера.	33
III боб. Глобал тектоника ва геодинамика асослари	38
3.1. Геотектоника ва геодинамика	38
3.2. Литосфера плиталари тектоникаси назарияси	39
IV боб. Литосфера плиталари	44
4.1. Литосфера плиталари ва уларнинг чегаралари.....	44
V боб. Палеогеодинамик қайта тиклаш усуллари	46
5.1. Палеомагнит усул	46
5.2. «Иссиқ нуқталар» усули	50
5.3. Палеоклимий ва палеобиогеографик усуллар	50
5.4. Плиталар тектоникасига илова сифатида Эйлер теоремаси	52
5.5. Ернинг турли ривожланиш босқичлари учун геодинамик қайта тиклаш усулларини қўллаш.	53
VI боб. Плиталараро ва плитачи геодинамик шароитлар ва жараёнлар	54
6.1. Рифтогенез.....	54
6.2. Спредиинг.....	58
6.3. Океанлардаги абиссал текисликлар шароити ..	59
6.4. Субдукция.....	60
6.5. Обдукция.....	64
6.6. Коллизия.....	65
6.7. Қитъалардаги платформалар шароити.....	68
6.8. Қитъачи ороген шароитлари	69
6.9. „Қайноқ нуқталар ва майдонлар“ шароити ...	70
VII боб. Геодинамика ва магматик жараёнлар	71
7.1. Магматик тоғ жинслари таснифи	71
7.2. Магманинг ҳосил бўлиши ва дифференциацияси.....	75
7.3. Магматик сериялар	76
7.4. Геодинамика ва магматик жараёнлар.....	78
7.4.1. Океанлар магматизми	79
7.4.2. Қитъалар фаол чеккаларининг магматик жараёнлари	81
7.4.2.1. Ёйорти рифтогенези ва спредиинг худудлардаги магматик жараёнлар.....	86
7.4.3. Коллизион магматизм (тўқнашув билан боғлиқ магматик жараёнлар)	87
7.4.4. Қитъалардаги плитачи магматик жараёнлари	87
7.4.5. Рифтоген ўлкаларининг магматик жараёнлари	87
7.5. Плитачи магматик жараёнларининг баъзи глобал хусусиятлари	90
7.6. Архей ва палеопротерозой магматик жараёнлари	91
VIII боб. Чўқинди тўпланиш вазиятлари ва фациялар	93
8.1. Фашиал таҳлилнинг умумий ҳолати	93
8.2. Чўқинди тўпланиш жараёнлари.....	94
8.2.1. Динамик жараёнлар	94
8.2.2. Биоген жараёнлар	95
8.2.3. Геоқимёвий жараёнлар	97
8.3. Рельефнинг шакли — геодинамик шароит маҳсули.....	99
8.4. Литогенез турлари	100
8.5. Табиий-географик ландшафтлар ва фациялар	103
8.5.1. Қитъа фациялари.....	104
8.5.2. Денгиз фациялари	109
8.5.3. Океан фациялари.....	113

IX боб. Геодинамика ва метаморфизм жараёнлари	119	9.2. Метаморфик жараёнларнинг геодинамик вазият-лари	126
9.1. Метаморфизм фациялари.....	119		
X боб. Магматизм, метаморфизм, чўкинди тўпланиш вазиятлари ва формацион таҳлил	129		
10.1. Формацион таҳлилнинг асосий тушунчалари.	129	10.3. Чўкинди формациялар	141
10.2. Магматик формациялар.....	130	10.4. Метаморфик формациялар.....	146
10.2.1. Океан шароитидаги магматик формациялар.	133	10.5. Ер қобигини районлаштириш ва литодинамик комплексларнинг аҳамияти.....	151
10.2.2. Ороллар ёйи магматик формациялари	135		
10.2.3. Коллизия шароитидаги магматик формациялар.	136		
XI боб. Ер пўстининг асосий тектоник тузилмалари	154		
11.1. Тектоник картографиянинг асосий қоидалари.	154	11.6.1. Рифтогенез зоналари.....	166
11.2. Океанлар.....	156	11.6.2. Коллизия эппиплатформа ороген зоналари..	170
11.3. Қитъалар чеккалари.....	159	11.7. «Қайноқ нуқталар» ва майдонларнинг плита-ици магматизми тузилмалари.....	173
11.4. Коллизия бурмали ўлкалар.....	162	11.8. Ҳалқали тузилмалар, метеорит кратер-лар ва астроблемалар.....	174
11.5. Континентал платформалар.....	164		
11.6. Қитъаичи орогенез зоналари.....	166		

II қисм. ГЕОХРОНОЛОГИЯ — ЕР ЭВОЛЮЦИЯСИ ТАРИХИНИ ДАВРИЙЛАШ АСОСИ

XII боб. Стратиграфиянинг асосий қоидалари	177
XIII боб. Ҳалқаро стратиграфик жадвалнинг яратилиш тарихи	181
XIV боб. Ҳалқаро стратиграфик жадвал	185

14.1. Токембрий.....	186	14.2.1.3. Силур системаси (435—410 млн. йил).....	193
14.1.1. Архей эонотемаси (3,6—2,5 млрд. йил)	188	14.2.1.4. Девон системаси (410—355 млн. йил).....	194
14.1.2. Протерозой эонотемаси (2500—540 млн. йил).....	188	14.2.1.5. Карбон системаси (355—295 млн. йил).....	196
14.1.2.1. Палеопротерозой эратемаси (2500—1600 млн. йил).....	189	14.2.1.6. Пермь системаси (295—250 млн. йил).....	197
14.1.2.2. Мезо ва неопротерозой эратемалари (1600—540 млн. йил).....	189	14.2.2. Мезозой эратемаси (250—65 млн. йил).....	199
14.2. Фанерозой эонотемаси (540 млн. йил — ҳозиргача).....	190	14.2.2.1. Триас системаси (250—203 млн. йил).....	199
14.2.1. Палеозой эратемаси (540—250 млн. йил).....	191	14.2.2.2. Юра системаси (203—135 млн. йил).....	200
14.2.1.1. Кембрий системаси (500—540 млн. йил).....	191	14.2.2.3. Бўр системаси (135—65 млн. йил).....	201
14.2.1.2. Ордовик системаси (500—435 млн. йил).....	192	14.2.3. Кайнозой эратемаси (65 млн. йил — ҳозирги кунгача).....	203
		14.2.3.1. Палеоген системаси (65—23,5 млн. йил).....	203
		14.2.3.2. Неоген системаси (23,5—1,75 млн. йил).....	205
		14.2.3.3. Тўртламчи давр системаси (1,75 млн. йил — ҳозиргача).....	206

XV боб. Кесмаларни стратиграфик табақалаш ва таққослаш усуллари	206
--	-----

15.1. Биостратиграфик усуллар ёрдамида табақалаш ва таққослаш.....	207	мофациал, секвенс-стратиграфик) усуллар.....	210
15.2. Петрографик, минералогик ва геокимёвий усуллар ёрдамида табақалаш ва таққослаш.....	208	15.3.3. Радиологик усуллар.....	212
15.3. Геофизик усуллар ёрдамида табақалаш ва таққослаш.....	209	15.3.4. Палеомагнит усул.....	214
15.3.1. Каротаж усуллари.....	209	15.4. Ритмостратиграфик усул.....	216
15.3.2. Сейсморазведка (сейсмостратиграфик, сейс-		15.4.1. Иқлимий стратиграфик усул.....	216
		15.4.2. Экостратиграфик усул.....	219
		15.4.3. Ҳодисавий ва каузал стратиграфия усуллари.....	219

XVI боб. Мантиқавий стратиграфия	221
---	-----

III қисм. ТАРИХИЙ ГЕОДИНАМИКА. ЕРНИНГ ГЕОЛОГИК ЭВОЛЮЦИЯСИ

XVII боб. Ер эволюциясини даврийлаштириш масалалари	225
XVIII боб. Ернинг геологик тарихи (4,56—4,0 млрд. йил)	227

18.1. Ер ибтидоий моддасининг аккрецияси (4,56—4,2 млрд. й).....	227	18.2. Эоархей босқичи (4,2—4,0 млрд. й).....	228
--	-----	--	-----

XIX боб. Қадимги Ер қобиғи шаклланишининг «эоархей» босқичи («кул ранг гнейслар» ҳосил бўлиш даври) (4,0—3,6 млрд. й.)	229
XX боб. Архей босқичи. Пангея 0 ёки моногея қитъасининг пайдо бўлиши (3,5—2,5 млрд. й.)	230
XXI боб. Палеопротерозой даври. Пангея I суперқитъасининг пайдо бўлиши (2,5—1,6 млрд. й.)	233
XXII боб. Мезопротерозой даври. Пангея I қитъасининг парчаланиши ва родиний суперқитъасининг пайдо бўлиши (1,6—1,0 млрд. й.)	235
XXIII боб. Неопротерозой-қуйи мезозой даври. Родиний қитъасининг парчаланиши ва Пангея II суперқитъасининг пайдо бўлиши (1—0,24 млрд. й.)	237
23.1. Родиний қитъасининг парчаланиши ва Гондвана қитъасининг пайдо бўлиши (Байкал босқичи, рифей 1,0—0,54 млрд. й.)	237
23.2. Бурмаланган ўлкаларнинг қуйи палеозой (каледон) ва юқори палеозой (герцин) босқичлари. Лавруссия ва Пангея II мегақитъаларининг вужудга келиши (0,54—0,24 млрд. й.)	242
23.2.1. Литосфера плиталарининг сузишини (дрейф) геодинамик жиҳатдан қайта тиклаш...	242
23.2.2. Палеозой океанлари ҳавзалари ва уларнинг бурмаланган минтақаларга айланиши	244
23.2.3. Ўрта Осиёнинг палеозой океанлари ва бурмаланган ўлкалари	253
XXIV боб. Пангея II нинг мезозой ва кайнозойда парчаланиши. Тетис океанининг бекилиши ва ёш океанларнинг пайдо бўлиши(0,24—0 млрд. й.)	265
24.1. Литосфера плиталари сузишини (дрейфини) глобал геодинамик қайта тиклаш	265
24.2. Тетиснинг бекилиши. Альп-Ҳимолой бурмаланган ўлкасининг ҳосил бўлиши	268
24.3. Пангея II нинг парчаланиши, ёш океанларнинг пайдо бўлиши ва ривожланиши	273
24.4. Ўрта Осиё чўкици тўпланиш ҳавзаларининг ривожланиши ва геодинамикаси	280
24.4.1. Турон платформаси ва Тяньшан дейтеророген тузилмаси	280
24.4.2. Турон платформаси ва Тяньшан дейтеророгеннинг юқори кайнозой босқичи	289
IV қисм. БИОСФЕРА ВА АТРОФ-МУҲИТ ЭВОЛЮЦИЯСИ	
XXV боб. Дунё океани сатҳининг эвстатик тебранишлари	293
XXVI боб. Атмосферанинг газ таркиби ва озон экрани	295
XXVII боб. Палеоклим эволюцияси	297
27.1. Палеоклимшуносликнинг асосий тушунчалари	297
27.2. Қадимги иқлим тарихи	300
XXVIII боб. Океан оқимлари, апвеллинглар ва сув турғунлиги	311
XXIX боб. Дунё океани сувларининг ион-туз таркиби ва шўрлиги	318
XXX боб. Ер магнит майдонининг инверсияси ва космик радиация	321
XXXI боб. Астероид, комета ва метеоритларнинг ерга тушиши (импакт жараёнлар)	321
XXXII боб. Палеобиогеографик районлаштириш ва экологик туркумлар эволюцияси	324
32.1. Экологик туркумлар	324
32.2. Экологик туркумларни районлаштириш ва геодинамика	329
32.3. Экологик туркумларнинг ривожланиш босқичлари. Оммавий қирилиш ва экологик сукцессиялар	335
XXXIII боб. Геологик жараёнларнинг даврийлиги ва биотик таназзуллар сабаблари	340
XXXIV боб. Магматизм ва чўкинди тўпланиш эволюцияси	346
ХУЛОСА	355
АТАМАЛАР ИЗОҲИ	357
АДАБИЁТЛАР	361
МУНДАРИЖА.....	365

26.0
Д 69

Долимов Тўрабек Нуъмонович

Эволюцион геология (Ернинг геологик ривожланиш тарихи)/Тўрабек Нуъмонович Долимов, В. И. Троицкий; ЎзР олий ва ўрта махсус таълим вазирлиги, М. Улугбек номидаги Ўзбекистон миллий ун-ти. —Т.: „O‘qituvchi“ НМИУ, 2006.— 368 б.

И. Троицкий В. И.

ББК 26.0Я7
26.3 Я7

**ТЎРАБЕК НУЪМОЛОВИЧ ДОЛИМОВ,
ВИТАЛИЙ ИВАНОВИЧ ТРОИЦКИЙ**

ЭВОЛЮЦИОН ГЕОЛОГИЯ

(Ернинг геологик ривожланиш тарихи)

*„O‘qituvchi“ нашриёт-матбаа ижодий уйи
Тошкент — 2007*

Муҳаррир С. Хусниддинов

Бадий муҳаррирлар: Ш. Хўжаев, Д. Муллахонов

Техник муҳаррир С. Турсунова

Компьютерда саҳифаловчилар: М. Авазова, Ф. Содиқова

Мусаҳҳилар: М. Иброҳимова, З. Содиқова

ИБ 8745

Оригинал-макетдан босишга рухсат этилди 5.12. 2006. Бичими 60 × 84¹/₈.

Кегли 11 шпонли. Таймс гарнитураси. Офсет босма усулида босилди.

Шартли б.т. 42,78. Нашр. т. 45,07. 500 нусхада босилди.

Буюртма № 2.

Ўзбекистон Матбуот ва ахборот агентлигининг „O‘qituvchi“ нашриёт-матбаа ижодий уйи. Тошкент—129, Навоий кўчаси, 30- уй. // Тошкент, Юнусобод даҳаси, Муродов кўчаси, 1-уй. Шартнома № 07—54—06.