Київський національний університет імені Тараса Шевченка

В.А.МИХАЙЛОВ

ОСНОВИ ГЕОТЕКТОНІКИ

Навчальний посібник

Рекомендовано Міністерством освіти і науки України
як навчальний посібник для студентів
геологічних спеціальностей вищих навчальних закладів

Київ
ВПЦ ”Київський університет”
2002 р.

УДК 551.24 (075.8)
ББК 26.32я73
М69

В.А.Михайлов. Основи геотектоніки: Навчальний посібник. – К.: Видавничо-поліграфічний ”Київський університет”, 2002 р. 168 с.

V.A.Mykhaylov. Essential of geotectonics: Text-book. – K: “Kiev University” Publishing and polygraphic centre, 2002. 168 p.

За ред. В.І.Шевченка, канд. геол.-мінералог. наук

ISBN 966-594-290-5

Розглянуто загальні питання сучасної геотектоніки, уявлення щодо складу і будови головних структурних елементів земної кори (континентальних платформ, рухливих поясів та геосинкліналей, епігеосинклінальних та епіплатформних орогенів, рифтів, океанів та ін.), закономірностей їх розвитку як геологічної основи металогенічного аналізу й прогнозної оцінки територій. Наведені численні приклади конкретних геологічних структур..

The common questions of modern geotectonics as a complex science for structure and development of the Earth are considered. The ideas for composition and structure of the main structural elements of the Earth’s crust (continental platforms, mobile belts and geosynclines, epigeosynclines and epiplatform orogens, rifts, and oceans and so on), the regularities of their development, as a geological basis of metallogenic analysis and prognostic estimation of ore regions, are examined. Numerous examples of real geological structures are given.

Рецензенти О.І. Лукієнко, д-р. геол.-минерал. наук
Б.А.Занкевич, д-р. геол.-минерал. наук

ББК 26.32я73

ISBN 966-594-290-5

© В.А.Михайлов, 2002
© В.А.Михайлов, фотографія обкладинки, 2002
© ВПЦ "Київський університет, 2002

ВМІСТ

ВСТУП

1. Предмет геотектоніки……..4
2. Основні терміни та поняття……6
3. Методи тектонічних досліджень……...8
4. Історія геотектоніки…….……11

ЧАСТИНА І. ЗАГАЛЬНА ГЕОТЕКТОНІКА

Розділ 1. Будова і структурні елементи тектоносфери ……16

1.1. Земля як космічне тіло…….……16
1.2. Внутрішня будова Землі……..……..……..17
1.3. Основні структурні елементи літосфери……..…….……19

Розділ 2. Тектонічні рухи …….23

2.2. Основні типи тектонічних рухів…….……23
2.2. Сучасні та молоді тектонічні рухи ……24
2.3. Новітні тектонічні рухи……..….25
2.4. Давні рухи…….……..…..26
2.5. Рух літосферних плит……..….30
2.6. Землетруси……...…..32
2.7. Вулканічна діяльність……..34

Розділ 3. Глибинні розломи …….……37

3.1. Загальна характеристика глибинних розломів……..……37
3.2. Типи глибинних розломів……38
3.3. Геологічна позиція глибинних розломів…….40
3.4. Роль глибинних розломів в розвитку земної кори і розміщенні корисних копалин……..41
3.5. Кільцеві структури……43

Розділ 4. Корові складчасті і розривні структури ……..……46

4.1. Тектоніка складок…….46
4.2. Тектоніка розривів……49
4.3. Тектонічні покрови (шар’яжі)…….……52
4.4. Еволюція тектонічних деформацій в історії Землі……55

ЧАСТИНА ІІ. РЕГІОНАЛЬНА ГЕОТЕКТОНІКА

Розділ 5. Континентальні платформи…….……..…….56

5.1. Тектонічне структуроутворення в континентальній корі…….……..…..……..56
5.2. Внутрішня будова фундаменту давніх платформ…….…….……57
5.3. Зеленокам’яні пояси……..58
5.4. Структури осадочного чохла…….……..59
5.5. Закономірності розвитку давніх платформ…….……60
5.6. Давні платформи…….…….…61

Розділ 6. Геосинкліналі та епігеосинклінальні орогени……...71

6.1. Типи геосинклінальних поясів……..……..71
6.2. Внутрішня будова геосинкліналей…….……..72
6.3. Еволюція геосинклінальних режимів……73
6.4. Найважливіші геосинклінальні системи світу……..75

Розділ 7. Епіплатформні орогени і континентальні рифти…….……90

7.1. Епіплатформні (вторинні) орогени, їх будова і магматизм……90
7.2. Континентальні рифти…….……91
7.3. Ендогенні режими і стадії континентального рифтогенезу…….……94
7.4. Структури тектоно-магматичної активізації……..…95

Розділ 8. Тектонічна будова і розвиток океанів……..96

8.1. Основні структурні елементи океанів……96
8.2. Будова океанів……98
8.3. Походження океанів……101

ВИСНОВКИ

1. Структурна еволюція Землі……102
2. Періодизація тектонічних процесів та еволюція магматизму…….……..…103
3. Структурна еволюція континентів і океанів……..106
4. Ендогенна металогенія і її зв'язок з тектонічним розвитком Землі……107

ЛІТЕРАТУРА ……..….109

ВСТУП

1. Предмет геотектоніки.

Термін “геотектоніка" в геологічній літературі з'явився понад 100 років тому, коли австрійський геолог Едвард Зюсс підготував перше зведення відомостей про структуру земної кори “Лик Землі" (1881-1909 рр.). Відтоді теоретична база нової науки значно розширилася, у тому числі завдяки працям радянської школи геологів, серед яких слід зазначити Володимира Володимировича Білоусова, Віктора Юхимовича Хаїна, Олександра Вольдемаровича Пейве, Юрія Олександровича Косигіна, Михайла Володимировича Муратова і багатьох інших. Серед наук про Землю геотектоніка займає особливе положення; вона є узагальнюючою дисципліною, оскільки синтезує та узагальнює дані всіх інших дисциплін, створюючи гармонійну багатопланову картину будови й розвитку Землі, земної кори і її структур. Це становить її теоретичне значення. У той же час вона є основою створення різноманітних геологічних карт і прогнозно-металогенічних досліджень, що зумовлює її важливе практичне значення. Відповідно до цього виділяються два найважливіших напрямки геотектонічних досліджень: комплексне вивчення земної кулі, як космічного тіла з властивими їй закономірностями розвитку і вивчення окремих регіонів земної кори (загальна і регіональна геотектоніка).

Що ж таке “геотектоніка"? У буквальному перекладі з древньогрецької цей термін означає “будова Землі". Отже, геотектоніка є наукою про будову Землі, її структуру, рухи, деформації і розвиток, інакше кажучи, наукою, яка вивчає життя нашої планети. Вона тісно взаємодіє і базується на даних численних суміжних наук (геології, геофізики, геохімії, петрології, вчення про метаморфічні фації, геоморфології та ін.), а також інших природно-історичних наук (фізики, хімії, астрономії та ін.). Так, наприклад, геохімія (у широкому значенні) дає уявлення щодо речовинного складу глибинних оболонок земної кори, які недоступні для безпосередніх спостережень, хімічних і фізико-хімічних процесів на великих глибинах, котрі багато в чому зумовлюють тектонічні процеси в літосфері. Геофізика дозволяє робити висновки щодо морфології глибинних структур і об'єктів, які мають різноманітні фізичні властивості. Це часто буває основою уявлень про структуру і будову глибинних частин земної кори і верхньої мантії. Петрологія висвітлює термодинамічні особливості глибинних зон земної кори і мантії, енергетику процесів, що відбуваються там і зумовлюють особливості тектонічних процесів у літосфері. Тектонічні рухи і процеси, як правило, знаходять безпосереднє відображення у морфоскульптурі поверхні Землі, яка є предметом вивчення геоморфології. Список подібних прикладів може бути продовжений. Важливо зрозуміти одне: ніяка наука не існує ізольовано від інших наук, а плодотворна діяльність у будь-якій галузі можлива лише за умови врахування і використання даних інших суміжних галузей, а часто й тих, що здаються вельми далекими. Це ілюструє умовність поділу наукових дисциплін, зумовлену насамперед їх вузькою спеціалізацією, що особливо проявилася у XX ст. Треба відмітити, що останнім часом відзначається зворотний процес зрощення і взаємопроникнення наукових дисциплін, принаймні в геологічній галузі. І, до речі, цікаві відкриття і новітні гіпотези виникають саме на грані суміжних галузей знання.

Багато в чому умовним є й поділ геотектоніки на окремі наукові дисципліни. Це зумовлене насамперед не реальними відмінностями об'єктів, що досліджуються, а завданнями, що розв’язуються. Основними розділами сучасної геотектоніки є наступні.

Морфологічна геотектоніка чи структурна геологія, або просто тектоніка займається вивченням структурних форм нижчих порядків, що створюються тектонічними деформаціями: складок, розломів, інтрузивних тіл, вулканічних споруд й ін.

Загальна геотектоніка вивчає структурні форми вищих порядків: геосинкліналей, платформ, рухливих поясів, континентів і океанів і т.д. Вона з'ясовує особливості їх формування й еволюції в часі і просторі, позвиток тектоносфери і Землі загалом. Це найбільш “теоретичний" розділ геотектоніки, який має встановити причини тектонічних рухів і деформацій, походження і механізм утворення всіх типів тектонічних структур. Велику допомогу у розв'язанні цих питань надає використання даних суміжних наукових

дисциплін, зокрема геофізики (сейсморозвідки, магніторозвідки та ін.), геохімії, петрології, математичного моделювання тощо.

Регіональна геотектоніка є базою й основою для проведення прогнозно-металогенічних і пошуково-розвідувальних робіт, виявлення закономірностей розміщення родовищ корисних копалин і прогнозної оцінки територій на їх різні типи і види, що в кінцевому результаті і є основною метою будь-яких геологічних досліджень. Вона займається всебічним вивченням та узагальненням відомостей про геологічну будову різнопорядкових територій (від континентів до рудних районів): стратиграфії і літології, вулканізму і магматизму, структурних особливостей і тектоніки, геоморфології, історії розвитку, металогенії. Синтезом зібраних матеріалів звичайно є комплект карт геологічного змісту (геологічна, геоморфологічна, структурно-тектонічна, корисних копалин і закономірностей їх розміщення).

Історична геотектоніка вивчає послідовний розвиток структур земної кори, виділяє етапи і стадії різноманітних тектонічних процесів та їх розвиток у часі. Основним методом цього розділу є палеоструктурний і палеотектонічний аналіз.

Неотектоніка, як один з розділів історичної геотектоніки має справу з сучасними і недавніми тектонічними процесами (олігоцен-четвертинними), які обумовили теперішній вигляд Землі. Знання тектонічних особливостей району, сучасних тектонічних напружень та інших даних є необхідною умовою проведення інженерно-будівельних робіт, будівництва споруд, таких як мости, дамби, міста і селища, монументальні будівлі, меліоративні мережі. Нарешті, на даних неотектоніки базується сейсмологія і здійснюється прогноз землетрусів, пошук родовищ нафти і газу. Таким чином, її знання необхідне кожному фахівцеві геологічної галузі.

Тектонофізика вивчає деформації земної кори і тектоносфери як фізичного тіла на основі структурного аналізу полів тектонічних напружень, матеріалів геологічного картування, спеціальних спостережень за тріщинуватістю та іншими особливостями гірських порід, математичного моделювання та ін.

Експериментальна геотектоніка особливо широко використовує методи математичного моделювання, причому не тільки на основі реальних спостережень, але й математичних розрахунків теоретичних фізико-хімічних і термодинамічних параметрів глибинних зон земної кори і мантії, які є недоступними для прямих спостережень.

Сейсмотектоніка знаходиться на стику геотектоніки і сейсмології, вона займається вивченням причин виникнення землетрусів і тектонічних умов їх розвитку .

Прикладна геотектоніка займається складанням карт геологічного змісту, в тому числі прогнозно-металогенічних карт, і з'ясуванням закономірностей розподілу різноманітних типів корисних копалин, які залежать від напрямку тектонічного розвитку території і її структурних особливостей. Результати прикладної геотектоніки також мають важливе значення для інженерної геології, пошуків родовищ нафти і газу і т.д.

Геодинаміка є наукою про глибинні сили і процеси, які виникають внаслідок еволюції тектоносфери Землі і проявлені насамперед в її глибинних зонах. У зв'язку з цим, геодинаміка дуже широко використовує дані і висновки геофізики, геохімії, петрології та інших наук про Землю, фізико-математичне моделювання, спостереження на спеціальних геодинамічних полігонах і т.д. Геодинаміка займається процесами руху літосферних плит, вивчає динамічні умови, які виникають на їх границях і прогнозує характер тектонічних деформацій і рухів у майбутньому.

2. Основні терміни та поняття.

Як і будь-яка інша наука, геотектоніка має власну наукову мову, яка містить цілий ряд специфічних термінів. Ось деякі з них:

- **авлакоген** - лінійно видовжена зона (западина) підвищеної рухливості, обмежена розломами, яка розтинає платформну область,
- **автохтон** - ділянка земної кори, яка не мала значних переміщень і, як правило, залягає під насунутим на неї тектонічним покривом;
- **акреція** - розростання континенту шляхом приєднання до нього сегментів океанічної кори;
- **алохтон** - комплекс гірських порід, переміщений на значну відстань від місця його первинного утворення, як правило, в складі тектонічного покриву;
- **антиклінорий** - великий складний складчастий комплекс з найдавнішими і звичайно більш метаморфізованими породами в його центральних частинах;
- **геоантикліналь** - лінійне, часто асиметричне підняття земної кори завширшки 50-150 км, довжиною до 2000 км, яке розділяє геосинкліналі; звичайно зони тривалої денудації;
- **геосинклінальний пояс** (геосинкліналь) - найактивніший рухливий елемент літосфери з певним набором формацій, закономірною спрямованістю магматичних явищ, інтенсивною дислокованістю, часто глибоким метаморфізмом; один з типів рухливих поясів Землі, який виникає на границі літосферних плит або як результат рифтоутворення і розщеплення континентальних плит;
- **глибинний розлом** - протяжна (сотні км) і вузька тектонічно активна структура між різнорідними блоками земної кори, звичайно з активним магматизмом і метаморфізмом, часто контролює розміщення ендогенного зруденіння;
- **горст** - піднесений блок земної кори, обмежений підкидами або скидами, як правило, видовженої форми; виділяються горсти: поздовжні, поперечні, похилі, односторонні, клиноподібні, прості, складні, складчасті та ін.;
- **грабен** - блок земної кори, що опустився, відокремлений скидами або підкидами від сусідніх відносно піднесених ділянок, часто приурочений до склепіннєвих піднять;
- **депресія** - область прогинання земної кори, частково або повністю заповнена осадочними або іншим відкладами;
- **деформація** - зміна відносного положення частинок гірської породи або ділянок літосфери внаслідок динамічних навантажень (тектонічних рухів);
- **дзеркало ковзання** - гладенька, відполірована і борозниста поверхня, що виникає внаслідок тертя тектонічних блоків, які ковзають вздовж площин розривних порушень;
- **дислокація** - порушення залягання гірських порід під дією тектонічних процесів; розрізнюють плікативні (складчасті), диз'юнктивні (розривні) та ін'єктивні (проникнення) дислокації;
- **евгеосинкліналь** - найбільш рухлива, вельми диференційована частина геосинклінальної системи, де початковий ініціальний магматизм інтенсивно проявлений, а теригенні та карбонатні формації мають підлегле значення;
- **епоха тектонічна** - великий відрізок часу, що характеризується особливим типом тектогенезу, єдиним планом розташування основних геоструктурних елементів, специфічними рисами розвитку і металогенії;
- **жолоб океанічний** - вузька, видовжена глибоководна западина в крайовій частині океану, розташована, як правило, із зовнішнього боку острівних дуг, пов'язана з підсувом океанічної кори під континент;
- **зона структурно-формаційна** - лінійна частина складчастої області, обмежена глибинними розломами, відмінна від сусідніх за особливостями складу і будови;
- **зсув** - зміщення гірських порід за крутопадаючим (більше 45-60^0) розломам з латеральним переміщенням одного блока земної кори відносно іншого; утворюється звичайно в умовах горизонтального стиснення;
- **катаклаз** - деформація гірських порід, яка супроводжується роздробленням мінеральної маси;
- **кліваж** - система частих паралельних поверхонь ковзання в гірській породі, які виникають за умови стиснення і поверствової течії речовини; перехідна форма між складками і розривами;
- **континент** (материк) - найбільший масив земної кори, переважно виступаючий над поверхнею світового океану: Євразія, Африка, Північна Америка, Південна Америка, Австралія, Антарктида;
- **літосфера** - зовнішня відносно тверда оболонка Землі, розташована над менш в'язкою і більш пластичною астеносферою;
- **мантія Землі** - геосфера, розташована між границею Мохоровичича (30-35 км) або підошвою земної кори і границею Віхерта-Гутенберга (2900 км) або зовнішньою границею ядра;
- **меланж тектонічний** - поєднання різнорідних порід різного віку в рамках єдиного геологічного простору внаслідок тектонічних рухів (як правило шар'яжно-насувних дислокацій);

- **міогеосинкліналь** - менш рухлива, менш диференційована частина геосинклінальної системи, де початковий ініціальний магматизм мало проявлений або повністю відсутній, різко переважають теригенні і карбонатні формації;
- **морфоструктура** - велика форма рельєфу, яка зобов'язана своїм походженням у першу чергу геологічним чинникам;
- **мульда** - полога ізометрична в плані синклінальна складка або тектонічна западина коритоподібної в розрізі форми, складена звичайно слабко дислокованими відкладами;
- **насув** - розривне порушення, поверхня якого падає полого (до 45^0), за яким висячий блок піднятий відносно лежачого і насунутий на нього;
- **олістострома** - хаотичне скупчення різнорідних і різновікових несортованих уламків (олістолітів) гірських порід різного розміру (від см до км), які зцементовані матриксом іншого складу (як правило, глинисто-алевритового) і віку; утворюється в результаті зсування й обвальних процесів в підводних умовах (первинно-осадочна олістострома) або захоплення шар'яжами, які переміщаються, уламків підстилаючих утворень (тектонічна олістострома);
- **ороген** - утворення заключної стадії геосинклінального розвитку або активізації стабільних регіонів з переважаючими висхідними рухами, гороутворенням та інтенсивним гранітоїдним магматизмом;
- **офіоліти** - комплекс основних і ультраосновних глибинних (дуніти, перидотити, піроксеніти, габроїди), вивержених (базальтоїди) і осадочних (кремені, фліш) гірських порід - релікти кори океанічного типу, тектонічно переміщені на окраїни материків, що залягають, як правило, в основі потужних тектонічних покривів;
- **парагеосинкліналь** - проміжна структура між геосинкліналлю і платформою, область з неповним геосинклінальним розвитком;
- **підсув** – пологопадаюче (до 45^0) розривне порушення, по якому лежаче крило переміщене під висяче;
- **підкид** - зміщення гірських порід по розлому, що круто падає (понад $45\text{-}60^0$), з підняттям одного блоку земної кори відносно іншого;
- **платформа** (кратон) – велика, відносно стійка брила земної кори континентального або океанічного типу;
- **плита** - велика тектонічно стабільна відносно занурена частина платформи, покрита товщею горизонтально залягаючих або слабко порушених гірських порід;
- **пояс рухливий** - велика видовжена ділянка земної кори з інтенсивними тектонічними рухами, магматизмом і метаморфізмом, область розрядки глибинних процесів; виділяються пояси геосинклінальні, орогенні, складчасті та інші;
- **прогин крайовий** - лінійно видовжений асиметричний прогин в зоні, яка є перехідною між платформою і складчастою гірською спорудою;
- **прогин тектонічний** - лінійна зона опускання консолідованої земної кори, заповнена потужною (до 10-15 км) товщею осадочних або вулканічних порід;
- **рифт** - велика лінійна зона горизонтального розтягнення земної кори, яка виражена в рельєфі у вигляді одного або кількох зближених грабенів і пов'язаних з ними блокових структур, обмежених і ускладнених поздовжніми і поперечними розломами;
- **рифтогенез** - процес зародження і розвитку смугоподібних зон горизонтального розтягнення (рифтів), що часто супроводжується новоутворенням земної кори океанічного типу;
- **розлом** - значна диз'юнктивна дислокація земної кори, по якій здійснюється переміщення різнорідних блоків;
- **розсув** - зяюча тріщина, яка виникла внаслідок відсування блоків один від одного в обстановках розтягнення;
- **синекліза** - простора западина овальної або округлої форми з поперечником до 1000 км в межах континентальної платформи;
- **синклінорій** - великий, складно побудований складчастий комплекс з більш давніми і звичайно більш метаморфізованими породами в його периферичних частинах;
- **скид** - зміщення гірських порід по крутопадаючому (понад $45\text{-}60^0$) розлому з опусканням одного блока земної кори відносно іншого;
- **складки** - вигини шарів гірських порід; за різними параметрами виділяються складки антиклінальні і синклінальні; асиметричні і симетричні, прості і складні; нормальні і перекинуті; ізоклінальні і брахіформні; лежачі, моноклінальні і похилі; дивергентні і дисгармонійні; віялоподібні, гребенеподібні, кільподібні, коробчасті, сундучні та ін.; а за механізмом - складки волочіння, витискання, діапірові, гравітаційні, конседиментаційні, магматогенні,

метаморфогенні, нагнітання, стиснення, сповзання, облягання, покривні, розбухання, давлення, ковзання, екзо- й ендогенні;

- **склепіння тектонічне** - велике пологе аркоподібне підняття шарів земної кори в межах континентальних платформ, звичайно овальних контурів;
- **структурний поверх** - група геологічних формацій з властивими їм складчастими та іншими деформаціями, специфічним магматизмом і певним ступенем метаморфізму, яка відділена від перекриваючих і підстилаючих утворень поверхнями регіональної незгідності;
- **тектонічний режим** - переважаючий тип тектонічних рухів і деформацій, що тривало зберігається в основних структурних областях земної кори;
- **фаза складчастості** - порівняно короткочасний період тектонічної активності;
- **формації** - природні угрупування гірських порід, які закономірно виникають у певній геологічній обстановці в ході розвитку різновікових але однотипних геотектонічних елементів земної кори;
- **цикл тектонічний** - сукупність геологічних явищ у закономірній еволюції блоку земної кори в процесі його розвитку;
- **шар'яж** - горизонтальний або пологий насув з переміщенням покривних мас на велику (десятки або сотні кілометрів) відстань;
- **шов тектонічний** - лінійно видовжена зона глибинного розлому, яка розділяє великі сегменти земної кори;
- **щит** - велика позитивна структура платформи;

Таким чином, головна мета цього курсу - дати уявлення про склад і будову основних різнопорядкових структурних елементів земної кори і закономірності їх розвитку як геологічної основи металогенічного аналізу і прогнозної оцінки територій. Звісно, наш курс тісно змикається, а іноді й переплітається з іншими геологічними дисциплінами, насамперед із загальною та історичною геологією, регіональною геологією, структурною геологією, геокартуванням. Передумовою вивчення геотектоніки є знайомство з основними геологічними поняттями, зокрема, з морфоструктурою Землі, її основними структурними елементами і процесами їх формування.

3. Методи тектонічних досліджень.

Достовірність нашого знання щодо властивостей об'єктів, які досліджуються, визначається можливостями методів дослідження. Предметом геотектоніки є не тільки структури земної кори, але й вся планета у цілому, тому що без знання глибинних процесів і явищ неможливо пояснити закономірності будови і розвитку тектонічних структур будь-якого рангу. Тим часом обмеженість наших безпосередніх спостережень лише тільки верхніми частинами земної кори зумовлює неповноту і певну недостовірність наших знань, емпіричний характер геотектонічних гіпотез і теорій. Можливо, саме тому в геотектоніці, як ні в одній іншій науці про Землю, існує безліч таких теорій і гіпотез, котрі часто суперечать одна одній.

Все ж існує цілий ряд методів, які дозволяють не тільки узагальнювати й інтерпретувати дані безпосередніх спостережень, але й у певній мірі відновлювати історію розвитку структури глибинних зон Землі. Які ж основні методи і методологічні принципи використовує геотектоніка?

Структурний метод (або структурний аналіз) є, мабуть, основним методом, принаймні для регіональної і прикладної геотектоніки. Він заснований на вивченні окремих тектонічних структур (складок, розривів, інтрузивних і вулканічних структур та ін.) безпосередньо в польових умовах, або шляхом аналізу матеріалів геологічної зйомки. Як правило, вони проводяться паралельно. Ретельно вивчаються відслонення і розрізи, гірські виробки, як поверхневі, так і підземні. Встановлюються типи геологічних структур, характер переміщень, взаємозв'язок тектонічних структур різного рангу і типу. За матеріалами польових спостережень складаються структурні і структурно-тектонічні карти різного масштабу і спеціалізації, опорні профілі і розрізи, блок-діаграми й інші види структурних діаграм і графіків. Ці матеріали дозволяють проводити аналіз структури регіону, встановлювати взаємовідношення його складових елементів і позицію в рамках значніших

тектонічних структур. Відновлюються поля напружень, напрям осі головного стиснення та основних переміщень, їх послідовність і амплітуда. З'ясовуються взаємозалежність і відносний вік розломів різного напряму і кінематичної природи, серій дайок, рудних тіл й ін. У результаті з'ясовується історія розвитку структур району, в тому числі рудоносних, робиться прогноз на руди різних типів.

Структурний аналіз може виконуватися на різних рівнях: від вивчення морфологічних особливостей мінералів гірських порід в прозорих шліфах (орієнтація, тріщинуватість і т.д.) до детального структурного аналізу рудних полів або інших ділянок земної поверхні аж до структурного аналізу материків і океанів. Величезне значення для структурного аналізу територій відіграє дешифрування аерофотознимків різного масштабу - від детальних 1:10 000 - 1:25 000 до космічних і радарних знімків.

Метод порівняльної тектоніки (Г.Штілле, М.С.Шатський та ін.) заснований на порівнянні особливостей будови і розвитку однотипних геологічних структур (наприклад, платформ чи авлакогенів), або їх еволюційної послідовності (наприклад, геосинкліналь - ороген платформа). Його різновидом є метод аналогій, який займається прогнозуванням особливостей маловивчених об'єктів за аналогією з добре вивченими об'єктами того ж типу.

Метод фацій і потужностей (В.В.Білоусов, 1954 р.) дозволяє на основі аналізу потужностей і фаціального складу осадочних і вулканогенних порід вирішувати питання швидкості й амплітуди вертикальних і горизонтальних рухів блока земної кори або її ділянки, зміни глибини осадконакопичення. Є одним з основних методів палеотектонічного аналізу. У результаті складаються карти фацій, де показані області розмиву, максимального занурення, напрям знесення, інтенсивність занурень і переміщень, амплітуда зміщень і т.д.

Метод абсолютних мас (Страхов, 1954 р.) близький до попереднього. Це метод аналізу процесів осадконакопичення в басейні седиментації шляхом підрахунку абсолютної кількості осадків або їх компонентів, які відклалися за одиницю часу на одиницю площі. Потужність шару осадка множиться на об'ємну вагу сухого осадка і на процентне співвідношення компонента, що вивчається. Практично аналогійний йому об'ємний метод (А.Б.Ронов), також заснований на вимірюванні об'ємів осадочних і вулканогенних порід на картах фацій і потужностей.

Формаційний метод (М.Бертран, Н.С.Шатський, Н.П.Херасков, Н.Б.Васоєвич та ін.) заснований на аналізі різних генетичних типів відкладів, характерних для певних етапів розвитку земної кори, або формацій.

Метод аналізу перерв і незгідностей (А.І.Леворсен, М.С.Шатський) полягає в складанні палеотектонічних карт для основних етапів тектонічного розвитку якого-небудь регіону. Він засновуються на аналізі структурних форм, зокрема, на наявності структурних, стратиграфічних, кутових та інших незгідностей і відмінності структурного плану відкладів.

Біостратиграфічний метод ґрунтується на вивченні органічних залишків, дозволяє визначати основні етапи розвитку органічного світу, які звичайно співпадають з основними тектонічними етапами і стадіями, і наводити кореляцію тектонічних процесів у просторі і часі.

Морфометричний метод (Філософов, 1960 р.) є одним з представників широкої групи геоморфологічних методів, до якої також входять орографічний, батиметричний методи, вивчення рівнів річкових і морських терас, рівнів пенепленізації та ін. Метод виявляє залежність між формами рельєфу і новітніми структурами земної кори шляхом графічного розкладання гіпсометричних показників рельєфу на базисні, залишкові, вершинні й ерозійні поверхні згідно з порядками долин і вододільних ліній. Базисні і вершинні поверхні високих порядків звичайно відображають регіональні тектонічні структури, нижчих порядків - локальні.

Надглибоке буріння є одним з провідних методів дослідження глибинних зон земної кори. До розряду надглибинних звичайно відносять свердловини глибиною понад 6000 м. Щорічно у світі здійснюється буріння кількох десятків таких свердловин, головним чином для розвідки родовищ нафти і газу. До початку 80-х років рекордну глибину мала свердловина, пробурена в США у 1974 р. (9583 м). Однак, у 80-і роки в СРСР була прийнята програма надглибокого буріння і в 1984 р. пробурена Кольська свердловина глибиною 12066

м. На жаль, основним результатом цих робіт, які коштували занадто дорого, стало підтвердження недосконалості наших методів дослідження глибинних зон земної кори. Так, не підтвердилися прогнози геофізиків щодо розташування границі Конрада і зміни гранітно-метаморфічного шару базальтовим на глибині близько 7000 м: до максимально досягнутих глибин свердловина пройшла по гранітно-метаморфічному шару, давніх докембрійських породах. *"Перед бурінням свердловини передбачалося, що підошва Печенгської структури знаходиться на глибині 4-5 км, починаючи з якої свердловина перетне "гранітний" шар, а на глибині близько 7 км вона увійде у верхню частину "базальтового" шару. Лише буріння свердловини і комплексне дослідження речовинного складу керну дозволили встановити, що верхня частина розрізу (до глибини 6842 м) складена переважно мафічними породами. Глибше, до пробуреної глибини 12060 м, в даному розрізі земної кори переважають салічні породи. Таким чином, "базальтовий" шар залишається поки не виявленим"* (Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 335. Л.: Надра, 1986. С. 53.).

Глибоководне буріння проводиться з метою вивчення будови дна океанів. Особливих успіхів у цьому виді робіт досягли США, що здійснюють з 70-х років програму "Челенджер". Завдяки бурінню, драгуванню та іншим методам вивчення океанічного дна в останні роки досягнуто величезного прогресу у вивченні океанів і їх периферичних частин, які складають близько 60% земної поверхні. Зокрема, детально вивчені склад і структура серединно-океанічних хребтів і глибоководних рівнин океанів, отримані відомості щодо будови перехідних зон між океанами і континентами, встановлено багато принципово нових типів корисних копалин, зокрема, так звані «чорні курці», з якими пов'язане підводне ексгаляційно-осадочне сульфідне зруденіння, фосфоритоносні рівнини Тихого океану, скупчення марганцевих конкрецій на океанічних підняттях, поклади нафти і газу в конусах виносу великих рік Африки й Америки.

Геохімічні і петрологічні методи використовуються в геотектоніці насамперед для вивчення речовинного і фазового складу, термодинамічних умов та історії глибинних зон земної кори і верхньої мантії, які є однією з основних причин тектогенезу. Визначається хімічний склад мінералів, мінеральні рівноваги, фазові переходи, які відповідають різним термодинамічним умовам. Це дозволяє говорити про диференціацію речовини за умовами її парціального плавлення або кристалізації, визначати температуру, тиск, склад і параметри газової фази, роль води й інших флюїдів, а в кінцевому результаті - історію розвитку магматичних, метаморфічних та інших процесів, що є безпосереднім предметом геотектоніки. З'ясовується склад не тільки нижніх частин земної кори, але й верхньої мантії, висуваються припущення щодо складу нижньої мантії і земного ядра. За допомогою методів ізотопного аналізу визначається не тільки вік порід, але й глибина формування розплавів та умови їх зародження і переміщення до земної поверхні.

Група геодезичних методів (повторне нівелювання і тріангуляція, спостереження над футштоками і мареографами та ін.) використовується для вивчення сучасних тектонічних рухів. При цьому для тріангуляції використовуються лазерні далекоміри, штучні супутники Землі та інші новітні геодезичні методи, що дозволило різко підвищити точність і розрізнюючу здатність спостережень.

Група геофізичних методів необхідна насамперед у вивченні глибинних об'єктів, які недоступні для безпосереднього спостереження. Це велика група різноманітних методів, з яких для геотектоніки найважливіше значення мають сейсмотектонічний, гравіметричний, геотермічний, магнітометричний і магнітотелуричний методи або їх групи.

Сейсмотектонічний метод використовується для прогнозування землетрусів. Він заснований на комплексному аналізі геологічних, геофізичних і сейсмічних досліджень, що дозволяє виявляти активні розривні структури, інтенсивність і напрям рухів по них, імовірність виникнення землетрусів в різних ділянках сейсмічно активного розлому, що вивчається. Останнім часом використовується вдосконалений метод аналізу сейсмологічних даних (томографія) з обробкою даних багатьох сейсмічних станцій на ЕОМ, що дозволяє отримувати тривимірну картину напряму й інтенсивності пружних напружень в земній корі, які є причиною тектонічних рухів. Так, встановлено, що «коріння» континентів

розповсюджується углиб Землі щонайменше на 400 км. Саме сейсмічними методами були отримані найважливіші дані про склад і будову земної кори і мантії Землі, особливо методом глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ). Він використовує характер поширення пружних хвиль, джерелом яких є вибухи або вібраційний ударний вплив, заломлених або відображених на границях в корі або верхній мантії, де змінюються пружні властивості середовища. У результаті отримують профілі з площинами меж і заломлення, відбивання хвиль або ізолінії їх швидкостей.

Гравіметричний метод використовує так звані аномалії сили тяжіння, які зумовлені різницею розрахункового і реального розподілу щільності в Землі. Вони в свою чергу зумовлені фізичними властивостями гірських порід і геологічних структур. Теоретичною основою гравіметричного методу є поняття щодо наявності на геоїді явища ізостатичної компенсації або просто ізостазії, зумовленої розподілом маси в земній корі (зокрема, зміною її потужності) і перерозподілом маси внаслідок тектонічних, метаморфічних, магматичних та інших процесів.

Геотермічний метод дозволяє робити висновки щодо теплового режиму тектоносфери і теплового потоку. Вимірюються температури в свердловинах, визначається геотермічний градієнт і величина теплового потоку, які дуже коливаються в залежності від будови і складу тектоносфери.

Магнітометричним методом вивчають магнітне поля Землі, яке є сумою двох складових - внутрішньої і зовнішньої. Перша, яка породжується ендогенними джерелами, порівняно повільно змінюється у часі, зате друга змінюється істотно. Внутрішнє поле поділяється на головну або нормальну і аномальну складові. Перша має дипольну структуру і зумовлена динамічним ефектом у зовнішній (рідкій) частині ядра. Джерелом другої є аномальні зони або гірські породи, збагачені феромагнітними мінералами у верхньому магнітоактивному шарі літосфери. Вивчення їх структури і природи і є головним завданням магніторозвідки. Вивчення стабільної залишкової намагніченості гірських порід є предметом палеомагнітних досліджень, які дозволяють визначати положення геомагнітних полюсів у минулому.

Магнітотелуричний метод використовує вторинні електромагнітні поля, які індукуються в Землі її зовнішнім магнітним полем і несуть інформацію щодо електропровідності надр. Так, з підвищенням температури електропровідність гірських порід падає, а поява розчинів і розплавів різко зменшує їх електричний опір. Це дозволяє виявляти в надрах Землі багаті флюїдами шари і зони часткового плавлення, зокрема, астеносферні шари.

4. Історія геотектоніки.

Геотектоніка, як самостійний розділ наук про Землю, відокремилася від динамічної геології лише у другій чверті XX століття. Однак, як і будь-яка інша наука, вона має складну і тривалу історію. Умовно в її розвитку можна виділити п'ять етапів.

Перший етап (XVII - перша половина XVIII ст.). Перші ідеї про тектонічну рухливість і переміщення земної поверхні з'явилися ще в античні часи, коли виникли два головних напрями тлумачення тектонічних процесів: нептунічний, який стверджував верховенство екзогенних процесів, зокрема, розчинної дії води, і плутонічний, котрий вважав першоджерелом руху дію внутрішніх сил Землі, зокрема підйом магматичних розплавів. Однак, обскурантизм середніх віків надовго поховав ці ідеї, аж до епохи Відродження. У XVII ст. видатні мислителі італієць Н.Стено, француз Р.Декарт, німець Г.Лейбніц, по суті, закладають основи геології і геотектоніки. Вони уявляють нашу планету як систему, що розвивається, має складну і тривалу історію. Виникає ідея про те, що спочатку Земля була розплавленим тілом, пізніше охолонула і вкрилася твердою корою. Згущення пари створило Світовий океан, а проникнення частини його вод до підземних порожнин призвело до формування суші і гірських масивів. З'являється думка про те, що спочатку осадочні породи нагромаджувалися горизонтальними шарами, а внаслідок подальших порушень через осідання і обвалювання пластів над підземними порожнинами набували похилого і зігнутого залягання. У XVIII ст. ці ідеї були розвинені французьким дослідником Ж.Бюффоном,

англійцем Р.Гуком, італійцем А.Л.Моро, ад'юнктом Петербурзької академії наук Г.В.Ріхманом. Рухи і деформації земної кори пов'язувалися ними або із землетрусами (Р.Гук), або з діяльністю вулканів (А.Л.Моро і Г.В.Ріхман).

Другий етап (друга половина XVIII - перша половина XIX ст.) - час виникнення наукової геології. У перших роботах цього етапу (німецький дослідник А.Г.Вернер, російський академік П.С.Паллас, швейцарець Г.Б. де Соссюр) ще зберігаються позиції нептунізму, похиле залягання пластів розглядається або як первинне, або викликане провалами до підземних порожнин, хоча вже з'являються уявлення про зональну будову гірських споруд з гранітоїдами в центральній частині і нахилом осадочних пластів в обидва боки від осі, який зменшується на периферії.

Російський вчений М.В.Ломоносов вважає ендогенні процеси провідними в утворенні гірських споруд, підкреслює одночасність опускань та піднять, виділяє різні типи рухів земної кори (швидкі і повільні). Шотландець Дж.Хаттон (Геттон) пов'язує вулканізм і магматизм з проявами «підземного жару», головним типом тектонічних рухів вважає вертикальні. Формується гіпотеза підняття (німецькі вчені А.Гумбольдт і Л.Бух), з'являється систематика складчастих порушень, перші описи насувів, складчастість пов'язується з відтисненням шарів зі склепіння піднять магмою, яка підіймається. Вважається, що ці процеси відбуваються у вигляді катастроф всесвітнього значення. Ця остання невірна уява зазнає різкої критики у відомій праці Ч.Лайєля «Основи геології» (1830 р.).

Третій етап (друга половина XIX ст.) На основі космогонічної теорії Канта-Лапласа сталася заміна гіпотези підняття гіпотезою контракції (Л.Елі де Бомон, 1832-1852 р.), згідно з якою зім’яття земної кори відбувається за умови охолодження і скорочення об'єму Землі. Зароджується вчення про геосинкліналі (американські геологи Дж.Холл, 1859 р., Дж.Дена,1873 р.). У роботах французького геолога Е.Ога (1900 р.) геосинкліналям протиставляються стійкі континентальні ділянки земної кори, що пізніше отримали назву платформ. Величезне значення для вивчення платформних регіонів мають роботи російських вчених О.П.Карпінського, О.П.Павлова, М.О.Головкінського та ін. Англійці Дж.Ері і Дж.Пратт і американець К.Деттон вводять поняття про ізостазію. Накопичений матеріал був узагальнений у фундаментальній праці австрійського дослідника Е.Зюсса «Лик Землі», де на основі контракційної гіпотези був даний опис тектонічної будови всієї поверхні Землі.

Четвертий етап (перша половина XX ст.) знаменується кризою контракційної гіпотези, яка довгий час була головною. Це було викликано заміною «гарячої» космогонії Канта-Лапласса «холодними»; відкриттям природної радіоактивності і відповідного розігрівання Землі; відкриттям великих шар’яжно-насувних структур (М.Бертран, П.Терм'е) й ін. Їй на зміну приходять гіпотези Землі, що розширюється (Б.Ліндеман, 1927 р., О.Хильгенберг, 1933 р., М.М.Тетяев, 1934 р.), пульсуючої Землі (В.Бухер, 1933 р., М.А.Усов, 1939 р., В.А.Обручев, 1940 р.), підкорових течій (О.Ампферер, 1906 р.). З'являється гіпотеза переміщення материків (Ф.Тейлор, 1910 р., А.Вегенер, 1912 р.), яка дала початок принципово новому напряму геотектоніки - мобілізму, котрий передбачає значні горизонтальні переміщення мас на відміну від фіксизму. Пройде час і після довгого забуття ця ідея знову відродиться і стане провідною геотектонічною ідеєю. Однак, у першій половині століття різко переважали ідеї щодо провідної ролі вертикальних висхідних рухів у розвитку земної кори, пов'язаних з підйомом магми й інших похідних мантії Землі під впливом розігрівання за рахунок радіогенного тепла (В.В.Білоусов, Р.В. ван Беммелен й ін.). Розробляється вчення про геосинкліналі і платформи (А.Д.Архангельський, М.С.Шатський, В.В.Білоусов, О.В.Пейве, О.Л.Яншин, О.О.Богданов, М.В.Муратов, Г.Штілле, Дж.М.Кей, Ж.Обуен і ін.), про глибинні розломи (О.В.Пейве), виникає наука неотектоніка (В.А.Обручев, Н.І.Ніколаєв, С.С.Шульц), сейсмотектоніка (І.Є.Губкин), розвивається формаційний аналіз (М.С.Шатський, М.П.Херасков, М.Б.Вассоєвич і ін.), розпочинається вивчення сучасних рухів (Ю.О.Мещеряков і ін.). З'являються перші навчальні посібники з структурної геології (Б.Уїлліс, Р.Уїлліс, Ч.Лізс, М.А.Усов), геотектоніці (М.М.Тетяев, В.В.Білоусов), викладання останньої розпочинається у Ленінградському гірничому (М.М.Тетяев) і Московському геологорозвідувальному (Є.В.Мілановський) інститутах.

П'ятий етап (друга половина XX ст.) ознаменувався значними успіхами у вивченні земної кори і тектоносфери Землі, особливо океанів, перехідних зон між континентами й океанами, глибинних зон земної кори і верхньої мантії, розвитку геофізичних методів дослідження, геохронології, космічної геології, дешифрування АФС й ін. У результаті в геотектоніці відродилися мобілістські ідеї про значні горизонтальні переміщення блоків континентальної та океанічної кори, що дозволило розвинутися новому тектонічному вченню, так званій новій глобальній тектоніці. Її ідеї переважали протягом добрих тридцяти років, починаючи з кінця 60-х років, однак поява нового фактичного матеріалу, особливо щодо зон переходу континентальної кори в океанічну, в кінці XX ст. покликало до життя нові ідеї, а саме концепцію терейнів як варіант плитної тектоніки, пристосованої до зони переходу континент-океан. Згідно з нею, структурно-формаційні зони сучасних і давніх геосинклінальних систем обрамлення океанів розглядаються як акреційні системи, утворені мозаїкою різнорідних тектоно-стратиграфічних терейнів, які послідовно приєднувалися до окраїни континенту. Терейни акреційних призм формуються в циркумокеанічнх зонах субдукції, які послідовно зміщаються до океану. Їх колізія (з'єднання з континентом) звичайно завершується проникненням анатектоїдних гранітоїдів, а новоутворені континентальні окраїни послідовно зазнають процесів тектоно-магматичної активізації за рахунок стимуляції глибинних зон земної кори субдукційними зонами, що спричиняє формування системи крайових вулканічних поясів і пов'язаного з ними ендогенного зруденіння. Післясубдукційні процеси спричиняють утворення бімодальних вулканічних серій, пов'язаних з процесами розтягнення новоутвореної континентальної кори. Як правило, субдукційні процеси супроводжуються формуванням зон регіональних зсувів з напруженою тектонікою.

Одним з центральних у геотектоніці є питання щодо геосинкліналей. Розглянемо історію зародження і розвитку цього вчення.

Вперше ідея щодо геосинкліналей, як гороутворення на місці відкладання потужних товщ осадків, була висловлена американським геологом Джеймсом Холом у 1857 р. У 1859 р. була опублікована його фундаментальна праця “Natural history of New York", де з нової точки зору розглядалася історія розвитку Аппалачів. Вона прийшла на зміну гіпотезі контрактації Елі де Бомона, яка пояснювала коливання земної кори, складчастість і гороутворення стисненням зовнішньої оболонки Землі за рахунок охолодження її внутрішніх частин. Значну потужність (12 тис. м) і мілководний склад палеозойських осадків Аппалачів Дж. Хол пояснював прогинанням морського дна, що згодом викликало складчастість, обумовило виникнення розривних порушень і гороутворення на останній стадії.

Однак, сам термін «геосинкліналь» уперше з'явився в 1873 р. у роботах іншого відомого американського геолога, Джеймса Дуайта Дена, який розвинув ідею Хола з точки зору контракційної гіпотези. Він поділяв земну кору на континентальні й океанічні площі і розташовані між ними зони потужних товщ осадконакопичення, піднять, метаморфізму і вулканізму, або геосинкліналі. Паралельно їм розвиваються протяжні зони стійкого підняття або геоантикліналі, які є також джерелами матеріалу, що надходить до геосинкліналей. Замикання цих структур, складчастість, виникнення розломів і гороутворення зумовлені боковим тиском за умови контрактації (стискання) земної кори.

Наприкінці XIX століття виходять дві роботи французького геолога М.Бертрана, який виділив у тектонічній еволюції нашої планети чотири великих епохи складчастості: гуронську, каледонську, герцинську та альпійську.

В Росії наприкінці XIX століття теорією геосинклінального процесу займалися такі видатні геологи, як Олександр Олександович Іностранцев, Іван Васильович Мушкетов, Микола Олексійович Головкінський, Олександр Петрович Карпінський, Франц Юлійович Левінсон-Лессінг. Зокрема, О.П.Карпінським був розроблений метод тектонічного аналізу за допомогою палеогеографічних побудов.

Початком формування сучасного вчення про геосинкліналі можна вважати фундаментальні роботи Гюстава Еміля Ога «Геосинкліналі і континентальні площі» (1900 р.), «Геологія» (1907 р.). У цих працях він підтримав ідею Д.Холла і Д.Дена щодо

колосальної потужності осадків, однак, на відміну від них, указав не тільки на мілководні умови їх накопичення, але й на глибоководні в неритовій і батіальній областях. Уперше був зроблений висновок про те, що геосинкліналі становлять собою винятково мобільні зони земної кори, розташовані між стабільними континентальними масивами. Останнє положення (на відміну від ідей Д.Дена) призвело до суперечливого тлумачення геосинклінальних поясів окраїн континентів (Анди, Кордильєри й ін.), у зв'язку з чим Е.Ог оголошує Атлантичний океан геосинкліналлю і висуває припущення про існування на місці нинішнього Тихого океану в минулому материка Пацифіда.

Ідеї Г.Е.Ога на початку XX ст. отримали розвиток у працях Г.Штілле, Ч.Шухерта, Е.Аргана, Е.Даке, Л.Кобера (що ввів поняття ороген), Г.Квірінга, С.Н.Бубнова, А.Гребо, А.Борна, В.Десне, Д.Джолі, Г.Корнеліуса, Є.Краусса, Е.Кренкеля, А.Торнквіста, Р.Штауба, Г.Штейманна і багатьох інших.

У Росії в 1900-1917 рр. іде насамперед популяризація зарубіжних ідей про геосинкліналі (Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, К.І. Богданович, В.Д.Ласкарев, В.К.Агафонов, О.М.Мазарович, Г.П.Михайловський, Д.М.Соболев, М.А.Усов, Ф.Н.Чернишев й ін.). Зате в 1918-1930 рр., вже в радянські часи, йде критичне осмислення, доповнення і переробка даного вчення. Найбільш важливим внеском можна вважати ідею Олексія Олексійовича Борисяка щодо замикання геосинкліналей, геосинклінальної та платформної стадій еволюції земної кори, які були викладені в його роботах «Курс исторической геологии» (1922 р.) і «Теория геосинклиналей» (1924 р.). Важливе значення мали роботи В.А.Обручева «Новые течения в тектонике» (1927 р.), Е.В.Мілановського «Очерки теории геосинклиналей в ее современном состоянии» (1929 р.), а також А.Д.Архангельського, М.А.Боголепова, А.П.Герасимова, С.С.Кузнецова, Г.Ф.Мірчинка, Д.І.Мушкетова, Д.В.Наливкіна, М.М.Тетяєва, М.А.Усова, М.С.Шатського і багатьох інших радянських геологів. У результаті об'єм і зміст поняття «геосинкліналь» зазнали великих змін і доповнень.

У 30-і - 50-і роки йшов подальший розвиток і деталізація поняття «геосинкліналь». У цей період радянська геотектонічна школа займає провідне місце в світі. Вона представлена такими вченими, як Андрій Дмитрович Архангельський, Микола Сергійович Шатський, Михайло Михайлович Тетяєв, Олександр Миколайович Заварицький, О.М.Мазарович, Є.В.Мілановський, М.В.Муратов, В.В.Білоусов, О.В.Пейве і багато інших. Було введене поняття про геосинклінальні області, а в них - геосинклінальні прогини і підняття, серединні масиви та інші дрібніші структурні елементи. Геосинкліналь стала розглядатися в тісному зв'язку з процесами розвитку мантійної речовини; дискутується можливість регенерації геосинклінального режиму та ін. Було виділено три основних стадії розвитку геосинкліналі (О.В.Пейве і В.М.Синіцин, 1950 р.): первинні, вторинні і залишкові геосинклінальні системи; показано, що парагенезис формацій осадочних і вулканогенних порід є найважливішою класифікаційною ознакою при виділенні генетичних типів геосинклінальних структур; зроблене припущення щодо взаємного переходу геосинкліналей і платформ (Д.В.Наливкін, 1933, 1943 рр.); висунута ідея про перерозподіл структурних форм на границях тектонічних етапів (М.М.Тетяєв, 1938, 1948 рр.); введено поняття про «наземні геосинкліналі» (Б.Л.Личнов, 1932 р.); встановлений зв'язок геосинклінальних процесів з глибинними розломами і розвитком мантії (О.В.Пейве, О.М.Заварицький, М.С.Шатський).

У другій половині XX століття колосальні успіхи в розвитку геології, геофізики, дослідженні океанів та ін. призвели до корінного перегляду поняття «геосинкліналь». Насамперед цьому сприяло відкриття глибокофокусних землетрусів, що засвідчило тектонічні порушення до глибин мантії; встановлення корінних відмінностей будови земної кори на материках і в океанах; виявлення планетарної системи серединно-океанічних хребтів і значного поширення рифтових зон; смугоподібної будови дна океанів та ін. З основних робіт потрібно згадати праці В.В.Білоусова (який є одним із найавторитетніших і найактивніших захисників класичного уявлення про геосинкліналі і розвиток земної кори загалом), О.В.Пейве і В.Ю.Хаїна (які стоять на мобілістських позиціях у дослідженні геосинклінального процесу), а також О.О.Богданова, Ю.О.Косигіна, Ю.М.Штеймана, М.П.Хераскова, М.П.Васильковського, Г.С.Гнибіденко, Л.П.Зоненщайна, О.Л.Яншина,

Ю.М.Пущаровського, М.З.Гзовського, Ю.О.Білібіна, Є.Є.Мілановського, а із зарубіжних геологів М.Кея, Г.Штілле, Ж.Обуена і багатьох інших. Характерною рисою цього етапу була практично повна перемога у всьому світі ідей неомобілізму, які передбачають значні горизонтальні переміщення великих ділянок літосфери, або «нової глобальної тектоніки», згідно з якою геосинкліналі відповідають зонам взаємодії літосферних плит: зіткнення континентальних плит або підсуву океанічної плити під континентальну, а також зонам розриву і розтягнення континентальних плит.

Найбільш закінченого виразу погляди на геосинклінальний процес з точки зору мобілізму набули в роботах О.В.Пейве 70-х - 80-х років. Згідно з його точкою зору, суть геосинклінального процесу полягає у перетворенні океанічної кори в континентальну шляхом новоутворення гранітного шару на океанічній корі (гранітизація, виплавлення гранітоїдів) і перерозподілу в просторі внаслідок масштабних горизонтальних рухів ділянок гранітного шару, які виникли в попередні геотектонічні епохи. Схожі ідеї висловлював М.П.Васильківський, який вважав геосинкліналь областю перетворення океанічної кори в континентальну з інтенсивною тектонічною і магматичною активністю, яка зумовлена розвитком речовини перидотитової оболонки Землі. Л.П.Зоненшайн розглядав евгеосинкліналі як залишки океанічних областей, а глибоководні жолоби, острівні дуги і складчасті області сучасних активних зон - як еволюційну послідовність у вигляді складових частин геосинкліналей минулого на різних стадіях їх розвитку. Ю.М.Пущаровський вказував, що геосинклінальний процес починається з структурної диференціації океанічної кори у вигляді виникнення підняття типу острівних дуг і западин, які їх розділяють, а метаморфізм і вкорінення пізніх гранітоїдів призводять до формування континентальної кори.

ЧАСТИНА І

ЗАГАЛЬНА ГЕОТЕКТОНІКА

Розділ 1. Будова і структурні елементи тектоносфери.

1.1. Земля як космічне тіло.

Земля є однією з планет Сонячної системи, яка включає групу космічних тіл, поєднаних силами взаємного тяжіння: центральне світило - Сонце, 9 великих планет із супутниками (за 60), понад 5 тисяч малих планет або астероїдів, кілька сотень комет і безліч метеоритів. Оскільки основна частка загальної маси системи (99,87%) припадає на Сонце, всі інші тіла обертаються навколо нього крім супутників, що обертаються також навколо своїх планет.

Великі планети поділяються на дві групи: земну (Меркурій, Венера, Земля і Марс) і юпітеріанську або планети-гіганти (Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун). Плутон за своїми розмірами і властивостями близький до крижаних супутників планет-гігантів. Відмінності планет двох основних груп обумовлені віддаленістю від Сонця. Планети земної групи порівняно невеликі, мають велику густину і складаються переважно із сполук кремнію і заліза. Планети гіганти за розміром перевершують їх у багато разів (діаметр Меркурія 4878 км, Венери 12102, Землі 12756, Марса 6794, а Юпітера 142800, Сатурна 120000, Урану 51800, Нептуна 48600), у них немає твердої оболонки і за винятком невеликих ядер вони знаходяться в газово-рідкому стані і складені переважно сумішшю водню і гелію. Планети обертаються навколо Сонця в одному напрямі і в тому ж напрямі навколо своєї осі (крім Венери й Урану). Вважається, що Сонячна система утворилася з газово-пилоподібної хмари, що оберталася, ущільнення якої породило центральне згущення, що перетворилося пізніше на Сонце.

Земля обертається навколо Сонця по еліптичній орбіті на середній відстані 149,6 млн. км. Її природний супутник, Місяць, обертається навколо Землі також по еліптичній орбіті з середньою відстанню 384 тис. км. Маса Місяця 73,5 х 10^{21} кг, що становить лише 1/81,5 частку маси Землі. Час оберту Місяця відповідає сидеричному місяцю, чому ми й бачимо його весь час зверненим до нас одним боком. Густина Місяця - 3340 кг/м^3 - близька до густини земної мантії, що свідчить про відсутність або дуже невеликі розміри залізного ядра. Місяць має відносно потужну базальтову кору (до 60-160 км), під якою розташована місячна мантія, яка поділяється на три шари.

Найважливішою відміною Землі від планет земної групи є наявність життя. Вона утворилася 4,6 млрд. років (Ga) тому внаслідок злипання часток навколосонячної допланетної хмари. Згідно з моделлю гомогенної акреції, спочатку утворилася квазіоднорідна Земля, яка далі еволюціонувала до зонального тіла. Є й інша модель - гетерогенної акреції, згідно з якою спочатку виникло металеве протоядро з подальшим налипанням на нього силікатних часток, які утворили первинну мантію. В міру зростання планети, внаслідок зіткнення акреційних часток і радіоактивного розігрівання, що почалося на той час, температура її центральних частин поступово зростала, чому сприяло також інтенсивне бомбардування метеоритами й астероїдами. Це призвело до часткового або повного розплавлення. Пізніше почалася гравітаційна диференціація розігрітої речовини планети і її поділ на геосфери. Ймовірно, в цей же час почала формуватися протокора, гідросфера й атмосфера (3,5-4 Ga).

Характерна риса Землі - присутність гравітаційного, магнітного, електричного і геотермічного полів. Природа гравітаційного поля неясна. Магнітне поле виникає за рахунок складного руху електропровідної речовини ядра; це дипольне поле з магнітним моментом, спрямованим під кутом 11,5^0 до осі обертання Землі. З ним тісно пов'язане електричне поле. Земна кора має негативний електричний заряд, якій компенсується позитивним зарядом атмосфери. Джерела геотермічного поля - радіоактивний розпад, процеси гравітаційної диференціації і сонячна активність.

1.2. Внутрішня будова Землі.

Згідно з сучасними уявленнями, які базуються на даних сейсмології, гравіметрії, геотермії, експериментальних даних з вивчення гірських порід і мінералів в умовах високих температур і тиску, спостереженнях над складом глибинних включень у продуктах виверження вулканів і т.д., Земля характеризується шаруватою будовою, зумовленою процесами її диференціації, і складається з трьох основних геосфер: земної кори, мантії і ядра, в складі кожної з яких виділяється ряд шарів. Вони розрізнюються за складом і станом. За швидкістю проходження сейсмічних хвиль і зміною їх характеристик на границях шарів виділяється 8 сейсмічних шарів: A, B, C, D^1, D^2, E, F і G. Крім того, за реологічними властивостями виділяються літосфера й астеносфера.

Земній корі відповідає шар А. Його середня потужність складає до 7 км в океанах і 33 км на континентах, хоча під гірськими спорудами Анд і Гімалаїв досягає 70-75 км.

Океанічна кора має тричленну будову і складається з трьох шарів. Верхній осадочний шар потужністю від 1-2 км на платформах і до 10-15 км в периферійних частинах океанів, повсюдно має вік не давніший юри-крейди. Середній базальтовий шар або “акустичний фундамент” має потужність 1,5-2 км і розділяється на три горизонти: 2А, 2В і 2С. Верхній з них, як встановлено глибоководним бурінням, складається з базальтів, тріщинуватих у верхній частині горизонту. Нижній габро-перидотитовий шар має досить однорідну будову і, як вважається, складений породами габроїдного складу, в різній мірі метаморфізованими. Швидкість проходження сейсмічних хвиль у першому шарі становить 2-5 км/сек; у другому - 4,5-5,5; у третьому - 6-7,5.

Континентальна кора відрізняється значною потужністю (від 25-45 км на платформах до 45-75 км в гірських системах) й іншою будовою. Верхній “осадочний " шар (Vp=2-5 км/сек) різниться від океанічного аналога значною потужністю (до 20-25 км) і широким віковим діапазоном (до 2-3 млрд. років проти 180-200 млн. років в океанах). Він підстилається так званою “консолідованою" корою, яка традиційно поділяється на два шари: гранітний (Vp=5,5-6,5 км/сек) і базальтовий (Vp=6,5-7,5 км/сек), які розділені поверхнею Конрада. Однак, Кольська надглибока свердловина не підтвердила наявності такої поверхні, наміченої за даними ГСЗ на глибині близько 7 км. У зв'язку з цим зараз у “консолідованій" корі виділяються три шари: гранітний (Vp=5,5-6,4 км/сек), діоритовий (6,4-6,7) і базальтовий (6,8-7,7).

Перехідні типи кори звичайно іменують: континентальну зниженої потужності (до 30 км) - субконтинентальною (наприклад, в острівних дугах), а океанічну підвищеної потужності (але без гранітного шару) - субокеанічною (на континентальних окраїнах).

Нижньою границею земної кори є поверхня Мохоровичича (Мохо або М), яка відділяє її від верхньої мантії. На цій поверхні відбувається різкий стрибок швидкості проходження сейсмічних хвиль (від 7,5-7,7 до 7,9-8,2 км/сек), що пов'язується із зміною речовинного складу і переходом від базальтів до ультраосновних гірських порід, або фазовим переходом у системі габро-еклогіт. Іноді перехід від земної кори до мантії має складніший характер (УКЩ).

Мантія Землі відповідає сейсмічним шарам B, C, D^1, D^2. Її верхня границя проходить на глибині від 1-3 км під океанами і до 45-75 км під континентами, а нижня - на глибині близько 2900 км. Вона звичайно поділяється на три, іноді на два шари: верхню, середню і нижню мантію.

Верхній мантії відповідає сейсмічний шар В, який тягнеться до глибини близько 400 км. В океанах він складений серпентинізованими ультрабазитами: перидотитами, лерцолітами, гарцбургітами, дунітами, місцями виступаючими на поверхню дна. Під континентами за непрямими даними (включення в кімберлітах, продуктах вулканічних вивержень) верхня мантія також має ультраосновний склад і відповідає глибоко метаморфізованим породам або еклогітам. Між верхньою мантією і земною корою відбувається інтенсивний тепло- і масообмін. Усередині верхньої мантії на глибині 100-220 км під континентами і 60-220 під океанами є зона знижених швидкостей сейсмічних хвиль, або хвилевід, що зумовлено, мабуть, високою температурою, близькою до температури плавлення речовини.

Середня мантія або шар С, якій називають також шаром Голіцина, займає проміжок від 40 до 700-900 км і характеризується різким збільшенням швидкості проходження сейсмічних хвиль. Це пов'язане із збільшенням густини речовини, що, ймовірно, зумовлено переходом мінеральних фаз у щільніші модифікації (олівіну до шпінелі, піроксену до гранату та ін.).

Нижня мантія розділяється на два сейсмічних шари: D^1 (глибина 900-2700 км) і D^2 (2700-2900 км). Ймовірно, тут відбувається частковий розпад мінералів на оксиди й утворення нових найщільніших модифікацій. Для цього шару характерні значні градієнти температур, тиску і густини речовини.

Вважається, що середній хімічний склад мантії є близьким до складу первинної Землі. Загалом, це силікатно-оксидна оболонка, яка в основному складається з кисню, заліза і магнію. Процеси, які відбуваються в ній (диференціація, конвекція, теплові потоки) є першопричиною основних геологічних процесів, які відбуваються в літосфері Землі: тектонічних рухів, метаморфізму, магматизму, вулканізму, рудоутворення.

Ядро Землі, яке має радіус 3486 км, відповідає шарам E, F, G. На границі мантії з ядром, яка називається поверхнею Гутенберга, швидкості поздовжніх хвиль різко (до 30%) зменшуються, а поперечні хвилі зовсім зникають. Це вказує на рідкий склад зовнішнього ядра або шару E (2900-4980 км). Нижче, після проміжного шару F (4980-5120), знаходиться тверде внутрішнє ядро або шар G, в якому розповсюджуються поперечні хвилі. Склад ядра, за експериментальними даними, прийнято вважати істотно залізним з невеликою домішкою нікелю, сірки й ін. елементів.

Літосфера Землі (Дж. Баррелл, 1916 р.) - це її зовнішня порівняно міцна оболонка, що охоплює кору і верхню частину мантії. Завдяки її відносній крихкості, в ній розвиваються розриви і в основному зосереджені осередки землетрусів. Її нижня границя встановлюється за зменшенням в'язкості та швидкості сейсмічних хвиль і збільшенням електропровідності, що викликане підвищенням температури і частковим плавленням речовини. Потужність літосфери коливається під океанами від 5 (під серединно-океанічними хребтами) до 100 км (під зонами переходу), а під континентами - від 25 до 200 км (мінімальна потужність відмічається під активними структурами). У ній виділяються верхній пружний і нижній пластичний шари, а в тектонічно активних областях - горизонти зниженої швидкості сейсмічних хвиль, які трактуються як зони відносно меншої в'язкості, по яких може відбуватися прослизання одних горизонтів відносно інших.

Астеносфера - це шар зниженої в'язкості у верхній мантії Землі, відносно якого здійснюється ізостатична компенсація. Прикладом останньої може бути ізостатична урівноваженість льодовикових щитів Гренландії і Антарктиди і спливання Балтійського і Канадського щитів після зняття льодовикового навантаження. Покрівля астеносфери розташована на глибині 80-100 км під континентами і 50-70 км під океанами. У межах склепінневих частин молодих гірських споруд покрівля може підійматися до глибини 20-25 км, а в центральних частинах континентальних платформ не виявлятися до глибини 200-250 км. У геофізичних параметрах виділяється як шар зниженої швидкості поперечних сейсмічних хвиль і підвищеної електропровідності. Ці властивості зумовлені високою температурою і явищем часткового плавлення частини речовини мантії (рідка плівка, що оповиває тверді зерна). Конвективні рухи в астеносфері обумовлюють вертикальні і горизонтальні переміщення блоків літосфери, а флюїдні потоки, які підіймаються від неї, зумовлюють формування родовищ корисних копалин. Зони підйому поверхні астеносфери збігають із зонами анти-ізостатичних вертикальних рухів, спрямованих на порушення ізостатичної рівноваги. Властивості астеносфери, такі як в'язкість, глибина залягання, потужність та інші залежать в основному від величини теплового потоку. Підошва астеносфери може опускатися до значних глибин, іноді сягаючи границі верхньої і середньої мантії.

1.3. Основні структурні елементи літосфери.

Таким чином, наша планета є космічним тілом, що має геоїдну форму з поверхнею близько 510 млн. км^2, яке утворилося 4,6 млрд. років тому. Внаслідок диференціації речовини новоутвореної планети за щільністю протягом першого мільярда років існування стався її поділ на геосфери. Предметом вивчення геотектоніки є літосфера, яка включає земну кору і, як правило, верхній шар мантії потужністю до десятків кілометрів. Загальна потужність літосфери коливається від 5-25 км під серединно-океанічними хребтами, вулканічними дугами і континентальними рифтовими зонами до 100-200 км на периферії океанів, під континентами і особливо під щитами давніх платформ. Розвиток літосфери відбувається під впливом ендогенних та екзогенних процесів (в їх складній взаємодії у верхніх частинах земної кори), найважливішими з яких є тектонічні, магматичні, метаморфічні, денудаційні, акумулятивні, хемогенні й біогенні. Їх рушійною силою є внутрішня енергія Землі, сила тяжіння, хіміко-гравітаційна диференціація, радіоактивний розпад, енергія фазових перетворень речовини мантії, енергія сонячного випромінювання і фотосинтез.

Найбільшими структурними одиницями літосфери є літосферні плити, обмежені зонами максимальної тектонічної, сейсмічної і вулканічної активності. Найбільші з них: Євроазіатська, Американська, Африканська, Тихоокеанська, Індоавстралійська і Антарктична. Згідно з теорією тектоніки плит, літосферні плити під впливом конвективних течій в мантії Землі рухаються по астеносфері з швидкістю від перших міліметрів до 10-20 см/рік. Це викликає деструкцію і розрив материкових брил в зонах розтягнення, їх горизонтальне переміщення, рифтогенез і формування молодої кори в ложі новоутворених океанів; скупчення, яке супроводжується насувами, підсувами, складчастістю і гороутворенням - в зонах стиснення. Відповідно до цього, границі плит поділяються на дивергентні або рифтогенні, конвергентні (які, у свою чергу, поділяються на субдукційні і колізійні) і границі по трансформних розломах. Слід зауважити, що тектоніка плит, яка майже повсюдно прийшла на зміну геосинклінальній теорії в 60-і - 70-і роки XX століття, відтоді значно видозмінилася, далеко відійшла від первинного вульгарно-механістичного трактування найскладніших геодинамічних процесів. У наші дні однією з найбільш популярних теорій мобілістського напряму є терейнова модель розвитку літосфери, яка також передбачає істотні горизонтальні переміщення ділянок земної кори.

Земна кора характеризується горизонтальною і вертикальною неоднорідністю або анізотропією, пов'язаною з різною еволюцією її ділянок. Виділяються два головних типи земної кори: континентальна й океанічна, котрі відрізняються складом, будовою і потужністю. У континентальній корі, потужність якої змінюється від 25-45 км до 45-75 км (в областях гороутворення) виділяються (зверху): осадочний, «гранітний» і «базальтовий» шари. В океанічній корі, потужність якої звичайно не перевищує 2-10 км, «гранітний» шар відсутній. На відміну від континентальної кори, де відомі породи глибокого докембрію, вік океанічної кори сучасних океанів повсюдно не давніший мезозою. Виділяються також проміжні типи кори, такі як субконтинентальна і субокеанічна з перехідними характеристиками.

Відповідно до типів кори, її найбільшими структурними елементами є континенти й океани. У складі як тих, так і інших розрізнюються давніші стійкі тектонічні області, а також відносно молодші мобільні.

Континенти - великі масиви земної кори континентального типу, значна частина яких виступає над поверхнею Світового океану, а периферійні складають шельфові зони і континентальний схил. Зараз є 6 континентів: Євразія, Африка, Північна Америка, Південна Америка, Австралія і Антарктида, однак у попередні геологічні епохи їх кількість була помітно меншою, аж до єдиної континентальної брили Пангеї, котра розділилася спочатку на Лавразію і Гондвану, подальше дроблення яких згодом і дало нинішню конфігурацію світу.

Найбільшими тектонічними структурами континентів є **давні платформи** (кратони) і рухливі пояси. Перші з них є найдавнішими і тектонічно малорухливими областями, складеними докембрійськими метаморфічними породами, які виступають на поверхню у

вигляді щитів, а решта їх площі перекрита платформним чохлом. Кратони не завжди були стабільними, навпаки, на ранніх етапах розвитку вони були тектонічно і магматично активними областями, які зазнали процеси кратонізації після їх консолідації. Основні давні платформи: Східноєвропейська, Сибірська, Китайсько-Корейська, Південнокитайська, Індостанська і Аравійська в Євразії; Африканська, Австралійська, Антарктична, Північноамериканська, Південноамериканська - на відповідних континентах.

Платформний чохол має, як правило, пологе залягання, потужність до 5 км, яка збільшується в плоских чашоподібних западинах або синеклізах і зменшується в таких же плоских підняттях - антеклізах. Синеклізи можуть формуватися над центральними частинами щитів (наприклад, синекліза Гудзонової затоки на Канадському щиті, Ботнічна на Балтійському), над периферійними (Прикаспійська синекліза на півдні Російської платформи), над авлакогенами або їх зчленуванням (Українська і Московська); особливим типом синекліз є трапові типу Тунгуської на Сибірській платформі або Парана на Південноамериканській платформі, з потужними покривами платобазальтів. Прикладами антекліз можуть бути Воронезька і Білоруська на Російській платформі, Анабарська на Сибірській, Центрально-Канзаська, Нашвіл-Цинцінаті на Північноамериканській.

Специфічним типом платформних структур є авлакогени, які становлять собою внутрішньо-платформні лінійні рухливі зони. Звичайно це глибокі (до 5-10 км) вузькі (10-100 км) видовжені до 1000 км прогини, обмежені розломами. В сучасній структурі вони мають вигляд або вузьких лінійних складчастих зон (Дансько-Польський авлакоген), або широких западин-синекліз (Дніпрово-Донецький), або є комбінацією лінійних прогинів-грабенів і піднять-горстів (зона Вігита Північноамериканської платформи).

Виділяються також менші структурні форми типу гранітно-гнейсових куполів давніх щитів і масивів, плит різноманітного віку консолідації, прогинів або западин, склепінь або виступів, валів і т.д.

Рухливі (складчасті) пояси - наступний глобальний структурний елемент земної кори. Це широкі (до сотень кілометрів), вельми протяжні (до тисяч кілометрів) зони тривалого розвитку, де проявлені інтенсивні процеси тектоніки, складчастості, магматизму різного віку. Їх закладання приурочене до границь літосферних плит, а складна історія геологічного розвитку відображає процеси взаємодії останніх. Таким чином, рухливі пояси - довгоживучі полігенні тектонічно активні структури, де процеси деструкції ділянок і блоків давньої континентальної кори супроводжуються і тісно переплітаються з конструктивними процесами формування нової кори і нарощування старих континентів. Найбільшими є Монголо-Охотський, Середземноморсько-Гімалайський і Тихоокеанський рухливі пояси.

Перший з них займає міжплатформне положення в обрамленні Сибірської платформи, відділяючи її від Східноєвропейської і Китайсько-Корейської платформ. На півдні він змикається з Середземноморським, на сході - з Тихоокеанським рухливими поясами, а на півночі, можливо, переходить до Арктичного складчастого поясу, фрагменти якого виділяються в Арктичному секторі Азіатського материка (Таймир, Нова Земля й ін.). Середземноморський пояс на значному протязі також займає міжплатформне положення, але на південно-східному фланзі граничить з ложем Індійського океану. Тихоокеанський пояс обрамлює Тихоокеанську літосферну плиту, відділяючи її на заході від Сибірської платформи (де він змикається із східним або Монголо-Охотським сектором Урало-Монгольського поясу), Китайсько-Корейської і Південнокитайської платформ, а на заході - від Північно- і Південноамериканських платформ.

Потрібно також згадати Тасманійський і Західно-Антарктичний пояси, які обрамлюють, відповідно, із сходу Австралійську і з заходу Антарктичну платформи.

У межах рухливих поясів виділяються складчасті області і системи, які відрізняються складом, будовою і віком консолідації. Вік складчастих областей, які, як правило, мають полістадійну природу, звичайно співвідносять з віком останньої фази складчастості: байкальської, салаїрської, каледонської, герцинської, кіммерійської, альпійської і їх аналогів на різних континентах. Виділяються евгеосинклінальні прогини - зони, які зазнали дуже глибокого і тривалого занурення й інтенсивного осадконагромадження, яке супроводжувалося бурхливими проявами вулканізму, або без них (міогеосинкліналі), а

також пов'язані з ними лінійні зони піднять (геоантикліналі) і відносно ізометричні тектонічно малорухливі серединні масиви з давньою корою континентального типу. Міогеосинкліналі закладені на роздробленій і витонченій континентальній корі, евгеосинкліналі, які відрізняються наявністю офіолітових комплексів, основних і ультраосновних вулканічних порід, - на корі океанічного типу.

Розвиток рухливого поясу характеризується неодноразовою зміною тектонічних режимів, періоди розтягнення змінюються періодами горизонтального стиснення. Ці процеси супроводжуються складною багаторазовою складчастістю, насувами і тектонічними покривами, значним горизонтальним переміщенням блоків земної кори (терейнів) і гороутворенням. Вздовж границь з платформами виникають крайові передгірні прогини, а в тиловій частині гірських систем - міжгірні западини, які заповнюються продуктами розмиву новоутворених гірських споруд. Особливо складну структуру мають крайові геосинклінальні пояси, де разом присутні берегові хребти, котловини крайових морів, вулканічні острівні дуги і глибоководні океанічні жолоби.

Після завершення геосинклінального процесу колишні геосинкліналі перетворюються на області завершеної складчастості, які, у свою чергу, можуть частково трансформуватися в молоді плити і платформи. Інші можуть зазнавати впливу пізньої активізації з формуванням зон відроджених гір або зон повторного орогенезу, які часто супроводжуються вулканізмом і утворенням вулканічних поясів. Деякі райони молодих, а також давніх платформ під впливом горизонтального розтягання перетворюються у внутрішньоматерикові рифтові зони (Байкальський рифт, Східно-Африканська рифтова система). Можливо, вони є зародками майбутніх океанів…

Однак, найбільш грандіозні рифтові зони приурочені до осьових частин океанів, де вони складають єдину рифтову систему нашої планети загальною протяжністю до 60 тис. км. Вони різко розчленовані на поздовжні хребти і вузькі рифтові долини між ними, характеризуються високим тепловим потоком й інтенсивними смугоподібними аномаліями магнітного поля. Рифтові пояси розтинаються поперечними трансформними розломами зі зміщенням сегментів за механізмом зсувів на відстань від кількох десятків до сотень кілометрів. Зазвичай їм відповідають глибокі (до 5 км) ущелини, які розтинають ложе океану і схили підводних хребтів. У межах гребенеподібних частин хребтів морські осадки практично відсутні, однак розвинута вузька (3-5 км) зона утворення океанічних базальтів, численні зяючі тріщини, активна гідротермальна діяльність з відкладанням металоносних слабко літифікованих осадків і масивних сульфідів. Ймовірно, в осьовій частині рифтових серединно-океанічних зон в умовах спредингу (розсування) літосферних плит відбувається формування нової океанічної кори. Швидкість спредингу досягає від 2 до 18 см/рік.

Ця точка зору підтверджується деякими особливостями будови океанічних плит - обширних відносно стабільних областей, якими складена значна частина океанічного ложа між серединно-океанічними хребтами і окраїнами материків. Звичайно їм відповідають абісальні западини океанів. В основі плит знаходиться габро – піроксеніт - перидотитовий комплекс (3-5 км), у верхній частині - шар (2-3 км) низькокалієвих базальтів толеїтового ряду, який перекритий порівняно малопотужним чохлом океанічних осадків. Вік як базальтів, так і осадочних порід, які їх перекривають, по-перше, повсюдно не давніший юрського часу (є поодинокі знахідки тріасових відкладів неясної природи), а, по-друге, послідовно зменшується від континентальних схилів до рифтових хребтів, де виливаються сучасні базальти. Цікаво також відзначити поздовжно-смугоподібну форму магнітних аномалій океанічного ложа, особливо Атлантичного океану, що на думку ряду дослідників відображає поступальні етапи утворення океанічної кори і розсування океанів, переважно з другої половини юрського періоду. Є й інша концепція утворення океанів, а саме внаслідок дроблення, розтягання, опускання і переробки континентальної або океанічної кори, яка існувала раніше. Фрагменти такої кори часто спостерігаються у зовнішніх зонах океанів. Розрізнюються також новоутворені (Атлантичний, Індійський) і оновлені (Тихий) океани. Останній вважається найбільш давньою структурою планети.

Напевне, найцікавішими, найскладнішими і найрізноманітнішими геологічними структурами нашої планети є континентальні окраїни або зони переходу континент-океан.

Виділяється два типи окраїн: пасивні (атлантичного типу) й активні (тихоокеанського типу). Перші з них простежуються переважно вздовж границі континентальної та океанічної кори атлантичного узбережжя Африки, Америки й ін. Вони характеризуються відсутністю сейсмічності і вулканізму, а гіпсометрично становлять круту флексуру, яка занурюється до океану. У їх будові виділяють континентальний шельф, континентальний схил і континентальне підніжжя, котре складене потужними (до 5-7 км) уламковими осадочними товщами, матеріал яких надходив з розташованого поблизу материка. Часто розвинені бар'єрні рифи і поклади солей, осадочні відклади іноді концентрують великі запаси нафти (Гвінейська затока, Мексиканська затока й ін.).

Активні окраїни, які особливо поширені по обрамленню Тихого океану, становлять собою високосейсмічні області активної взаємодії океанічної і континентальної кори на границях літосферних плит. Основними структурними елементами окраїн цього типу є ряд пов'язаних між собою структур: глибоководних жолобів, вулканічних острівних дуг, западин крайових глибоководних морів, окраїнно-континентальних вулканічних поясів. Характерним є чергування тектонічних клинів і блоків з земною корою різного типу і наявність офіолітів. Остання обставина властива структурам давніх континентальних окраїн.

У зоні острівних дуг спостерігається висока тектонічна активність, відбуваються масштабні вертикальні і горизонтальні переміщення за системами зсувових, насувних і підсувних деформацій. Як правило, вони супроводжуються землетрусами, осередки яких складають фокальну зону Беньофа, що відносно полого занурюється під континент. Ця магмогенеруюча зона підвищеної рухливості, активних сколюючих напружень, в'язкого розігрівання, очевидно пов'язана із зануренням літосферної плити під острівну дугу або континент (субдукція). Інший тип взаємодії, а саме приєднання консолідованих блоків кори різного складу і будови до континенту, що вже сформувався, називається колізією.

Ймовірно, процеси стиснення і тангенціальних сколових напружень континентальної окраїни супроводжуються процесами розтягнення земної кори, результатом якого можуть бути системи окраїнних глибоководних басейнів (Тонга, Кермадек, Маріанський, Новогебрідський, в попередні часи - Японський та Охотський).

Таким чином, наша планета є єдиним геологічним об'єктом, який живе за системою природних законів. Її основні структурні елементи знаходяться в постійній складній взаємодії, зміні, русі. Процеси перетворення вигляду нашої планети навряд чи можна пояснити з точки зору однієї, навіть найсучаснішої гіпотези або теорії. Кожний регіон є неповторним і своєрідним, кожне родовище є унікальним. Ми можемо встановлювати загальні закономірності будови і розвитку різнопорядкових геологічних об'єктів, але життя і реальна геологічна ситуація, як правило, виявляються більш різноманітними і несподіваними за наші найсміливіші гіпотези.

Розділ 2. Тектонічні рухи.

2.1. Основні типи тектонічних рухів.

Одна з перших класифікацій тектонічних рухів була розроблена американським геологом Г.К.Гілбертом (1890 р.) і німецьким Г.Штілле (1913). Вона передбачала їх поділ на епейрогенічні - повільні підняття і опускання земної кори (ті, які створюють континенти) і орогенічні – зім'яття шарів до складок, утворення розривів (ті, які створюють гори). Орогенічні рухи відбуваються порівняно швидко, епізодично, в обмежених регіонах і викликають їх структурну перебудову й утворення гірського рельєфу. Першопричиною як тих, так і інших вважалися горизонтальні напруження, викликані контракцією або стисненням земної кори внаслідок зменшення об'єму Землі. Ці терміни й уявлення багато в чому застаріли, оскільки з'ясувалося, що гороутворення часто не збігається з процесами складчастості. В епігеосинклінальних орогенах складчастість передує головному етапу гороутворення (викликаному, насамперед, ерозією ділянки земної кори, що підіймається), а в епіплатформних утворення гір, як правило, не супроводжується складчастістю. Епейрогенічні рухи в російській геологічній літературі того часу (М.О.Головкінський, А.Д.Озерський, О.П.Карпінський) отримали назву коливальних або хвилеподібних рухів земної поверхні.

Пізніше М.М.Тетяєвим і В.В.Білоусовим розроблена класифікація, де рухи були поділені на коливальні, складчасті і розривні. М.М.Тетяєв виділяв також магматичну форму тектогенезу. Коливальні рухи, в свою чергу, поділялися на загальні (змінюючі одне одного підняття й опускання широких територій) і хвильові (підняття й опускання регіонального масштабу). Їх причинами вважалися вертикальні рухи земної кори. Недоліками цієї класифікації є, по-перше, відсутність чітких класифікаційних ознак, внаслідок чого виявилися змішаними поняття рухів і деформацій, а, по друге, те, що найважливіша роль горизонтальних рухів ігнорувалася.

У ряді класифікацій рухи поділяються на вертикальні (радіальні) й горизонтальні (тангенціальні), однак цей поділ, з одного боку, носить чисто описовий характер, а, з другого, в багатьох структуротворних процесах вони проявляються спільно.

Прикладом генетичної класифікації може бути розроблена В.Ю.Хаїним класифікація тектонічних рухів за глибиною їх зародження. Було запропоновано розрізняти рухи поверхневі або верхньокорові, корові або загальнокорові, глибинні й надглибинні або верхньо- і загальномантійні. Відповідно виділялися процеси екзотектонічні, ті, що відбуваються на поверхні Землі й пов'язані з екзогенними причинами; поверхневі, джерело яких знаходиться в осадочному шарі кори (соляні діапіри); корові, зумовлені явищами, котрі відбуваються в земній корі; глибинні - верхній мантії; надглибинні, які викликані явищами в нижній мантії і ядрі Землі. Однак, треба мати на увазі, що багато з процесів не обмежуються тектоносферою, є наскрізними, охоплюючи ряд геосфер.

Тому В.В.Білоусов запропонував виділяти внутрішньокорові, загальнокорові, внутрішньомантійні і наскрізні корово-мантійні структуротворні процеси. Їх природа може бути різною: не тільки власне тектонічною, але й магматичною і метаморфічною.

Для практичних цілей на сьогоднішньому етапі доцільно обмежиться кінематичною класифікацією і виділяти вертикальні й горизонтальні рухи з поділом перших на коливальні і спрямовані або коротко- і довгоперіодичні, а обох типів - на повільні й швидкі або стрибкоподібні, а також на інтенсивні й слабкі. При цьому треба мати на увазі умовність поділу деформацій на вертикальні й горизонтальні, оскільки в реальному геологічному середовищі деформації, як правило, мають обидва компоненти переміщень. Виходячи з методичних міркувань, рухи зручно розділити на сучасні (ті, що спостерігаються тепер), молоді (голоценові), новітні (неоген-антропогенові) 1 стародавні (до-неогенові).

2.2. Сучасні й молоді тектонічні рухи.

Під сучасними рухами звичайно розуміють рухи останніх трьох століть, коли для їх вивчення застосовувалися наукові інструментальні методи. Людина з давнини помітила зміни рівня моря: в одному місці воно відступає, в іншому наступає на сушу. Так, наприклад, Феноскандія зазнає протягом історичного часу стійкого підняття, заглиблюються фіорди, з'являються нові острови, міліє море. У той же час територія Голландії поступово опускається, море наступає на сушу і жителі змушені зводити дамби для захисту своїх земель. Одночасність різноспрямованих процесів засвідчує, що вони пов'язані не з глобальною зміною рівня моря за рахунок кліматичних (танення льодовиків та ін.) й інших причин (в останнє століття відбувається постійне підвищення рівня світового океану з швидкістю приблизно 1,2 мм/рік), а з вертикальними рухами земної кори, яка в одному місці підіймається, а в іншому опускається. Такі рухи відбувалися безперервно і повсюдно протягом всієї геологічної історії нашої планети. Вони є відображенням глибинних процесів, хоча, певною мірою, залежать і від зовнішніх чинників.

Класичним районом вивчення сучасних і молодих рухів є Феноскандія. Уперше в XVIII столітті шведський дослідник А.Цельсій зробив засічки на скелях шведського узбережжя. Пізніше вздовж узбережжя Скандинавії встановили футштоки і мареографи, які відмічають зміни рівня моря. Було виявлено, що Феноскандія загалом повільно підіймається (максимальна швидкість підняття 1 см/рік була зафіксована у північній частині Ботнічної затоки). Підняття має характер склепіння з максимумом у центральній частині затоки, де загальна амплітуда за останні 9000 років (вивчення проводилося з використанням стрічкових глин озерних басейнів і морських терас) склала близько 250 м, причому швидкість руху поступово уповільнюється: від 8-13 см/р 9 тис. років тому до 2 см/р 6-7 тис. років тому і 1 см/р зараз. В Голландії опускання відбувається з швидкістю 0,5-0,7 см/р.

У ряді місць встановлені коливальні рухи з періодом у кілька століть, як засвідчують археологічні розкопки в Херсонесі (Крим) та ін. місцях.

Вимірювання, які були проведені на берегах ряду озер (Онезьке, Великі Озера) вказують на підвищення рівня води поблизу їх південних берегів і зниження у північних, що досягає 10 см за 100 років на відстані 100 км.

Значний матеріал щодо сучасних тектонічних рухів було отримано внаслідок повторного нівелювання, яке виявляє зміни у висотному положенні деяких пунктів, що свідчать про наявність коливальних вертикальних рухів. Воно проводиться (або проводилося) як на найбільших інженерних спорудах (автомобільних шляхах і залізницях, дамбах тощо), так і на спеціальних полігонах (Гармський в Таджикистані, Ашгабадський, Ташкентський, Баскунчацький в Астраханській області та ін.). Так, повторні нівелювання повздовж лінії Алма-Ата - Іссик-Куль показали, що з 1952 р. до 1964 р. тут відбувалися висхідні рухи з швидкістю 4 мм/рік, з 1964 по 1972 - низхідні (12 мм/рік), а з 1972 по 1974 знову висхідні (32 мм/рік).

За результатами повторного нівелювання підготовлені карти сучасних рухів для Європейської частини СРСР (1958 р., 1963 р.) і Східної Європи (1971 р.). На них виділяються субмеридіональна Естоно-Карпатська і Середньорусська зони піднять, підняття Головного Кавказького хребта (12-15 мм/р), зона опускання Підмосковного басейну, підняття Донбасу (2-6 мм/р). Деякі міста плавно підіймаються: Таллінн - 2,3 мм/р; Вільнюс - 3,8; Харків - 3,9; Київ - 0,4; інші опускаються: Вітебськ - 1,4 мм/р; Петербург - 0,4; Москва знаходиться поблизу нейтральної лінії. Однак, є на карті і явні протиріччя з реальністю, так, наприклад, Прикаспійська низовина за даними нівелювання стійко підіймається, а Урал опускається, швидкість підйому деяких ділянок Українського щита виявляється сумірною з підняттям Кавказу й ін. Висока швидкість сучасних тектонічних рухів, яка на один-два порядки перевершує давні, вказує на їх коливальний характер.

Горизонтальні рухи визначаються методом повторних тріангуляцій. Вони виявлені після великих землетрусів, причому амплітуда одноразових зміщень досягає кількох метрів (21 м, Аляскинський землетрус, 1964 р.). Як правило, за величиною переміщень горизонтальні рухи перевищують вертикальні, більше того, вони мають спрямований а не коливальний характер.

Так, на Гармському полігоні на стику Паміру і Тянь-Шаню за останні 50 років зміщення Паміру в бік Тянь-Шаню відбувалося з середньою швидкістю близько 2 см/р.

Крім вивчення вертикальних і горизонтальних рухів спеціальними приладами – похиломірами - проводиться дослідження зміни нахилу земної поверхні, а деформографами - її деформацій. У гірських виробках вимірюються напруження земної кори. Завдяки цьому з'ясовано, що земна кора повсюди знаходиться під великим горизонтальним напруженням стиснення.

2.3. Новітні тектонічні рухи.

Основні риси сучасного рельєфу багато в чому сформовані завдяки новітнім тектонічним рухам і його формування продовжується. Тому для вивчення рельєфотворних новітніх і сучасних рухів використовуються насамперед методи структурної геоморфології. Встановлено, що на місці ряду сучасних гірських систем, таких, як Кавказ, Альпи, Тянь-Шань у кінці палеогену - на початку міоцену великі гори були відсутні. Їх формування пов'язане з етапом новітньої тектонічної активізації або неотектонічним, тривалість якого коливається від 5 до 20 млн. років.

Рельєфоутворчі процеси знаходять своє відображення у формах рельєфу. Сама по собі наявність гір, де відбуваються інтенсивні процеси денудації, є показником висхідних рухів, тоді як заповнені осадками западини свідчать про опускання цієї місцевості під час накопичення осадків. У формах рельєфу часто залишаються сліди змін інтенсивності рухів, їх уповільнення, зупинки, або зміни напряму. Так, епохи врізання водних потоків під час інтенсивного піднімання зміняються епохами бічної ерозії і розширенням долин за умови уповільнення цього процесу. На відміну від рівнин, у гірській частині найдавніші тераси часто розташовані вище молодих, що відображає процес підйому гірських хребтів. Їх нахил прямо пов'язаний з швидкістю підняття: чим вища швидкість, тим крутіша поверхня тераси. Під час зміни знаку руху давніші тераси можуть опинитися під молодшими (перезаглиблені тераси).

Тектонічні рухи звичайно знаходять відображення у формі поздовжнього і поперечного профілю річкових долин. На ділянках підняття збільшується схил русла, спрямляються меандри, звужується заплава, відклади представлені грубішими різновидами меншої потужності, звужується долина, тераси стають вузькими, часто цокольними, досягають значної висоти над руслом, число їх зменшується. На ділянках опускання, навпаки, схил русла зменшується, долина і заплава розширюються, з'являються меандри, алювій стає тоншим за складом і потужнішим, тераси широкими, акумулятивного типу. У разі формування ізольованого антиклінального підняття ріка його огинає, або прорізає з утворенням антецедентних долин. Перебудова структурного плану часто призводить до утворення річкових перехватів.

Морські тераси відповідають верхній частині минулої материкової мілини, що примикає до давнього берегового уступу, а їх тильні шви відповідають береговій лінії часу формування тераси. Формування нової тераси на нижчому рівні відповідає зниженню рівня моря, а затоплення давніх терас свідчить про його підвищення. Про характер тектонічних рухів свідчить і форма морського узбережжя загалом. Так, для узбережжя, що підіймається (відступ моря), характерний абразійний тип узбережжя з різко порізаним контуром, скельними берегами, перезаглибленими гирловими частинами річкових долин, ерозія внутрішнього шельфу, відокремлення лиманів до напівсолоних озер, осушення шельфу, ерозійне розчленування узбережної акумулятивної рівнини; про опускання узбережжя (морська трансгресія) свідчить акумулятивний тип узбережжя, розширення зони заплавно-болотяного відкладання, підтоплення русел рік, розвиток лиманів за рахунок їх пригирлових частин, формування кліфів і руйнування бенчу.

Крім терас на схилах й у вершинних частинах ділянок, що підіймаються, виникають поверхні вирівнювання. Це слабко хвилясті, субгоризонтальні або слабко нахилені нагірні рівнини, які утворюються там, де всі водні потоки досягли профілю рівноваги і їх долини практично злилися. Найбільш давні і високі поверхні займають центральні частини гірських

хребтів, інші - їх схили. Формуються вони звичайно під час тривалих зупинок підняття гірських систем. Їх абсолютна висота дозволяє визначити загальну амплітуду і швидкість підняття гірської країни, а різниця відміток між двома суміжними поверхнями - амплітуду і швидкість протягом певного часу. Типовим прикладом давніх поверхонь вирівнювання можуть служити полонини Карпат.

Області прогинання є одночасно областями накопичення осадків (Прикаспійська й інші западини). Інформацію про швидкості й амплітуди прогинання може дати аналіз фацій і потужностей осадків, що нагромадилися.

2.4. Давні рухи.

До давніх звичайно відносяться рухи донеогенові, які можуть вивчатися методами палеотектонічного аналізу. До основних з них належать аналіз фацій, потужностей, об'ємів, формацій, перерв і незгідностей.

Аналіз фацій заснований на тому, що фаціальні особливості гірських порід (літотип, склад, гранулометричні й текстурні особливості, особливості залягання і будови і т.д.) відображають умови їх формування. Останні тісно пов'язані з тектонічними процесами. Так, наприклад, області стійкого накопичення морських осадків великих внутрішньоматерикових водоймищ є зонами стабільного тектонічного опускання, а зони розмиву відповідають стійкому підняттю. Чим грубіші оточуючі їх відклади, тим інтенсивнішим був процес підіймання.

Серед осадочних порід виділяються три великі групи фацій (Вассоевич и др. 1983):

- **континентальні**: алювіальні або річкові (руслова, заплавна, старика), озерні, болотяні, пролювіальні, узбережних рівнин, пустельні, карбонатних відкладів аридної зони, льодовикові, схилів (елювіальні, делювіальні, колювіальні та ін.), наземні вулканічні (жерлові, коложерлові, проміжні, віддалені й ін.), еолові, карстових областей і печер та ін.;
- **перехідні від морських до континентальних**: лагунні і заток, лиманів та естуаріїв, припливно-відпливних рівнин, приморських озер, дельтові (наземної частини дельти, перехідні і підводно-морські), барів і пляжів;
- **морські**: шельфові (літоральні, затишних ділянок літоралі, узбережно-морські, мілин вузького шельфу, мулових і рифових мілин, карбонатних мілин, теригенних мілин, середніх зон шельфу, нижніх зон шельфу, перегину шельфу, епібатіальні, донних течій та ін.), батіальні (геміпелагічні й пелагічні).

За результатами вивчення опорних розрізів і матеріалами геологозйомочних робіт складаються спеціалізовані літолого-палеогеографічні карти, аналіз яких і дозволяє робити висновки про умови формування відкладів і давні тектонічні рухи. Визначається місцезнаходження області зносу, типи давньої суші і давніх басейнів, кліматичні особливості й характер тектонічних рухів.

Області зносу - це ділянки земної кори, що стійко підіймаються, характеризуються інтенсивною денудацією, яка переважає акумуляцію. Звичайно відклади відповідного віку на них відсутні, або мають невелику потужність, у той час як в навколишніх областях вони нагромаджуються у вигляді досить потужних товщ, котрі загалом повторюють контури ділянки, що підіймається. Ближче до області зносу часто відбувається зменшення потужності осадочних комплексів, погрубшення їх складу, виклинювання стратиграфічних горизонтів, поява поверхонь перерв і розмивів. У центральних частинах областей зносу наймолодші горизонти залягають трансгресивно, іноді з ознаками розмиву, незгідності й давньої кори вивітрювання. Для того, щоби визначити, де були розташовані області зносу, можна використовувати мінералого-петрографічний і гранулометричний склад уламкової фракції, типоморфні особливості мінералів, аналіз макро- і мікрофауни, мінеральний склад глинистих мінералів, структурно-текстурні особливості порід (наприклад, косоверстуваті текстури, орієнтацію гальок і подовжених зерен мінералів) тощо.

Про наявність похованого рельєфу можуть свідчити притулення шарів молодих порід до поверхні давніх відкладів, первинний нахил шарів на палеосхилах, наявність верствуватості облягання, присутність елювіальних і делювіальних відкладів, випадіння ряду пачок і

горизонтів з розрізу. Про наявність розчленованості давнього рельєфу можна судити за грубозернистістю відкладів, а його висоту визначати за крутизною схилів, їх довжиною та ін.

Для визначення рельєфу дна палеобасейнів важливі повнота розрізів, притулення або первинний нахил шарів, наявність рифових комплексів, ознаки застійного режиму придонних вод, напрям руху підводних обвалів і потоків каламуті, гранулометричний склад осадків і їх текстурно-структурні особливості, характер органічних залишків, інтенсивність фаціальної мінливості порід. Однім з основних завдань є визначення положення берегової лінії, на що вказує наявність мілководних осадків, знаків брижі, оолітових вапняків, скупчень битої черепашки, сліди мешкання поверхневих живих організмів.

Для з'ясування кліматичних особливостей середовища осадконакопичення використовується насамперед фаціальний склад відкладів. Так, для льодового клімату характерним індикатором є морена; гумідного – наявність вугленосних товщ, осадочних руд заліза й марганцю, бокситів, аутигенних каолінітових глин, кори хімічного вивітрювання; аридного - галогенні відклади (гіпс, ангідрит, флюорит, целестин, кам'яна і калійна солі), карбонатні червонобарвні відклади, аутигенні монтморилонітові глини, палигорськітові й сепіолітові глини. На теплий або жаркий клімат вказує наявність морських фосфоритів і хемогенних карбонатів, оолітових вапняків. Крім того, для цього використовуються типоморфні особливості залишків давніх організмів, аналіз споро-пилкових комплексів; вивчення ізотопного складу карбонатів; співвідношення хімічних елементів у скелетах безхребетних й ін.

Тектонічні рухи є одним з провідних чинників, які зумовлюють особливості як сучасного, так і давнього ландшафту й осадконакопичення. Платформним умовам властива наявність пологої рівнини на суші, часто з корою вивітрювання, і мілководних водоймищ. Геосинклінальні умови, навпаки, характеризуються різкою розчленованістю рельєфу, лінійним розташуванням основних геоморфологічних структур, різко диференційованим складом і потужністю відкладів. Перехідні обстановки мають проміжні характеристики. Наявність областей зносу свідчить про стійке здіймання території, накопичення потужних товщ осадків - про її низхідний рух. Присутність вулканогенних порід фіксує процеси вулканізму, що само по собі свідчить про тектонічну нестабільність. Палеовулканологічна реконструкція дозволяє визначати положення давніх вулканів, інтенсивність та інші енергетичні характеристики вивержень, особливості палеорельєфу.

Особливий інтерес викликає питання про древні землетруси, котрі виявляються за допомогою вивчення текстурних та інших особливостей порід. Зокрема, з ними часто пов'язані підводно-зсувні деформації, обвали, виникнення потоків каламуті і нептунічних дайок.

Літолого-палеогеографічні карти також можуть використовуватися для визначення величини горизонтальних зміщень за зсувами і значними насувами. Звичайно вона відповідає відстані між однотипними фаціальними зонами, які були роз'єднані внаслідок переміщень. Особливим типом карт є карти палінспастичних реконструкцій, завдяки яким можна поновити первинне розташування областей осадконакопичення.

Важливу роль відіграє вивчення циклічності осадконагромадження, яке нерідко відображає тектонічний режим території.

Аналіз потужностей також є одним з найважливіших методів палеотектонічного аналізу, особливо для відновлення історії коливальних рухів і їх амплітуд, оскільки потужність з поправкою на зміну рівня осадження осадків дає уявлення про амплітуду прогинання. Для платформ, передових прогинів, пара- і міогеосинкліналей цей метод дає непогані результати і може застосовуватися без поправок. Що стосується дуже деформованих евгеосинкліналей, де поєднуються мілководні й глибоководні фації, присутні хаотичні олістостромові комплекси, цей метод дає вельми наближені, не кількісні, а лише якісні результати.

Звичайно його здійснюють шляхом складання карт ліній однакових потужностей (ізопахіт), які суміщають з картами фацій. Ізолінії потужностей відображають рельєф підошви пласта, що вивчається, або товщі таким, яким він був би за умови збереження горизонтального положення покрівлі. Історична послідовність схем ізопахіт показує зміну

амплітуд прогину однієї або кількох ділянок у часі. Схеми можуть супроводжуватися палеотектонічними профілями. На їх основі можуть бути побудовані схеми швидкостей прогинання площі, що вивчається, для якого-небудь відрізка часу.

Потрібно мати на увазі, що максимальна потужність осадконакопичення в мілководних морях приурочена до їх центральних частин, а в глибоководних (Чорне, Японське та ін.) морях і океанах - до периферії, тобто до континентального підніжжя. Тут збільшення надходження уламкового матеріалу призводить до нарощування шельфу і його просування на глибину. В цей же час в центральних частинах глибоководних басейнів відбувається некомпенсоване прогинання, яке перевищує за амплітудою кількість надходження уламкового матеріалу. Це призводить до зміни мілководних відкладів глибоководними вгору за розрізом. У замкнених або напівзамкнених епіконтинентальних басейнах, навпаки, часто відбувається перекомпенсація з погрубшенням осадків догори. Однорідний склад розрізу свідчить про наявність рівноваги між швидкістю прогинання і швидкістю осадконакопичення.

Часто в межах єдиного басейну існують різні умови осадконагромадження, у тому числі й швидкість прогинання. Так, наприклад, на західному борту Передуральського передового прогину в ранньопермський час (сакмарсько-артинські відклади) нагромадилися рифові вапняки потужністю 1000 м, на східному - мілководні уламкові породи близької потужності, а в осьовій частині басейну - глибоководні глинисті вапняки й глини з прошарками спонголітів потужністю всього 200 м. Таким чином, глибина прогинання басейну становила 1000 м, але в крайових частинах воно було компенсованим і глибина басейну зберігалася, а в центральній частині - некомпенсованим і глибина басейну досягла як мінімум 800 м.

Певні труднощі у застосуванні аналізу потужностей виникають через ущільнення осадків, зміну потужності під час складкоутворення і подальшого розмиву відкладів.

Об'ємний метод є різновидом попереднього. Він дозволяє судити про зміни динаміки розвитку коливальних рухів на якій-небудь території у часі, тобто про співвідношення між сумарною об'ємною швидкістю усіх низхідних і висхідних рухів кори. При цьому сумарний об'єм всіх осадків, що накопичилися, приймається рівним сумарному обсягу прогинання, а об'єм знесеного матеріалу - сумарному обсягу підняття. Це дозволяє визначати співвідношення між обсягами підняття й опускання і співвідношення їх середніх об'ємних швидкостей. У ряді випадків потрібно вводити поправку на зміну рівня осадкоутворення. Так, якщо швидкість підняття переважає швидкість опускання, уламкового матеріалу зноситься більше, відбувається перекомпенсація басейну і поверхня осадконакопичення підвищується. Таке перевищення і буде мірою переважання підняття над опусканням. Цей метод, як і всі попередні, застосовується не тільки до осадових, але й до вулканогенних утворень. Метод передбачає підрахунок сумарних об'ємів відкладів і відносного об'єму їх різних типів; визначаються також середня потужність відкладів, середній розмір і швидкість занурення; інтенсивність вулканізму; визначається розмір і середня швидкість підняття згідно з об'ємом знесеного з нього уламкового матеріалу.

Аналіз формацій заснований на тій обставині, що саме тектонічний режим є визначальним чинником утворення формаційних угрупувань гірських порід, їх літолого-петрографічного складу і потужностей, співвідношення різних компонентів (літофацій і петротипів) у розрізі і на площі басейну осадконакопичення. Важливу роль відіграють фізико-географічні умови формування порід, клімат, характер областей зносу і басейнів осадконагромадження і інші чинники. З'ясування формаційного типу відкладів вже само по собі свідчить про геоструктурні умови їх утворення.

Існує величезний об'єм літератури щодо формаційного аналізу, численні класифікації геологічних формацій. У нашому предметі найбільший інтерес становлять тектонічні типи формацій, серед яких можна виділити:

- **геосинклінальні формації**, які утворюються в умовах різко диференційованих тектонічних рухів з великими швидкостями й амплітудами; мають значні потужності, які різко змінюються на невеликих відстанях; невитримані на площі; широкий розвиток магматичних формацій є характерним (але не обов'язковим): спіліт-діабазова, спіліт–кварц-кератофірова, дуніт-гарцбургітова, перидотит-піроксенітова, габро-діабазова, габро-плагіогранітова, граніт-гранодіоритова та ін.; серед осадочних формацій найхарактернішими є: яшмова, крем'янисто-сланцева, аспідно-граувакова, флішева, рифова, олістостромова;
- **платформні формації**, які утворюються в умовах слабко диференційованих тектонічних рухів з малими швидкостями і відносно невеликими амплітудами, мають невеликі потужності, витримані на великих площах; типові формації - осадочні кварцово-піщана, каолініт-піщана, крейдяна, опокова, вугленосно–боксито-залізиста, галогенна; магматогенні трапова, трахібазальтова, лужних базальтоїдів, кімберлітова; є характерним переважно мономінеральний кварцовий і олігоміктовий склад уламкових порід, широкий розвиток кори вивітрювання, важлива роль кліматичних чинників;
- **орогенні формації** - це формації заключного етапу геосинклінального розвитку, які нагромаджуються в умовах диференційованого підняття території, характеризуються різкою мінливістю складу і потужності відкладів, переважанням грубоуламкових різновидів; найбільш характерною є моласова формація;
- **формації крайових прогинів** характеризуються різко вираженою асиметрією формаційних тіл, тісним зв'язком і наявністю взаємних переходів з платформними формаціями, відсутністю ефузивних утворень і широким розвитком морських; типові формації: піщано-глинисті (в тому числі вугленосні та червонобарвна), карбонатні (рифові), сульфатно-галогенні (соленосні), глинисто-черепашникові, грубоуламкові моласові (піщано-конгломератові);
- **океанічні формації** поділяються на групи епіконтинентальних формацій (шельфова, карбонатна), приконтинентальних (карбонатно-теригенна, турбідитова, крем'яно-теригенна, туфіто-крем'яно-теригенна), океанічних котловин (пелагічних глин, крем'яно-глиниста), підводних хребтів і піднять (карбонатна пелагічна, коралово-водоростева), серединно-океанічних хребтів (карбонатна, вулканокластична або вулкано-едафогенна); котловин окраїнних морів (крем'яно-діатомітова, карбонатно-форамініферова, турбідитова), острівних пасом (андезитова, карбонатно-вулканокластична, рифова); глибоководних океанічних жолобів (флішоїдна або турбідитова, глиниста, вулканокластична тощо).

Звичайно при проведенні формаційного аналізу проводиться визначення формаційних рядів, які відповідають послідовним стадіям розвитку. Вперше формаційні ряди, характерні для геосинкліналей, були встановлені французьким геологом М.Бертраном ще наприкінці XIX ст. Їх повторення в розрізах різновікових геосинкліналей дало йому можливість виділити основні тектонічні цикли (гуронський, каледонський, герцинський і альпійський). Крім вертикальних (вікових) формаційних рядів формації утворюють і латеральні ряди, які відображають перехід від однієї геоструктурної зони до іншої. Їх взаємовідношення звичайно показують у вигляді формаційних профілів. У складі формацій часто виділяють латеральні субформації або градації.

Карти формацій разом з картами їх потужностей використовують для побудови палеотектонічних карт, де визначається розподіл основних геоструктурних елементів земної кори для кожної з найважливіших епох.

Аналіз перерв і незгод дозволяє аналізувати фази тектонічної активності, які найчастіше супроводжуються структурною перебудовою території, зміною плану складчастості, часто виводять територію над поверхнею басейну осадконакопичення. Всі ці процеси і явища проявляються у вигляді перерв і незгідностей. Особливий інтерес мають регіональні незгідності, які проявлені на значних територіях. Їх звичайно аналізують за допомогою палеогеографічних карт і їх різноманітних модифікацій (карти трансгресій, карти контактів і ін.).

Розрізняються кілька видів незгідностей. Найчастіше зустрічається стратиграфічна незгідність або контактування порід різного віку по поверхні розмиву, яка виникає внаслідок перерви в осадконакопиченні. Її тривалість звичайно відповідає масштабові відсутнього стратиграфічного інтервалу. Поверхня незгідності може бути явно вираженою (наприклад,

кора вивітрювання) або малопомітною, у цьому випадку виділяють явну або приховану незгідність.

За співвідношенням підстилаючих і перекривних верств розрізнюють паралельну (із збереженням елементів залягання з обох боків границі) і кутову (з різним заляганням пластів) незгідності. Різновидами паралельної незгідності можуть бути паралельно-прилегла (з ерозійними поглибленнями в підстилаючих шарах); плащеподібно-облягаюча (з обляганням первинно купольних структур); крайова (в крайових частинах басейнів осадконакопичення). Серед останніх розрізняють трансгресивне, трансгресивне незгідне і регресивне прилягання. До особливого типу відноситься підводно-зсувова незгідність. Виділяється також географічна незгідність, пов'язана із зміною конфігурації басейнів осадконагромадження.

За масштабом поширення розрізняють місцеву і регіональну незгідності, а крайнім їх випадком є загальна або структурна незгідність, яка виражається повним неспівпадінням структурного плану підрозділів. Звичайно такі значні регіональні структурні незгідності збігаються з важливими рубежами у тектонічній історії регіонів і є границями структурних ярусів або поверхів.

Вивчення незгідностей є дуже важливим не тільки з теоретичної, але й з практичної точки зору, оскільки до них часто приурочені поклади екзогенних руд (бокситів, оолітових залізняків, розсипних утворень), вуглеводнів (нафти, газу). Вони також можуть бути структурними пастками для формування руд ендогенного походження.

2.5. Рух літосферних плит.

Обговорюючи проблему тектонічних рухів, не можна обійти мовчанням причини й механізм руху літосферних плит, який є, напевно, найбільш масштабним в історії розвитку тектоносфери. Ідея про рух літосферних плит є основною в мобілістській концепції і ґрунтується на двох найважливіших постулатах: це тектонічна розшарованість літосфери і переважання в ній горизонтальних переміщень мас. Зокрема, тектоніка плит як один з різновидів мобілізму, виходить з того, що літосферні плити розсуваються в осьових частинах рифтових поясів або зон спредінгу (де відбувається формування нової кори океанічного типу), в зонах субдукції підсуваються одна під одну з перетворенням океанічної кори в континентальну, а в зонах колізії стикаються, даючи початок колосальним гірським спорудам типу Гімалаїв. В основі цих поглядів лежить уявлення про те, що рухомі плити є жорсткими на всю товщину літосфери, яка підстилається астеносферним шаром із зниженими в'язкістю і щільністю. Саме по ньому, а точніше під впливом конвективного руху його потоків, і рухаються плити.

Однак, останнім часом з'явилися дані, котрі дають підстави припускати, що таких гігантських суцільних і жорстких літосферних плит, які визначаються новою глобальною тектонікою, немає [Пейве и др., 1982]. Навпаки, спостерігається різка вертикальна й особливо горизонтальна розшарованість літосфери, що виражається в наявності численних горизонтальних, похилих і вертикальних рухливих зон, за якими її окремі частини або “літопластини", котрі розділені шарами із зниженою в'язкістю і щільністю (своєрідними хвилеводами або астеношарами), рухаються диференційовано.

Найважливішим геологічним доказом тектонічної розшарованості літосфери є виявлені в складчастих областях сучасних континентів масштабні зірвані покриви - великі й потужні пластини гірських порід, які були переміщені вздовж похилих, іноді субгоризонтальних поверхонь на значну відстань від місць їх первинного розташування. Їх звичайно поділяють на зриви всередині осадочного чохла, зриви вздовж границь осадового чохла і кристалічного фундаменту і зриви всередині останнього. Уперше такі покриви були описані в Альпах, потім - у складі практично всіх складчастих споруд світу. Їх характерною рисою є нагромадження одна на одну, багаторазове повторення розрізів. Відомі і гранітогнейсові алохтони, які виникали внаслідок зриву частини гранітного шару. Раніше вони вважалися серединними кристалічними масивами. Іноді по площині шар’яжів на земну поверхню

виводяться і глибинніші маси нижньої частини кори, які не мають коріння: плагіогнейси, грануліти, високометаморфізовані габроїди, ультрабазити.

Переміщеними останцями давньої океанічної кори є глибоко метаморфізовані офіолітові комплекси, які були виявлені в багатьох рухомих поясах сучасних континентів. Вони є показниками зривів на рівні підошви земної кори та у верхній мантії. Зірвані покриви такого типу описані на Уралі, в Альпах, на північному сході і південному заході Азії, в Кордільєрах Північної Америки тощо. Більшість таких покривів утворилася завдяки процесу перетворення океанічної кори в континентальну в зонах взаємодії літосферних плит і подальших деформацій континентальної кори. Є дані про те, що розсування давньої океанічної кори відбувалося автономно від верхньої мантії: зокрема, комплекс паралельних дайок часто зустрічається у нижній габро-ультрабазитовій частині давньої кори, але практично відсутній у підстилаючому дуніт-гарцбургітовому шарі верхньої мантії. Як правило, відрізняються і характер їх складчастості.

Давні зони зривів і горизонтальних переміщень (астеношари) зараз частково виведені на земну поверхню і можуть вивчатися безпосередніми геологічними методами. Сучасні зони горизонтальних зривів звичайно приховані на глибині і можуть бути виявлені й вивчені лише непрямими, насамперед геофізичними методами (сейсмічність, зміна величини теплового потоку та ін.). У результаті комплексного дослідження й аналізу був виявлений ряд таких зон. Як з'ясувалося, їх активність і особливості розташування можуть бути різними на різних глибинах, що вказує на певну автономність розвитку різних шарів літосфери на сучасному етапі.

Так, наприклад, з активною системою правих зсувів північно-західного (ПЗ) напрямку глибинного розлому Сан-Андреас, яка протягається вздовж західного узбережжя Північної Америки більше ніж на 1000 км, пов’язана система лівих зсувів, насувів і стиснутих складок системи Поперечних хребтів північно-східного (ПС) напряму і система субмеридіональних скидів, горстів і грабенів провінції Басейнів і Хребтів. Вони розвиваються в динамічній єдності і становлять собою типову для континентів асоціацію, порушують верхній шар земної кори потужністю 15-20 км, але глибше не продовжуються. Є дані про те, що під цим глибинним розломом субширотна верхньомантійна зона високих швидкостей проходження сейсмічних хвиль не зазнає зміщення. Ізотопний аналіз газів і значення теплового потоку зони Сан-Андреас також вказують на відсутність його прямого зв'язку з верхньою мантією. Головна ж зона глибинних деформацій новітнього тектонічного розвитку спостерігається за 300-400 км східніше від розлому Сан-Андреас. Вона пов'язана з підняттям астеносфери в районі Великого Басейну і представлена системами відносного розтягнення і зсуву, які підходять один до одного практично під прямими кутами. Такі системи характерні для серединно-океанічних хребтів (рифтово-трансформні розломи). Таким чином, у структурі Кордільєрської частини Північної Америки головні новітні розривні структури верхньої частини кори і глибинних зон літосфери роз'єднані просторово і, більше того, є різними за походженням і належать в одному випадку до континентальної, а в іншому - до океанічної структурних асоціацій.

Дисгармонійність структурних елементів земної кори і мантії, а також структурних поверхів земної кори відзначається і на Кавказі. Основні структури Кавказу утворилися в результаті процесів стиснення кори внаслідок зближення Аравійського щита і Євразії, але в різних шарах літосфери деформації виявилися по-різному: в осадочному чохлі розвивається переважно поздовжня складчастість і розриви; у верхній частині кристалічного фундаменту - зони діагональних і поперечних дислокацій; а в його нижній частині - підкидові деформації. У верхній мантії розвивається велика меридіональна система структур розтягнення і магматичної активності, яка на поверхні виражена Транскавказським вулканічним поясом. Можливо, ця система є загасаючим продовженням Африкано-Аравійської рифтогенної структури.

Схожі ознаки дисгармонії виявлені і в інших частинах Середземноморсько-Гімалайського рухливого поясу, в Тихоокеанському поясі, ряді рифтових систем світу. Вони є відображенням певної автономності розвитку окремих шарів літосфери і їх диференційованих горизонтальних рухів. На границях таких шарів часто фіксуються

хвилеводи - зони знижених швидкостей та аномального поглинання сейсмічних хвиль. Очевидно, вони відповідають ослабленим зонам, де відбувається зниження в'язкості і міцності гірських порід. На земній поверхні (у разі значного ерозійного зрізу) їм відповідають потужні зони розсланцювання і дроблення в підошві масштабних тектонічних покривів, де також часто зустрічаються глинисті, соленосні й гіпсоносні товщі (Загрос, Східний Тавр, Телль-Атлас, Сулейманові гори та ін.). На глибині їм відповідають субгоризонтальні сейсмофокальні зони (Памір, Алеутська острівна дуга тощо). Саме вздовж них і відбуваються найбільш масштабні переміщення літосферних пластин.

Подібні зони виявлені не тільки в сучасних рухливих поясах, але також і в давніх складчастих областях Західної Європи та Уралу, під давніми платформами і щитами (Канадський, Балтійський, Український), під океанічними платформами (східна частина Тихого океану). Це доводить їх планетарне поширення.

Розглянемо відносні швидкості руху найбільших літосферних плит різної потужності і будови. Так, швидкість зближення Індостанської та Євроазіатської літосферних плит оцінюється як 5-6 см/р, у той час як швидкість зближення Індостану і Євразії складає 3-5 см/р. Швидкість відносного переміщення Тихоокеанської плити і континентальних блоків західної частини США в 1,5 рази менша, ніж для їх океанічного продовження в Каліфорнійській затоці. Швидкість розсування потужної океанічної кори Ісландії в 2 рази менша, ніж для південніших районів Атлантики з нормальною океанічною корою. Інакше кажучи, континентальні блоки і ділянки з потужнішою корою ніби прослизають по поверхні підстилаючих їх літопластин нижньої частини літосфери, які рухаються в тому ж напрямі.

Уявлення про структурну неоднорідність літосфери, яка складена численними літопластинами, розділеними шарами астеносфери, є новою модифікацією мобілізму, яка розвивається А.В.Пейве та ін. [1982]. Як вважається, рух літопластин забезпечується течією гірської маси в астеношарах, яка має неоднорідний і нерівномірний характер. Це призводить до деформацій, дроблення і часткового руйнування літопластин, іноді - до виникнення нових астеношарів. Уламки плит зазнають горизонтального і вертикального переміщення, відбувається тектонічне перемішування корового і мантійного матеріалу, яке супроводжується фізико-хімічним перетворенням, частковим плавленням речовини з її подальшою гравітаційною диференціацією. Особливо інтенсивно ці процеси відбуваються в рухливих поясах. У рифтових зонах йде деструкція і розсування утвореної раніше кори з формуванням нової кори і проникненням глибинних розплавів. У окраїнно-континентальних і внутрішньо-континентальних поясах внаслідок зіткнення і стиснення літопластин відбувається акреція кори, потужність літосфери зростає за рахунок тектонічного скупчення різнорідних мас і фізико-хімічних перетворень, провокується інтенсивний ефузивний та інтрузивний магматизм, метаморфізм і переміщення рудоносних розчинів.

Для того щоб встановити масштаби сучасних переміщень літосферних плит використовують метод повторного вимірювання відстані між віддаленими пунктами за допомогою лазерних відбивачів, які встановлені на Місяці і штучних супутниках Землі, шляхом реєстрації радіосигналів від квазарів і доплерівським методом з супутників. Вони підтверджують реальність горизонтального переміщення великих блоків земної кори.

2.6. Землетруси.

Землетруси є сучасним виявом взаємодії літосферних плит і розміщуються, як правило, в зонах глибинних розломів, що обмежують їх; зони підвищеної сейсмічності практично повністю збігаються з границями найбільших літосферних плит Землі, хоча відомі землетруси і в межах відносно жорстких блоків. Причиною землетрусів, мабуть, потрібно вважати короткочасні, але інтенсивні переміщення крил тектонічних розривів, що забезпечує розрядку постійно зростаючих пружних напружень земної кори. Ділянка розрядки називається центром землетрусу. За сейсмічними спостереженнями визначається гіпоцентр землетрусу або місце, де й відбувається розрядка і розпочинається рух вздовж розриву. Проекція гіпоцентру на земну поверхню називається епіцентром.

Для класифікації землетрусів використовують їх магнітуду - логарифм відношення максимального зміщення земної поверхні в хвилі даного типу або максимальну швидкість зміщення до аналогічної величини для землетрусу, магнітуда якого умовно прийнята рівною нулю (введена у 1935 р. американським сейсмологом Ч.Ріхтером). Найбільші магнітуди встановлені для землетрусів: Асамського (1897 р.) - 8,7; Аляскиського (1899) - 8,6, (1964) - 8,6; Камчатського (1952) - 8,5; Чилійського (1960) - 8,5; Каліфорнійського (1906) - 8,25; Кеминського (1911) - 8,2; Кантоського, Японія (1923) - 8,2; Турецького (1939) - 8,0 та ін. Ці ж землетруси були й найбільш руйнівними. Для оцінки ефекту землетрусів на поверхні Землі користуються шкалами інтенсивності або бальності землетрусів. Найбільш поширена 12-бальна шкала, перший варіант якої був розроблений Меркалі у 1902 р. і з тої пори декілька разів удосконалювався. В Японії прийнята 7-бальна шкала землетрусів.

Між магнітудою та інтенсивністю існує тільки груба кореляція. Так, землетрус з магнітудою 5 грубо відповідає землетрусу, що має поблизу центру інтенсивність VI-VII балів, а дрібнофокусний землетрус з великою магнітудою проявляється на великій площі. При збільшенні глибини центру або відстані у 2 рази інтенсивність зменшується приблизно на 1 бал. Поверхневий ефект землетрусів оконтурюється зонами однакової бальності або інтенсивності землетрусів, обмежених ізосейстами. У залежності від глибини центру виділяються нормальні (до 70 км), проміжні (80-300 км) і глибокофокусні (понад 300 км) землетруси. Землетруси звичайно не бувають одноактними процесами, вони об'єднуються в рої або групи мілкофокусних землетрусів, які супроводжують основний поштовх, випереджаючи його (форшокі), або запізнюючись (афтершокі).

Сейсмічність земної кори пов'язується насамперед з рухом і взаємодією літосферних плит: розсувом у зонах спредінгу під серединно-океанічними хребтами, занурюванням в зонах субдукції під континентальні масиви і зіткненням в зонах колізії. Ці процеси, що відбуваються на краях плит, пов'язані зі значними пружними деформаціями, дробленням порід земної кори і виділенням енергії. Такі землетруси називаються крайовими. Однак, спустошливі землетруси відбуваються іноді і всередині континентальних областей, наприклад, ряд землетрусів в долині р. Міссісіпі на початку XVIII ст., землетруси в північному Китаї, на Австралійській платформі. Це вказує на наявність пружних напружень і в корі континентального типу, що розряджаються у вигляді землетрусів.

Отже, більшість землетрусів пов'язана з деформаціями земної кори, швидким вивільненням накопиченої пружної енергії. Механізм їх виникнення пояснюється теорією пружної віддачі, розробленою американським геологом Рідом на прикладі Каліфорнійського землетрусу 1906 р. Згідно з нею постійні диференційовані рухи земної кори, виникаючі насамперед в тектонічно активних зонах, викликають пружні деформації, які згодом досягають таких величин, що породи вже не можуть витримати. Тоді виникає розрив (скол) і деформований блок порід вмить переміщується по ньому в положення, при якому деформація частково або повністю знімається. Деформація, що нагромаджується створює запас пружної енергії (ефект стислої пружини), яка й викликає переміщення у фокальній точці землетрусу. Далі переміщення розповсюджуються в усі сторони по поверхні розриву у вигляді безладних дислокацій, що призводить до виникнення високочастотних хвиль, які проходять через Землю і викликають сейсмічні коливання, які й приводять до руйнування на поверхні. Швидкість поширення сейсмічних хвиль приблизно 2-3 км/с. Трясіння ґрунту включає усі види хвильових коливань (поздовжні, поперечні і поверхневі хвилі) з різними частотами й амплітудами.

Величезний руйнівний ефект землетрусів викликає необхідність їх прогнозу, тобто визначення місця, часу і сили землетрусу. Передвісники землетрусів можна умовно поділити на довгострокові і короткочасні. До перших відносяться: деформації земної поверхні на великій площі; зміна співвідношення швидкостей поздовжніх і поперечних хвиль P і S, значень швидкості хвиль P, анізотропія хвиль S; переорієнтація осей напружень у центрах короткофокусних землетрусів; зміна рівня мікросейсмічності; виникнення випереджаючих глибокофокусних поштовхів і частотного складу сейсмічних хвиль; зміна електричного опору порід та варіації телуричних струмів і геомагнітного поля; прискорення вільного падіння; зміна рівня ґрунтових вод, дебіту й елементного складу джерел, дебіту нафтових

свердловин, газових еманацій та ін. До короткострокових передвісників відносяться: варіації нахилів земної поверхні, які реєструються маятниковими приладами; флуктуації високочастотних акустичних та електромагнітних полів у нижньому шарі атмосфери; деякі флуктуації режиму підземних вод і газів і ін. У 1975 р. китайські власті, використовуючи дані про сейсмічну активність (форшокі), що зросла, і неспокійну поведінку тварин, провели евакуацію населення перед руйнівним землетрусом в Хайчені, однак перед катастрофою 1976 р. в Таншані попередження зроблено не було. У Каліфорнії сейсмічні прогнози проводяться на основі вимірювання деформацій земної кори вздовж розлому Сан-Андреас з допомогою геодіметрів.

Теоретичне обґрунтування прогнозів землетрусів за зміною швидкості поздовжніх і поперечних хвиль дає модель ділатансії. Згідно з нею при деформації порід за рахунок розвитку тріщинуватості збільшується об'єм гірських порід, тобто відбувається їх розширення (ділатансія). Якщо це відбувається досить швидко, води не встигають заповнити простір, що утворюється і його заповнює газ. Це супроводжується зниженням порового тиску, що призводить до зменшення швидкості поздовжніх хвиль. Подальша дифузія підземних вод до системи тріщинуватості збільшує поровий тиск і швидкості хвиль знову зростають. Можливо, цей же механізм пояснює зміну й інших параметрів, таких, як рівень земної поверхні, електропровідність та інших фізичних властивостей.

Існує поняття наведеної сейсмічності, пов'язане з техногенним впливом людини на навколишнє середовище. Вона може викликатися з заповненням великих водосховищ (Кремасті у Греції в 1965-1966 р., Койна в Індії у1962-1967 р., Мід на річці Колорадо у США в 1935 р., Каріба на р. Замбезі в Африці у 1958 р. та ін.); накачуванням води до свердловин при видобутку нафти і газу, похованні відходів, вилуговуванні солі та ін. Причиною наведеної сейсмічної активності можуть бути підземні ядерні вибухи, особливо в сейсмоактивних зонах. Локальні струси земної поверхні можуть бути пов'язані з гірськими обвалами, обваленням підземних порожнин, вулканічною діяльністю. .

Таким чином, сейсмічність Землі є одним з видів тектонічних процесів, які зумовлюють її обличчя і еволюцію. Щорічно внаслідок землетрусів вивільняється 1019 джоулів потенційної тектонічної енергії (що відповідає 0,01 % теплових енергії Землі, яка випромінюється до космічного простору). Розподіл землетрусів у просторі пов'язаний з макроструктурою нашої планети. Частіше за все вони приурочені до сейсмоактивних зон, співпадаючих з границями літосферних плит. При цьому не менше за 80 % світової сейсмічної енергії вивільнюється в межах вузького тектонічного поясу, що обрамляє Тихий океан, головну тектонічно активну структуру нашої планети. Це пов'язане з процесами субдукції холодної океанічної літосфери під континентальну кору, енергетичними процесами, які супроводжують її рух і взаємодією з корою і верхньою мантією. Інший сейсмічний пояс пов'язаний з взаємодією літосферних плит Євроазіатської з одного боку та Африканської, Аравійської і Індійської з іншого і реалізацією енергетичних процесів у зоні Середземноморсько-Гімалайського рухливого поясу. Третій пояс пов'язаний з рифтовою системою серединно-океанічних хребтів і характеризується відносно слабою сейсмічністю, зумовленою процесами розтягнення літосфери.

2.7. Вулканічна діяльність.

Безпосереднім виявом тектонічних процесів на поверхні Землі є діяльність вулканів. Вулканами називають геологічні утворення (найчастіше гори), що виникають над каналами і тріщинами в земній корі, де розплавлені гірські породи і гази викидаються на поверхню. Усього у світі зараз відомо 513 діючих вулканів і ще 228 вулканів виявляли свою активність у недавній час. Більшість з них розташована в порівняно вузьких зонах тектонічної активності, що співпадають з границями взаємодіючих літосферних плит і відповідають зонам максимальної концентрації землетрусів. Зрозуміло, що протягом геологічної історії нашої планети існувало набагато більше вулканів, які звичайно утворюють поздовжні планетарні структури – вулканічні пояси, за своїм масштабом сумірні складчастим поясам.

Вулканічні пояси як особливі структури планетарного значення розвиваються на земній корі різного типу, що обумовлює відмінності їх складу, будови і металогенії. Вперше таке розуміння вулканічних поясів знайшло своє відображення на макеті тектонічної карти СРСР, яка була складена Н.С.Шатським у 1956 р. Подальші дослідження дозволили створити детальну класифікацію вулканічних поясів, серед яких зараз виділяється чотири найважливіших типа: геосинклінальні (серединно-океанічні), островодужні (периферійно-океанічні), окраїнно-континентальні (периферійно-континентальні), областей тектоно-магматичної активізації (серединно-континентальні) [Апродов, 1982].

Для серединно-океанічних поясів характерні толеїтові і лужні магми. Тут можна виділити два підтипу: рифтовий, пов'язаний з серединно-океанічними підводними рифтами, і післярифтовий, пов'язаний з глибоководними западинами океанів, океанічними підняттями та островами на них. Для першого підтипу характерні невеликі підводні вулкани, які складені толеїтовими, рідше лужними базальтами, іноді утворюючими острови з великими кальдерами складної будови (Азорські, Тристан-да-Кунь'я, Галапагоські та ін.). Великі вулкани другого підтипу утворюється всередині океанічних літосферних плит, на великій відстані від їх границь, але також поблизу зон регіональних розломів (архіпелаги Гавайський, Туамоту, Кука та ін.). Для них характерно зміщення віку вулканізму вздовж острівної ланки, що пояснюється переміщенням океанічної плити над так званою "гарячою точкою" – потоком висхідної розігрітої мантії. На океанічних островах виділяються три головних типу вулканічних асоціацій: лужні базальти гавайського типу, лужні базальти таїтянського типу і лужні калієві базальти.

Периферійно-океанічний тип вулканізму приурочений до субдукційних зон підсуву океанічних літосферних плит під континентальні. Він розвинутий переважно в острівних дугах і окраїнних морях. Для нього характерна асоціація похідних лужноземельних, толеїтових, базальтових і андезитових магм, які у тилових зонах острівних дуг замінюються похідними високоглиноземистих і лужних магм. Найбільшої інтенсивності вулканізм досягає в острівних дугах, до яких приурочені протяжні на багато сотень і тисяч кілометрів ланцюги вулканічних споруд – поясів вулканів. Саме з цим типом пов'язано близько 60% молодих і сучасних вулканів Землі. Найбільші сучасні і давні вулканічні пояси цього типу зосереджені по облямуванню Тихоокеанської літосферної плити.

Окраїнно-континентальні пояси приурочені до зовнішнього облямування Тихоокеанської плити, а також до Середземноморсько-Гімалайського складчастого поясу. Характерним є широкий розвиток андезитових лав, розповсюдження продуктів кислого вулканізму. Вулканічні виверження тісно пов'язані з інтрузивним магматизмом. Виникають такі специфічні вулкано-тектонічні структури, як вулкано-тектонічні кальдери, поля ігнімбритів великих об'ємів. Однією з найхарактерніших рис вулканічних окраїнно-континентальних вулканічних поясів є їх латеральна структурно-петрологічна і металогенічна зональність, яка обумовлена зональною будовою земної кори зони переходу континент – океан [Михайлов, 1989]. Прикладами найкрупніших структур цього типу є вулканічні пояси Південноамериканського континенту і Східно-Азіатський вулканічний пояс.

Серединно-континентальні вулканічні пояси приурочені до лінійних зон активізації континентальних платформ. Для них характерні похідні лужних базальтових магм. Звичайно виділяють дорифтові і рифтові різновиди, яки можуть бути поділеними на ряд підтипів. Дорифтові пояси виникають на склепіннях великих піднять активізованих платформ. Тут широко розвинуті лужні базальтові лави і пірокластичні утворення; за особливостями складу і структури виділяються Центральноазіатський і Центральноафриканський типи. Але найбільшою різноманітністю характеризуються рифтові вулканічні пояси, де виділяють Танганьїцький, Кенійський та Афаро-Червономорський різновиди. Перший пов'язаний з щілиноподібними рифтами початкових стадій розвитку континентальних рифтів, де лужний базальтовий вулканізм проявлений тільки у напівізольованих грабенах та на їх перемичках. Лужні базальти відрізняються значним вмістом калію і невеликим натрію. Кенійський різновид приурочений до систем континентальних рифтів, з інтенсивним розвитком вулканізму, формуванням величезних базальт-нефелінових і трахітових щитів гігантської потужності (до тисячі метрів) і обсягу (до 200 км у поперечнику). Нарешті, Афаро-

Червономорський різновид пов’язаний з найбільш розвинутими рифтовими системами, перехідними до океанічних. Тому цей різновид має риси як континентальних, так і океанічних вулканічних серій: тут разом співіснують лужні олівінові та толеїтові базальтові вулканічні похідні.

Характер вулканічних вивержень залежить в основному від кількості газової фази і від того, наскільки легко газ вивільняється з розплаву. Суміш розплавленої породи, розчиненого газу, газових пухирців і кристалів, що плавають у розчині, називається магмою. Для визначення типу виверження дуже важливе значення має також і склад магми: в'язкість магми за інших рівних умов зростає зі зростанням вмісту кремнекислоти, а від в'язкості магми залежить характер виверження. Якщо рідка базальтова магма просто досягає поверхні, то при виверженні відбувається спокійний вилив лавових потоків, а пухирці газу легко виходять. Якщо ж вихід газу є утрудненим, а тиск усередині пухирців продовжує збільшуватися (що є можливим у в'язких магмах, або в умовах закритої системи), вивільнення газу відбувається експлозивним шляхом чи у вигляді вибуху.

Вулканічний вибух викидає в повітря верхню частину лавової пробки, що знижує тиск на глибших горизонтах і провокує там масштабні вибухи. Тому експлозія, як правило, не буває єдиним могутнім вибухом, а являє тривале виверження лавово-газової маси. Таке виверження складається з серії пароксизмів, кожен з них продовжується від кількох секунд до хвилин, та чергується з періодами затишшя тривалістю від кількох хвилин до годин, іноді доби. За умови експлозивного виверження лава розпадається на шматки і вони викидаються в повітря, часто разом з уламками давніших порід, що складають район вулканічного виверження. Матеріал, що викидається, випадає назад на землю, або переноситься вітром на різну відстань, іноді на сотні чи тисячі кілометрів. Цей матеріал називається пірокластичним чи тефровим (попіл, зола). Уламки розміром до 2 мм - попіл, від 2 до 60 мм - лапілі, більше 60 мм - вулканічні бомби.

Інакше відбуваються ефузивні виверження, де буває порівняно небагато вибухів, а на земну поверхню надходить в основному рідка магма чи лава. Вона виливається з жерла (або з тріщини) і стікає по схилах, формуючи лавові потоки. Більш в'язка лава, що звичайно має більш кислий склад (дацитовий, ріолітовий) замість того, щоб розтікатися по схилах часто утворює вулканічні куполи із крутими схилами. З їх ростом зовнішні частини руйнуються і накопичуються біля підошви купола у вигляді купольних брекчій.

Особливим типом виверження є палючі хмари - величезні швидко зростаючі хмари, що складаються з лавини розпечених лавових брил, піску і пилу, що летять зі страшною швидкістю (до 150 км/г). Рухаючись, вони найчастіше використовують нерівності рельєфу, долини водотоків, але завдяки великій швидкості можуть підніматися на кілька сотень метрів догори. Подібну структуру мають і потоки попелу. Ці утворення становлять собою своєрідний розпечений аерозоль, що складається з газу з часточками дуже гарячого скла, попелу і шматочків пемзи. Ці хмари звичайно дуже важкі і вони ніби сповзають по схилу і під впливом власної ваги розтікаються по поверхні землі. Коли частинки попелу осідають на землю, вони все ще розпечені, тому злипаються між собою в лавоподібний склуватий агрегат - ігнімбрити, спечені туфи й ігніспуміти.

Вулканічні грязьові потоки чи лахари - це подібна до грязі суміш твердих вулканічних уламків, іноді гарячих, але частіше вже остиглих, з водою. Вони виникають на схилах експлозивних вулканів, де є багато незакріплених уламків, стікають униз під дією сили ваги, за топографією схилу. У залежності від крутості останнього і від в'язкості грязьового потоку їхня швидкість буває різною і може досягати 90 км/г, а прохідна відстань - до 160 км.

Вулканічні пояси мають величезне значення як концентратор родовищ корисних копалин, таких як руди золота, срібла, молібдену, міді, свинцю, цинку і багатьох інших руд металів, а також таких неметалічних копалин, як сірка, алуніт, борати, будівельні матеріали, коштовне каміння тощо. Ці родовища можуть утворюватися протягом всіх без винятку стадій вулканічного процесу: від підводних умов геосинклінальних вулканічних утворень до материкових поясів стадії тектоно-магматичної активізації континентальних брил. Утворення вулканічних родовищ продовжується і в наш час на гірських пасмах Курил і Камчатки.

Розділ 3. Глибинні розломи.

3.1. Загальна характеристика глибинних розломів.

Серед численних розривів, що пронизують земну кору, особлива роль належить регіональним розривним структурам, які мають велику протяжність, значну глибину проникнення і характеризуються тривалим розвитком. Вони виділяються під назвою глибинних розломів (термін запропонований О.В.Пейве у 1945 р.). На земній поверхні глибинні розломи виражені потужними зонами тріщинуватості, розсланцювання, дроблення, мілонітизації, складчастості; вони часто супроводжуються проявами інтрузивного й ефузивного магматизму, інтенсивним метаморфізмом; в рельєфі звичайно виділяються випрямленими ділянками долин рік і морського узбережжя, обривистими схилами гір. Вони виразно виділяються на космічних знімках як протяжні лінеаменти. В геофізичних полях виражаються у вигляді градієнтних зон сили тяжіння, смуг згасання сейсмічних хвиль, лінійних аномалій магнітного й електричного полів. З сучасними глибинними розломами пов'язані значні численні землетруси і підвищений тепловий потік. Вони контролюють розміщення активних структур земної кори, часто є границями великих структурних елементів геосинкліналей, рухливих зон, континентів і океанів. Нарешті, вони контролюють розміщення різноманітних типів корисних копалин, металічних і неметалічних, а також вуглеводнів. Цим визначається геологічне значення і необхідність детального вивчення глибинних розломів.

На відміну від поверхневих структур глибинні розломи утворюють потужні зони завширшки від кілометрів до десятків кілометрів. Наприклад, Головний Уральський розлом має ширину від 5 до 20 км, Центральний Сіхоте-Алінський - 10-20 км, Джалаїр-Найманський розлом у Казахстані досягає ширини 60 км. Свідченням глибинності таких розломів є та обставина, що до їх зон часто приурочені продукти магматизму, у тому числі інтрузії основного й ультраосновного складу, а також вулканічні пояси і ланцюги вулканів, наприклад, девонський Центрально-Казахстанський вулканічний пояс, крейдовий Охотсько-Чукотський і крейдово-палеогеновий Східно-Сіхоте-Алінський пояси, ланцюги сучасних вулканів Камчатки й Анд. Вздовж Головного Уральського розлому широко розвинені вузькі лінзоподібні в плані інтрузії серпентинізованих гіпербазитів, які круто занурюються на глибину. Вважається, що вони становлять собою протрузії, які були витиснуті по ослаблених поверхнях з нижніх зон земної кори і верхньої мантії. Інтрузії гранітоїдів у зонах розломів звичайно приурочені до щілиноподібних зон розтягнення, які заповнювалися магматичними розплавами під час руху до поверхні Землі.

Глибинні розломи дуже часто характеризуються тривалістю розвитку. Так, Таласо-Ферганський розлом функціонував уже в пізньому докембрії і ранньому палеозої і був активним в усі подальші геологічні епохи. Він добре виражається в сучасному рельєфі. Таким чином, час його активності складає 600 млн. років. Інші глибинні розломи, активні донедавна, як правило, також яскраво виражені в сучасному рельєфі, наприклад, Таласо-Ферганський розлом або Головний Копетдазький розлом. Однак, давні розломи можуть бути перекриті чохлом пухких відкладів і не проявлятися на поверхні Землі. Насамперед це відноситься до сучасних плит, де давній фундамент перекритий потужними товщами молодих осадків, наприклад, обмеження Дніпрово-Донецької западини. У той же час у відслонених частинах давніх платформ давні глибинні розломи нерідко добре розпізнаються і проявлені навіть у формах сучасного рельєфу.

Для вивчення глибинних розломів величезну роль відіграють геофізичні дані. У зонах розломів відбувається стрибкоподібна зміна практично всіх фізичних властивостей гірських порід, що проявляється в наявності різних геофізичних аномалій часто видовженої вздовж простягання розлому форми. Так, у магнітних полях такі розломи відбиваються лінійними аномаліях поля ΔT значної протяжності, ланцюжками вузьких позитивних аномалій магнітного поля, зміною простягання осей і форми магнітних аномалій. У гравітаційному полі глибинним розломам також відповідають вузькі зони підвищених градієнтів Δg чи так звані гравітаційні ступені, вузькі протяжні позитивні аномалії поля сили тяжіння, поля

змінного знаку, розворот і зміна форми гравітаційних полів. На профілях ГСЗ в зонах глибинних розломів відбувається зміщення опорних геофізичних горизонтів, а також, як вважається, підошви земної кори, поверхні консолідованої кори, а також основних шарів всередині кори. В окремих випадках зміщення границі М досягає 10-20 км.

Глибинні розломи яскраво виділяються за місцезнаходженням сейсмофокальних поверхонь і розташуванням гіпоцентрів землетрусів, особливо глибокофокусних. За цією ознакою можна визначати характеристику зони глибинного розлому на глибині (вертикальна, похила й ін.). У ряді випадків за розміщенням гіпоцентрів землетрусів і за іншими геофізичними параметрами можна зробити висновок про наявність на глибині субгоризонтальних зон глибинних розломів, своєрідних сейсмічних хвилеводів, з якими, зокрема, пов'язана неоднорідність будови земної кори і мантії.

Особливо значні зміщення відбуваються по зонах глибинних розломів зсувової природи. Вони досягають десятків і сотень кілометрів, що встановлюється завдяки зміщенню структурно-формаційних зон складчастих поясів. Рухи по зоні глибинного розлому можуть бути неоднорідні за її простяганням і падінням, згасати або навпаки активізуватися, іноді змінювати знак. Крім того, глибинні розломи часто супроводжуються серією структур, які їх оперяють, різноманітної орієнтації і кінематичної характеристики. Так, для зсувів особливо характерні скиди і тріщини відриву, які їх оперяють, локалізовані в зонах розтягнення, насуви і складчастість в зонах стиснення. Часто з глибинними розломами пов'язані так звані прирозломні прогини, які примикають до розлому, наприклад, Ферганський прогин в зоні Таласо-Ферганського розлому.

3.2. Типи глибинних розломів

Існують різні класифікації глибинних розломів, але найважливішими, мабуть, є ті, котрі враховують глибину проникнення розломів до літосфери або їх кінематичні особливості.

За глибиною проникнення розрізнюють загальнокорові, літосферні і мантійні розломи.

Загальнокорові розломи проникають на всю потужність земної кори і досягають поверхні Мохоровичича. Вони виникають внаслідок реакції на напруження, які охоплюють земну кору на повну її потужність, на відміну від поверхневих розривів, реагуючих на напруження лише у верхній частині земної кори. Існування останніх на значній глибині, мабуть, неможливе, оскільки через значний тиск на глибинах кілька десятків кілометрів пружні розривні порушення зміняються пластичною течією порід. Глибинні розломи, ймовірно, становлять на глибині зони дифузійних зміщень, а на поверхні генерують різноманітні геологічні структури: як розривні, так і складчасті. Вони контролюють нагромадження геологічних формацій (як осадочних, так і магматичних) і визначають загальний стиль їх дислокацій

Літосферні розломи простягаються на всю глибину літосфери і затухають лише в астеносфері. Вони добре виділяються за геофізичними даними, особливо, за сейсмічними, оскільки саме до них приурочені концентрації гіпоцентрів землетрусів. Глибинність цих структур засвідчує зв'язок з ними численних тіл гіпербазитів. Часто вони контролюють розміщення сучасних і давніх вулканічних поясів, складчастих поясів і систем, їх структурно-формаційних зон.

Мантійні розломи визначаються за глибиною розташування осередків землетрусів, наприклад, сейсмофокальних зон Беньофа на окраїнах континентів або острівних дуг, де найбільш глибинні осередки розташовані на глибині до 700 км. Глибше ці структури простежуються за фрагментарними сейсмічними даними. Це найбільші розривні структури нашої планети, вони контролюють розміщення найважливіших геологічних структур (складчастих і рудних поясів) і, як правило, збігаються з границями літосферних плит.

За кінематичними ознаками виділяються глибинні скиди, розсуви, підкиди і насуви, зсуви або розломи, пов'язані з процесами розтягнення чи стиснення. Треба мати на увазі умовність подібної класифікації, оскільки всі системи розломів існують в динамічній єдності і є сполученням різних кінематичних форм [Ярошевский, 1981].

Глибинні скиди виникають внаслідок розтягуючих напружень в гравітаційно нестійких ділянках земної кори, де ізостатична рівновага порушується різноманітними тектонічними процесами. Рухи по них призводять до занурення окремих блоків. Вони обмежують великі западини (наприклад, Прикаспійську) або авлакогени (Дніпрово-Донецький) у фундаменті платформ, де є накладеними пізніми структурами; у фанерозойських складчастих поясах - великі грабени. Дуже часто глибинні скиди розвинені в осьових частинах склепіннєвих піднять, де з ними пов'язане формування рифтогенних структур (Верхньорейнський грабен, Байкальський рифт, рифт Червоного моря). Означені структури одночасно бувають розсувами.

Глибинні підкиди і насуви виникають в умовах стиснення земної кори, переважно всебічного стиснення. Вони, як правило, обмежують різнорідні блоки земної кори (або терейни), які розвиваються як у фанерозойських рухливих поясах, так і на стародавніх платформах. На поверхні вони звичайно супроводжуються зонами інтенсивної лінійної складчастості, кліважу, сланцюватості, аж до динамосланців.

Прикладом таких структур може бути Північно-Байкальський крайовий шов, по якому Північно-Байкальське нагір'я було насунуте на південну крайову частину Сибірської платформи. Це довгоживучий розлом: рухи по ньому відбувалися починаючи з раннього протерозою і фрагментарно продовжувалися до кайнозою. Він представлений поєднанням кулісоподібних розривів, які мають примхливу форму, часто розгалужуються і виклинюються. Основними з них є підкиди, нахилені на схід під кутами 50-60^0, а серед тих розривів, що їх оперяють, виділяються підкиди, насуви і скиди. Вони супроводжуються катаклазом, розсланцюванням, мілонітизацією, складною колорозломною складчастістю, часто заліковані штоками, тріщинними інтрузіями і дайками різного складу (від габро до гранітів). Розлом добре виділяється у геофізичних полях у вигляді гравітаційного ступеню й інтенсивних аномалій магнітного поля. З розломом пов'язана докембрійська поліметалічна і рідкіснометальна мінералізація. На глибині розлом стає більш пологим і переходить до насуву.

Особливий тип глибинних насувів - офіолітові покриви, які є останцями океанічної кори, насуненої на континентальну. У своїй основі такі покриви часто містять інтенсивно серпентинізовані ультраосновні породи верхів перидотитового (еклогітового) шару мантії. Це вказує на те, що зрив відбувався нижче поверхні Мохоровичича. Класичним прикладом таких структур є офіолітовий покрив Оману на краю Аравійської плити, офіоліти Макрану в Ірані та інші.

Глибинні зсуви мають найбільше поширення серед глибинних розломів складчастих областей, де вони є границями найважливіших структурно-формаційних зон або терейнів. Більше того, як зараз вважається, сам по собі процес зсувоутворення (наприклад, на границі Тихого океану й Азіатського континенту) багато в чому зумовлює розвиток геосинклінальних процесів, інтенсивної складчастості і магматизму. Багато які зсуви були активними структурами протягом сотень мільйонів років. Сучасні переміщення по ним складають від 1 до 2 см/рік (Сан-Андреас), а сумарна амплітуда латеральних переміщень може досягати кількох сотень кілометрів (Центральний Сіхоте-Алінський розлом).

Глибинні зсуви діагностуються за зміщенням геологічних границь, у тому числі структурно-формаційних зон, інтрузивних масивів та їх контурів, супроводжуються характерними вигинами складчастих структур і геофізичних аномалій. У докембрійських кратонах глибинні зсуви контролюють розміщення давніх зеленокам’яних поясів. Сучасні зсуви багато в чому визначають форми рельєфу (прямолінійні ділянки долин рік і морського узбережжя, їх вигини, злами гірських хребтів та ін.). Як правило, вони є складними динамічними системами, де головне напруження стиснення реалізовується не тільки у вигляді зсувової складової, але й супроводжується насувами і підкидами, а також структурами розтягнення у вигляді скидів і систем розсувів. Останні можуть виражатися у вигляді ослаблених зон, орієнтованих під кутом близько 60^0 до простягання головного зсуву. До них часто приурочені інтрузивні масиви, вулкано-тектонічні западини, зони підвищеної тріщинуватості. Останні часто є структурами, сприятливими для локалізації поясів дайок, зон метасоматичної переробки, ендогенного зруденіння. Найкрупнішим проявом розсувних

деформацій є крайові моря (Японське, Філіппінське та інші). Крім того, розсувні деформації можуть бути приуроченими і безпосередньо до зони головного зсуву завдяки її кривизні. Наймасштабнішим прикладом такої структури є Велика Дайка на території Зімбабве, де в зоні зсуву, яка розтинає масив давніх докембрійських (архейських) порід, 2,5 млрд. років тому утворилася послаблена зона завширшки 5-10 км, заповнена складно побудованою дайкою основних і ультраосновних порід. Вона вміщує багате зруденіння хромшпінелідів і платиноїдів.

Прикладами масштабних глибинних зсувів можуть бути розлом Сан-Андреас на заході США, Грейт-Глен у Північній Шотландії, Таласо-Ферганський на Тянь-Шані, Центральний Сіхоте-Алінський в Примор'ї. Особливою формою зсувів є трансформні розломи в океанах, які зміщують серединно-океанічні хребти та приурочені до них рифтові долини, а інколи навіть досягають континентів.

Розлом Сан-Андреас має північно-північно-західне (ППЗ) простягання, протяжність понад 1000 км. Сумарне горизонтальне переміщення за механізмом правого зсуву по його зоні з пізньоюрської епохи до нашого часу оцінюється в 580 км. Особливо інтенсивні рухи відбувалися з раннього міоцену, їх амплітуда дорівнює 200 км, а за четвертинний період амплітуда досягла 16 км за середньої швидкості зміщення 1,5 см/рік. Розлом є активним до сьогоднішнього часу, з ним пов'язаний цілий ряд значних землетрусів у районі міста Сан-Франциско (1906, 1940, 1968 р.). Після них відмічалися горизонтальні зміщення, а загальні зміщення долин рік за четвертинний період сягають 10 - 15 км. У південній частині структура зсуву трансформувалася в розсув Каліфорнійської затоки, по якому відбувається відсунення Каліфорнії від материкової частини Північної Америки. З розломом Сан-Андреас також пов'язані поперечні структури розтягнення в районі Поперечних хребтів (розлом Гарлок і ін.).

Розлом Грейт-Глен є лівостороннім зсувом північно-східного напрямку, основні рухи вздовж якого відбувалися у девонській час і досягли амплітуди понад 100 км.

Таласо-Ферганський зсув простежується в північно-західному (ПЗ) напрямі більше ніж на 800 км, розтинаючи всі основні складчасті структури Тянь-Шаню під косим кутом. Він характеризується відносно прямолінійною формою з незначними плавними вигинами, супроводжується потужними зонами дроблення й мілонітизації, лінійним ланцюжком видовжених вздовж його простягання вузьких штоків пізньопалеозойських гранітоїдів. За розворотом складчастості на крилах розлому визначається деформація правого зсуву з сумарною амплітудою 180-200 км, починаючи з середнього палеозою, і 60 км з початку пізньої крейди. Час закладання зсуву відноситься до пізнього протерозою. Характер рухів мінявся; так, у силурійський час переважали скидові деформації (з опусканням південно-західного крила), у девоні й пізньому палеозої - зсувові, які супроводжувались постійним опусканням південно-західного крила, в мезокайнозої - нерівномірні рухи, коли переважала зсувова складова.

Центральний Сіхоте-Алінський розлом простягається в північно-північно-східному (ППС) напрямі (паралельно морському узбережжю Примор'я) більше ніж на 700 км. Він є границею двох найбільших структурно-формаційних зон (або терейнів) Сіхоте-Алінської складчастої області: Центрального антиклінорію і Головного синклінорію Сіхоте-Аліню (або Журавлівського і Самаркинського терейнів). Зона зсуву має ширину від 1-2 до 5-10 км, представлена ешелонованою системою субпаралельних розривів з латеральним зміщенням ліво-зсувового характеру від сотень метрів до 2-3 км за кожною гілкою, що встановлюється за зміщенням однотипних порід і інтрузій. Величина сумарного зсувового переміщення сягає 200 км. Розлом супроводжується зонами інтенсивно передроблених, розсланцьованих, динамометаморфізованих порід, численними інтрузіями основного і кислого складу. Він добре відбивається в рельєфі у вигляді протяжних випрямлених ділянок рік, на профілях ГСЗ - субвертикальної площини, по якій відбувається зміщення сейсмічних поверхонь. Розлом контролює розміщення ряду видовжених вулкано-тектонічних структур і є границею металогенічних зон. Вважається, що розлом був закладений у юрський час і розвивався включно до палеогену.

3.3. Геологічна позиція глибинних розломів

За геологічною позицією глибинних розломів та за їх значенням В.Ю.Хаїн та інші дослідники виділяють три найважливіші групи розломів: 1-го, 2-го і 3-го порядків.

Розломи першого порядку обмежують літосферні плити і поділяються на дивергентні (розсуви океанічних рифтів), конвергентні (зони зіткнення плит) і трансформні.

Розломи другого порядку є границями малих плит і мікроплит. Очевидно, до них треба віднести і розломи, які відділяють континентальну кору від океанічної на пасивних окраїнах континентів, де вони приурочені до континентального підніжжя. У давніх геосинкліналях вони, ймовірно, були границями евгеосинклінальних і міогеосинклінальних систем, нерідко трансформувалися в глибинні насуви внутрішніх зон на зовнішні (Головний глибинний розлом Уралу). Ймовірно, до них потрібно відносити і крайові шви платформ, які виділяються М.С.Шатським. У сучасній структурі їм відповідають розломи, котрі обмежують мікроконтиненти в океанах і серединні масиви в геосинклінальних областях. На континентах до них відносяться розломи основних рифтових систем, які також, по суті, є обмеженнями мікроконтинентів. Так, наприклад, Східно-Африканська рифтова система відділяє від Африканської платформи Сомалійську плиту, а її продовження - рифт Червоного моря - Аравійську плиту.

Як особливий різновид розломів другого порядку виділяються наскрізні розломи, які перетинають границі континент-океан і різні структури вищого порядку, наприклад, трансформний розлом Меррей на сході Тихого океану, який заходить на Північноамериканський континент. На континентах такі розломи виділяються під назвою лінеаментів, зокрема, континентальна гілка вищезазначеного розлому Меррей має назву Техаського лінеаменту. Такі структури можуть бути видовжені в ланцюги протяжністю до кількох тисяч кілометрів. Прикладом останніх може бути Дніпрово-Тянь-Шанський лінеамент, який простягається на відстань понад 2000 км від басейну р. Прип’яті до північно-західних відрогів Південного Тянь-Шаню. Він контролює розміщення Прип’ятської синеклізи, Дніпрово-Донецької западини, структури складчастого Донбасу, вал Карпінського на північному Маничі, складчасту зону Мангишлаку та північно-західні відроги Тянь-Шаню. Ці структури мають різний вік, що вказує на тривалу активність (від палеозою до мезокайнозою) розлому.

До цього ж типу структур відноситься Урало-Оманський лінеамент, який простягається в меридіональному напрямку вздовж Уралу до берегів Аравійського моря. У північній частині він контролює розміщення розривних і складчастих структур Уралу рифейсько-пізньопалеозойського віку, а в південній - альпійські структури Ірано-Афганського сектора. Причому, якщо північні фланги лінеаменту практично співпадають з простяганням Уральського складчастого поясу, то південні різко незгідно січуть структури Середземноморсько-Гімалайського поясу.

До розломів третього порядку відносяться всі інші глибинні розломи на континентах і в океанах. Вони обмежують рифтові структури й авлакогени фундаменту континентальних платформ, розділяють основні структурно-формаційні зони геосинклінальних систем (так звані шовні зони), у вигляді трансформних розломів призводять до зсувів осей океанічних хребтів. Зокрема, до цих розломів можуть бути віднесені сейсмофокальні зони Беньофа, по площині яких відбувається підсув океанічної кори під континентальну.

Так, у районі Курильського пасма і Камчатки зона Беньофа нахилена під кутом 30-60^0 під континент, а її вихід на земну поверхню приурочений до середньої частини внутрішнього схилу глибоководного жолобу. В інших районах вона може бути розташованою вздовж підніжжя континентального схилу. Ширина виходу у межах Курильського пасма досягає 100 км. Найбільша сейсмічна активність приурочена до верхньої частини сейсмофокальної зони (150-200 км), з глибиною знижується кількість осередків землетрусів та енергетичний рівень сейсмічності. У поверхневій частині зони розвинені поздовжні й поперечні розломи; останні (Авачинський, Парамуширський) розтинають дно океану, глибоководний жолоб, острівну дугу і прилеглу частину Охотського моря. Відзначається зв'язок сучасного вулканізму з глибинною сейсмофокальною зоною. Часом її закладення вважається середній міоцен.

3.4. Роль глибинних розломів в розвитку земної кори і розміщенні корисних копалин.

Статистичними дослідженнями було встановлено, що на континентах переважає чотири головних напрями розривних і складчастих структур незалежно від їх геологічного віку: субмеридіональне і субширотне (або ортогональне) і два діагональних (ПС і ПЗ). Провідну роль відіграє ортогональна мережа. Передбачається, що подібна геометрізація структури земної кори зумовлена наявністю своєрідної системи зон підвищеної проникності, яка була закладена на ранніх етапах розвитку нашої планети. Вона є проявом глибинних процесів і має назву регматичної сітки. У свою чергу, вона визначає розміщення найважливіших поверхневих структурних елементів земної кори.

Щодо значного віку регматичної сітки розломів нашої планети свідчить наявність структур такого типу вже в архейський етап розвитку, наприклад, субмеридіональна Велика Дайка в Зімбабве, субширотний пояс Лімпопо, який розділяє кратон Каапвааль і Зімбабвійський, субмеридіональні і субширотні структури Австралії, субмеридіональні структури УЩ і ін. Її виникнення пов'язане з набуванням земною корою крихкості і пружності, достатньої для виникнення і фіксації системи розломів, у той час як у більш пластичній нижній частині земної кори і верхній мантії глибинні розломи, ймовірно, були представлені насамперед зонами пластичної течії речовини, що створювало передумови переміщення великих блоків земної кори.

Причинами утворення регматичної сітки розломів вважають виникнення напружень, пов'язаних з періодичними змінами швидкості осьового обертання Землі. Схожий структурний малюнок, орієнтований закономірно щодо осей обертання, спостерігається й на інших планетах земної групи, що говорить про загальну закономірність їх розвитку на ранніх стадіях.

Вважається, що в геосинклінальних поясах на початкових стадіях їх розвитку серед глибинних розломів переважають глибинні скиди - наслідок загального процесу розтягнення земної кори. З цим етапом пов'язана максимальна відкритість розривних систем, що проявляється у масовому виверженні лав і проникненні силів основного і навіть ультраосновного складу. У цей же час складчасті системи набувають сегментованої будови за рахунок розвитку мережі поперечних зсувів, схожих з трансформними розломами океанів. Іноді їх називають транскурантними розломами.

На останніх етапах геосинклінального розвитку розтягуючі напруження змінюються напруженням стиснення. В цих умовах розвивається переважно система глибинних підкидів, насувів і поздовжніх зсувів, паралельних простяганню складчастих систем. Останні, як з'ясовано, для складчастих поясів є найважливішими структуроутворюючими розломами, які зумовлюють процеси складчастості, і нерідко продовжують свою активність і під час платформного розвитку. Зокрема, до них приурочені численні структури активізації, наприклад, масштабні вулканічні (вулкано-плутонічні) пояси Східної Азії.

Протягом пізньоорогенної стадії виникає нова генерація глибинних скидів, які обмежують міжгірні западини (Ферганська) або їх ланцюжки (Ханкайсько-Амурський грабеновий пояс), часто контролюють прояви вулканізму у межах вулкано-тектонічних западин, грабеноподібних структур і ін. Однак, треба відзначити, що певна частина розривів такого роду підпорядкована динаміці зсувоутворення і знаходиться в динамічній єдності з великими зсувами (наприклад, підпорядкованість вулкано-структур Східно-Сіхоте-Алінського вулканічного поясу найважливішим зсувовим дислокаціям Сіхоте-Алінської складчастої області).

Платформній стадії відповідає переважний розвиток глибинних скидів, які обмежують авлакогени і рифтові структури, а також розсувних деформацій, кінцевою формою яких і є рифтові пояси.

Однак, немає ніяких причин вважати, що планетарні закономірності розривної тектоніки істотно мінялися з часу набуття земною корою крихкості.

Глибинні розломи відігравали важливу роль у формуванні різноманітних типів корисних копалин. По-перше, як зони підвищеної проникності, вони були шляхами проникнення

рудоносних магматичних і гідротермальних розчинів. Більше того, як структури з відносно зниженим тиском, вони ніби всмоктували розчини, сприяючи їх переміщенню. Рухаючись, гідротермальні розчини взаємодіяли з навколишніми породами, спричиняли їх метасоматичні перетворення, а часто і вилучали з бокових порід корисні компоненти, наприклад, олово, вольфрам, молібден. Це призводило до формування спеціалізованих розчинів, насичених тим чи іншим рудним компонентом або їх групою.

По-друге, в зонах впливу глибинних розломів формувалися структури, сприятливі для відкладання речовини з рудоносних розчинів. Прикладами розломів, котрі мають рудоконтролююче значення, можуть бути Головний Уральський розлом, у зоні впливу якого розміщені родовища хромових руд, титаномагнетитів, платиноїдів; Іртишська зона зіміття, що контролює Алтайський поліметалічний пояс з родовищами руд кольорових металів; Фергано-Таласький розлом, який визначає розміщення рудного поясу Карамазара; Тирниаузський розлом, у зоні впливу якого розміщений однойменний рудний район та ін. Особливо сприятливими виявляються ділянки перетину глибинних розломів, до яких часто приурочені рудні райони і вузли різних корисних копалин.

Треба мати на увазі, що зона глибинного розлому - це складна динамічна система у межах якої поєднуються обстановки стиснення і розтягнення, а також розміщуються відповідні структури. У зв'язку з цим структурні пастки будь-якого типу треба розглядати, як похідні структуротворних процесів не тільки поверхневого плану, але й пов'язані з глибинними процесами, найбільш яскрава реалізація яких якраз і здійснюється в зонах глибинних розломів. Наприклад, структури розтягнення, сприятливі для локалізації жильного ендогенного зруденіння, звичайно орієнтовані під значним кутом до глибинних зсувів, які є структурами стиснення. Однак, їх виникнення зумовлене динамікою зсувоутворення. Більше того, у зв'язку з нерівною поверхнею зсуву такі розсувні структурні пастки можуть виникати безпосередньо в його площині. Приклади таких рудоносних структур є, ймовірно, практично в будь-якому рудному районі, котрий розташований в межах складчастого поясу. Це відноситься до всіх типів і видів ендогенних родовищ, а також до значної частини екзогенних. Формування сприятливих структур, які вміщують родовища марганцю, фосфору та інших елементів часто визначалося конфігурацією глибинних розломів.

До зон глибинних розломів, розвинених в фундаменті нафтогазоносних басейнів, часто приурочені ланцюжки родовищ нафти і газу. Це обумовлене також двома групами чинників. По-перше, навіть поховані, зони глибинних розломів дотепер залишаються структурами підвищеної проникності, сприятливими для підйому газових еманацій, що формують або сприяють формуванню нафтогазових родовищ. По-друге, над глибинними розломами в перекривному чохлі часто формуються сприятливі для концентрації вуглеводнів структури, як то системи локальних піднять, вали, антикліналі, які екранують розриви, зони підвищеної тріщинуватості, бар'єрні рифи, соляні вали. Відбувається виклинювання або літологічне заміщення колекторів, що створює найбільш сприятливі умови для міграції і акумуляції нафти і газу.

Нарешті, саме глибинні розломи є тими структурами, в межах яких здійснюється найбільш інтенсивна циркуляція підземних вод і де відбувається їх розвантаження у вигляді мінеральних і термальних джерел. Прикладом цього можуть служити термальні води Камчатки, Йєлоустонського національного парку, Кавказу і Карпат.

Рудоконтролююча роль глибинних розломів простежується від раннього докембрію, де відмічається прямий зв'язок з їх зонами родовищ золота, урану, платиноїдів і інших елементів, до сучасної епохи. У наші дні йде формування вулканічної сірки в кальдерах вулканів Камчатки і Курил, які контролюються глибинними розломами, на дні Червоного моря виливають свій рудоносний вантаж “чорні курці“, розташовані на осьовій частині зон розсувів.

3.5. Кільцеві структури.

Кільцева форма є характерною для багатьох геологічних об'єктів. Геологічна природа частини з них зрозуміла. Це різноманітні вулканічні структури (жерловини, кальдери, системи кільцевих дайок, вулканічні западини й інші об'єкти), магматогенні утворення (інтрузивно-купольні структури, кільцеві інтрузивні комплекси, протрузії та ін.), метаморфогенні (граніто-гнейсові куполи), діапірові структури (соляні куполи), склепіннєві підняття і западини, які пов'язані з порушенням ізостатичної рівноваги, вибухові структури (трубки вибуху), структури ударного або метеоритного походження (метеоритні кратери й астроблеми). Природа інших нелегко піддається розшифровці. У будь-якому випадку для них характерна округло-ізометрична форма, що звичайно добре відбивається в сучасному рельєфі у вигляді кільцевого і/або радіально-променистого розташування гідросітки, ізометричних піднять або западин рельєфу, концентричного або дугового розташування хребтів та увалів, долин і озер та ін. Ці структури добре піддаються дешифровці на аерофотознімках, особливо - на космічних знімках. За результатами фотографування Місяця, Марса, Меркурія вони виділяються і на цих планетах.

Було запропоновано велику кількість класифікацій кільцевих структур, але звичайно їх поділяють на магматичні, метаморфічні, тектонічні та імпактні (або астроблеми). Окремо виділяється група гігантських кільцевих структур або нуклеарів, діаметр яких досягає сотень і тисяч кілометрів. Вони, як вважається, сформувалися на ранніх стадіях розвитку Землі під впливом протопланетного метеоритного бомбардування.

Вивченням морфоструктур займалися численні наукові колективи, що пов’язане з їх важливим практичним значенням як концентраторів великої групи корисних копалин. Особлива роль у цьому відношенні належить алмазоносним трубкам вибуху (ПАР, Якутія, Австралія), лужним інтрузивним комплексам, які концентрують рідкіснометальну мінералізацію (Ловозерська інтрузія та ін.), кільцевим розшарованим інтрузіям, котрі вміщують мідно-нікелеве, хромітове і платинове зруденіння (Седбері, Норільськ, Бушвельдський комплекс). Важливу роль має вивчення закономірностей розміщення корисних копалин, пов’язаних з магматичними осередками над нерозкритими ерозією інтрузіями, низькотемпературного зруденіння, яке пов'язане з вулкано-кальдерами і концентричною мережею розломів палеовулканічних споруд. Нарешті, відомі приклади контролю розміщення зон нафтогазоносності з боку великих кільцевих структур.

У 1975 р. була підготовлена карта морфоструктур центрального типу території СРСР, де були виділені купольні, кільцеві і купольно-кільцеві структури домезозойських і мезокайнозойських структурних комплексів. Діаметр кільцевих структур, виділених на цій карті, коливається від перших десятків до сотень кілометрів, найбільша структура з діаметром 900 км була виділена на північному сході РФ. Особливістю таких структур є їх ієрархічна організація, коли структури більш високих рангів послідовно підпорядкують або включають в себе структури низьких рангів.

Особливий інтерес становлять метеоритні кратери або астроблеми, виникнення яких позв'язується з падінням на земну поверхню великих метеоритів. Усього в світі нараховується понад 130 астроблем розміром від 25 м до 100 км, з них 20 мають діаметр понад 20 км. Звичайно це округлі структури, як правило неглибокі западини, іноді з центральним підняттям, оточені зовнішнім піднесеним валом і заповнені ударною брекчією, яка перекриває інтенсивно зруйновані і тріщинуваті породи. Характерними мінеральними новоутвореннями метеоритних кратерів є такі високобаричні різновиди кристалічних фаз кремнезему, як коесит і стиповертит, інших сполук (рингвудит і жадеїт), а також такі незвичайні гірські породи, як:

- аутигенні брекчії, що характеризуються інтенсивною ударною тріщинуватістю;
- алогенні брекчії, які складені уламками ударного походження, що впали назад до кратеру, які зцементовані рихлим матеріалом (коптокласт); в матриксі міститься скло;
- імпактити - ударні брекчії, зцементовані склом; розрізнюють два різновиди імпактитів: зювіти - склувато-уламкові і тагаміти - масивні.

Особливі утворення метеоритних кратерів - конуси руйнування, які становлять собою конусоподібні структури, направлені вістрям догори, що краще всього проявляється у вапняках. Схожі структури були отримані при ударному експериментальному впливові. Крім того, в мінералах і гірських породах астроблем знижуються показники заломлення і двозаломлення, виникає ударне двійникування і кліваж.

Найвідомішим і широко описаним у науковій літературі є пліоценовий Арізонський кратер - чашоподібна западина глибиною 180 м, діаметром 1,2 км, оточена 30-60-м валом. Дно кратеру заповнене ударною брекчією, яка складається з кутастих уламків (від часток мм до 30 м) пермських і тріасових пісковиків потужністю 100 м, незгідно перекритою плейстоценовими відкладами. Ударний вплив виявлений до глибини 170 м.

На північній окраїні Анабарського щита знаходиться Попігайський кратер - округле зниження в рельєфі глибиною до 200-400 м, частково заповнене четвертинними пісками і галечниками. Внутрішня частина воронки кратеру становить кільцеве підняття діаметром 45 км, складене гнейсовою аутигенною брекчією, перекритою імпактитами (зювітами з пластоподібними і січними тілами тагамітів) потужністю до 2-2,5 км. Її зовнішня частина завширшки 20-25 км складена переважно алогенною брекчією потужністю понад 150 м, яка перекрита імпактитами, близькими за складом до гнейсів основи. Імпактити складаються зі скла, в якому розміщені оплавлені уламки гнейсів і їх мінералів. Осадові породи протерозою і раннього палеозою на бортах структури інтенсивно деформовані відцентровими насувами і радіальними зсувами. Вік кратера оцінюється в 30 млн. років.

Схожі кратери, хоча й меншого розміру, відомі на Балтійському щиті (Яніс'ярве), Російській плиті (Пучеж-Катунський, Калузький), Пай-Хої (Карська астромблема), УЩ (Іллінецький, Гусівський, Кам’янський). В літературі дискутується питання про можливе метеоритне походження улоговини озера Ханка, кільцевої структури Седбері в Канаді і Бушвельдського комплексу в ПАР, з якими пов’язані унікальні рудні скупчення мідно-нікелевих і хром-платиноїдних руд відповідно.

Існує цілий ряд кільцевих структур, які добре дешифруються на АФЗ, але не завжди мають геологічне пояснення. Припускається, що частина з них пов'язана з діяльністю вулканів і кільцевих теплових і енергетичних потоків, що їх обрамлюють; частина - з склепіннеподібними гранітними плутонами і гранітно-гнейсовими куполами; частина є реліктами протопланетної стадії розвитку Землі. Іноді на знімках крізь малопотужний платформний чохол ніби просвічують структури найдавнішої основи і соляні куполи. Великі і гігантські кільцеві структури іноді порівнюють з гіпотетичними “енергетичними центрами", розташованими в астеносфері, з місцями прориву до земної кори розплавлених мантійних мас (“гарячі точки"), або спливання глибинних мас у верхні оболонки.

Одним з прикладів можуть бути кільцеві структури Приазовського блоку УЩ, де під час дешифрування космознімків був виявлений цілий ряд різнорангових дугових і кільцевих структур [Балуев, 1986]. Вони об'єднуються в Західно-Приазовську дугову зону завширшки 12-15 км, протяжністю до 100 км. Вона контролює розташування структур архейської ефузивної західно-приазовської серії (гнейси, сланці, чарнокіти, мігматити з тілами метабазальтів та амфіболітів). Переважає центриклінальне падіння порід. Інтенсивно проявлені процеси ультраметаморфізму й інтрузивного магматизму (масиви діоритів, гранодіоритів, плагіомігматитів, пегматитів) з віком формування 2,1-1,8 млрд. років. Крім того, в зоні Чернігівського розлому розвинені прояви карбонатитової формації з апатит-рідкіснометальним зруденінням. Дуговій зоні відповідає аномалія магнітного поля того ж напряму.

З сходу до вищезгаданої зони примикає Елісеєвська кільцева структура, котра станвить собою гранітно-гнейсовий купол діаметром 30-35 км. З нею пов'язаний цілий ряд інтрузій тоналітів і діоритів (Салтичанський, Обіточинський, Елісеєвський і ін.).

До системи дугових лінеаментів приурочені поклади залізняків і пегматитові поля з рідкіснометальним зруденінням. Для останніх особливо сприятливими є вузли перетину кільцевих структур і розломів інших напрямів.

Розділ 4. Корові складчасті і розривні структури.

4.1. Тектоніка складок

Процеси деформації земної кори знаходять своє відображення в розвитку складчастих і розривних структур, які є своєрідною реакцією верхніх поверхів земної кори на динамічні напруження. Останні виникають як під навантаженням утворень, що їх перекривають, так і внаслідок прикладення двосторонніх та інших навантажень, зумовлених глобальними і регіональними тектонічними процесами. Основними системами сил або видами навантажень є стиснення, зсув, вигин і крутіння. У природі ці системи сил найчастіше проявляються в динамічному поєднанні, що багато в чому визначає характер виникаючих деформацій. Так, одноосьове (односпрямоване) стиснення призводить до прояву стискаючих умов у напряму дії сили стиснення і розтягуючих зусиль по площинах, перпендикулярних цьому напряму. Одноосьове розтягнення викликає розтягальне напруження в напрямку дії сили і стискальне - по площинах, перпендикулярних цьому напряму. Зсувові зусилля спричиняють до обертання, а якщо воно не може реалізуватися - до деформації об'єкта (куб перетворюється в ромбоедр, куля в тривісний еліпсоїд, орієнтований похило і т.д.

Напруження поділяються на нормальні й дотичні (або сколюючі), а деформації - на однорідні й неоднорідні, а також на крихкі (по-англійськи brittle), напівкрихкі або проміжні (semi-brittle, transitional) і пластичні (ductil). Пластичні деформації, які й призводять до виникнення складок, можливі тільки за умови наявності надмірного тиску за одним з напрямів (стрес). Виникнення і форма складок залежать від багатьох умов, головними з яких є величина і напрям стресових зусиль (найбільш сприятливі обстановки стиснення) і фізичні властивості порід, головним чином їх в'язкість. Чим нижча в'язкість, тим складніші і дрібніші складки, в породах з високою в'язкістю розвивається велика, але відносно проста складчастість, а в потужних покривах лав і в інтрузіях складчастість розвивається рідко. Велике значення мають також такі чинники, як температура (її зростання підвищує пластичність порід), швидкість деформації (підвищенню пластичності сприяє повільна деформація), внутрішньопоровий тиск води, яка міститься у породах (збільшує крихкість) і так звана повзучість матеріалу гірських порід (здатність пластично деформуватися).

До основних геометричних елементів складки відносяться [Ярошевский, 1981]:

- **ядро** (core) - внутрішня частина складки;
- **крила** (limbs, flanks) - частини складки між перегинами суміжних антикліналі й синкліналі;
- **шарнір** (hinge, keystone) - частина складки, де шари перегинаються під найбільш гострим кутом;
- **вісь** (fold axis) - лінія на поверхні шару складки, яка проходить вздовж шарніру через його середину, або лінія перетину поверхні шару подовжньою площиною симетрії; вигин осі - ундуляція;
- **осьова поверхня** (axial surface) - поверхня, що з'єднує осі складки в окремих шарах;
- **склепінна лінія антикліналі** (crestal line) - лінія, що з'єднує вищі точки покрівлі якого-небудь пласта антикліналі; зону кульмінаційних точок антикліналі, яка простягається вздовж склепіннєвої лінії, називають гребенем (crest), а поверхню, що з'єднує склепові лінії окремих шарів - склепіннєвою поверхнею (crestal surface);
- **кільова лінія синкліналі** (bottom line, trough line) - лінія, котра з'єднує нижні точки якого-небудь шару синкліналі;
- **нахил складки** (fold inclination) - кут між осьовою поверхнею і вертикальною площиною;
- **падіння осі** (pitch of fold axis) - кут між віссю і горизонтальною лінією;
- **радіус складки** (spacing) - відстань між осьовими поверхнями суміжних складок;
- **дзеркало складчастості** (enveloping surfaces) - дві поверхні, що обмежують перегини групи складок, тобто дотичні до покрівлі або підошви одного із зім'ятих пластів;
- **ширина складки** (wavelength of fold, width of fold) - відстань між лініями торкання однієї з поверхонь (дзеркал) із суміжними складками, що вимірюється перпендикулярно до цих ліній (звичайно відповідає відстані між склепіннєвими лініями сусідніх антикліналей або кільовими лініями сусідніх синкліналей);
- **висота складки** (height of fold) - відстань між двома поверхнями (дзеркалами групи складок), що вимірюється паралельно осьовій поверхні;

– **амплітуда складки** (fold amplitude) - відстань між двома поверхнями дзеркал групи складок, що вимірюється перпендикулярно до них.

Найбільш поширеними класифікаціями складок є ті, які беруть до уваги положення їх осьових поверхонь і крил а також загальну позицію складчастих форм. На цих принципах заснована кінематико-геометрична класифікація складок:

– **стояча складка** (upright fold) - осьові поверхні вертикальні;
– **похила складка** (inclined fold) - осьова поверхня нахилена, крила падають в протилежних напрямах;
– **перекинута складка** (overturned fold) - осьові поверхні нахилені, обидва крила падають в одному напрямі;
– **лежача складка** (recumbent fold) - осьова поверхня горизонтальна;
– **перевернена складка** (inverted fold) - осьова поверхня вертикальна або похила, складка займає зворотне положення, тобто антикліналь звернена опуклістю вниз, а синкліналь - догори (хибні антикліналь і синкліналь).

Напрям нахилу (перекидання) складок і спрямованість їх асиметрії називається вергентністю (sense of fold movements).

Морфолого-геометрична класифікація базується на характері форми складок в розрізі. Вона також ураховує відношення висоти до радіусу, за яким усі складки можуть бути поділені на складки великого, середнього і малого радіуса:

– **зигзагоподібні** (chevron folds) - гострі замки антикліналей і синкліналей, крила плоскі;
– **гребенеподібні** (crest-like folds) - гострі замки антикліналей, що чергуються з плоскими широкими синкліналями;
– **гіперболічні** - плавні, але яскраво виражені шарніри антикліналей і синкліналей, крила плоскі або майже плоскі;
– **параболічні** - плавні, іноді ледве помітні шарніри, які поступово переходять до крил; кривизна зменшується в міру віддалення від шарніру;
– **напівкруглі** (stvicircular folds) - по всьому розрізу вигин шарів однаковий, близький до дуги кола з постійним радіусом, шарніри невиразні;
– **сундучні** або коробчасті (box-folds) - плоскі або майже плоскі склепіння антикліналей і мульди синкліналей, що з’єднуються такими ж плоскими, дуже нахиленими крилами під більш або менш гострими кутами;
– **віялоподібні** (fan folds) - крила в перекинутому заляганні, хоч складка знаходиться в стоячому (не перекинутому) положенні.

За формою складок в плані виділяються:

– **лінійні антикліналі і синкліналі** - відношення довжини до ширини більше або дорівнює 5;
– **брахіантикліналі і брахісинкліналі** (brachy-anticlines, brachy-synclines) - 2-5;
– **куполи і мульди** (domes, basins) - менше за 2.

За загальною симетрією і циліндричністю виділяють складки симетричні і несиметричні, циліндричні (sylindrical fold, cylindroidal fold) і нециліндричні (noncylindrical fold), наприклад, конічні (conical fold), накладені (superposed fold). Виділяють також складки, що занурюються (plunging fold).

Нарешті, структурно-геометрична класифікація складок заснована на критерії співвідношень між шарами:

– **концентричні складки** (concentric folds) - вигини окремих пластів мають загальний центр, вони стають пологими далі від ядер;
– **подібні складки** (similar folds) - окремі пласти мають однакові або близькі вигини незалежно від відстані до ядер;
– **дисгармонійні складки** (disharmonic folds) - дуги кривизни окремих шарів різні і не мають загального центру;

Розглянемо основні механізми утворення складок.

Складки вигину (true folding, flexure folding) є найбільш поширеним типом складкоутворюючих процесів у верхніх поверхах земної кори. Головні складкоутворюючі чинники: горизонтальне стиснення і вертикальні рухи. Вигин у цьому випадку становить собою пружно-в'язку деформацію, причому пружна складова зазнає, як правило, повної релаксації, завдяки чому зім'яті шари навіть після зняття напруження не відновлюють своєї первинної форми. Часто для складок вигину спостерігаються лінзоподібні відшаровування у

склепіннєвих частинах, виповнені пластичним матеріалом або сідлоподібними жилами (saddle reefs). У крихких умовах деформації і під невеликим тиском покрівлі типовою формою руйнування шару, який згинається, є тріщини розтягнення, орієнтовані перпендикулярно до траєкторій розтягальних напружень. Тому виникаючі тріщини є субпаралельними до осей складок і близько-перпендикулярними до поверхонь верстуватості. Коли шарувата товща зминається, виникають міжпластові переміщення, які називаються складчастістю ковзання. Вона особливо характерна для ритмічно побудованих товщ з участю м'яких порід. У цьому випадку всередині шарів можуть виникнути дисгармонійні по відношенню до сусідніх шарів дрібні складки волочіння (drag folds) і кліваж сколювання (fracture cleavge). Вергентність дрібних складок волочіння і нахил поверхонь кліважу сколювання звичайно звернені у напряму до склепіннєвих частин антикліналей. Крім них можуть утворюватися дрібні зигзагоподібні складки зламу (kink folds), паразитичні складки (parasits folds) і птигматитові складки (ptygmatic folds), а розтягнення в площині напластування приводить до виникнення будинажу – розтягнення твердіших пластів всередині пластичних на лінзоподібні уламки.

Складчастість сколювання (shear folding, slip folding) відрізняється значним переміщенням гірської маси вздовж поверхонь, які є субпаралельними до осьових поверхонь складок і, отже, перетинають напластування. Утворення поверхонь сколювання скоріш за все зумовлене дією пари сил (подібно до виникнення кліважу) за умови сильного тиску поверхні покрівлі. Тому вони характеризуються крутим орієнтованим паралельно падінням. Складчастість виникає за рахунок поступального прослизання окремих ділянок шару вздовж цих поверхонь, загальна амплітуда яких на великому просторі може створювати великі складчасті форми. Така складчастість утворюється в більш пластичних, м'яких породах.

Складчастість течії (flow folding) виникає за рахунок в'язко-пластичної течії гірських порід під впливом тектонічних процесів у певних термодинамічних умовах середовища. Процес течії залежить від типу порід і характеру складкоутворюючих сил, але в будь-яких випадках він розвивається як однорідний у всій масі порід. Проміжним типом складчастості між складками сколювання і складками течії є складки кліважу, який викликається пластичною течією, грубо паралельною осьовим поверхням. Внаслідок цього створюється чітко виражена плоско-паралельна текстурна орієнтація або сланцюватість. Вона свідчить про ламінарний характер пластичної течії, що здійснюється за принципом ковзання по надзвичайно густих, субмікроскопічних поверхнях. Складки течії звичайно мають тонку дисгармонійну структуру, що обумовлене літологічною неоднорідністю порід. Така складчастість характерна для глибоко метаморфізованих порід типу вічкових і смугастих гнейсів, мігматитів і кристалічних сланців.

Причинами утворення складчастості можуть бути просте стиснення (характерні різні складки поздовжнього вигину), дія пари сил у вертикальній площині (завдяки чому утворюються великі насуви і шар’яжі з властивою їм складчастістю), дія пари сил у горизонтальній площині (утворення складок одночасно із зсувоутворенням), вертикальні рухи (характерна форма - складки поперечного вигину), а також гравітаційне ковзання, діапіризм, гравітаційне ущільнення, осідання порід, збільшення їх об'єму, проникнення інтрузій і обвалення вулканічних кальдер, гляціодислокації та ін.

Серед покривної складчастості найбільш розвинені компресійні складки стиснення, які характеризуються виразною лінійністю, витриманою орієнтацією осей і нахилом їх осьових поверхонь або вергентністю. Цей тип складчастості є характерним для більшості геосинклінальних поясів типу Альп, Тянь-Шаню, Уралу й ін. Основний механізм утворення складок цього типу пояснюється підсувом кристалічного фундаменту платформ під геосинкліналі з зустрічним наповзанням геосинклінальних мас на платформи. Ймовірно, ці ж процеси зумовлюють виникнення регіональної складчастості і на платформах, навіть на великій відстані від рухливих поясів.

Особливе значення має глибинна (синметаморфічна) складчастість, широко розвинена в докембрійських товщах, особливо в гранітно-гнейсових куполах кристалічних щитів. Вона представлена складками течії, що розвиваються в умовах всебічного стресу і

високопластичного стану порід за високих тисків і температур. Переміщення речовини відбувається у вигляді в'язко-пластичної течії по всій масі порід.

4.2. Тектоніка розривів.

Розривним зміщенням або розломом називають розрив суцільності порід вздовж поверхні розривного зміщення або зони розриву і переміщення по ній. Ділянки гірських порід, розділені поверхнею розриву називаються крилами розриву. У залежності від напряму відносного переміщення розрізняють підняте й опущене крило, а в разі субгоризонтального розриву виділяють висяче і лежаче крила.

За кутом падіння поверхні розривного зміщення виділяють вертикальний (90^0), похилий ($0\text{-}90^0$), крутопадаючий ($45\text{-}90^0$), пологопадаючий ($0\text{-}45^0$) і горизонтальний розриви. За відносним переміщенням блоків виділяють:

- **скиди і підкиди** з переміщенням у вертикальній площині по крутопадаючій поверхні розриву, які поділяються на нормальні скиди (поверхня розриву нахилена у напрямку опущеного крила); підкиди (поверхня розриву нахилена у напрямку піднятого крила); вертикальні скиди (поверхня розриву вертикальна);
- **зсуви** з переміщенням у горизонтальній площині по крутопадаючій поверхні розриву, які поділяються на ліві зсуви (з переміщенням протилежного крила ліворуч або проти годинникової стрілки); праві зсуви (з переміщенням протилежного крила праворуч або за годинниковою стрілкою);
- **скидо- і підкидо-зсуви** з переміщенням у вертикальній і горизонтальній площині одночасно по крутопадаючій поверхні розриву, яка нахилена у бік опущеного (скидо-зсув) або піднятого (підкидо-зсув) крила; за умови вертикального розміщення поверхні розриву виділяється вертикальний скидо-зсув;
- **насуви** з переміщенням у горизонтальній площині по поверхні зміщення, яка падає полого.

За співвідношенням з простяганням основних складчастих структур виділяють поздовжні, поперечні й діагональні, а також згідні й незгідні розриви. Основні параметри розривів:

- **ковзання** - дійсне переміщення крил вздовж поверхні розриву;
- **роз'єднання** - уявне переміщення шару, який перетинається розривом, що вимірюється в різних площинах;
- **розмах** - вертикальна складова переміщення крил розриву;
- **зяяння** - горизонтальна складова роз'єднання крил розриву.

З точки зору механізму утворення, поверхні зміщення розриву можна поділяти на розриви крихкого і в'язкого типів. Перші є поверхнями руйнування, які утворюються за умови таких пружних деформаціях, коли дотичне напруження перевищує міцність на зсув. Звичайно вони представлені нормальними скидами і зсувами і супроводжуються зонами інтенсивного дроблення порід, тріщинуватості. Другі - це поверхні руйнування, які утворюються, коли деформація в зонах, схильних до зсуву, перевищує в'язкість матеріалу в даних умовах. Такі розриви звичайно групуються в цілі серії і часто супроводжуються численними паралельними тріщинами. Вони супроводжуються дрібно-уламковою брекчією, тектонічним борошном і мілонітами, складками волочіння і прирозломними пластичними вигинами шарів. Розриви в'язкого типу часто розгалужуються, роздвоюються, на кінцях розломів, де амплітуда зміщення затухає, утворюються численні відгалуження. На їх продовженні часто розвиваються плікативні структури: на продовженні скидів - флексури, підкидів - асиметричні антикліналі, зсувів - флексурні складки з крутопадаючою віссю. Як правило, такими розривами бувають підкиди і насуви.

Розриви в'язкого типу, особливо скиди і зсуви, звичайно виникають на ранніх фазах діастрофічних циклів, які характеризуються великою глибиною і невеликою швидкістю деформацій. Крихкі розриви в основному приурочені до заключних фаз, особливо до періодів тектонічної інверсії. У платформних областях вони переважно зосереджені у верхньому структурному ярусі.

Особливим типом розривних порушень є синседиментаційні розриви - розривні зміщення всередині або на краях седиментаційних басейнів, активні під час осадконакопичення. Вони представлені скидами, які відрізняються від звичайних скидів різною потужністю відкладів

на крилах - значною в опущеному і невеликою у піднятому. Часто вони супроводжуються зсувовими явищами нелітифікованих відкладів, присутністю міжформаційних конгломератів і конглобрекчій в опущеному крилі.

Скиди утворюються під дією гравітаційного навантаження, коли вісь максимального головного напруження розташована вертикально. Таке навантаження виникає в умовах підняття ділянок земної кори, яке супроводжується його зменшенням і виникненням розтягальних напружень, а також під впливом горизонтальних розтягальних напружень. Це призводить до утворення тріщин відриву, за якими відрив гірської маси в умовах крихкого руйнування відбувається вмить, однак подальші рухи по поверхні зміщення можуть продовжуватися протягом тривалого часу. Це знаходить відображення в зміні фацій і потужності порід у різних крилах скиду. Такі скиди звичайно представлені поодинокими великими тріщинами відриву. Відрив гірської маси супроводжуються дробленням порід, виникненням тектонічних брекчій.

В умовах в'язкого руйнування механізм формування скидів дещо інший. Тут наростання амплітуди зміщень відбувається поступово, а рух блоків земної кори здійснюється вздовж цілої серії зближених паралельних площин. Цей процес супроводжується утворенням тріщин сколювання, прирозломною складчастістю і флексурами. Зони розривних порушень супроводжуються мілонітами й тектонічними глинами. Такі розломи характерні для глибинних зон земної кори, де також часто поверхні скидів стають пологішими, а на значній глибині можуть зливатися в єдину субгоризонтальну поверхню зриву (лістричні скиди).

Протяжність скидів може досягати кількох сотень кілометрів (наприклад, розлом Дарлінг в Австралії, границя Східно-Африканського грабена й ін.). Скиди можуть проникати на глибину від перших до 20 км, прикладом чого є регіональні скиди на континентальних платформах і в рухливих поясах (у цьому разі їх правильніше відносити до категорії глибинних розломів).

Підкиди утворюються за умови вертикального положення осі максимального головного напруження в обстановці всебічного стиснення. Особливо масовий розвиток підкидів відбувається в тектонічно активних областях із значними горизонтальними навантаженнями. У зв'язку з так званою проблемою простору, найбільш поширені підкиди у верхніх поверхах земної кори, особливо ті, що виходять на поверхню, де можуть перейти до пологих насувів. Вони ж мають і найбільші амплітуди. Однак характерним явищем в зонах асиметричної складчастості і насувів є зменшення кута нахилу поверхні зміщення з глибиною, тобто підкиди можуть перейти в насуви і на глибині.

Зсуви утворюються в системі з вертикальним положенням однієї осі проміжного головного напруження і горизонтальним двох інших осей в умовах горизонтального тектонічного напруження. Така система не може утворитися в умовах висхідних тектонічних рухів, оскільки в цьому випадку вертикальне напруження постійно переважає над горизонтальними. Зсуви можуть відноситься як до крихкого, так і до в'язкого типу. Перші широко розвинені в структурах чохла континентальних платформ, а другі характерніші для складчастих областей. Їх амплітуди практично не обмежені в порівнянні з іншими типами диз’юнктивів і можуть досягати десятків і сотень кілометрів для глибинних структур. Однак, під час зсувоутворення необхідною є компенсація переміщень за рахунок скорочення розмірів крил, що, як правило, призводить до складчастості. Іншими можливими механізмами компенсації є виникнення підкидів і насувів у фронтальній частині крил, що рухаються. До їх тилових частин, навпаки, приурочене утворення структур розтягнення, зокрема, систем скидів і розсувів. Затухання зсувів у горизонтальному напрямі часто відбувається шляхом їх розгалуження на ряд другорядних зсувів і скидів, які утворюють своєрідні структури “кінського хвоста". Для складчастих систем характерний розвиток системи взаємопов'язаних діагональних правих і лівих зсувів. Їх наявність вказує на обстановки регіонального стиснення, поперечного до простягання системи зсувів. Особливо складну будову мають системи регіональних зсувів, які відносяться до глибинних розломів. У чохлі платформ над ними може розвиватися дрібна кулісоподібна складчастість і невеликі розриви.

В умовах взаємодії розривних порушень кількох типів (зсувів, скидів і підкидів) в єдиній динамічній системі утворюються горсти, грабени і розсуви.

Горсти представляють лінійну структуру, обмежену з двох сторін підкидами або скидами і піднесену відносно суміжних ділянок. Горсти, обмежені скидами, є пасивними структурами, які утворилися за рахунок опускання сусідніх ділянок, а обрамлені підкидами - активними, які виникли внаслідок блокового підняття фундаменту.

Грабени - лінійні структури, обмежені скидами, опущені відносно суміжних ділянок. Зустрічаються симетричні й асиметричні грабени. Асиметрія будови, як правило, зумовлена нерівномірністю рухів по скидах, які обрамлюють грабен. Часто для грабенів характерні різко виражені, ніби підняті, краї (африканські грабени), що може бути наслідком або підіймання території до утворення грабену, або поворотом блоків вздовж викривлених поверхонь, які їх обмежують. Виділяються також накладені й конседиментаційні грабени. Останні розвиваються протягом тривалого часу і мають зональну будову з різким збільшенням потужності осадків в осьовій частині і її скороченням на периферії.

Для багатьох грабенів характерні своєрідні розгалуження на кінцях, що дозволило Г. Клоосу висунути гіпотезу походження грабенів за рахунок розтягнення в склепіннєвих частинах куполоподібних піднять. Такий механізм, з такими ж характерними формами закінчень, спостерігався в експериментах з моделювання тектонічних процесів. Розгалуження на кінцях грабенів у цьому випадку є відображенням розгалуження зони максимального розтягнення в періклінальних частинах підняття. Однак, подібне підняття не завжди буває вираженим на поверхні Землі і часом представлене лінзоподібними “рифтовими подушками" під підошвою земної кори, які утворюються під впливом висхідних конвекційних рухів у мантії.

Розсуви відносяться до розривів, коли переміщення крил відбувається перпендикулярно один до одного. У результаті утворюються послаблені зони, або зяючі тріщини, які дуже часто заповнюються або магматичними породами у вигляді окремих дайок чи їх систем, або відкладанням рудоносних розчинів у вигляді жильних рудних тіл.

Системи горстів, грабенів і розсувів можуть формуватися і в обстановці типового зсуву. Це пов'язане з нерівномірним тертям, яке протидіє зсувовому переміщенню. У свою чергу, це зумовлено непаралельною формою гілок зсуву і нерівномірністю переміщення різних блоків і різних частин одного блоку. У зв'язку з тим, що грані блоків непаралельні, у поперечному напрямі до поверхні зсуву проявляється то надлишок, то нестача простору, внаслідок чого відбувається або “видавлювання" горстів, або формування систем розсувів і грабенів, обмежених скидо-зсувами. Такі ж тектонічні форми будуть спостерігатися і при зсуві вздовж дугоподібної або хвилястої поверхні розриву, причому навіть у тому випадку, коли вона вигнута лише за падінням. Системи зяючих тріщин сприятливі для формування рудних тіл.

Насуви часто є продовженням розвитку підкидів, однак часто трапляються насуви, які не мають коренів. Ці насуви важко відрізнити від шар’яжів. Звичайно насувом вважають горизонтальну структуру, переміщення по якій не перевищує перші десятки кілометрів (насув Гларус в Альпах - 30 км), а частіше становить перші кілометри. Більш масштабні горизонтальні переміщення відомі під назвою шар’яжів. У виникненні насувів важливе значення має наявність горизонтального тиску і присутність високопластичних порід, які відіграють роль “мастила" вздовж поверхонь насувів, особливо в обстановці насиченості порід водою в основі насувів. Формування системи насувів звичайно йде паралельно зі складчастістю, причому дуже стиснуті нахилені й перекинені складки найбільш сприятливі для виникнення насувних зміщень. З іншого боку, рух гірської маси по поверхнях насувів посилює процеси складкоутворення, збільшує кількість і амплітуду складок, що у свою чергу, призводить до збільшення числа й амплітуди насувів. У результаті формуються зони дуже складної будови, де первинні породи глибоко перероблені процесами динамометаморфізму і представлені, як правило, тектонічними сланцями і будинітами. Вкрай перероблені породи залягають в основі гігантських насувів - тектонічних покривів або шар’яжів.

4.3. Тектонічні покриви (шар’яжі).

Тектонічні покриви або шар’яжі (від фр. charriage), або наппи (від фр. nappe) - це гігантські насуви, як правило хвилястої будови, з переміщеннями величезної маси гірських порід за десятки і сотні кілометрів. Уперше вони були встановлені в Альпах наприкінці XIX століття французьким геологом М.Бертраном, а потім виявлені у складі практично всіх рухливих поясів нашої планети.

У складі покривних структур розрізняють підстилаючий автохтон - комплекс порід, які не мали істотних переміщень, і насунутий на нього алохтон або переміщені маси порід. Вони розділені поверхнею або потужною зоною зриву, яка складена тектонічними брекчіями, тектонічними глинами, меланжем, мілонітами й іншими утвореннями. Нерідко до основи покривів приурочені комплекси офіолітів (Загрос, Оман, Альпи), потужні зони гідротермальних змін і динамометаморфізму. Як правило, покриви представлені нагромадженням різнорідних або однорідних тектонічних пластин, у зв'язку з чим характеризуються дуже складною будовою й утворюють тектонічні пакети великої потужності та значного горизонтального розмаху.

У тілі покриву розрізняють його лобову або фронтальну частину, серединну і тильну. Область, звідки покрив починає свій рух, називається кореневою. У процесі руху покриву в його лобовій частині і підошві утворюється тектонічний меланж (від фр. melange) - тектонічна брекчія, в якій відбувається хаотичне змішування різнорідних і різновікових уламків гірських порід. Серед них можуть зустрічатися як ті, що входять до складу самого покриву, так і ті, які були відірвані від різноманітних комплексів порід під час його руху. Дуже характерним є серпентинітовий меланж, до складу якого входять уламки серпентинізованих офіолітів. Матриксом меланжу звичайно служать інтенсивно тектонізовані породи аж до тилітів і мілонітів. Іноді від покриву відокремлюються ділянки, які називаються кліпами. У зв'язку з нерівною хвилястою поверхнею покриву і різними денудаційними процесами після його становлення, всередині покриву може відслонюватися ділянка автохтону, яка в цьому випадку називається тектонічним вікном.

За часом утворення виділяють доскладчасті, співскладчасті і післяскладчасті покриви. Перші виникають протягом ранніх стадій розвитку геосинклінальних систем і, по суті справи, є конседиментаційними покривами зсування, тобто займають проміжне положення між осадочними і тектонічними утвореннями. Причиною їх виникнення є гравітаційна нестійкість гірської маси на пологих континентальних схилах в умовах тектонічної нестабільності, високої пластичності слабо літифікованих порід, наявності водного середовища, що полегшує рух покривів такого роду. Пізніше вони залучаються до лінійної складчастості, яка іноді суттєво змінює їх первинну структуру. Такі покриви відомі на Малому Кавказі, в Тянь-Шані, на Сіхоте-Аліні і в багатьох інших складчастих системах.

Співскладчасті покриви є одним з найяскравіших виявів розвантаження горизонтальних тектонічних напружень, що виникають завдяки взаємодії літосферних плит і вертикальних тектонічних напружень, які спрямовані з глибин Землі до крайових частин рухливих поясів. Формування таких покривів відбувається синхронно зі складчастістю а часто й зумовлює цю складчастість. Покриви такого типу широко розвинені в Альпах (Пенінська група покривів), в Канадських Кордильєрах тощо.

Післяскладчасті покриви також дуже поширені. Серед них виділяють покриви, які виникають з лежачих складок (розвиваються при зриві верхнього крила лежачих складок, яке переміщується по субгоризонтальній поверхні) і покриви сколювання. Останні є найбільшими тектонічними спорудами, котрі охоплюють максимально великі площі і мають найзначніші амплітуди горизонтального зміщення. Вважається, що в їх виникненні головну роль відіграли глибинні підсуви гранітно-метаморфічного фундаменту під осадочний чохол. Вони є типовими для Східних Карпат, Скелястих гір, Аппалачів, Уралу та інших гірських областей, де утворюють покривно-лускаті споруди, які наповзають на навколишні континентальні маси і звичайно складені пакетом покривів і пластин дуже складної будови.

Походження шар’яжів здавна було темою жвавої дискусії. Звичайно їх поділяють на гравітаційні і компресійні покриви. Що стосується перших, то це, по суті, гігантські зсуви,

які утворюються переважно в підводно-морських умовах за рахунок гравітаційної нестійкості мас гірських порід. Виникнення компресійних покривів зумовлено процесами регіонального стиснення і течії, які проявляються в умовах низьких значень коефіцієнта тертя, або наявності високопластичних порід (глинистих, гіпсових та ін.) вздовж поверхні деформацій в основі покривів. Роль мастила можуть виконувати також високо обводнені горизонти, по яких ковзає покрив, інакше кажучи, високий поровий тиск води. Швидкість руху покривів, за розрахунками різних дослідників, коливається від 5-10 до 20-40 мм/рік (Карпати, Альпи, Динариди), однак, як правило, вони рухаються не плавно, а стрибками, тому для ряду покривів і для різних відрізків часу швидкість руху може мати і більші значення.

Після припинення руху покрив запечатується молодшими утвореннями, які називаються неоавтохтоном, однак рух покриву може поновлюватися і тоді ці шари також залучаються до переміщення.

Для прикладу опишимо склад і будову тектонічних покривів магрибід Тель-Атласької області Західного Середземномор'я, де виділяється чотири основних палеогеографічних зони [Caire, 1977; Durand Delga, Fontbote, 1989]:

- **внутрішня**, яка представлена розчленованими уламками Альборанської плити (континентального кристалічного масиву з осадочним чохлом палеозою-мезозою): Ер-Риф в Марокко, Велика і Мала Кабілія в Алжирі (яким на північному узбережжі Середземного моря відповідають кристалічні масиви С'єра-Невада і Малага в Іспанії, Пелорітанський в Північній Сицилії, масиви Калабрії і Тоскани в Італії), оточених з півдня утвореннями Вапнякового пасма або Дорсалю;
- **область флішу**, яка відповідає глибоководному морському басейну з осадконакопиченням від середньої юри до бурдигалу;
- **зовнішня тель-рифська область** - тетічна окраїна африканського континенту, яка складається з автохтону і паравтохтону тельських фацій (масиви Уарсеніс, Бліда, Ходна та ін.) і тельських покривів (інфра-, епі-, південно-тельский та їх аналоги);
- **передсахарська область** африканського бордюру, яка складена кулісоподібно змінюючими одна одну із сходу на захід структурами Марокканської Месети, Середнього Атласу, Оранської Месети, Високого Плато, Сахарського Атласу і Туніського Атласу.

Остання область становить собою моноклiналь, де різнорідні домезозойські структури перекриті полого складчастим мезокайнозойським чохлом субплатформних відкладів крайової частини Африканської платформи.

Головною структурною особливістю Північного Атласу (зовнішня зона) є наявність системи тектонічних покривів еоцен-міоценового віку, які були насунуті в південному напрямку. Ідея про існування тут тектонічних покривів була вперше висунена П.Термє ще у 1905 р., але остаточне визнання вона завоювала лише у 1948 р., коли під час буріння свердловини в районі Сіді-Аісса (Уед Гетеріні) був виявлений факт перекриття лускатим комплексом крейди та еоцену (750 м) нижньоміоценових відкладів (>1000 м). Серед алохтонних комплексів, насунутих на передсахарські автохтонні структури, виділяють від 15 до 18 тектонічних одиниць, які об'єднуються в трьох групах: інфра-, епі- й південно-тельскі покриви. Автохтон і субавтохтон Південного Телю складений неритовими і рифовими фаціями крейди і субнеритовими - раннього міоцену. В основі тектонічних покривів звичайно залягає гіпсово-соленосний тріас, який відігравав роль мастила під час їх руху. Інфрательский покрив в основі розрізу алохтонних споруд складений вапняками і глинисто-піщаними фаціями крейди, конгломератами, пісковиками і мергелями міоцену; південно-тельский - мергелями і пісковиками олігоцену й міоцену, а також мергелями лютету, сенону, іпру; епітельский - інфранеритовими фаціями верхньої крейди, мергелями іпру, лютету, олігоцену. На тельскі покриви насунуті піднумідійський (мікробрекчії і конгломерати сенону й міоцену) і нумідійський (пісковики олігоцену) покриви. З півдня на північ вік підрозділів зменшується, відклади стають більш глибоководними.

Кристалічні масиви внутрішньої області - це залишки давньої зони підняття, яка в ранньому міоцені була розбита розломами з переміщенням блоків на південь і схід на декілька десятків кілометрів. Кабільський цоколь складається з двох серій: нижньої (грануліти, гранатові піроксеніти, форстеритові мармури) і верхньої (гнейси і слюдисті

сланці протерозою). Вони незгідно перекриті філітами, пелітами і вапняками силуру. У складі інших масивів (Шенуа) описані графітові і слюдисті сланці, мармури, кварцити, гнейси, перекриті конгломератами і червонобарвними породами пермі - тріасу; вапняки девону-карбону з силами й дайками спілітів та альбітофірів (від девону-карбону до тріасу). Малий Кабільський масив було насунуто на вулканогенно-осадочні утворення офіолітового комплексу Тексена.

З півдня Кабіліди оточені покривами вапнякового Дорсалю - гірськими спорудами, які простягаються на 1000 км із сходу Гренади через Марокко (Хаус, Дорсаль Шауєн, Бокойа) до Алжиру (мис Тенес, Шенуа, Арба, Джурджура, Шеллата, Джебель Сіді-Дрісс) і далі до Сицилії. У розрізі виділяються філіти ордовику, сланці силуру і карбону, конгломерати і червонобарвні породи пермі, піщано-пелітові відклади пермі - тріасу з горизонтами комірчастих доломітів з гіпсом, вузлуваті вапняки і доломіти середнього-верхнього тріасу, вапняки і кремені юри, мергелі і мергелисті вапняки крейди, які трансгресивно перекриті палеоценом. З півдня Дорсаль звичайно обмежений тектонічним контактом флішового комплексу, а з півночі на нього насунуто палеозой.

Береговий алохтонний фліш утворює на півдні Дорсалю і тектонічно під ним смугу покривів південної вергентності, які частково перекривають і кабільські масиви. Виділяють два основних типи флішу: мавританський, суттєво теригенний (який включає фації Герруш), і месалінський, якій змінює мавританський фліш на півдні. Месалінський фліш за своїми фаціальними особливостями є перехідним до тельских фацій. Разом з флішем у Північному Телі знаходяться олістостромові шари, які часто заміщують фліш за простяганням, тобто є сингенетичними утвореннями. Вони, як правило, залягають в основі покривів ковзання. Вище флішових залягають нумідійські алохтонні серії, які складені флішоїдним або моласоідним чергуванням потужних пластів грубозернистих пісковиків з добре обкатаним кварцом і пелітів олігоцену. Питання щодо природи флішового трогу і наявності субстрату крейдового флішу, стосовно джерел постачання матеріалу нумідію залишаються дискусійними.

Головні тектонічні події африканського бордюру зумовлені формуванням розсуву Середземного моря і зіткненням жорстких плит Середземноморської “мозаїки". У Телі це виявилося в переміщенні на південь різнорідних тектонічних покривів. Перша тектонічна фаза приурочена до середнього еоцену - раннього олігоцену, а формування тельських покривів - до міоцену. Рух покривів не був одноактним, неодноразово поновлювався, загалом омолоджуючись до зовнішніх зон. У післяпокривному (по відношенню до флішових покривів) міоцені північних басейнів осадконакопичення всередині лангу виявлена стратиграфічна перерва. Вона, як вважається, пов’язана зі становленням південно-тельських покривів у південних басейнах, де міоцен поділяється на допокривний (перекритий покривами); післяпокривний (який “запечатує" ці покриви); і алохтонний (який бере участь в їх будові). Тим самим у першому наближенні можна орієнтовно оцінити швидкість руху покривів як 10-15 см/рік або 100-150 км за 1 млн. років.

Існує дві групи гіпотез щодо природи Північно-Африканського (Західно-Середземноморського) орогенезу. Перша пов'язує його з активним зміщенням кабілід на південь за умови нерухомості Європи та Африки. Це викликало субдукцію на північ флішового трогу, розташованого на південному фронті уламків Альборанської плити і компенсаційне розкриття тилового басейну на півночі (Північно-Алжирський басейн). Друга група гіпотез передбачає зближення двох континентів, наслідком чого було замикання флішового прогину. У цьому випадку утворення розсуву західної частини Середземного моря (Північно-Алжирський басейн) - пізній і незалежний процес. Він був зумовленим або повторним розтягненням Європи та Африки, або провалюванням замка склепіння (що, зокрема, пояснює зникнення областей живлення нумідію). Підсумовуючи вищесказане, можна виділити чотири основних етапи розвитку Західного Середземномор'я в мезокайнозої:

– тріас-юра: зовнішні африканські та іберійські області зближені, карбонатні фації внутрішнього Рифу і внутрішніх Бетід на північному сході приурочені до південно-альпійської області;
– юра-крейда: між континентальним африканським схилом і Альборанською плитою утворюється тельський прогин, проміжна зона і флішовий прогин, який був рифтом з крутим північним

схилом, звідки надходив матеріал мавританського флішу (перетинаючи з потоками каламуті по підводних каньйонах палеогеографічну область Дорсалю) і пологим південним, звідки живився месалінський фліш; наприкінці етапу відбувається лівосторонній кулісоподібний зсув Африки по відношенню до Альборанської плити, обертання Іберійської плити проти годинникової стрілки по відношенню до Європи та Африки;

– палеоцен-олігоцен: закриття західної гілки Тетісу, приєднання кабілід до тельскої окраїни африканського континенту (лютет-приабон), відрив тектонічних пластин і їх ковзання на південь, частково на північ, нагромадження одна на одну, кулісоподібний зсув на захід Рифу і Бетід, їх об'єднання, відкриття Алжирського басейну;
– міоцен: завершення субдукції крайової частини африканської плити під внутрішній кабілійський блок, що призвело до остаточного закриття флішового прогину, розлускування і видавлювання тектонічних покривів з ковзанням їх на південь і підводного ретро-переміщення на північ; наприкінці етапу - фрагментарний вулканізм.

Враховуючи високу сейсмічність території Північного Алжиру і Середземномор'я загалом, де за останні 500 років зафіксовано близько 30 великих землетрусів, можна передбачати, що останній із згаданих етапів не закінчився і до сьогоднішнього дня.

4.4. Еволюція тектонічних деформацій в історії Землі.

В історії вивчення тектонічних деформацій ясно виділяється дві крайні концепції їх розвитку. Перша ґрунтується на уявленнях про те, що тектонічні деформації виявляються у вигляді короткочасних інтенсивних імпульсів (фаз складчастості або орогенічних фаз), які мають загальнопланетарне значення, тобто проявляються одночасно на всій планеті. Ця точка зору, яка зародилася ще в першій половині XIX століття (Ж.Кюве, Е. Де Бомон), найбільший розвиток отримала в працях Г. Штілле. Він виділяв 19 таких фаз (бретонська на границі девону і карбону, ларамійська та ін.). Пізніше, однак, були виявлені численні нові фази тектонічної активності, які не вписуються в канонічні періоди Штілле, більше того, були доведені зміни віку прояву фаз від регіону до регіону і навіть в межах однієї складчастої системи. У ряді районів був виявлений широкий розвиток конседиментаційної складчастості, що взагалі не вписувалося в ідеологію катастрофічного тектогенезу.

Згідно з іншою точкою зору, основи якої були закладені ще Ч.Ляйелем, тектонічні деформації розвивалися не катастрофічним, а еволюційним шляхом. Їх розвиток відповідав поступальному наростанню і спаданню тектонічної активності.

Однак, нагромаджений фактичний матеріал суперечить і цій точці зору. Незважаючи на те, що тектонічні деформації дійсно продовжуються тривалий час, а в масштабах всієї планети безперервно, але їх інтенсивність різко нерівномірна, а активізація приурочена до порівняно невеликих проміжків часу. Ці періоди також різко нерівномірно проявлені в різних регіонах Землі, але мають аналоги (хоч іноді і з деяким віковим зсувом) на значних площах і в різних структурах. Це відноситься як до докембрійського, так і до фанерозойського етапів розвитку тектогенезу.

Таким чином, процес тектогенезу і пов'язані з ним процеси магматизму і метаморфізму мають перервно-неперервний характер з періодами тектонічної та іншої активності, які розділені інтервалами порівняно спокійного розвитку. Звичайно фази активних деформацій продовжуються 3-5 млн. років і групуються в епохи активних деформацій тривалістю до 15-20 млн. років. Розділяючі їх проміжки тривають від 30 до 40 млн. років. Всередині епох відмічається міграція фаз щодо часу і зміщення відповідних географічних зон активності по латералі звичайно від внутрішніх частин рухливих поясів до їх зовнішніх частин, рідше за простяганням поясу.

Епохи деформацій групуються в ери, які відповідають найважливішим тектонічним циклам. Загалом вони збігаються з найважливішими історичними епохами й ерами, хоч і спостерігається вікове ковзання границь найважливіших тектонічних циклів в різних регіонах. Їм також у першому наближенні відповідають найважливіші металогенічні цикли, які зумовлюють концентрацію подібних наборів елементів у роз'єднаних, але близько-одновікових структурах Землі.

ЧАСТИНА II

РЕГІОНАЛЬНА ГЕОТЕКТОНІКА

Розділ 5. Континентальні платформи.

5.1. Тектонічне структуроутворення в континентальній корі.

Поняття ендогенного режиму, яке було запропоноване В.В.Білоусовим [Белоусов, 1989], передбачає визначене і закономірне сполучення в просторі і в часі тектонічних, магматичних і метаморфічних процесів, певний тип будови і характер стану тектоносфери. Це поняття близьке до уявлень щодо геодинамічних обстановок різних тектонічних зон. В.В.Білоусов виділяє наступні основні типи ендогенних режимів: платформні, геосинклінальні, орогенні, рифтові, тектоно-магматичної активізації, тафрогенні, серединно-океанічних хребтів, океанічних улоговин. По суті, ці типи ендогенних режимів відповідають найважливішим типам структурних елементів земної кори. Вони поділяються на підтипи. Так, у платформних виділяються режими протоплатформний, стародавніх і молодих платформ. Серед геосинклінальних виділяються евгеосинклінальний, міогеосинклінальний, парагеосинклінальний, інтрагеоантиклінальний режими. Орогенні діляться на епігеосинклінальний і епіплатформний. З режимів тектоно-магматичної активізації можна назвати такі як тектоно-магматичної диференціації, платобазальтовий, метаморфічної активізації, центральних інтрузій і трубок вибуху.

Платформні режими є найбільш спокійними і стабільними. Це пов'язане з тим, що за згасанням інтенсивності тектонічних рухів геосинклінального й орогенного етапів відбувається денудація і вирівнювання платформних площ, де нагромаджується континентальний і мілководно-морський осадочний чохол в умовах плавних мало контрастних вертикальних рухів.

Зародження вчення про платформи пов'язане з працями австрійських геологів Е.Зюса і Г.Штіле, французьких Л.Кобера й Е.Ога, російських О.Д.Архангельського, О.П.Карпінського, М.С.Шатського, О.Л.Яншина, О.О.Богданова, В.В.Білоусова та ін. Найважливіша риса платформ – двоярусність будови з інтенсивно деформованим гранітно-метаморфічним фундаментом і пологоскладчастим чохлом, який залягає на ньому з різкою структурною незгідністю.

За віком консолідації платформи поділяються на давні (протоплатформи чи кратони) і молоді. До давніх відносять платформи, вік консолідації яких відповідає ранньому докембрію (архей – ранній протерозой). Вони займають близько 40% площі сучасних материків, складають їхні давні ядра і, як правило, обрамляються молодшими платформами і складчастими системами. У рельєфі вони звичайно виражені великими рівнинами. Вони утворюють дві групи: північну чи лавразійську (Північноамериканська, Східноєвропейська, Сибірська) і південну чи гондванську (Південноамериканська, Африкансько-Аравійська, Індостанська, Австралійська, Антарктична). Китайсько-Корейська і Південно-Китайська платформи займають проміжне положення. Вважається, що всі давні платформи є уламками єдиного масиву континентальної кори “панплатформи”, дроблення якої почалося в пізньому докембрії і продовжується до сьогоднішнього дня.

До молодих платформ за часом консолідації відносять епібайкальські, епікаледонські, епігерцинскі, епікімерійські платформи. Їх фундамент відрізняється від фундаменту давніх платформ меншим ступенем метаморфізму і меншою роллю гранітоїдного магматизму. У рельєфі вони виражені рівнинами чи низовинами. Звичайно вони обрамлюють давні платформи (Середньоєвропейська, Скіфська, Туранська) або розташовуються між ними (Західносибірська). Платформи в цілому асейсмічні за винятком активізованих ділянок і рифтових зон, характеризуються максимальною потужністю літосфери.

5.2. Внутрішня будова фундаменту давніх платформ.

Давні платформи мають докембрійський фундамент, який характеризується неоднорідністю будови. Ядерні частини платформ звичайно складені брилами архейських порід, вік консолідації яких, як вважається, перевищує 2,5 млрд. років. Вони розділені рухливими поясами (протогеосинклінальними структурами), активними в ранньому протерозої. Однак, треба мати на увазі, що останнім часом розвиваються ідеї про вікове ковзання етапу консолідації різних кратонів, згідно з якими вік консолідації давніх платформ змінюється від пізнього архею (Каапвааль, Індостан та ін.) до границі раннього і середнього протерозою (Західна Африка, Гвіанський щит та ін.).

Найважливішими структурними елементами протоплатформ є гранітно-гнейсові куполи і зеленокам'яні пояси (ЗКП). Для внутрішньої будови перших характерна куполоподібна структура. У складі областей, складених високометаморфізованими утвореннями, головна роль належить кварц-польовошпатовим гнейс-мігматитовим породам, а також породам гранулітової фації. Крім того, присутні супракрустальні породи, розшаровані магматичні комплекси і мафічні дайки. Ступінь метаморфізму змінюється від амфіболітового до гранулітового, а асоціації метаморфічних мінералів свідчать про те, що в процесі метаморфізму деякі породи гранулітової фації занурювалися на глибину до 30-40 км. Високометаморфізовані утворення характеризуються складною поліфазною деформацією, складки утворюють перехресно-складчастий малюнок, витриманий на кілька кілометрів упоперек простягання. Ймовірно, тут панував механізм субгоризонтальних чи тангенціальних рухів, який призвів до формування великих насувів і перекинутих складок. У гнейсах відзначаються включення деформованих супракрустальних порід: кварцит-карбонат-слюдяних сланців, амфіболітів, анортозитів, ультраосновних інтрузивних порід, основних і ультраосновних вулканітів, кварцитів, сланців, кислих туфів, конгломератів, залізистих кварцитів та ін. Однією з характерних рис високометаморфізованих утворень є наявність розшарованих магматичних комплексів, наприклад комплекс Фіскенесет у Гренландії.

Часто розвинуті великі асоціації гранулітів, які формують гранулітові пояси, складені породами найбільш високотемпературних гранулітових фацій метаморфізму. Іноді вони перетворені вторинним ретроградним метаморфізмом амфіболітової фації: Становий пояс Алданського щита, Лапланьський – Балтійського, Гренвіл – Канадського, Мозамбіцький – Східної Африки, Східно-Гатський – Індостану. Для таких структур є характерним дуже давній вік первинного субстрату, який був перероблений пізнішими тектоно-метаморфічними процесами. Як правило, гранулітові пояси розташовуються в крайових частинах давніх платформ і часто за системами великих шар'яжно-насувних структур насунуті на їх внутрішні частини [Рид, Уотсон, 1981].

Гранітно-гнейсові куполи чи області є фундаментом зеленокам'яних поясів, які вони розділяють чи обрамлюють. Прикладами ЗКП можуть бути структури Канадського щита, Південної Африки, Західної Австралії та ін. [Конди, 1983; Салоп, 1977, 1982 и др.]. Вони характеризуються видовженою формою, складені потужними товщами основних і ультраосновних вулканітів, метаморфізованих до зеленосланцевої фації, перекритих кислими вулканітами та осадочними породами. Характерною рисою є присутність толеїтових лав і коматіїтів – високомагнезіальних базальтоїдів, які зустрічаються тільки в ранньодокембрійських структурах (до раннього протерозою включно). Звичайно зеленокам'яні асоціації перекриті моласоїдними серіями протоплатформного етапу, вік яких змінюється на різних кратонах від пізньоархейського (Південна Африка) до ранньопротерозойського (Західна Африка, Гвіана та ін.). За своєю тектонічною природою, ймовірно, зеленокам'яні пояси є прототипами фанерозойських рухливих поясів і рифтогенних структур.

Іншими характерними структурами є протогеосинкліналі і протоавлакогени – протяжні активні структури, котрі можна вважати аналогами фанерозойських геосинкліналей та авлакогенів.

5.3. Зеленокам'яні пояси.

Докембрійські зеленокам'яні пояси (ЗКП) – одні з найдавніших активних структур земної кори, вивчення яких має як теоретичне, так і практичне значення. Перше визначається їхньою роллю в пізнанні геодинамічних умов розвитку Землі на ранніх етапах, друге – концентрацією в їх межах унікальних родовищ Au, Fe, Pb, Zn, сульфідних Cu-Ni руд, стратиформних колчеданних покладів та ін. Широко відомі архейські ЗКП: Ісуа в Гренландії, Абітібі і Йеллоунайф на Канадському щиті, Дарварський і Бабабудан в Індії, Уїлуна-Норсман у Західній Австралії, Барбертон, Мурчисон, Петерсбург, Сатерленд у Південній Африці, Булавайо-Бубі, Гванда в Зімбабве й ін. [Конди, 1983]. Одним з найважливіших і дискусійних питань геології докембрію є питання про наявність протерозойських ЗКП. До них ряд дослідників відносять провінцію Гренвілл у Канаді, Сноу-Лейк – Флін-Флон у південно-східній Манітобі, ряд структур блоку Пілбара в Австралії, Печенгський пояс Кольської провінції Балтійського щита, Убендійський пояс Танзанії, пояса Кунене-Кібала і Луфіко-Кабінда кратону Ангола-Касаї, структури Західно-Африканського кратону. Це питання є актуальним і для України, де описані граніт-зеленокам'яні структури архейського (Сурська, Чортомлицька, Верхівцевська, Білозерська) і рухливі пояси з базитовим вулканізмом та інші структури протерозою (Кіровоградська, Західно-Інгулецька, Криворізько-Кременчуцька) і генетично пов'язані з ними родовища золота (з першими – Сергіївське, Балка Золота, Балка Широка, з другими – Майське і Юріївське).

Таким чином, ЗКП, як найважливіші металогенічні структури докембрію, не обмежені у своєму поширенні лише архейським часом, але розвинуті також у протерозої Західної Африки (Ашанті, Сефюі, Сірба); Танзанії (Убендінський); Анголи (Кунене-Кібала, Луфіко-Кабінда); Гвіани (Барама, Мазаруні, Парамаїка, Розебель); Бразилії (Ріо-Алегро, Джауру, Арапутанга, Кабакаль); південної частини Канадського щита (Флін-Флон); Кольського півострова (Печенго-Имандра-Варгузький). На УЩ їм за віком відповідають Кіровоградська, Західно-Інгулецька, Криворізько-Кременчуцька структури активізації. З багатьма з них пов'язана золоторудна й інша мінералізація, яка не відрізняється від типової для архейських структур. Їм властиві такі характерні ознаки архейських ЗКП як помірна лінійність, приуроченість до грабено- і рифтоподібних структур, розміщення яких контролюється зонами глибинних розломів, широкий розвиток вулканітів основного й ультраосновного складу, у тому числі коматіїтів, схожий ряд осадочних літофацій, широкий розвиток залізистих кварцитів (BIF) і чорносланцевої формації, близький ступінь регіонального метаморфізму зеленосланцевої, рідко амфіболітової фації, ідентична металогенія. Разом з тим, вони мають і ряд відмінних рис (характер розрізу, велика роль осадочних формацій, порівняна рідкість коматіїтів, яскравіше виражена лінійність, широкий розвиток аркозів, присутність бімодальних вулканічних асоціацій), що обумовлює ніби проміжне положення протерозойських поясів між типовими архейськими ЗКП і фанерозойськими орогенними поясами. Наявність таких ознак подібності різновікових і різнотипних структур дозволяє говорити про їх формування у подібних геодинамічних умовах літосфери, яка весь час еволюціонує. Інакше кажучи, ЗКП протерозою - проторифтогенні і протоорогенні структури докембрію - є прототипами фанерозойських складчастих поясів, острівних дуг і задугових басейнів - елементів сучасних субдукційних зон.

Для ЗКП характерна циклічність розвитку, відмирання і регенерація на новому етапі (ЗКП Уілуна-Норсман у Західній Австралії й ін.). Можливо, виникнення протерозойських ЗКП є результатом циклічності регіонального масштабу. Є свідчення ремобілізації і перевідкладання рудної речовини, зокрема золота, архейських родовищ на ранньопротерозойському етапі (Зімбабве, ПАР, Канада, Західна Африка). Вікові границі циклів у різних регіонах можуть бути асинхронними, зміщуватися і ковзати по розрізу. Так, на прикладі моласоїдних серій Вітватерсранду, Таркви, Гуронської, Рорайама, Жакобіна, Наллагейн можна чітко бачити ковзання вікових границь протоплатформного етапу в різних регіонах. Проте, спрямованість розвитку й однотипність еволюції докембрійських структур очевидна, що дозволяє корелювати ці процеси на різних континентах.

5.4. Структури осадочного чохла.

Найкрупнішими структурними елементами платформ є щити, плити і зони перикратоних опускань.

Щитами називають великі ділянки давніх платформ, які позбавлені чохлів і відслонюються в сучасному рельєфі. Вважається, що щити здіймалися протягом всієї історії розвитку давніх платформ. На їх території, за рідкісним винятком, переважали процеси денудації. Прикладами таких структур можуть бути Український, Балтійський, Канадський, Алданський та інші щити. Менші виходи фундаменту, які періодично занурювались з накопиченням відкладів, називаються масивами.

Частина давньої платформи, яка вкрита осадочним чохлом, називається **плитою**: Російська, Аравійська, Сахарська й ін. Молоді платформи, як правило, є плитами: Західносибірська, Патагонська, Східно-Австралійська й ін.

Зонам перикратоних опускань відповідають області потужного осадконакопичення на окраїнах платформ, де потужність узбережно-морських мілководних осадків може досягати 10-12 км., наприклад, Вісленсько-Дністровська зона на заході Східноєвропейської платформи. Іноді зони перикратоних опускань переходять у крайові міогеосинкліналі, границя з якими встановлюється лише за появою складчастості.

Структурними елементами другого порядку є антеклізи, синеклізи та авлакогени.

Антеклізи – великі широкі підняття: Воронезька антекліза, Анабарська антекліза й ін. У їх межах потужність осадочного чохла зменшується, відбувається виклинювання багатьох стратиграфічних підрозділів. Зазвичай, потужність осадочного чохла в межах антекліз не перевищує 1-1,5 км.

Синеклізи – великі широкі западини з пологими бортами. Вони характеризуються синклінальним заляганням відкладів, які їх виповнюють, збільшенням потужності стратиграфічних підрозділів від країв до центральних частин і відповідними фаціальними змінами. Потужність осадочного чохла тут може досягати 3-5 км. Прикладами таких структур можуть бути синекліза Гудзонової затоки на Канадському щиті, Прикаспійська, Московська, Рязано-Саратовська та ін. синеклізи. Особливий тип синекліз – трапові, які складені потужними покривами платобазальтів: Тунгуська на Сибірській платформі, Паранська на Південноамериканській.

Авлакогени – це великі негативні грабеноподібні структури, обмежені розломами і заповнені потужними (до 10-12 км) товщами осадочних і вулканічних порід: Московський, Дніпрово-Донецький, Вілюйський та інші авлакогени. Вони виникають як вузькі лінійні структури, але з часом можуть перетворюватися в широкі прогини і синеклізи. Так, наприклад, девон-кам'яновугільний Дніпрово-Донецький авлакоген перетворився у карбоні-тріасі на Дніпрово-Донецьку западину, а в юрі-неогені – на Українську синеклізу. В інших випадках на їхньому місці утворюються складчасті зони (Середньопольська складчаста зона), або вали (В’ятський вал на місці Середньоросійського авлакогену). Імовірно, авлакогени є проторифтогенними структурами. Характерною рисою є розвиток базальтоїдів і пластових інтрузій габбро-діабазів.

До структурних елементів третього порядку на платформах відносять склепіння (Башкирське, Татарське та ін.), западини, вали (лінійні зони пологих піднять), ланцюги локальних піднять, діапірові куполи та ін. Під час їх формування утворюється характерна своєрідна брилова складчастість, а іноді зустрічаються своєрідні “інверсійні складки”, коли антикліналь на глибині змінюється синкліналлю. Численні брилові складки є поверхневим відображенням східчастих розривів на границях між синеклізами й антеклізами, наприклад, обрамлення Прикаспійської западини. Іншою характерною формою платформної складчастості є складки нагнітання, пов'язані з формуванням соляних діапірових куполів.

Співвідношення структурних форм фундаменту давніх платформ і чохла може бути найрізноманітнішим. Часто ряд структур (розломи, авлакогени, вали, флексури) успадковують лінійні зони давнього фундаменту. Однак цілий ряд структур (синеклізи й антеклізи) не виявляють такого зв'язку і розвиваються автономно.

5.5. Закономірності розвитку давніх платформ.

Розвиток давніх платформ проходить ряд стадій, головними з яких є стадії кратонізації, протоплатформна, ранньоавлакогенна, плитна і тектоно-магматичної активізації. Стадія кратонізації здійснюється в умовах переважних піднять земної кори й інтенсивного магматизму, характерні великі розшаровані інтрузії габбро-анортозитів і гранітів рапаківі. З магматичних проявів найхарактерніший розвиток зеленокам'яних поясів, складених продуктами основного й ультраосновного магматизму. Згідно з моделлю К.Конді [1983], високометаморфізовані архейські утворення формувалися в сіалічній корі над великими висхідними конвекційними потоками, а ЗКП – і в заостроводужних басейнах, і в системі континентальних рифтів вздовж конвергентних границь плит, над мантійними струменями.

Існують уявлення щодо етапів кратонізації і послідовного розростання областей стабілізації докембрійських платформ [Белоусов, 1989]. Найдавнішим вважається архейський етап (3,5-2,5 млрд. років), якому відповідає кратонізація таких ядер континентів, як кратони Каапвааль, Зімбабвійський, Ліберійський, Дніпровський, Кольський, Калгурлі і Пілбара, Канадський, Гвіанський та ін. Протягом ранньопротерозойського етапу (2,5-2,0 млрд. років) відбувалося нарощування ряду раніше утворених стабільних областей, яке продовжувалося і в наступні геологічні епохи аж до нашого часу.

Протоплатформна стадія відповідає встановленню стабільних тектонічних обстановок, коли кратони було виведено над поверхнею морських басейнів і почалися процеси денудації. Звичайно їй відповідає нагромадження потужних моласоїдних серій, відомих на багатьох стародавніх платформах: Вітватерсранд у Південній і Тарква в Західній Африці, Наллагейн в Австралії, Гуронська на Канадському щиті, Рорайма на Гвіанському. Вік протоплатформної стадії на різних кратонах може коливатися від пізнього архею (Південна Африка) до протерозою (Західна Африка, Гвіана).

Ранньоавлакогенна стадія характерна для Північноамериканської, Східноєвропейської і Сибірської платформ. Вона приурочена до пізнього докембрію (1400-700 млн. років), коли були закладені найбільші авлакогени цих платформ. На південних платформах їй відповідає стадія активізації. Авлакогени побудовані циклічно, складені потужними теригенними товщами за участю карбонатних порід (переважно доломітів) та евапоритів. На границях циклів проявляється прототраповий магматизм у вигляді формування силів габбро-діабазів, рідше базальтоїдів. На молодих платформах роль авлакогенів відіграють тафрогенні грабени, складені потужними товщами континентальних уламкових, часто червонобарвних, відкладів і тріас-юрськими базальтоїдами.

Наприкінці докембрію авлакогени перероджуються у прогини і синеклізи, що відповідає початку плитної стадії, яка охоплює на давніх платформах практично весь фанерозой, а на молодих – інтервали віку, що відповідають часу їх консолідації. Протягом етапу у відносно спокійних тектонічних умовах йде нагромадження континентальних уламкових і карбонатних формацій, паралічних, лагунних, флювіогляціальних та ін.

На ряді кратонів плитна стадія може перериватися фазами тектоно-магматичної активізації (карбон-рання крейда гондванських платформ, девон Східноєвропейської, пізній палеозой Північноамериканської платформ). Вона проявляється в утворенні рифтогенних структур чи пізніх авлакогенів та інтенсивному магматизмі. Для цієї стадії розвитку платформ дуже характерні трапова, лужно-базальтова і кімберлітова формації. Перша складає великі поля пізньопермських - ранньотріасових трапів Сибірської платформи, ранньокрейдових - синеклізи Парана Південноамериканської платформи, ранньопалеогенових - Деканської синеклізи Індостану. Лужно-базальтова формація представлена виверженими і вулканічними породами Меймеча-Котуйської провінції на сході Тунгуської синеклізи, кільцевими інтрузіями Кольського півострова, Алданського щита, Бразилії, Східної Африки. Кімберлітова формація особливо поширена у Південній Африці і на Сибірській платформі. Протягом олігоцен-четвертинної епохи активізація розвивалася на таких платформах, як Африканська, Сибірська, Індостанська, Антарктична, Південноамериканська, де спостерігалися спалахи наземного лужного і лужноземельного вулканізму.

5.6. Давні платформи.

Східноєвропейська платформа є найстарішим ядром Європейського континенту. Вона обмежена системами глибинних розломів від навколишніх складчастих споруд: з північного сходу – від Тіманського кряжу та Уральського хребта, з північного заходу – від Норвезьких каледонід, з південного заходу – від герцинських і альпійських складчастих споруд Добруджі і Карпат, часто насунутих на неї. Фундамент платформи складений дуже метаморфізованими архейськими і ранньопротерозойськими породами, серед яких переважають гнейси, кристалічні сланці і мігматити, прорвані різноманітними комплексами гранітоїдів і лужних порід. На поверхню вони виходять у Балтійському та Українському щитах, на іншій частині (Російська плита) перекриті потужним чохлом платформних відкладів палеозою, мезозою і кайнозою [Семененко, 1975].

Балтійський щит складається із сегментів: Кольсько-Карельського, Сфекофенського, Південно-Скандинавського. Сфекофенський сегмент складений протерозойськими геосинклінальними товщами, прорваними гранітами (вік 1,9-1,6 млрд. років чи Ga). Південно-Скандинавський сегмент розділений на два блоки субмеридіональним грабеном Осло і складений архейськими гнейсами і зеленосланцевими породами протерозою [Руттен, 1972]. З породами фундаменту пов'язані родовища залізних руд (Кірунавара), міді й нікелю, поклади апатиту (Хібіни) і ін.

На Кольському півострові аналогом ранньопротерозойських ЗКП можна вважати Печенго-Імандра-Варгузський вулканічний пояс. Тут на архейські гнейси, граніто-гнейси з прошарками BIF кольської серії та амфіболітів, кристалічні сланці, кварцити тундрової серії з родовищами кварц–гіперстен-магнетитових руд накладені вузькі прогини, виконані ранньопротерозойськими осадочними і вулканогенними товщами печенегської серії (2,8-2,1 Ga), прорваної комплексами основних і ультраосновних інтрузій, з якими пов'язане сульфідне мідно-нікелеве зруденіння. Вулканічний комплекс (3,5-4 тис. м) представлений переверстуванням базальтів, андезитів і дацитів, перекритих у верхній частині розрізу трахібазальтами з пластовими тілами габро-діабазів, розшарованих габро–норит-перидотитових інтрузій. З ним пов'язані родовища кіанітових сланців, залізистих кварцитів, сірчаноколчеданих мідноносних руд і ін.

Український щит складний глибоко метаморфізованими гранітно-гнейсовими комплексами, на які накладені ЗКП архейської Придніпровської граніт-зеленокам’яної області і ранньопротерозойські складчасті зони. Пізньоархейські ЗКП (Сурська, Чортомлицька, Верхівцевська, Білозерська структури) пов'язані з гранітно-гнейсовими куполами. Ранньопротерозойські складчасті зони виділяються в центральній частині щита (Кіровоградська, Західно-Інгулецька, Криворізько-Кременчуцька). Це субмеридіональні тектоно-магматичні зони, які складені метаморфізованими теригенними відкладами раннього протерозою. Вони накладені на плутони габро-анортозитової і гранітної формацій.

В докембрії УЩ виділяються три металогенічних епохи, найбільш сприятливі для формування родовищ різних генетичних типів: неоархейська (3,4-2,6 Ga), мінералізація якої (Au, Fe, Cr, Mo, Cu, Ni) у першу чергу пов'язана з формуванням граніт-зеленокам’яних поясів; палеопротерозойська (2,6-1,8 Ga) – з розвитком рухливих поясів з базитовим магматизмом шовних прогинів і насуво-підсувних зон, гранітним магматизмом областей тектоно-магматичної активізації, орогенів і колізійних зон, розвитком вулкано-плутонічних поясів з родовищами і проявами Fe, Au, U, Nb, Ta, Li, TR, Mo, P; пізньопротерозойська (1,8-1,6 Ga)– з областями і лінійними зонами активізації раніше сформованих структур (U, Yi, V, Be, Zr, Nb, TR, Sn, Mo). Архейські зеленокам’яні пояси УЩ за своїм складом, будовою і металогенією практично не відрізняються від аналогійних структур інших докембрійських кратонів світу (Канадського, Західно-Австралійського, Каапвааль, Західно-Африканського та ін.). Присутність продуктів базитового вулканізму в складі утворень палеопротерозойської епохи (криворізька та інгуло-інгулецька серії) вказує на можливість наявності тут фрагментів зеленокам’яних структур (Кіровоградська, Західно-Інгулецька, Криворізько-Кременчуцька з родовищами золота Майське, Юріївське, Клинцівське).

Поверхня фундаменту ***Російської плити*** має нерівні контури та утворює ряд позитивних структур чи антекліз (Воронезька, Волго-Уральська, Білоруська) і негативних чи синекліз (Московська, Польсько-Литовська). У рифеї в межах платформи йшло формування авлакогенів (рифтів, грабенів), які перетинають її в діагональному напрямку (Середньоросійській, Пачелмський, Московський, Дніпрово-Донецький, Дансько-Польський та ін.). У складі чохла беруть участь ущільнені глини і кварцити нижнього-середнього рифею; осадочні і вулканогенно-осадочні породи середнього-верхнього рифею, які складають його нижній поверх, а також платформні утворення венду - кайнозою верхнього поверху платформного чохла. Їх особливістю є розвиток девонської і пермської соленосних товщ з численними соляними куполами. В осадовому чохлі Російської платформи локалізовані родовища нафти і газу (Волго-Уральська нафтогазоносна провінція, Прип'ятська, Дніпрово-Донецька і Прикаспійська западини), кам'яних і калійних солей (Верхньокамський і Прип'ятський басейни), кам'яного вугілля (Львівсько-Волинський, Донецький, Підмосковний вугільні басейни), фосфоритів (Єгоріївське і В’ятсько-Камське родовища), бокситів, будматеріалів [Основы региональной геологии СССР, 1984].

Сибірська платформа виникла в пізньому докембрії в результаті консолідації гетерогенних ранньодокембрійських структур (3,7 - 1,6 млрд. років), які складають її фундамент [Короновский, 1984]. Границі платформи, як правило, виражені великими розломами. Її фундамент, який виступає в Алданському щиті та Анабарському масиві, складений кристалічними породами раннього архею (гнейси і гранітогнейси), на які накладені відносно вузькі лінійні зеленокам’яні пояси пізньоархейського віку. Серед ранньоархейських виділяється два типи структур: малорухливі області, складені гнейсами, сланцями, рідше амфіболітами, мармурами і кальцифірами (Ієнгрська, Тимптоно-Джелтулінська, Хапчанська області) і високорухливі (Іркутсько-Канська), які складені сланцями і гнейсами (двопіроксеновими, гіперстеновими, гранат-двопіроксеновими), кварцитами, плагіоклазовими еклогітами і метаультрабазитами. В останніх розвивався коматіїт–лейкобазальт-толеїтовий вулканізм і відбувалося інтенсивне утворення силів. Плагіогнейсові області (Бірюсино-Ангарська, Станова та ін.) відрізняються однорідним складом: плагіогнейси і сланці, рідко амфіболіти і кварцити. З археєм пов'язані родовища залізистих кварцитів, мідно-нікелеві в розшарованих інтрузіях, азбесту, тальку, кобальту в габроїдах, стратиформні і пегматитові руди рідкісних металів.

Протягом ранньопротерозойського етапу, який завершує доплатформний розвиток фундаменту, виникає груборадільно-кільцева система рухливих зон, з якими пов'язані протогеосинкліналі (Байкало-Вітімська, Єнісейська) з переривчастим базальт–андезит-ріолітовим вулканізмом, нагромадженням глин і пісковиків, прорваних інтрузіями дунітів, гарцбургітів, піроксенітів, габронoритів, габро, плагіогранітів. Іноді вони переходять у протоавлакогени. Останні позначають шовні прогини вздовж глибинних розломів, які виповнені потужними товщами осадочних відкладів, іноді флішоїдних з регресивною карбонатною стадією (Оленьокський, Кодаро-Удоканський та ін.). На ранніх стадіях розвитку протерозоїдів відбувається метаморфізм андалузит-силіманітової фації, ремобілізація і діафторез архею. Пізніше в межах послаблених структур (протоавлакогенах, протовулканогенах й ін.) накопичуються орогенні й вулканогенні формації, складені різноманітними уламковими породами, товщами трахіандезит-трахіріолітової формації, які прорвані інтрузіями габроїдів і гранітоїдів [Геология Советского Союза…, 1984].

У ранньому протерозої зустрічаються родовища мідистих пісковиків, колчеданних руд, азбесту, апатиту і титану мафічних інтрузій, кольорових і рідкісних металів, флюориту.

Платформний чохол представлений розрізами двох типів: рифеєм в авлакогенних структурах і осадочних товщах венду-мезозою (до юри включно) - у великих синеклізах (Ангаро-Ленська, Тунгуська, Вілюйська). Починаючи з пізньої юри, Сибірська платформа повільно здіймається, завдяки чому зараз їй геоморфологічно відповідає Середньосибірське плоскогір'я. Виділяється дев'ять етапів розвитку чохла платформи: ранньо-середньорифейський (1600-800 млн. років), пізньорифейський (900-620), венд-кембрійський, кембрій-ордовицький, ордовик-ранньодевонський, середньопалеозойський, пізньопалеозойсько-ранньомезозойський, середньомезозойський і кайнозойський.

У рифеї платформа становила велике підняття, яке було розбите авлакогенами, обмеженими наскрізно-коровими розломами з сульфатно-теригенними і вулканогенними рядами формацій. Формуються толеїт-базальтова, габрова, карбонатитова та інші магматичні формації. На окраїнах розвиваються перикратонні структурно-формаційні комплекси, накопичуються гематит-лімонітова і фосфоритова формації, на півночі - теригенні й карбонатні формації, з якими пов'язані стратиформні свинцеві руди. Наприкінці етапу платформа становила великий пенеплен, вздовж окраїн якого формувалися субкратонні відклади, а вздовж байкальських орогенів – передгірні прогини з потужними мідноносними моласами (Південний Таймир, Єнісейський кряж, Присаяння). В Уджинському і Алданському районах вкорінюються інтрузії основних і лужно-ультраосновних порід. На півночі Таймиру розвиваються евгеосинклінальні формації (порфіритова, теригенно-карбонатна), метаморфізовані до амфіболітової фації.

У ранньому палеозої йде розвиток Лено-Тунгуської соленосної області, яка була відділена від відкритого моря Алдано-Анабаро-Рибінським мілководним басейном. В її межах відокремився ряд синекліз і антекліз з теригенними, теригенно-карбонатними, карбонатними і соленосними формаціями, стратиформними мідними і поліметалічними рудами. Наприкінці етапу в Тунгуській області накопичувалися строкатобарвні, теригенно-карбонатні і карбонатні породи, а в Таймирській - чорносланцева формація.

Протягом середньопалеозойського етапу на платформі (синхронно рухам тектонічних брил у суміжній області каледонського орогенезу) розвивалися передгірні, авлакогенні і катакратонні структури, які розділялися підняттями. Наприкінці етапу вкорінювалися комплекси основних, лужно-основних і лужно-ультраосновних порід, у тому числі кімберлітів. З цим етапом пов'язані нефелінові, магнетит-апатитові руди, алмази, солі.

Пізньопалеозойсько-ранньомезозойський етап характеризується високим положенням платформи, нагромадженням вугленосних, вулканогенно-осадочних, карбонатних формацій, кори вивітрювання, сидеритів і вугленосних відкладів Тунгуського басейну. Наприкінці етапу відбувається виверження потужних товщ толеїтових базальтів, які сформували Тунгуську синеклізу. У зонах глибинних розломів відбувається виверження порід пікритобазальтової і трахібазальтової формацій, вкорінення трахідолеритової і нікеленосної олівініт-габрової формацій, а на схід від Тунгуської синеклізи - апатитоносної і флогопітоносної ійоліт-карбонатитової і кімберлітової формацій.

Середньомезозойський етап характеризується високим положенням центральної частини платформи. Йде формування Вілюйської синеклізи та Ангаро-Ленського прогину, уздовж границь платформи – крайових прогинів, пов'язаних із замиканням суміжних мезозойських геосинкліналей. Протягом кайнозойського етапу підняття платформи продовжувалося, нагромадження осадків відбувалося тільки вздовж її окраїн і в невеликих западинах.

Китайсько-Корейська платформа займає північно-східну частину Китаю і Корейського півострова, Шаньдунський півострів, акваторію Жовтого моря [Тектоника Азии, 1984]. Від Сибірської платформи вона відділена Монголо-Охотським складчастим поясом. Фундамент складний кристалічними сланцями, гнейсами і гранітами архею-нижнього протерозою. На поверхню він виступає в межах Щаньдун-Корейського щита, масиву Шаньсі та у ряді структур Внутрішньої Монголії. Платформа включає на заході Ордоську синеклізу, антеклізу Шаньсі (на захід від Пекіну) і Північно-Китайську синеклізу (що складають разом Північно-Китайську плиту), а на сході - Сіно-Корейський щит і Східнокитайське перикратонне опускання, що відкривається до моря. У Північній Кореї виділяються кристалічні масиви Наннім, Кенгі і Собек, а також Пхеннамський прогин. Платформний чохол розпочинається з рифею в Яньшаньскім авлакогені на північ від Пекіну. Він включає карбонатні шельфові відклади кембрію та ордовика, паралічну вугленосну формацію верхнього палеозою (Північно-Китайська і Пхеннамська синеклізи) і континентальну червонобарвну формацію мезозою (Ордоська синекліза). Відклади звичайно слабко дислоковані, залягають субгоризонтально, за винятком Яньшаньского авлакогену.

Продовженням Китайсько-Корейської платформи є **Таримський масив**. Він має ромбоподібну форму, складений породами нижнього і верхнього докембрію. У центральній частині масиву виділяється велика западина, виповнена фанерозойським чохлом.

Найбільша частина **Індостанської платформи** становить собою давній щит, складений архейськими гранітогнейсами, кристалічними сланцями, чарнокитами, зеленокам'яними і метаосадочними асоціаціями, кварцитами і мармурами нижнього протерозою. До найдавніших (більше 3 млрд. років) відносяться глибоко метаморфізовані утворення додарварського комплексу (грануліти і граніто-гнейси), осадочно-вулканогенні товщі верхньоархейського дарварського комплексу, які складають вузькі зеленокам'яні і сланцеві пояси, і нижньопротерозойські глинисто-карбонатні відклади Аравалійсько-Делійського і Сатпурського складчастих поясів. Прикладом архейських граніт-зеленокам'яних областей є кратон Карнатака. Там виділяється ряд ЗКП (Дарварський, Серінганатамський, Саргурський), складених зеленокам'яними формаціями групи Бабабудан (2,6-2,9 Ga), вкладених у глибоко метаморфізовані утворення додарварського комплексу (3,0 Ga). У ранньому протерозої накопичувалися глинисто-карбонатно-вулканогенні відклади аравалійської серії, які ряд дослідників порівнюють з ЗКП.

В основі платформного чохла залягають уламкові, теригенні і карбонатні товщі рифею (куддапахський і віндійський комплекси), якими складені однойменні синеклізи. Важливу роль грають континентальні покривно-льодовикові вугленосні і червонобарвні відклади гондванської серії (карбон-крейда), які локалізовані в грабеноподібних прогинах і авлакогенах Нармада, Сон-Раджмахал, Годаварі, Маханаді. У перикратонних прогинах розвинуті мілководні осадки юри, крейди, палеогену і неогену, а велика Деканська синекліза складена крейда-палеогеновими трапами.

Північна частина Індійської платформи є плитою, де кристалічний фундамент занурений на значну глибину. Він перекритий слабко складчастими товщами кайнозойських осадків, які виповнюють Передгімалайський і Бенгальський крайові прогини. Потужність осадочного чохла тут досягає 4-10 км.

Аравійська платформа є частиною Африканської платформи, яка була відділена від неї молодою Східно-Африканською рифтовою системою і її частиною – Червоним морем і Аденською затокою. Виділяються Нубійсько-Аравійський щит і Аравійська плита на північному сході.

Нубійсько-Аравійський щит складений архей-нижньопротерозойськими гнейсами і мігматитами, перекритими потужним (до 12 км) комплексом верхньопротерозойських геосинклінальних відкладів, у якому переважають вулканогенно-осадочні породи, прорвані гранітоїдами. Серед них виділяється ряд офіолітових швів, приурочених до зон меланжу і тектонічних покривів. Середній рифей представлений метавулканітами і туфами основного складу, сланцями, грауваками, агломератами і лавобрекчіями, прорваними гранітоїдами, а верхній рифей – конгломератами, грауваками, андезитами, ріодацитами, базальтами. Вони супроводжуються численними гранітними інтрузіями. Венд представлений комплексом вапняно-лужних вулканітів і метаосадочних порід. Формування пізньодокембрійських утворень відбувалося в ході акреції океанічних островодужних комплексів і завершилося розвитком зсуво-скидової системи Неджд. Метаморфічні комплекси докембрію складають північно-західні складчасті структури, ускладнені численними розломами. Серед них локалізовані родовища заліза, хрому, міді, свинцю, цинку, золота, рідкісноземельних елементів. По обрамленню щита поширені палеозойські, мезозойські і палеоцен-еоценові теригенні та ангідрито-карбонатні утворення континентальних, лагунних і мілководно-морських фацій потужністю до 2,5 км.

Фундамент ***Аравійської плити*** перекритий фанерозойським осадочним чохлом. У східній частині виділяється структурна тераса Газа. Потужність осадочного чохла досягає тут 7 км. Він складений піщано-глинистим палеозоєм, карбонатними породами пермі, мезозою, палеогену і нижнього міоцену, неоген-четвертинними теригенними породами з прошарками евапоритів. Простежується меридіональна система валоподібних піднять, ускладнених локальними куполоподібними і брахіантиклінальними підняттями, з якими пов'язані численні родовища нафти і газу. Великі родовища пов'язані також з локальними структурами синеклізи Руб-ель-Халі і з неогеновими моласами Месопотамського крайового прогину, які розвинуті вздовж узбережжя Перської затоки.

Африканська платформа є гетерогенним утворенням, структурні елементи якого були консолідовані в різні епохи докембрію: архейську, ранньопротерозойську, середньо-пізньопротерозойську, частково ранньокембрійську. Відповідно, на різних ділянках розрізняється і вік платформних чохлів: від пізньоархейського протоплатформного чохла Південної Африки до палеозойських відкладів системи Карру [Тектоника Африки, 1973].

Фундамент складний глибоко метаморфізованими гранітно-гнейсовими комплексами середнього архею, розсіченими ЗКП середнього (Барбертон і Мурчисон у ПАР), і пізнього архею (Зімбабве, Танзанія, Західна Африка), частково раннього протерозою (Західна Африка, Танзанія). До найдавніших архейських кратонів відносяться: Каапвальський, Зімбабвійський, Танзанійський, Леоно-Либерийський, Заїрський, Регибатський, Атлантичний. У ранньому протерозої остаточно консолідувалися Західно-Африканський і Танзанійський кратони, масиви Південно-Ангольський і Маембе. Вони розсічені й оточені різновіковими складчастими поясами: архейські гранулітові пояси Лімпопо і Мадагаскарський, протерозойські Рокуел-Гренвільський, Гурма, Дагомейський, рифейські Східно-Африканський і Дамарський; і авлакогенами: Західний Гриквеленд, Гомбарі.

Західно-Африканський кратон складений трьома найважливішими структурно-формаційними комплексами: архей, доебурнейський гранітно-метаморфічний комплекс і Ебурнейські ранньопротерозойські зеленокам'яні формації, які включають Бірімійську і Тарквайську серії і гранітоїди. Головною структурною особливістю Західної Африки є широкий розвиток ранньопротерозойських ЗКП, які є важливим джерелом золота. Вони залягають на архейському гранітно-метаморфічному фундаменті ядерної частини Західно-Африканського кратона. Він складений гранітно-гнейсовими і мігматитовими комплексами Касіла, Дабола, Ман (3,5 Ga), частково омолодженими пізнішими тектоно-магматичними процесами (2,1-1,9 Ga). Серед них виділяються зеленокам'яні асоціації (основні й ультраосновні вулканічні породи, грауваки, кварцити і BIF) Леонійського (3,2-2,9 Ga) і Ліберійського (2,9-2,6 Ga) циклів (серії Сіманду**,** Німба, Камбуї) Вони прорвані давніми гранітоїдами і мігматитами. З архейською стадією тут пов'язується утворення залізорудних родовищ, невеликих родовищ хромових, нікелевих і кобальтових руд, можливо, золота [Геология и полезные ископаемые Африки, 1973; 1990; Wright et al., 1985].

На іншій території широко розвинуті гранітно-гнейсові комплекси (2,2-1,9 Ga): лужні мікроклінові граніти, мігматити, граніто-гнейси і гнейси, рідше габбро-амфіболіти, амфіболіти, кварцити, кристалічні сланці. Іноді вони присутні у вигляді олістолітів і олістоплак у перекривному Бірімії. Цей комплекс є частиною архейської основи, переробленої й омолодженої пізнішими ебурнейскими тектонічними процесами.

Однак, основне металогенічне значення для Західно-Африканського кратона мав ранньопротерозойський ебурнейський період (2,2-1,9 Ga), якому відповідає серія ЗКП і пов'язаного з ними золотого зруденіння, а також марганцевого і поліметалічного[Marcoux, Milesi, 1993]. Зеленокам'яні пояси – складні гетерогенні структури, які складають видовжені в ППС напрямку троги, вкладені в гранітно-метаморфічний фундамент. Їхні центральні частини становлять собою палеовулканічні хребти, виповнені вулканічними формаціями. Вони оточені палеоосадочними басейнами, на бортах яких розвинута вулканогенно-осадочна, а в центральній частині – зеленосланцева формація з відносно вузькими смугами флішевої, олістостромової і чорносланцевої формацій Бірімійської серії (2,2-1,9 Ga). Як і в архейських ЗКП, тут важливу роль грають толеїтові і коматіїтові базальтоїдні лави, однак, як правило, вони приурочені до верхніх частин осадочно-вулканогенного розрізу Бірімію. Вважається, що ряд зеленокам'яних поясів має островодужну природу, наприклад, ЗКП Боромо в Буркіна Фасо. Вузькі лінійні прогини в центральній частині деяких зеленокам'яних поясів (Ашанті в Гані) виповнені золотоносною моласою Тарквайської серії (2,1-1,9 Ga). Характер складчастості останньої часто не відрізняється від підстилаючого комплексу Бірімію. Серед ебурнейських гранітоїдів (2,1-1,8 Ga) виділяються: 1) батоліти гранітів, адамелітів, гранодіоритів комплексу Кейп-Кост, які переважно локалізовані в осадочних басейнах, що розділяють вулканічні пояси; 2) штоки, сили, пластові інтрузії гранодіоритів і кварцових діоритів комплексу Дікскав, зустрічаються у вулканічних поясах; 3) штоки і куполоподібні інтрузії сублужніх гранітів, монцогранітів і сієнітів комплексу Бонго.

Структурні особливості кратону визначаються сполученням систем довгоживучих ПС зон розсланцювання, ППС зсувових зон і ПЗ зон розтягнення. Найдавнішими тектонічними структурами є конседиментаційні колізійні зони насувів, які розділяють, зокрема, архей і протерозой. ПС зони розсланцювання – це структури розтягнення, які формувалися протягом тривалого періоду з часу накопичення осадків до орогенезу і складчастості. Зазвичай, це відносно вузькі видовжені у ПС напрямку зони інтенсивно розсланцьованих вулканогенно-осадочних комплексів. Субмеридіональні зони зсувів - найважливіші довгоживучі структури кратону. Це складні тектонічні структури, де, звичайно, субмеридіональні порушення є структурами стиснення, які забезпечують формування структур розтягнення субширотного, ПЗ і ПС напрямків (скиди, підкиди і насуви, тектонічні лінзи та ін.). ПЗ структури розтягнення представлені комбінацією систем крутопадаючих скидів, потенційних зон зсувів, насувів і підкидо-насувів.

Регібатський масив складений глибокометаморфізованими породами архейської серії Амсага (гнейси, грануліти, лептиніти, кристалічні сланці, амфіболіти з прошарками мармурів, кальцифірів, залізистих кварцитів). Вони прорвані гранітами Галламан і Шега. Серед них виділяються пізньоархейські ЗКП, складені ортогнейсами, амфіболітами, метагабро, метавулканітами середнього і кислого складу з прошарками пелітів, мармурів, кварцитів серії Сауда. Вони у свою чергу прориваються гранітоїдами (2,7 - 2,5 Ga). З Бірімійською серією тут паралелізуються метаосадочні і метавулканічні товщі Йєті та Акжут-Бакел. Мінералізація розвинута слабко, відомі лише незначні прояви золота в зонах розсланцювання і дроблення “післябірімійського” (не більше 2,1 Ga) віку.

Атлантичний кратон представлений масивами Нтем (на границі Габону і Камеруну) і Шайю (на границі Габону і Конго). Перший з них складний однойменним чарнокитовим комплексом із включеннями гнейсів і амфіболітів архею, які зазнали гранулітового метаморфізму в ранньому протерозої. У складі другого переважають великі масиви гранодіоритів і кварцових діоритів (2,7 Ga) з реліктами зеленокам’яних поясів архею, складених амфіболітами, гнейсами, кварцитами, BIF. У південній частині вони перероблені пізньоархейським Західно-Конголезьким складчастим поясом. У масиві Шайю відомі непромислові прояви золотої мінералізації, які представлені кварц-сульфідними жилами, локалізованими в зеленокам’яних асоціаціях архею.

Зімбабвійський кратон складений глибоко метаморфізованими гранітно-гнейсовими комплексами раннього та середнього архею, на які накладені зеленокам’яні пояси (Шамва-Хараре, Мідлендз, Мутаре, Мвума, Шуругві-Гверу та ін.). Вони складені коматіїтовими і толеїтовими базальтами, бімодальними вулканічними серіями, уламковими осадовими породами, залізистою формацією, агломератами і туфами середнього-пізнього архею. Виділяються три найважливіших групи: Себаквайська (3,5 Ga), Булавайська (2,9-2,7 Ga) і Шамвайська (2,7-2,5 Ga). Булавайська група підрозділяється на дві серії: нижню і верхню зеленокам’яні. Останнім проявом архейського магматизму є проникнення Великої Дайки Зімбабве (2,5 Ga). Золоті родовища приурочені до мінералізованих зон розсланцювання і дроблення, де представлені серіями розгалужених смугастих і масивних кварцових жил і брекчій, рідше штокверками, зонами розсіяної золотої мінералізації, сульфідною вкрапленістю в BIF (Вулачикві, Вандерер, Леннокс).

Кратон Каапвааль є найважливішим золотовидобувним районом світу. Від Зімбабвійського кратону він відділяється рухливим поясом Лімпопо – зоною амфіболітових і гранулітових фацій метаморфічних порід і гнейсів. Найважливішими ЗКП є Барбертон, Мурчисон, Петерсбург і Сатерленд. Вони складені надсерією Свазіленд (3,6-3,2 Ga) чи її аналогами. Вона підрозділяється на серії: Онвервахт - коматіїтові і толеїтові серії вулканічних порід з горизонтами кременів загальною потужністю 7-8 км; Фіг-Три - аргіліти, сланці, грауваки, кремені, залізиста формація, небагато алевритів і туфів (потужність близько 2 км) і Мудіс - пісковики, конгломерати, кварцити, грауваки, рідше BIF, кремені й основні вулканічні породи (потужність 3,5-5 км). З архейськими ЗКП пов'язані родовища золота, заліза, марганцю, платини, хрому, азбесту та ін. Ендогенна золоторудна мінералізація регіону приурочена до зеленокам’яних поясів середньоархейського рівня.

Однак, основна промислова цінність регіону полягає в палеорозсипних родовищах групи Вітватерсранд. Тут шари золотоносних і ураноносних конгломератів (Мейн Риф, Безал Риф, Саус Риф і ін.) приурочені до потужної моласоїдної формації (до 3000 м), яка трансгресивно перекриває давніші утворення гранітно-гнейсового комплексу і ЗКП середнього архею. Вона виповнює неправильно-овалоїдний прогин (650 х 350 км) типу простої синеклізи. Виділяються три основних підрозділи мінливої потужності: серії Понгола, Домініон і Вітватерсранд. Вони перекриті локально розповсюдженими вулканогенно-осадочними породами серії Вентерсдорп. Горизонти золотоносних конгломератів в основному приурочені до серії Вітватерсранд, хоча окремі “рифи” зустрічаються також у підрозділах, які залягають нижче, а непромислова золота мінералізація гідротермального (?) типу відзначається в серії Вентерсдорп. Вікові рамки серій коливаються між (Ga): Понгола – 3,2-2,9; Домініон – 3,1-2,8; Вітватерсранд – 3,0-2,7; Вентерсдорп – 2,7-2,1. Вони перекриті субплатформною Трансваальскою серією і прорвані гранітами (2,6-2,5 Ga) і Бушвельдським комплексом (2050 Ма), з яким пов'язані унікальні родовища хромових руд, титаномагнетитів, нікелю і платиноїдів. Більшість дослідників відносять відклади Вітватерсранду до протоплатформної стадії розвитку кратона, а джерелом розсипного золота вважаються рудні тіла численних жильних, прожилково-вкраплених і стратиформних родовищ ЗКП середнього архею.

Танзанійський щит складений гранітно-метаморфічними породами (мігматити, гнейси, амфіболіти, кварцити, кіанітові сланці, граніти), на які накладені архейські ЗКП. Вони складені основними вулканітами, андезитами, грауваками, рідше BIF Ніанзійської системи (3,1-2,85 Ga), перекритої з незгідністю метаосадками Кавірондійської системи (2,85-2,55 Ga). З ними пов'язані родовища золота. Архейські ядра оточені ранньопротерозойськими вулканічними поясами (Убендійський), де відомі протерозойські жильні родовища золота.

Масив Ангола-Касаї на границі Заїру й Анголи складений гранітогнейсами Луані і Канда-Канда (3,5-3,3 Ga), серед яких виділяються мігматит-ендербітові куполи (3,0±0,1 Ga), габронорити і чарнокити комплексу Касаї-Ломамі. Пік гранулітового метаморфізму відповідає 2,82 Ga, мігматизації – 2,68 Ga, вкорінення гранітоїдів Дібайа – 2,59 Ga. Архейська основа перекрита сланцями, кварцитами і BIF серії Луїза (2,5-2,4 Ga), якою складені ранньопротерозойські вулканічні пояси Кунене-Кібала і Луфіко-Кабінда. Вони прорвані гранітоїдами з віком близько 2,0 Ga. Вище залягають сланці, кварцити і базальти групи Лулуа, ймовірно, середньопротерозойського віку. У гранулітах і чарнокитах відомі прояви кварцово-жильної золотої мінералізації.

Заїрський масив, розташований у північному Заїрі, складений тоналітами і гранодіоритами (2,84 Ga) у центральній частині, яка з півночі обрамляється амфібол-піроксеновими гнейсами комплексу Бому (3,4-3,7 Ga), а з північного сходу – біотит-роговообманковими гнейсами комплексу Західного Нілу (понад 2,55 Ga). Вік гранулітового метаморфізму в регіоні оцінюється в 3,0-2,9 Ga. На ці споруди накладені зеленокам’яні пояси архею, складені метавулканітами і метаосадками (включаючи пачки BIF) Кібалійської серії (понад 2,46-2,84 Ga). Вона, у свою чергу, прорвана монцонітоїдами (2,46 Ga). У ряді зеленокам’яних поясів (Матунда, Мото, Кіло, Нгаіу) відомі невеликі прояви золотої мінералізації, вік якої за Pb-Pb датуванням галеніту з жил оцінюється в 3,1-3,2 Ga.

У **Західній Австралії** блоки Йілгарн і Пілбара, розділені протерозойським рухливим поясом Хамерслі. Вони складені високо метаморфізованими комплексами і вулканогенно-осадочними серіями (Калгурлі, Уорравуна) зеленокам’яних поясів (Уілуна-Норсман) архею. Їхній час формування з максимумом вулканізму в інтервалі 2760-2640 Ма є аналогічним східним утворенням Південної Африки. Це дало можливість припустити їх структурну єдність в археї, коли, можливо, вони складали єдиний мікроконтинент “Ваальбара”. Ймовірно, вони становили собою серію острівних дуг і задугових басейнів уздовж окраїни палеоконтиненту, і згодом у ході акреції приєдналися до континентальних мас. З архейськими ЗКП асоціюють родовища золота (Калгурлі, Кулгарді, Норсман, Уілуна, Гвалія, Йілгарі та ін.) [Шер, 1972], мідно-нікелеві руди (Камбалда, Уіндарі, Маунт-Кейт, Персевернесс). З перекривними ранньопротерозойськими протоплатформними відкладами (серія Наллагейн) пов'язані родовища золота і залізних руд, а з протерозойськими

геосинклінальними комплексами – унікальні поклади мідно-колчеданних і поліметалічних руд (Брокен-Хілл, Маунт-Айза). Характерним елементом протерозойських складчастих поясів були передові прогини, наприклад трог Мак-Грот у складчастому поясі Офталміан, де накопичувалися вулканогенно-осадочні товщі раннього протерозою (2,45-2,2 Ga), у тому числі залізисті кварцити.

Платформний чохол складений верхньопротерозойсько-палеозойськими теригенними, глинисто-карбонатними відкладами, якими виповнені синеклізи і прогини Карнарвон, Каннінг, Амадієс, Мак-Артур, Джорджина та ін. У їх складі відомі шари фосфоритів, гіпсу, кам'яної солі, стратиформні поклади марганцевих і поліметалічних руд. Мезокайнозой платформного чохла представлений переважно піщано-глинистими, іноді вугленосними відкладами, морські осадки тріасу і крейди розвинуті лише на крайньому заході континенту, у складі Пертського грабену.

Східна частина платформи в зоні її зчленування з Тасманійською геосинкліналлю зайнята мезокайнозойською западиною нафтогазоносного Внутрішнього Східно-Австралійського басейну (Великий Артезіанський басейн). В основі залягають соленосний теригенно-карбонатний комплекс кембрію-девону, піщано-глинисті вугленосні відклади карбону-пермі, основна частина розрізу складена піщано-глинистими породами мезозою і грубоуламковими кайнозою. Газові, газоконденсатні і нафтогазові родовища (Гіджілпа, Мумба, Тірраварра) приурочені до пісковиків девону, пермі і юри.

Найбільшими структурами **Північноамериканської платформи** є Гренландський і Канадський щити. Їх фундамент складений глибоко метаморфізованими граніто-гнейсами, мігматитами, гранулітами, давніми гранітами, серед яких виділяються лінійні троги – архейські зеленокам’яні пояси [Энциклопедия…, 1980].

На ***Гренландському щиті*** виявлені фрагменти, очевидно, найдавнішого з відомих на сьогоднішній день ЗКП Ісуа. Він розташований серед гнейсів Амітсок, про що свідчать вікові датування вулканогенних і осадочних порід, які його складають: 3,7-3,8 Ga. Тут у кварцитових серіях виявлена масивна і смугаста сульфідна мінералізація, а з анортозитовим комплексом Фіскенессет (3,03±0,02 Ga) пов'язані прояви хромітових руд. Протерозойському етапу тут відповідає формування вулканогенно-осадочної серії Кангерлулук (1,8 Ga), яка складена базальними конгломератами і пісковиками, перекритими товщею (200-300 м) вулканітів, що перешаровуються, і туфів.

Канадський щит поділяється на 7 структурних провінцій, границі яких проводяться за зміною простягання основних структурних елементів, або уздовж границь орогенних споруджень: Озера Верхнього, Йєллоунайф, Черчилл, Вайомінг, Нейн, Ведмежа, Гренвілл.

Провінція озера Верхнього (Сюперіор) розташована між Великими Озерами, озером Вінніпег і Гудзоновою затокою, в західній частині півострова Лабрадор. Складена архейськими гранітно-метаморфічними утвореннями, серед яких виділяються пізньоархейські (2,7-2,6 Ga) зеленокам’яні пояси (Абітібі, Ківатін, Ючі, Інглиш-Рівер і ін.). Вони представлені видовженими трогоподібними структурами, які складені основними і кислими вулканітами, класто- і хемогенними осадочними породами, грауваками Породи зім'яті в складки і прорвані інтрузіями різного складу (2,9-2,4 Ga). Вони перекриті локально розвинутими протоплатформними відкладами гуронської серії протерозою (2290±90 Ма), яка прорвана нікеленосним масивом Седбери (1956±98 Ма). Провінція має важливе металогенічне значення: з архейськими ЗКП пов’язані великі родовища золота (Порк’юпайн, Керкленд-Лейк, Кер-Еддисон, Малартик, Ламак), колчеданні поклади сульфідних руд (Кідд-Крик, Хорн, Іст-Сулліван, Маттагамі-Лейк), з протерозойськими гуронськими відкладами – залізні (Мак-Ліз-Лейк, Хайленд-Валлі) та уранові руди (Елліот-Лейк), а з масивом Седбері – унікальні поклади мідно-нікелевих руд.

Провінція Йєллоунайф (Великого Невільницького озера) розташована між Великим Невільницьким озером і затокою Коронейшн. Вона має будову, подібну до вищеописаної: серед гранітно-метаморфічної основи розвинуті ЗКП (Йєллоунайф, Камерон-Росс-Лейк, Бенджамін-Лейк, Індіш-Лейк, Пойнт-Лейк і ін.), складені архейською (2,6-2,55 Ga) групою Йєллоунайф. На відміну від пояса Абітібі, іноді в ній переважають граувако-аргілітові відклади, а основні вулканіти складають не більше 15-20% обсягу групи [Конди, 1983].

Широко розвинуті золоті родовища, пов’язані з ЗКП: Джиант Йєллоунайф, Діскавері, Кон і ін. [Шер, 1972; Hees et.al, 1999].

Провінція Черчилл розташована в центральній частині півострова Лабрадор, у східній частині Північно-Західної території, північній частині Манітоби і Саскачевану. Складена теригенними, карбонатно-теригенними і вулканогенними відкладами раннього протерозою а також переробленими в протерозої архейськими утвореннями, кислими вулкано-плутонічними й уламковими асоціаціями (1750-1850 млн. років), які прорвані гудзонськими синорогенними гранітоїдами. Тут переважають родовища масивних сульфідних руд (Флін-Флон, Шеррит-Гордон, Менді, Норда-Стра, Дон-Джон і ін.), відомі поодинокі золоторудні об'єкти (Нор-Акмс, Бокс).

Провінція Вайомінг (Блек-Хіллс, Південна) в основному розташована на території США (штати Вайомінг, Північна і Південна Дакота, Міннесота й ін.). На 60% вона складена гнейсами і мігматитами (понад 3,2 Ga), на 30 % - гранітними плутонами (3,0-2,85 Ga), а близько 10% її території займають релікти ЗКП: Саут-Пасс, Верміліон і ін. (2,7-2,6 Ga). До границі архею і протерозою приурочене проникнення розшарованого комплексу Стіллуотер, до- і посттектонічних дайок основних порід і гранітоїдів (2,5-2,45 Ga). На них незгідно залягають протерозойські графіт-мусковіт-карбонат-кварцові, амфібол-гранат-біотитові сланці, філіти і кварцити, зім'яті в стиснуті складки і прорвані лейкократовими мусковіт-турмаліновими гранітами (1620±20 Ma). До цього ж часу (1,8-1,6 Ga) приурочена гудзонська орогенія [Конди, 1983]. Вони перекриті кварцитами і карбонатами кембрію, прорвані молодими дайками. З протерозойськими утвореннями пов'язане золоте зруденіння (Хоумстейк, Кловер-Ліф, Самміт, Холлі-Террор та ін.)

Провінція Нейн розташована в північній частині атлантичного узбережжя півострова Лабрадор. Складена переважно ранньоархейським гранітно-гнейсовим тоналітовим фундаментом (3,7-2,85 Ga) і великими масивами протерозойських анортозитів (1,4-1,35 Ga).

Провінція Ведмежа (чи Бер) розташована між провінцією Йєллоунайф, Великим Ведмежим озером і затокою Коронейшн. Відрізняється від вищеописаних широким розвитком дислокованих і частково метаморфізованих карбонатно-теригенних утворень і вулкано-плутонічних комплексів нижнього протерозою (1,87-1,75 Ga), присутністю карбонатно-теригенних і вулканогенних утворень верхнього протерозою.

Провінція Гренвілл видовжена у ПС напрямку вздовж р. Святого Лаврентія від району Великих Озер до узбережжя Атлантичного океану. Вона є складчастим поясом середнього-пізнього протерозою, де розвинуті інтенсивно перероблені утворення архею і нижнього протерозою. Вони зазнали інтенсивної складчастості й метаморфізму в період 1,4-1,0 Ga.

Центральна частина Канадського щита зайнята западиною Гудзонової затоки, яка заповнена теригенно-карбонатними осадками й евапоритами ордовику, силуру і девону, а також пісковиками крейди загальною потужністю до 2,5 км. Платформний чохол в області Великих рівнин має вік від пізнього кембрію до ранньої пермі. Відклади нижнього і середнього палеозою переважно карбонатні, шельфові з підпорядкованими пачками теригенних порід, рифогенних вапняків та евапоритів (Мічіганський та Уіллістонський басейни). Середній-верхній карбон (пенсильванська система) – циклічна паралічна вугленосна формація, до якої приурочені кам'яновугільні басейни. У Східно-Техаській синеклізі відомі рифогенні карбонати, чорні аргіліти, солі пермі і червонобарвні породи пермі - тріасу. На заході Великих рівнин розвинуті узбережно-морські і континентальні тріас і юра, а вздовж Мексиканської затоки – карбонатно-теригенна крейда.

Кристалічний фундамент **Південноамериканської платформи** відслонюється в Гвіанському, Центрально-Бразильському і Приатлантичному щитах.

Гвіанський щит за своєю геологічною будовою, складом і віком дуже подібний до Західно-Африканського [Marcoux et al, 1993]. Найдавніші породи тут представлені високо метаморфізованими гнейсами, гранулітами, чарнокитами комплексів Рупунуні в Гайані, Іматака у Венесуелі, Іль-де-Кайєна в Гвіані (3,7-3,2 Ga), прорваними давніми гранітоїдами (2,8 Ga). З ліберійським циклом Західної Африки порівнюють утворення Гуріанського циклу (2,7 Ga): комплекси Супимо у Венесуелі, Кануку в Гайані й Фалаватра у Суринамі. З Бірімієм Західної Африки порівнюються вулканогенно-осадочні товщі граніт-зеленокам’яно-

гнейсових терейнів трансамазонського циклу: супракрустальні серії Барама-Мазаруні в Гайані, Парамака-Розебель-Арміна в Сурінамі, Парамака-Бонідоро-Ораку у Французькій Гвіані, Амака в північній Бразилії (2,3-1,9 Ga). Вони формують серії зеленокам'яних поясів ПЗ простягання, сприятливих для локалізації золоторудних родовищ жильного типу: Ель-Калао у Венесуелі, Омаї, Сент-Пьєр і Дорлін у Гвіані. Аналогом відкладів Тарквайської серії можуть бути косоверствуваті червонобарвні пісковики з прошарками і пачками аркозів, глинистих сланців і конгломератів серії Рорайама (1,6-1,7 Ga), у яких відомі виходи золотоносних конгломератів Тортю.

На ***Бразильському щиті*** до цього рівня відносяться протерозойські золотоносні конгломерати Жакобіна (родовище Канавієрас). Вони з незгідністю перекривають мігматитові гнейси комплексу Басао, а також графітові сланці, метавулканіти, залізисті і марганцеві кварцити архейського - ранньопротерозойського віку. В останніх локалізована прожилково-вкраплена (родовище Морру-Велью) і стратиформна в BIF (Ракозос, Пасажем) золоторудна мінералізація, а також великі поклади залізних руд. У блоці Джауру на півдні штату Мату-Гроссу виділяються субмеридіональні ЗКП протерозою (Ріо-Алегре, Джауру, Арапутанга, Кабакаль), прорвані тоналітами і гранодіоритами (1,8 Ga). До них приурочені золото-кварцові і золото-сульфідні прояви. Архейський (> 2,6 Ga) кратон Сан-Франциско розсічений кількома складчастими поясами Трансамазонського циклу (2,3-2,1 Ga), наприклад, поясами Аракуаі і Рибейра, складеними метапелітами і метабазитами, що перешаровуються, які формувалися в колізійній сутурній (шовній) зоні між блоками давньої континентальної кори.

Подібну будову має і ***Приатлантичний щит***, який відділяється від Центрально-Бразильського складчастим поясом верхнього протерозою. Тут архейські гранітогнейси і зеленокам'яні асоціації перекриті протоплатформними кварцитами нижнього протерозою з великими покладами залізистих кварцитів (Мінас-Жерайс). Ці породи виходять у ряді масивів, найбільшими з який є Сан-Франциску, Сан-Луїс, Асунсьйон, Сьєрра-де-Танділь і Сьєрра-Пампа. З гранітоїдами протерозойського віку пов'язані берилієносні пегматити

Фанерозойський чохол платформи складений уламковими континентальними і узбережно-морськими відкладами нижнього-середнього палеозою; покривно-льодовиковими утвореннями верхнього карбону – нижній пермі; вугленосними – верхньої пермі і континентальними уламковими - мезозою. Наприкінці юри – початку крейди виявився потужний траповий вулканізм (синекліза Парана) та інтрузивний магматизм (синеклізи Мараньон і Амазонська). Кайнозойські утворення обмежено розвинуті в Амазонській синеклізі і на узбережжі Атлантичного океану. З базальтоїдами пов'язані колчеданні поклади, а з комплексом гранітоїдів – рідкіснометальні і берилієносні пегматити. До молодої кори вивітрювання приурочені родовища бокситів Гайани і Суринаму.

У південній частині Південноамериканської платформи виділяється молода ***Патагонська плита***, фундамент якої складний не тільки докембрійськими, але й нижньопалеозойськими утвореннями і гранітоїдами пізнього палеозою.

Розділ 6. Геосинкліналі та епігеосинклінальні орогени.

6.1. Типи геосинклінальних поясів.

Геосинклінальні чи рухливі пояси – це найважливіші активні структури тектоносфери, у межах яких тривалий час інтенсивно здійснюються багатоетапні процеси осадконакопичення, магматизму, метаморфізму, тектогенезу. Врешті це призводить до перетворення океанічної кори в континентальну, або до регенерації континентальної кори, складко- і гороутворення. Рухливі пояси звичайно приурочені до границь різних літосферних плит: океанічної і континентальної, або континентальних різнойменних плит; рідше вони розташовуються на границі океанічних літосферних плит. У зв'язку з цим виділяється три основних типи геосинклінальних поясів [Геосинклинальный литогенез, 1987; Мезозойско-кайнозойские…, 1977; Хомизури, 1976]:

- окраїнно-континентальні, до яких відноситься Західно-Тихоокеанський (Східно-Азіатський) пояс, розташований між Тихоокеанською плитою, Сибірською, Китайською й Австралійською платформами; і Східно-Тихоокеанський (Кордильєрський) пояс, розташований між Тихоокеанською плитою і Північно- й Південноамериканською платформами;
- міжконтинентальні: Уральський, розташований між Східноєвропейською і Сибірською платформами; Північно-Атлантичний (який включає європейські каледоніди й герциніди і складчасту систему Аппалачів), розташований на час утворення між Північноамериканською і Східноєвропейською платформами; Середземноморський, розташований між Східноєвропейською, Китайсько-Корейською, Африканською та Індостанською платформами;
- міжокеанічні: Антильсько-Карибський, розташований між Східно-Тихоокеанською (Кокосовою) і Західно-Атлантичною океанічними плитами (і, одночасно, між Північно- і Південноамериканською континентальними платформами); Індонезійський, розташований між Індоокеанською і Тихоокеанською плитами (а також поміж Індокитайським масивом і Австралійською платформою).

Зараз вважається, що геосинклінальні системи зароджуються на корі океанічного типу. Підставою для такого висновку є наявність у розрізах їх евгеосинклінальних зон офіолітових поясів, які за своїм складом і будовою збігаються з розрізами океанічної кори. В результаті масштабних горизонтальних переміщень та інтенсивного стиснення вони ніби виштовхнуті на земну поверхню. Масштаб цих переміщень оцінити важко, однак, виходячи з аналізу характеру складчастості давніх геосинклінальних систем, масштабності горизонтальних переміщень і порівняння цих систем з сучасними рухливими областями, можна зробити висновок, що їх первісна ширина перевищувала ширину гірсько-складчастих споруд, які виникли на їхньому місці, у кілька разів.

Ймовірно, порівнювати давні геосинкліналі з сучасними океанами з їх відносно стабільним тектонічним режимом у межах океанічних плит не правомірно. Найближчим сучасним аналогом давніх геосинкліналей є перехідні зони, наприклад, сучасний Тихоокеанський рухливий пояс з комплексом різноманітних геоструктур: системою окраїнних морів, острівних дуг, глибоководних жолобів, окраїнно-континентальних вулканічних поясів та ін. - для окраїнно-континентальних поясів і реліктові океанічні западини з ритмічною зміною режиму розтягання (і формування субокеанічних басейнів) режимами стискання (з формуванням покривно-складчастих споруд типу гір Загросу, Альп, Тель-Атласу та інших споруд Середземноморської геосинкліналі) – для міжконтинентальних поясів.

І в тому і в іншому випадку суттєвою особливістю формування геосинкліналей є складна взаємодія деструктивних і конструктивних процесів, зміна режимів стиснення і розтягнення, що обумовлює надзвичайно складну будову геосинклінальних областей з тісним сусідством блоків давньої континентальної кори (серединні масиви), фрагментів океанічної кори (офіолітові покриви) і новоутворених споруд. Часто ці блоки характеризуються різкою структурною незгідностю відносно контурів геосинклінального поясу й один до одного, різкою зміною формаційного складу навіть на незначній відстані.

6.2. Внутрішня будова геосинкліналей.

Геосинклінальні чи складчасті пояси є найпротяжнішими структурами нашої планети, їх довжина вимірюється десятками тисяч кілометрів, а ширина сягає тисячі і більше кілометрів. Вони складаються з ряду зон і сегментів, які розрізняються за складом, будовою та історією розвитку.

До найкрупніших з них відносяться **геосинклінальні чи складчасті області**, під якими розуміють великі сегменти геосинклінальних поясів, розділені зонами поперечних глибинних розломів. Вони відрізняються за будовою, складом та орієнтацією основних складчастих структур, ходом тектогенезу тощо. Іноді вони виділяються в ранзі тектонічних провінцій. Так, наприклад, у російській частині Східно-Азіатського чи Західно-Тихоокеанського складчастого поясу виділяють Верхояно-Чукотську, Монголо-Охотську і Сіхоте-Алінську складчасті області, а в Середземноморсько-Гімалайському складчастому поясі виділяють Гімалайську, Каракорумську та інші провінції. Тектонічний зміст даних термінів недосить строго визначений і різними авторами вживається по-різному.

Геосинклінальні області поділяються на **геосинклінальні чи складчасті системи** – чітко лінійні структури, видовжені згідно з простяганням геосинклінального поясу. Вони простягаються на одну чи кілька тисяч кілометрів, мають ширину кілька сот кілометрів. Вони звичайно розташовані між двома кристалічними масивами: між платформою і серединним масивом, двома серединними масивами, двома платформами (в останньому випадку поняття області і системи збігаються, наприклад, Уральська складчаста система). Як правило, розвиток геосинклінальної системи приурочений до одного тектонічного циклу або ери тектогенезу.

Складчасті системи розділені **серединними масивами** – уламками роздроблених платформних областей, ніби затертих у молодші складчасті комплекси, що обтікають їх. Вони характеризуються овальною, або кутасто-ромбоподібною формою, розмірами від десятків до сотень кілометрів у поперечнику. Основа серединних масивів складена метаморфічними комплексами раннього докембрію, зрідка відмолодженими за рахунок процесів у геосинкліналях, що їх вміщують, і проникнення молодих гранітоїдів.

Поряд з геосинклінальними виділяються **геоантиклінальні системи**, які становлять собою успадковані лінійні зони піднять. За розмірами їх можна порівняти з геосинклінальними системами. Звичайно до них приурочені численні інтрузії гранітоїдів, що утворюють ланцюжки, які простягаються вздовж осьової частини геоантиклінальних систем.

Дрібнішими структурними формами є інтрагеосинкліналі та інтрагеоантикліналі, евгеосинкліналі й евгеоантикліналі, міогеосинкліналі і міогеоантикліналі. Вони представлені прогинами і підняттями всередині геосинклінальних систем і відрізняються набором формацій і їх потужністю. Їхніми сучасними аналогами вважається система вулканічних і невулканічних острівних дуг, глибоководних жолобів, переддугових і тилових прогинів, підніжжя континентального шельфу. Особливий тип геосинклінальних структур – офіолітові шви, які найчастіше розташовуються у тиловій частині геосинклінальних систем, на границі з серединним масивом.

Перехідні зони між ев- і міогеосинкліналями називаються мезогеосинкліналями. Зазвичай, вони розташовуються на потоншеній і переробленій континентальній корі, в умовах континентального схилу і підніжжя, чи внутрішніх і окраїнних морів. Для цих зон характерний розвиток глинисто-сланцевої формації, а серед магматичних – спіліт-діабазової і кварц-кератофірової формацій.

Нарешті, існують геосинклінальні системи, які були цілком закладені на потоншеній і відносно слабко переробленій континентальній корі. Вони є поперечними відгалуженнями основних геосинклінальних поясів або їх побічними вітками, які займають внутрішньо-платформне положення. Їх називають також інтракратонними геосинкліналями або моногеосинкліналями.

6.3. Еволюція геосинклінальних режимів.

Геосинклінальні режими виникли тільки у другій половині пізнього протерозою, близько 1 млрд. років тому, але такі структури особливо характерні для фанерозою. Вони розвиваються протягом сотень мільйонів років, а Тихоокеанський рухливий пояс існує не менше 1 млрд. років. Їх розвиток здійснюється на тлі процесів розтягання, що змінюються стисненням, опусканням і підняттям, які обумовлені відмінностями ендогенних геосинклінальних режимів. У цілому, в земній корі можна виділити ряд приблизно синхронних циклів, у межах яких особливості ендогенних режимів приблизно повторюються: гренвільський (1000 млн. років), байкальський (1000-600), каледонський (600-400), герцинський (400-210), кімерійський (210-100), альпійський (менше 100).

У розвитку геосинкліналей виділяються два найбільших етапи чи цикли: власне геосинклінальний та орогенний. Вони, у свою чергу, поділяються на ряд стадій: перед-, ранньо- і пізньогеосинклінальні; ранньо- і пізньоорогенні.

Передгеосинклінальна стадія у внутрішньоконтинентальній обстановці відповідає утворенню рифтів. Цей процес також проходить ряд стадій. Спочатку утворюється пологий прогин, який заповнюється континентальними осадками. Пізніше формується система грабенів, континентальна кора потоншується, відбувається виверження лужно-базальтових лав, становлення лужно-ультраосновних кільцевих інтрузій. На цьому етапі розвиток багатьох рифтів припиняється. У випадку подальшого розширення рифту відбувається розрив суцільності земної кори, формується інтракратонний морський басейн (типу Червоного моря), в осьовій частині якого починається формування океанічної кори. Для цієї стадії розвитку рифту характерні морські умови осадконакопичення, толеїтовий вулканізм. Цей етап відповідає інтракратонній геосинкліналі. Якщо розвиток рифту продовжується, може виникнути рифтогенний океан, віддаленим аналогом якого може бути сучасний Атлантичний океан, або система видовжених міжматерикових морських басейнів з корою океанічного типу (Палеотетіс). Надалі в них іде інтенсивне осадконагромадження, толеїтовий вулканізм, тектогенез характеризується кількаразовою зміною обстановок регіонального розтягнення обстановками стиснення, формуються офіолітові й інші покриви (що відповідає вже наступним стадіям розвитку геосинкліналі).

В окраїнно-континентальних обстановках формування геосинклінальних систем у першу чергу визначається процесами взаємодії двох літосферних плит. Це визначає різноманіття типів активних структур і механізмів їх утворення. Можна виділити два основних типи структур. Перші з них формуються на океанічній корі і представлені системами глибоководних жолобів і вулканічних острівних дуг. Другі пов'язані з розколами континентальної окраїни рифтоподібними системами, які надалі перетворюються в окраїнні моря, а блоки континентальної кори відділяються від континенту у вигляді системи островів на зразок Японських (де присутня кора континентального типу). Важливо підкреслити нерозривний зв'язок цих процесів, єдність проявів нарощування і руйнування земної кори, конструктивних і деструктивних процесів у рамках єдиного геологічного простору.

Ранньогеосинклінальна стадія відповідає обстановкам максимального розтягнення, які в окраїнних зонах компенсуються обстановками стиснення при взаємодії літосферних плит. У системі окраїнних морів іде формування сланцевої і граувакової формацій, у приокеанічній частині – крем’янисто-вулканогенної, сланцево-діабазової та інших вулканогенно-осадочних формацій. Їх потужність звичайно дуже велика, характерним також є метаморфізм зеленокам’яної фації.

Протягом **пізньогеосинклінальної (островодужної) стадії** обстановки стиснення переважають над обстановками розтягнення. У першу чергу стиснення проявляється в системі зон Беньофа, над якими формуються вулканічні острівні дуги, де йдуть масштабні виверження андезитових лав і туфів. Можуть утворюватися і невулканічні дуги (геоантикліналі). На окраїнах андійського типу формування вулканічних поясів приурочене до окраїни континенту, а не до системи острівних дуг. Крім вулканогенно-уламкових, характерними формаціями цього етапу є флішова та олістостромова. Стиснення супроводжується формуванням тектонічних покривів та офіолітових швів.

Орогенний етап настає за геосинклінальним, однак іноді між ними знаходиться значний інтервал часу. Гороутворення часто виходить за просторові рамки геосинклінальних систем, охоплює області, які вже стабілізувалися. Таким чином, незважаючи на спадковість етапів, існує також їх певна автономність.

Ранньоорогенна стадія починається тоді, коли велика частина геосинклінальної системи виведена над рівнем басейну осадконакопичення і становить собою невисоку, частково еродовану сушу. Про це свідчить різко незгідне залягання ранньорогенної моласи на деформованих утвореннях фундаменту і вже зрізаних складчастих структурах, хоча їх загальний структурний план звичайно зберігається. Осадконагромадження може продовжуватися лише на флангах складчастої системи, іноді – на стику двох систем, де формуються, відповідно, периклінальні (Актюбінський на Південному Уралі) і поперечні (Керченсько-Таманський) прогини. Протягом ранньорогенної стадії основна площа геосинкліналі, яка закрилася, плавно здіймається та зазнає інтенсивної ерозії, що дає матеріал для нагромадження потужних товщ моласи. Поряд з ними можливе формування наземних базальтоїдних і диференційованих базальт-андезит-ріолітових серій, проникнення інтрузій гранітоїдів, зародження крайових вулканічних поясів (Охотсько-Чукотський, Східно-Сіхоте-Алінський). Одночасно починають формуватися передовий (Передуральський, Передкавказький) і тильний (Месопотамський) прогини, сприятливі для нагромадження соленосних і вугленосних відкладів, виникнення родовищ нафти.

Пізньоорогенна стадія відповідає максимальній амплітуді вертикальних рухів, формуванню гірської країни з різко розчленованим рельєфом, інтенсивними процесами ерозії. Крайові прогини зміщуються у бік платформи, частково втягуються у складчастість і перетворюються на передові прогини. Тильні прогини зливаються в міжгірний прогин або серію прогинів, які звичайно розташовані над великими серединними масивами (Ріонський і Куринський у Закавказзі). Ці прогини заповнюються верхньої моласою, яка відрізняється від нижньої грубим складом і будовою. Розвивається система скидів, що свідчить про зміну обстановок стиснення обстановками розтягнення. У цьому зв'язку може розвиватися серія накладених западин і грабенів, які часто заповнюються або континентальними осадками, або серіями вулканітів середнього чи контрастного складу. Наприкінці стадії по серіях розломів глибокого закладання можуть проникати магми основного складу і відбуватися виверження платформних платобазальтів.

Надалі новостворені гірські споруди можуть поступово підніматися протягом довгого часу з відповідним опусканням поєднаних прогинів (*постумні* споруди і прогини), зазнавати інтенсивного блокового розчленовування з утворенням поздовжніх грабенів і виливом базальтоїдів практично в платформних умовах (тафрогенез), або періодично підніматися протягом короткого часу, чи навпаки опускатися (рекурентні орогени).

Цикл Уїлсона (по імені автора), який описує стадійність океанічного басейну, в цілому збігається з вищенаведеною схемою. У ньому виділяються:

- ембріональна стадія – розкол континенту, що здіймається, формування рифтової долини, виверження толеїтових і лужних базальтів (Східно-Африканський рифт);
- стадія юності – розкол продовжується, континентальні маси роз'єднуються, виникає море з корою субокеанічного типу, продовжується вулканізм (Червоне море);
- стадія зрілості – розсування морського дна продовжується, континенти все більше віддаляються один від одного, вздовж їх окраїн накопичуються потужні міогеосинклінальні відклади, в серединно-океанічних хребтах відбувається вилив толеїтів, а на океанічних плитах – формування океанічних островів з виверженням толеїтових і лужних базальтів (Атлантичний океан);
- стадія занепаду – починається скорочення океану, руйнування окраїни континенту, субдукція океанічної плити під континентальну, формуються крайові жолоби, окраїнні моря, острівні дуги (Тихий океан);
- кінцева стадія – продовжується скорочення океанічного басейну, зближення континентів, утворюються гірські ланцюги, продовжується магматизм (Середземне море);
- реліктовий рубець чи геосутура – море цілком закривається, що призводить до зіткнення континентів, продовжується стиснення і підняття гірських хребтів, уздовж сутурних зон формуються покриви офіолітів (Азіатська частина Середземноморсько-Гімалайського складчастого поясу).

6.4. Найважливіші геосинклінальні системи світу.

З рухливих чи складчастих поясів найбільшими на території Євразії є Урало-Монгольський (Урало-Охотський), Середземноморський (Середземноморсько-Гімалайський) і Східно-Азіатський (Західно-Тихоокеанський); Північної і Південної Америки – складчасті пояси Кордильєр і Анд, а також Апалачська система; Австралії – Тасманійський складчастий пояс. Подамо їх коротку характеристику.

Урало-Монгольський рухливий пояс простягається гігантською дугою, яка обрамлює з заходу, півдня і сходу Сибірську платформу, від Уралу через Центральний Казахстан, Тянь-Шань, Алтає-Саянську і Джунгаро-Балхашську складчасті області до Центральної Монголії, Забайкалля і Хінгану, Амуро-Охотської системи, де він змикається із Східно-Азіатським складчастим поясом і Верхояно-Чукотською складчастою областю. Необхідно відзначити полістадійну природу поясу, до складу якого поряд з переважаючими каледонідами і герцинідами входять також області й зони байкальської (Північний Таймир, Єнісейський кряж, Східні Саяни, Патомське нагір'я) і кімерійської (Східне Забайкалля, Амуро-Охотська система) складчастості.

Найбільшими структурно-тектонічними одиницями Урало-Охотського складчастого поясу є Єнісеє-Саяно-Байкальська область рифейської, байкальської і салаїрської складчастості, Алтає-Саянська область палеозойської складчастості, область палеозойської складчастості Центрального Казахстану і Тянь-Шаню, складчасті системи: Уральська пізньокаледонсько-герцинська, Пайхой-Новоземельска, Таймиро-Новоземельська, а також Західно-Сибірська і Туранська епіпалеозойські плити.

Єнісеє-Саяно-Байкальська область - південне обрамлення Сибірської платформи. Тут виділяють рифейську Єнісеє-Східно-Саянську, пізньорифейські (байкальські) Байкало-Нижньовітімську, Уда-Вітімську й Орхонсько-Малханську складчасті системи, які оточують Баргузинсько-Вітімський добайкальський серединний масив. З півдня область обмежена великим Монголо-Охотським розломом. Архейські грануліти і чарнокіти відслонюються у Канському й Бірюсинському виступах. На них незгідно залягають гнейси, мармури, амфіболіти нижнього протерозою, прорвані гранітами (1,8 млрд. років). В Єнісейському кряжі на них залягає потужна теригенна товща середнього-верхнього рифею, а в Східних Саянах – теригенно-карбонатно-крем’янисті відклади (до 12 км). У районі північно-західного Байкалу докембрійські структури розвертаються у субширотному і ПС напрямку. Тут розташована Хамар-Дабанська зона ранньорифейської складчастості, яка складається з однойменного антиклінорію і Слюдянського прогину. Вздовж границь Сибірської платформи розвинута серія вузьких прирозломних шовних прогинів, виповнених нижньорифейськими теригенними й вулканогенними відкладами, а також інтрузіями гіпербазитів.

Каледоніди Західного Забайкалля об’єднують у Селенгіно-Яблонову геоантиклінальну область зі складною мозаїчною будовою: сполученням куполоподібних виступів раннього докембрію і геосинклінальних прирозломних прогинів, виповнених карбонатно-вулканогенними зеленосланцевими і флішоїдними серіями рифею і раннього палеозою, прорваними габро-плагіогранітовими і монцоніт-гранодіоритовими інтрузивними комплексами. Ця область зазнавала тектоно-магматичної активізації в середньому-пізньому палеозої, пермі й мезозої, що призвело до формування складних полістадійних магматичних комплексів кислого і сублужнього складу і пов'язаного з ними зруденіння.

Алтає-Саянська область палеозойської складчастості об’єднує Тувинський масив, Східно-Саянсько-Кузнецьку салаїрську, Гірськоалтайську каледонську і Зайсанську герцинську складчасті системи.

Тувинський масив складається з Хамар-Дабанського і Сангіленського масивів рифейської консолідації, які розділені Харальським прогином, де у венді-середньому кембрії формувалися моласоїдні і карбонатні товщі. На півночі масиву в грабеноподібних прогинах у ранньому кембрії проявився базальтовий вулканізм, який супроводжувався вкоріненням тіл

гіпербазитів. В ордовику і силурі на роздроблену окраїну масиву були накладені Тувинська і Тоджинська западини

Східно-Саянсько-Кузнецька система включає Кузнецький Алатау, Гірську Шорію, західні відроги Східних Саянів. Складена пізньорифейськими-ранньокембрійськими вулканогенно-теригенно-крем'янистими відкладами з типовими офіолітовими асоціаціями. На рубежі раннього і середнього кембрію відбувається салаїрська складчастість, а орогенний етап розвитку припадає на середній-пізній карбон. У девоні розвивається система Мінусинських западин.

Гірськоалтайська система включає Західні Саяни і частину Гірського Алтаю. Виділяються Джебашський і Куртушибинський антикліноріїї, Усинський синклінорій. Вони складені венд-силурійськими спілітами, діабазами, кератофірами, кременями, аргілітами, базальтовими туфами, флішем, які прорвані комплексом плагіогранітів, габроїдів і лейкократових гранітів. Каледоніди розділені герцинським Ануйсько-Чуйським синклінорієм.

Зайсанська система закладена в силурі-ранньому девоні на гетерогенній основі і включає ряд поздовжніх структурно-фаціальних зон з евгеосинклінальним (Чарська, Західно- і Східно-Жармінська, Саурська) і міогеосинклінальним (Східно-Калбинська) типами розрізів раннього девону-карбону.

Область палеозойської складчастості Центрального Казахстану і Тянь-Шаню включає ранньокаледонську Кокчетав-Північно-Тянь-Шаньську, пізньокаледонську Чингіз-Тарбагатайську, каледонсько-герцинську Джунгаро-Балхашську, каледонсько-середньогерцинську Тургайсько-Середньо-Тянь-Шаньську, герцинську Південно-Тянь-Шаньську складчасті системи.

В Кокчетав-Північно-Тянь-Шаньскій системі широко розвинуті архей-ранньопротерозойські породи, які складають блоки, виступи й серединні масиви (іноді перекриті рифейським протоплатформним чохлом). Останні оточені вузькими лінійними трогами, які виповнені евгеосинклінальними утвореннями пізнього рифею-раннього палеозою, перекритими теригенними та карбонатними фаціями і прорваними гранітоїдами. У девоні проявляється контрастний континентальний вулканізм Казахстанського вулканічного поясу, вкорінюються інтрузії біотитових і лейкократових гранітів. У пізньому девоні-тріасі) в ізольованих западинах накопичуються червонобарвні породи і моласи.

Чингиз-Тарбагатайська система відрізняється інтенсивним ініціальним вулканізмом і широким розвитком андезитів протягом пізньогеосинклінальної стадії. Вона була закладена у ранньому кембрії, а замикання приурочене до пізнього ордовика-силуру, коли відбулося проникнення гранітоїдів. У девоні формуються вулканогенні й вулканогенно-моласові комплекси, у карбоні в прирозломних прогинах тафрогенного типу накопичуються червонобарвні, карбонатно-теригенні, карбонатні й вугленосні утворення.

У Джунгаро-Балхашській системі (центральний Казахстан) у пізньому кембрії-ранньому ордовику були закладені зони субширотних глибинних розломів і розсувів (Уртинжальська, Ітмурунді-Тюлькуламська) з базальтовим вулканізмом, відокремилися Тектурмаський і Балхаш-Алакульський геосинклінальні прогини і Центрально-Казахстанський серединний масив. У прогинах накопичувалися крем'янисто-теригенні, флішоїдні, теригенно-карбонатні, вулканогенно-осадочні і рифогенні формації. У силурі-ранньому девоні в крайових частинах Атасу-Джунгарського серединного масиву, який мав тенденцію до постійного підняття, формувалися флішові прогини (Центрально-Джунгарський, Акжал-Аксоранський). Тектурмаська система прогинів закрилася в результаті середньодевонської складчастості, що завершилася живетсько-франкським вулканізмом (Успенсько-Аксоранський вулканічний пояс). У карбоні в шовних колоразломних прогинах відкладалися теригенно-крем'янисто-карбонатні осадки (Успенська, Акжал-Аксоранськая зони, Жаїльменська мульда). Відбувається замикання Центрально-Джунгарського і Північно-Балхашського прогинів. У пізньому палеозої морський режим зберігається тільки в локальних мульдах (Саякська), формується Прибалхашсько-Ілійський вулканічний пояс з вулканогенно-моласовою, ріоліт-андезитовою і контрастною ріоліт-базальтовою вулканічними формаціями, що супроводжується проникненням гранодіоритів, гранітів, лужних гранітів та аляскітів.

Тургайсько-Середньо-Тянь-Шаньська система розташована між каледонідами Північного і герцинідами Південного Тянь-Шаню і має проміжний характер. Каледонський комплекс складений малопотужними теригенними породами венду, крем'янисто-карбонатними кембрію-ордовику, флішоїдними - верхнього ордовику. У ранньому силурі вкорінилися невеликі тіла гранітів. Герцинський комплекс включає кислі і середні вулканіти і червонобарвні породи девону; карбонатні товщі верхнього девону-карбону; флішоїдні, моласові і червонокольорові карбону-пермі. У карбоні й пермі розвиваються Валер'янівський і Бельтау-Купаминський вулканічні пояси, виповнені вапняно-лужними вулканітами.

Південно-Тянь-Шаньська система має лінійну структуру з численними поздовжніми розривами і різноманітним складом ранньогеосинклінальних відкладів, вік яких вважається давнішим ніж середній карбон. Кристалічний фундамент відслонюється в Каратегінському (Гармському) масиві. Виділяється західна Кизилкумо-Алайська і східна Фергано-Кокшаальська зони. Перша виникла в силурі на протоплатформній основі, перекритій крем'янисто-доломітовими і вулканогенно-теригенними формаціями рифею-раннього палеозою. Це лінійна система прогинів і піднять, виповнених теригенними товщами силуру, евгеосинклінальними утвореннями пізнього силуру-раннього карбону, флішем пізнього карбону-ранньої пермі. Подібну будову має і східна зона, де ранні прогини і підняття виникли на північній окраїні Південного Тянь-Шаню і послідовно зміщувалися в південному напрямку. Становлення системи завершується складчастістю і проникненням сублужних гранітоїдів у ранній пермі.

Уральська складчаста система є класичною герцинською спорудою, яка зазнала основної складчастості у пізньому палеозої. Вона характеризується поперечною зональністю з протяжними поздовжніми структурно-формаційними зонами, головні з яких (з заходу):

- ***Передуральский крайовий прогин***, заповнений флішем і моласою верхнього палеозою і тріасу;
- ***Західно-Уральська складчасто-насувна мегазона***, де розвинуті палеозойські карбонатні, теригенні і теригенно-крем'янисті товщі (до 6-7 км), зім'яті в інтенсивні лінійні складки і розірвані насувами східного падіння на складні складчасто-лускаті зони, іноді з офіолітами, серед яких виділяються докембрійські підняття;
- ***Центрально-Уральська мегазона*** - докембрійські лінійно-складчасті, куполоподібно-блокові структури, незгідно перекриті палеозойськими відкладами на заході; зі сходу обмежена Головним Уральським глибинним розломом;
- ***Зеленокам'яна мегазона*** - складена вулканогенними, вулканогенно-осадочними, рідше осадочними породами ордовику, силуру і девону на північному фланзі, девону і карбону – на південному; вміщує великі алохтони офіолітів, гіпербазитів і габроїдів; ланцюг інтрузивних масивів дунітів, гіпербазитів і габроїдів Платиноносного поясу;
- ***Східно-Уральська мегазона*** - широко розвинуті гранітоїдні масиви, відомі виходи дорифейських кристалічних порід (Східно-Мугоджарська брила, Селянкинський блок);
- ***Зауральська мегазона*** приурочена до опущеного флангу складчастого поясу, де розвинуті переважно кам'яновугільні вапняки і теригенні, вулканогенні й вулканогенно-осадочні товщі, зім'яті у великі прості лінійні складки.

Пайхой-Новоземельська складчаста система - продовження Уральської. Складчаста споруда Пай-Хою - вузька рифтоподібна система, затиснута між докембрійськими блоками. Вона виникла в ранньому палеозої на байкальському фундаменті, представленому в Південно-Новоземельсько-Вайгачському антиклінорії теригенними, вулканогенними і карбонатними породами верхнього рифею-венду. Каледонський комплекс (5-7 км) представлений ордовиком-середнім девоном подібного складу. Герцинський комплекс складений теригенно-карбонатним верхнім девоном-середнім карбоном.

Таймиро-Новоземельська складчаста область обрамлює з півночі Сибірську плиту. Тут виділяється ряд орієнтованих у ПС напрямку зон, які обрамлюють центральний Карський масив. Останній складений плагіогнейсами, кристалічними сланцями й амфіболітами архею-раннього протерозою, перекритими теригенними, вулканогенними і карбонатними відкладами рифею. Виділяються: Північна зона з геосинклінальними відкладами верхнього рифею-девону (потужністю до 10 км); Центрально-Таймирська зона з прогинами, складеними чорними граптолітовими сланцями й бітумінозними вапняками, карбонатно-

теригенними товщами карбону й ордовику; Південно-Таймирська зона, яка складена теригенною товщею середнього карбону-нижньої пермі, вугленосною паралічною товщею пермі, трапами й континентальною моласою тріасу; Хатанга-Пясинський прогин, виповнений товщею морських теригенних відкладів тріасу - олігоцену (до 10 км).

Середземноморський пояс простягається від Південної Іспанії і Марокко через структури Тель-Атласу, Альпи, Дінаріди, Еллініди до Карпат і Криму і далі від хребтів Малої і Передньої Азії, Кавказу, Копет-Дагу через Гіндукуш, Тянь-Шань, Каракорум, Памір, Гімалаї, Куньлунь у Південно-Східну Азію, де він розпадається на дві гілки: Північно-В'єтнамську і Лаосько-Малайську, яка продовжується на південь у південно-західну частину острова Калімантан.

В азіатській частині пояс характеризується зональною будовою: його північна частина сформувалася в палеозої і включає каледоніди Наньшаню і Північного Циньліню, герциніди Північного Кавказу, Гіндукушу, Північного Паміру, Куньлуню; центральна складена кімерідами; а південна відповідає зоні кайнозойських альпійських покривних структур і молодого гороутворення Центральноазіатського гірського поясу. На окремих ділянках збереглися брили, блоки й масиви давньої континентальної кори (Індосинійський, Північно-Закавказький, Центрально-Іранський, Тібетський). Передові (Індоло-Кубанський, Терсько-Каспійський, Передкопетдагський, Месопотамський, Передгімалайський) і міжгірні (Ріонійський, Куринський, Західно-Туркменський, Центрально-Іранський, Південно-Афганістанський, Центрально-Бірманський) прогини складені потужними моласами.

В європейській частині на герциніди Центральної Європи насунуті альпіди Піренеїв, Альп, Карпат, Балкан, Бетіки, Апеннін і Динарид, у складі яких важливу роль відіграють офіоліти, які розповсюджені вздовж поверхонь шар'яжів. У фронтальній частині покривів утворилися передові прогини (Передпіренейський, Передальпійський), а в тилу – тильні і міжгірні прогини (Панонський), виповнені моласою. В олігоцені-міоцені сформувалася западина Середземного моря, Західноєвропейська рифтова система (Рейнський і Ронський грабени), вулканічні ланцюги. Розглянемо ряд найважливіших структурних одиниць Середземноморського поясу.

Піренеї утворюють видовжений (400 км) відносно вузький (40-80 км) гірський ланцюг, який складається з осьової частини, обрамленої з півночі і півдня зовнішніми зонами. Осьова зона включає гнейсові куполи палеозою, герцинські осадки і гранітні батоліти. Зовнішні зони представлені серією насувних скиб, які виповнені альпійською складчастою серією (покриви Гаварні, Ордеса). Кордільєра Бетіка складена серією переміщених на північ покривів. Звичайно внутрішні покриви складені метаморфічним палеозоєм, зовнішні – карбонатними і теригенними породами мезокайнозою. Альпійський магматизм представлений інтрузіями лужного і сублужнього складу та пегматитами.

Альпи мають покривну структуру з ПЗ напрямком руху покривів. До складу останніх входять метаморфічні породи докембрію і палеозою, осадочні карбону, пермі, мезокайнозою. У внутрішній (Пенінській) зоні розвинуті евгеосинклінальні утворення та альпійський метаморфізм амфіболітової фації. У Східних Альпах виділяють Вапнякові і Внутрішні Альпи. Перші складені тектонічними покривами мезозойських уламково-карбонатних порід, насунутими у північному напрямку на передгірні фліш і моласу, причому центральна частина зони цілком зірвана зі своєї основи. Внутрішні Альпи складені давніми кристалічними сланцями і палеозоєм, насунутими на тріас-юрські сланці Пенінської зони. З півночі гірські споруди обрамлені Передальпійським крайовим прогином, виповненим олігоцен-міоценовими теригенними відкладами, на які часто насунуті нахилені на південь покриви субальпійської моласи (переважають олігоценові конгломерати).

У Південній Європі до альпід відносяться Апенніни, Калабрійсько-Сицилійська система, Динариди, Еллініди, Балканіди.

Апенніни розділяються на дві зони: західну внутрішню (інтерніди) і східну зовнішню (екстерніди). І для тієї, і для іншої характерна покривна будова і широко проявлений пліоцен-четвертинний вулканізм.

Калабрійсько-Сицилійськая система – вигнута на південний схід дуга на півдні Апеннінского півострова – також складається з тектонічних покривів і скиб, насунутих одна на одну від внутрішньої до зовнішньої зони (на південь і південний схід). Серед альпійських споруд виділяються Сардино-Корсиканський масив палеозойських порід; Апулійсько-Адріатична плита і плита Рагуза з палеозойським (доальпійським) фундаментом, перекритим потужним (кілька кілометрів) чохлом переважно карбонатних відкладів мезозою і малопотужним – кайнозою.

Динариди - гірські споруди південно-західної Югославії і Північної Албанії. Вони мають ПЗ простягання і поділяються на зону Дурмітора, виповнену палеозоєм, прорваним невеликими інтрузіями діоритів і зону Високого Карсту, де переважають карбонатні товщі мезозою, які перекривають теригенні відклади верхнього палеозою.

Еллініди складають велику частину Греції і південну Албанію. В останній вони представлені системами тектонічних покривів, насунутих один на одний у південно-західному напрямку. Вони виділяються також як структурно-формаційні зони: Корабі, Мірдіта, Цукалі-Краста-Пінда, Адріатично-Іонічна. Перші дві є евгеосинкліналями, остання – міогеосинкліналлю, а третя займає проміжне положення.

На сході Еллініди через Крітську дугу та Егейське море з'єднуються зі структурами Лікійського Тавру в Анатолії. У Грецьких Еллінідах також розрізняється ряд поздовжніх тектонічних зон, що утворюють пояси екстернід (Іонічна, Таврово-Трипольська і Піндська зони) та інтернід (Пелагонійська і Вардарська зони). У їх будові беруть участь породи доальпійської основи (палеозой, частково докембрій), альпійські геосинклінальні (мезозой і палеоген) і постгеосинклінальні орогенні комплекси (олігоцен і молодші). Перед фронтом Еллінід на ряді островів Егейського моря простежуються структури форланду (Паксоська чи Передапулійська зона), які вважаються фрагментами Апулійсько-Адріатичної плити (частини Африканської платформи).

З півночі розташовані ***Балканіди***, відділені від Еллінід Сербсько-Македонським насувом. Вони розташовані між Мізійською плитою і Родопським серединним масивом. Останній складений допалеозойськими породами, з незгідністю перекритими верхньопалеозойськими і мезокайнозойськими субплатформними утвореннями. Виділяється ряд зон: Передбалканська, Кульська, Західно-Балканська, Східно-Балканська, Середньогірська, Крайшидна, Сакаро-Странджинська.

Кавказька складчаста система складається з зон альпійської складчастості (Великий Кавказ, Малий Кавказ і Місхано-Зангезурська антиклінальна зона), які розділяються серединними масивами і міжгірними западинами (Закавказька, Севанська), а також Передкавказької і Месопотамської зон крайових прогинів.

Передкавказька зона складається з двох глибоких асиметричних (з крутими південними крилами) прогинів: Кубанського і Терського, виповнених потужною (до 5 км) неоген-четвертинною моласою. Вони розділені Мінераловодською сідловиною.

Мегаантиклінорий Великого Кавказу характеризується поздовжньою і поперечною зональністю. Північне крило представлене Лабинсько-Малкинською монокліналлю, яка складена платформними відкладами юри - еоцену. Від осьового горст-антиклінорію Головного хребта її відділяє Тирниаузський шов. Це виступ домезозойського фундаменту, насунутий на інтенсивно зім'яті юрські відклади південного крила Великого Кавказу. У смузі Транскавказького поперечного підняття розташовані пліоценові вулканіти, гранітні інтрузії (Ельбруська вулканічна область). Осьова зона Великого Кавказу складена потужними сланцевими товщами лейасу з силами і дайками базитів, північне крило – епіконтинентальними відкладами юри і крейди, південне – сланцево-вулканогенними товщами юри і потужним юрсько-палеогеновим флішем, зім'ятим у стиснуті, перекинуті на південь складки, ускладнені насувами і шар’яжами.

Закавказька міжгірна зона розділяє Великий і Малий Кавказ. Вона була закладена на структурах Грузинського та Азербайджанського серединних епіпалеозойських масивів, фундамент яких виходить у Дзирульському масиві. Чохол представлений мезозойськими вулканогенно-осадочними відкладами, моласою пізнього кайнозою (Ріонійська і Куринська западини).

Малий Кавказ - це система вигнутих на північ тектонічних зон: Аджаро-Тріалетська, Сомхіто-Карабахська, складених осадочною юрою і крейдою, вулканогенно-осадочною крейдою і палеогеном, прорваних гранітоїдами. Наприкінці міоцену проявився інтенсивний наземний вулканізм.

Севанська міжгірна зона - це синклінальна структура з широким розвитком мезозойських офіолітів, протрузій ультрамафітів, інтенсивним утворенням шар'яжів і серпентинітового меланжу наприкінці крейди, нагромадженням осадочно-вулканогенних товщ у палеоцені-еоцені, прорваних інтрузіями гранітоїдів і лужних порід. У неогені-антропогені утворилася внутрішня западина, зайнята Севанським озером.

Місхано-Зангезурська антиклінальна зона - це виступ рифейського метаморфічного фундаменту, перекритого середньопалеозойським чохлом і неоген-четвертинними вулканітами (вулкан Арагац). Вона розташована поряд з Веді-Ордубадською синклінальною зоною, де на палеозойській основі закладено прогин з вулканогенно-осадочними породами верхньої крейди і палеогену, прорваними у пізньому палеогені гранітами. На південь від них розташована Даралагезька антиклінальна зона - виступ палеозойських карбонатних відкладів.

З півдня Малий Кавказ оточений западинами (Араратська, Нахічеванська) Середньо-Араксинського міжгірного прогину, виповненого олігоцен-четвертинними моласами.

Копет-Дагська складчаста система являє собою південно-східне продовження структур Великого Кавказу. Вона складена мілководними теригенно-карбонатними відкладами юри, крейди і палеогену міогеосинклінального чи платформного типу. Наприкінці міоцену вони були зім'яті в складки і зрізані насувами і крутопадаючими розривними порушеннями зі зсувом до півночі у бік Передкопетдагського крайового прогину, який був закладений на границі з Туранською плитою.

Туркмено-Іранський сектор - продовження північної (Великокавказької) і середньої (Малокавказької) гілок Середземноморського поясу. Закавказькі западини на сході переходять у Південно-Каспійську западину і далі на схід – у Західно-Туркменську міжгірну западину, яка розділяє західні ділянки Копет-Дагу та Аладаг-Біналуду.

Паміро-Пенджабський сектор - система дугоподібних звернутих до півночі тектонічних зон. Північно-Памірська антиклінальна зона, яка насунута по Дарваз-Каракульському розлому на південно-східну окраїну Південно-Таджицької западини, складена осадово-вулканогенними породами палеозою з докембрійськими виступами. На схід вона продовжується в Куньлуньській системі. В альпійському циклі вона відігравала роль крайового підняття альпійського поясу. Сусідні з нею синклінорії Центрального і Південно-Східного Паміру складені карбонатно-теригенними міогеосинклінальними фаціями пермі, тріасу та юри, перекритими теригенно-вулканогенними крейдою і палеогеном. До границі зон приурочені офіоліти раннього мезозою. Південно-Західна зона Паміру є серединним масивом глибоко метаморфізованих утворень нижнього докембрію, прорваних гранітоїдами крейди - кайнозою. У цілому, стиснення, переміщення в північному напрямку, зминання і здіймання Памірського нагір'я відбувалися в олігоцені й неогені. Ці процеси, певною мірою, є відгомонами масштабних переміщень Індостанської плити і її зближення з Євразією.

Афгано-Південно-Таджицький сектор поєднує розмаїтий набір тектонічних структур Тетісу, вік яких у цілому послідовно омолоджується з півночі на південь. Це ранньо-, середньо- і пізньокімерійські; ранньо-, середньо- і пізньоальпійські складчасті області.

Ранньокімерійські Афгано-Північно-Памірська і Фирузкох-Бандитуркестанська складчасті області розвинуті на південь від Центрально-Таджицьких пізньогерцинських структур.

Афгано-Північно-Памірська область охоплює систему хребтів Західного Гіндукушу, ПЗ Бадахшану, Північного Паміру. З півночі обмежена Афгано-Північно-Памірським, з півдня – Афгано-Центрально-Памірським розломами. Тут виділяються:

– ***Дарваз-Заалайська складчаста система*** у ПЗ частині області, складена палеозойськими і тріасовими вулканогенно-осадочними утвореннями: вулканітами, рифовими вапняками, конгломератами, строкатобарвними відкладами та ін.;

– ***Джавай-Белеулинський серединний масив*** – глибоко метаморфізовані нижньопротерозойські й слабко змінені верхньопалеозойські карбонатні й теригенні породи;
– ***Баміан-Каракульська складчаста система*** облямовує з півдня Джавай-Белеулінський масив, складена карбонатними фаціями пермі з поодинокими прошарками базальтів;
– ***Дарваз-Сарикольська складчаста система***, розташована на південному сході, складена монотонною одноманітною серією глибоководних теригенних палеозойських порід (до 10 тис. м)

Фирузкох-Бандитуркестанська область складена докембрійськими метаморфічними породами (4000 м), кам'яновугільними вулканітами й уламковими породами (6000), червонобарвною перм'ю (1000-3800) і теригенним тріасом (4000). Розвинуті докембрійський магматизм основного складу і гранітоїдний пізньотріасовий.

Середньокімерійські складчасті області представлені ***Афгано-Південно-Памірською***, яка розташована на півдні від вищеописаних. Вона включає складчасті утворення Середнього Афганістану, Центрального і Південного Бадахшану, Південного Паміру, Вахану, Нуристану. Область обмежена значними розломами: Афгано-Центрально-Памірським на півночі і Карганау-Кунарським на півдні, характеризується контрастною геологічною будовою, наявністю зон тектонічних скиб, шар'яжів, вузьких стиснутих ізоклінальних складок. Виділяються:
– ***Рудикафган-Центрально-Памірська складчаста система***, складена нижнім і верхнім протерозоєм, майже всіма підрозділами фанерозою; переважають карбонатно-теригенні породи, у палеогені розвинуті андезибазальти і гранітоїдний інтрузивний магматизм;
– ***Рушан-Пшартська складчаста система*** складена рифейськими (3000 м) і карбон-тріасовими (5000) евгеосинклінальними утвореннями, значну роль відіграють основні вулканіти; інтрузії представлені пізньотріасовими і палеогеновими гранітами, штоками міоценових лужних габро;
– ***Ходжамурат-Південно-Східно-Памірська складчаста система*** включає зеленокам'яні вулканогенно-осадочні утворення протерозою; теригенно-карбонатно-крем'янисті і вулканогенні -карбону-тріасу і юри; вони перекриті з різкою незгідністю континентальними осадками і вулканітами палеогену й неогену; магматизм представлений гранітами докембрію і крейда-палеогену, габро-плагіогранітами тріасу, міоценовими дайками строкатого складу;
– ***Південно-Бадахшанська брила*** в Південному Бадахшані і Південно-Західному Памірі складена ультраметаморфічними породами архею, прорваними гранітами крейди – палеогену.

Пізньокімерійська ***Південно-Афганська складчаста область*** включає:
– ***Гильменд-Аргандабський стабільний масив***, складений складчастим докембрієм, перекритим карбонатним палеозойсько-мезозойським осадочним чохлом (2-5 км), офіолітами ранньої крейди, прорваними великими інтрузіями гранітів крейди-палеогену
– ***Фарахрудську складчасту систему***, складену аспідними і флішоїдними формаціями карбону-нижньої крейди (10 тис. м) у центральній частині та офіолітовим комплексом на периферії;
– ***Дарирудську складчасту систему***, складену товщами ранньої крейди з істотною роллю вулканітів, прорваних зрідка інтрузіями гранітів крейди - палеогену

Хіндурадж-Хазарська складчаста область складена докембрійськими метаморфічними породами (Кабульський серединний масив), палеозойськими і мезозойськими осадочно-вулканогенними товщами (зони Спінгар, Кунар і Ташкупрук), які прорвані гранітоїдами крейди-палеогену.

Ранньоальпійські складчасті області представлені ***Афгано-Східно-Іранською***, яка характеризується субмеридіональним простяганням, різко незгідним стосовно сусідніх структур. Вона складена карбонатно-вулканогенно-теригенним флішем верхньої крейди, прорваним невеликими інтрузіями гранітоїдів.

Геосинклінальний етап розвитку завершується складкоутворенням на рубежі олігоцену й міоцену. Середньоальпійські складчасті області, які відповідають цьому етапу, представлені:
– ***Сулейман-Кіртарською***, яка складена палеогеновим флішоїдом, що з розмивом залягає на верхньопалеозойсько-мезозойських карбонатно-теригенних утвореннях і різко незгідно перекритий континентальною моласою неогену;
– ***Туркмено-Хорасанською***, яка виповнена потужною вулканогенно-теригенною серією палеогену.

Пізньоальпійські накладені западини (Мургаб-Верхньоамудар'їнська, Сейстан-Афгано-Південно-Таджицька) складені уламковими неоген-четвертинними відкладами потужністю від сотень метрів до 13 тис. м.

Гімалайська тектонічна провінція розташована в центральній частині гігантської дугоподібної зони зчленування Індійської плити й Азіатського континенту. Ця зона включає Белуджистан-Оманський субдукційний комплекс, Центральний Іран, частину Гіндукушу і Паміру, Каракорум, Тібетське плато, структури Таїланду і Малайзії і далі на південному сході змикається з Андаман-Індонезійською островодужною системою. Це зона інтенсивного стиснення і сколювання в межах давньої зони субдукції з пізньогерцинськими і ранньоальпійськими деформаціями і магматизмом. Це обумовлює основні особливості геологічної будови і тектонічну зональність провінції, яка включає:

- ***область Тетіс-Гімалаїв*** з шельфовими осадками континентальної окраїни (палеозойські аргіліти і пісковики, вулканіти верхнього палеозою, мезозойські карбонатні породи й аргіліти нижнього еоцену);
- ***Високі Гімалаї*** – насунутий кристалічний докембрійський фундамент;
- ***Низькі Гімалаї***, складені платформними відкладами рифею і палеозою, тектонічно перекритими покривами кристалічних порід,
- ***передгірний передовий басейн***, виповнений міоцен-плейстоценовою моласою Сивалік.

Від Тібетського масиву Гімалайська провінція відділена вузькою вертикальною зоною тектонізованого офіолітового меланжу (сутурна зона Інд-Цангло), яка зрізує її структури під гострим кутом. Офіолітовий меланж сутурної зони насунуто у північному напрямку на еоцен-міоценову моласу задугового басейну, що, очевидно, було викликано поновленням конвергенції континентів у міоцені. З півдня провінція обмежена серією насувів, які відтинають давні комплекси Низьких Гімалаїв від молодих кайнозойських осадків передгірного басейну. Зі сходу і заходу провінція обмежена порушеннями з великою амплітудою зсуву. Зони зчленування мають дуже складну геологічну будову і характеризуються сполученням зсувових і шар'яжно-насувних структур.

Так, на східном фланзі провінції розвинуті насуви Мішмі і Лохіт, у зонах яких розміщені серпентиніти. Східніше Індо-Бірманський обдукційний комплекс і Андаманська система субдукції приурочені до систем зсувів і насувів субмеридіонального простягання, де розвинуті офіоліти, а флішовий комплекс верхнього міоцену-еоцену дуже деформований кількаразовими насувними рухами. В Андаманському морі та у Центральній Бірмі розвинуті фрагменти вулканічної дуги, на схід від якої розміщені структури задугового басейну Іраваді, обмеженого зі сходу Шанським граничним зсувом. На суші зсув підкреслюється наявністю офіолітів верхньої крейди, глаукофан-альбіт-жадеїтових сланців і серпентинітів, а на півдні переходить у трансформний розлом Андаманського моря.

На західному фланзі Гімалаїв зона Інд-Цангло вигинається, оперізує кристалічний масив Нангапарбат і змикається з Головним мантійним насувом, який обмежує з півдня Кохістанський островодужний комплекс. Від Афгано-Белуджистанської провінції Гімалаї відділені Чаманським субмеридіональним лівим зсувом з амплітудою горизонтального переміщення 200-300 км. На південному фланзі зсув розгалужується на ряд субширотних насувів скибової зони Макранського берегового хребта Оманської зони субдукції.

Каракорумська тектонічна провінція від Гімалайської відділена Каракорумським насувом, який на окремих ділянках (Північний Пакистан) складається офіолітовим меланжем. Основними тектоно-стратиграфічними одиницями провінції є:

- базальна метаморфічна товща,
- "тетична" Каракорумська супергрупа – сланці і вапняки карбону-крейди, які є результатом шельфової седиментації на південній окраїні Каракорум-Тібетського блоку,
- Каракорумський плутонічний комплекс, представлений двослюдяними гранітами, тоналітами, роговообманковими гранодіоритами післятріасового віку.

Тібетське плато розташоване між Індійською і Цайдамською (Таримською) платформами. Воно складене кількома субконтинентальними масивами, розділеними сутурними зонами, які, як правило, супроводжуються офіолітами і меланжем (сутурна зона Інд-Цангло, Пангонг-Нуцзянський офіолітовий пояс та ін.).

Лхаський блок у палеозої був складовою частиною Гондвани. У мезозої поступово збільшується площа морської трансгресії, йде формування великомасштабних пологих насувів і поверхневої складчастості. На північ від сутурної зони Інд-Цангло уздовж південної окраїни Лхаського блоку розташований Гангдиський гранітоїдний магматичний пояс,

довжиною 2000 км. Генерація магми, ймовірно, була викликана субдукційними процесами зіткнення Індійської і Праазіатської платформ.

Лігтен-Цзіньшайський офіолітовий пояс розділяє Лхаський і Джангтанський блоки. Вік офіолітів тут переважно пермський і тріасовий. До насувів звичайно приурочені тектонічні клини, останці, блоки давньої континентальної кори.

Джангтангський блок є найбільш північним фрагментом Гондвани. У палеозої і мезозої він розвивався як платформна споруда. Уздовж південної границі блоку в горах Тангла розвинута осадочна товща аргілітів юри, зім'ята в систему стиснутих складок і насувів з південної вергентністю. Тут же широко розвинуті гранітні інтрузії. У горах Баян-Хар у ПС секторі блоку розвинуті вулканогенно-осадочні товщі пермі-тріасу, фрагменти офіолітів і меланжу. Між ними і відрогами Куньлуню в складчастій системі Суньпін-Кандзе відомі океанічні комплекси, разом з останцями острівної дуги. Куньлунь є Лавразійською структурою. Він складений осадочними і вулканічними товщами нижнього палеозою, деформованими герцинською складчастістю. З гімалайським тектогенезом пов'язані підняття блоку, утворення насувів, кайнозойський вулканізм.

Східно-Азіатський (Західно-Тихоокеанський) складчастий пояс є одним із сегментів найбільшої геологічної структури планети – Тихоокеанського рухливого поясу [Геология Тихоокеанского…, 1978]. Він простягається від крайнього північного сходу континенту вздовж узбережжя Тихого океану на південь до острівних дуг і окраїнних морів екваторіальної області. Пояс включає останці каледонід і герцинід Китаю і Тайваню, кімеріди Сіхоте-Аліню і Пенжинсько-Анадирської зони, Східно-Азіатський вулканічний пояс. Наймолодшими структурами, розвиток яких не завершено й до сьогодні, є Коряцьке нагір'я і Камчатка, Сахаліно-Хокайдська система, система острівних дуг (Японська, Філіпінська) і окраїнних морів (Японське). Слід відзначити зональну будову внутрішніх острівних дуг, які включають давні палеозойські чи ранньомезозойскі структури у внутрішній частині (південний захід Японських островів, Тайвань, південний захід Філіпін), пізньомезозойські–ранньокайнозойські – у зовнішній. Зовнішні острівні дуги (Ідзу-Бонинська, Маріанська) складені кайнозоєм і виникли повністю на корі океанічного типу. Тихоокеанський вогненний пояс - одна з найактивніших структур, що коли-небудь існували на нашій планеті - супроводжується різноманітними тектоно-магматичними процесами та інтенсивним рудоутворенням [Тихоокеанская окраина Азии, 1991].

Геологічна структура складчастого поясу є результатом багатоетапних геологічних процесів, які пов'язані у першу чергу із взаємодією літосферних плит океанічного і континентального типу [Уеда, 1980; Унксов, 1981]. Головними з них є процеси деструкції стародавньої континентальної кори, які супроводжуються і тісно переплітаються з формуванням нової кори і нарощуванням старих континентів, кількаразовою акрецією різнорідних терейнів до палеоокраїн континентів, що розростаються, сполученням у рамках єдиного геологічного простору алохтонних споруд із специфічним набором літофацій, переміщених часом за багато сотень кілометрів від місць їх первісного нагромадження, багатоактних проявів магматизму син- і постакреційної тектоно-магматичної активізації. Це обумовило виняткову розмаїтість мозаїки геологічних структур рухливого поясу, де знаходяться поряд і чергуються блоки докембрійського фундаменту, акреційні призми і шар’яжно-насувні споруди палеозою, мезозою і кайнозою, складені контрастними літофаціями, масштабні вулканічні пояси й інтрузивні масиви, острівні дуги та ін. Це є причиною різноманіття морфогенетичних і формаційних типів рудної мінералізації. Особливо широко розвинуті післяакреційні родовища, пов'язані з тектоно-магматичною активізацією, становленням окраїнно-материкових вулканічних поясів і гранітоїдним магматизмом, особливо інтенсивним у їх зовнішній зоні.

У рухливому поясі виділяється два великих сегменти земної кори: континентальний зовнішній і океанічний внутрішній. Перший характеризується наявністю блоків і масивів давньої континентальної кори, переважно мезозойським віком складчастості, наземним вулканізмом істотно сіалічного складу. У другому складчастість переважно кайнозойська, характерним є сучасний островодужний вулканізм, розвинуті такі унікальні структури як система крайових морів, острівних дуг і глибоководних жолобів. Однак, треба мати на увазі,

що палеофрагменти подібних структур присутні також у межах сучасного континентального сегменту.

До зовнішньої зони відносяться Верхояно-Чукотська, Монголо-Охотська і Сіхоте-Алінська області мезозойської складчастості. До границі зовнішньої і внутрішньої зон приурочена найбільша вулканічна структура Євразії – Східно-Азіатський вулканічний пояс з його сегментами: Охотсько-Чукотським і Східно-Сіхоте-Алінським поясами.

Верхояно-Чукотська складчаста область включає масиви давньої консолідації (Охотський, Омолонський, Тайгоноський, Ескімоський), які оточені структурами Верхояно-Колимської і Новосибірсько-Чукотської складчастих систем. Докембрійські масиви складені метаморфічними утвореннями (грануліти, гнейси, граніто-гнейси, амфіболіти, кристалічні сланці) раннього докембрію, перекритими рифейськими і кембрій-ордовицькими теригенно-карбонатними і вулканогенними породами. Найдавніші комплекси (3,7 млрд. років) установлені в Омолонському масиві.

Верхояно-Колимська складчаста система характеризується інтенсивним карбон-юрським міогеосинклінальним осадконакопиченням (верхоянська серія), великими зонами пологих дислокацій, розділених смугами інтенсивної лінійної складчастості. У ряді піднять (Тас-Хаяхтаському, Омульовському, Полоусненському, Сетта-Дабанському, Юдомо-Майському) відслонюється підстилаючий їх рифей-середньопалеозойський теригенно-карбонатний (з прошарками базальтоїдів) комплекс. Ряд складчастих зон (Алазейська, Південно-Анюйська), є евгеосинкліналями, які сформувалися на симатичній корі з офіолітовими комплексами. Основна фаза складчастості збігається з пізньою юрою-початком ранньої крейди. Протягом орогенного етапу розвитку утворився ряд накладених міжгірних западин, а перед фронтом Верхоянського мегаантиклінорию – Передверхоянський крайовий прогин, накладений на край Сибірської платформи. До Ін'ялі-Дебінської зони приурочений великий (2,5 тис. км) пізньоюрський-ранньокрейдовий пояс лінзоподібних масивів адамелітів і гранітів. У пізній крейді вкорінювалися інтрузії монцонітоїдів і лейкократових гранітів.

Новосибірсько-Чукотська складчаста система розташована на північ від Верхояно-Колимської, від якої відділена Святоносько-Олойським крейдовим вулканічним поясом. Вона фрагментарно продовжується в субширотному напрямку від Новосибірських островів до північного сходу Чукотки, де відомий Ескімоський масив архейських-нижньопротерозойських гнейсів і кристалічних сланців. Тут важливу роль відіграла пізньопалеозойська складчастість; її заключна фаза приурочена до середньої юри, після чого настав орогенний етап розвитку з інтенсивним гранітоїдним магматизмом.

Охотсько-Чукотський вулканічний пояс – гранична вулканічна структура, яка простягається на 3 тис. км від Берінгової протоки на південний захід до західного узбережжя Охотського моря. Структури поясу різко дискордантні відносно складчастих структур мезозоїд (і давніших утворень) Верхояно-Чукотської складчастої області, зрізують їх, накладаються на різновікові споруди. Характерна риса - зональність поясу. Він складений крейда-палеогеновими вулканітами, серед яких виділяються три головних комплекси. У нижньому переважають товщі андезитів та андезибазальтів разом з континентальної моласою; у середньому – величезні поля ігнімбритів і туфів ріолітів з прошарками андезитів; у верхньому – невеликі покриви сублужних базальтів. З вулканітами асоціюють масиви лейкократових і тоналітових гранітоїдів.

Монголо-Охотська складчаста область простягається від Монголії до Охотського моря. Це складна складчасто-насувна споруда, яка зазнала кількаразової складчастості і гороутворення і була "розчавлена" у мезозої брилами Станової системи і Буреїнського масиву, що зближалися. Вважається, що в палеозої вона складала східне закінчення Урало-Монгольського складчастого поясу, а в мезозої становила "апендикс" Тихоокеанського. Ця область належить до шовних поліциклічних структур тривалого розвитку – від пізнього докембрію до юри. Для давніх прогинів характерні евгеосинклінальні вулканогенно-крем'янисто-теригенні розрізи, а для мезозою – істотно теригенні флішоїдні. Розвинута лінійна ізоклінальна складчастість, зони мілонітизації, насувні структури. Виділяють Східно-Забайкальський, Верхньоамурський і Приохотський сектори, в яких послідовно з заходу на схід молодшав вік останньої фази складчастості.

Сіхоте-Алінська складчаста область сформувалася у результаті багатоетапних геологічних процесів: акреції різнорідних терейнів до палеоокраїни континенту, руху алохтонних покривів, складчастості, магматизму. Тут широко розвинуті хаотичні комплекси з анормальною стратиграфічною послідовністю порід, що їх складають, олістостромові утворення, які містять чужорідні брили, зсувні пластини, алохтонні комплекси з великим масштабом синседиментаційних переміщень. Доведено важливу роль конседиментаційної тектоніки, тектонічне розшарування структури Сіхоте-Аліню [Михайлов,1997]. Це дозволяє для розшифровки геологічної природи Сіхоте-Аліню висунути концепцію терейнів, як варіант плитової тектоніки в застосуванні до зони переходу континент-океан.

Відповідно до неї, область розглядається як акреційна система, сформована мозаїкою різнорідних тектоно-стратиграфічних терейнів, які послідовно приєднувалися до окраїни континенту [Ханчук, Иванов, 1999]. Основний етап формування середньоюрський - ранньокрейдовий. У цей час у циркумтихоокеанських зонах субдукції, які послідовно зміщувлися на південний схід, формувалися терейни акреційних призм (Самаркинський, Таухинський, Журавлівський, Кемський). Їх колізія завершилася в альбі проникненням анатектоїдних гранітів татібінського і хунгарійського комплексів. Новостворені епіконтинентальні окраїни були залучені до процесів тектоно-магматичної активізації завдяки стимуляції глибин земної кори субдукційними зонами Це викликало формування спочатку девон-кам'яновугільного і пермського вулканічних поясів на окраїні Ханкайської системи, а пізніше Східно-Сіхоте-Алінського вулканічного поясу – в межах Сіхоте-Алінської системи. Післясубдукційні процеси викликали утворення бімодальних вулканічних серій, пов'язаних з процесами розтягнення континентальної кори Сіхоте-Аліню.

Східно-Сіхоте-Алінський вулканічний пояс, як і Охотсько-Чукотський, є фрагментом Східно-Азіатського поясу. Для нього також характерні ті ж самі особливості структури, будови і віку. Вулканічний пояс є накладеною на різнорідні елементи доверхньокрейдового складчастого фундаменту структурою активізації окраїнно-континентального типу, зоною інтенсивного мезокайнозойського вулканізму та інтрузивного магматизму, яка приурочена до системи глибинних розломів на границі Сіхоте-Алінського склепіннєво-блокового підняття і западини Японського моря. Для нього характерні лінійність, асиметричність, двоповерхова будова, розвиток вулкано-плутонічних асоціацій у структурній рамі специфічних вулкано-структур, спрямованість і поліетапність розвитку протягом усієї пізньої крейди до палеогену, поздовжня і поперечна зональність і металогенічна спеціалізація: олово-вольфрамова в зовнішній зоні, поліметалічна, золото-срібна і мідно-молібденова – у внутрішній [Михайлов,1989].

Внутрішня зона Східно-Азіатського складчастого поясу складена спорудами Коряцької, Камчатської і Сахалінської складчастих областей, Японських островів, Курильської і Командоро-Алеутської острівних дуг, западинами окраїнних морів.

Коряцька складчаста область розташована на схід від Охотсько-Чукотського вулканічного поясу, який відокремлює її від Верхояно-Чукотської складчастої області. У її межах із заходу на схід виділяються Тайгоносько-Західно-Коряцька, Центральна, Східно-Коряцька й Олюторська складчасті системи, які становлять собою складні лускато-насувні структури, в основі яких звичайно залягають олістостромові товщі і серпентинітовий меланж. У тому ж напрямку вік останньої фази складчастості і утворення шар’яжів зменшується від кінця палеозою до неокому-апту і далі до альбу-турону і маастрихт-палеоцену. У розрізах переважають толеїтові базальтові крем’янисто-вулканогенно-теригенні і флішеві формації палеозойського, мезозойського і кайнозойського віку.

Камчатська складчаста область сформувалася в мезозої-пізньому кайнозої, однак у її складі присутні блоки і сегменти домезозойських (палеозойських і, ймовірно, докембрійських) утворень, зокрема, гранулітів, зелених сланців і філітів. У Західно-Камчатській складчастій системі геосинклінальне прогинання відбувалося в пізній крейді і палеогені, а в Східно-Камчатській – у пізній крейді–міоцені. У першій накопичувалися теригенні морські осадові породи (до 5 км), а в другій – потужна (до 11 км) фаціально мінлива вулканогенно-крем’янисто-сланцева товща. У пізньому пліоцені–ранньому плейстоцені у Центральній зоні Камчатки формувалися ланцюги великих щитових вулканів

основного складу. З заходу на схід склад вулканітів змінюється від шошонітового до вапняно-лужного і толеїтового.

Сахалінська складчаста область залягає на верхньопермсько-тріасовому і юрсько-крейдовому фундаменті евгеосинклінального типу, метаморфізованому до фації зелених, частково глаукофанових сланців. Він відслонюється у Східно-Сахалінському піднятті. Під Західно-Сахалінськими горами фундамент занурений до 10 км. Ця структура становить собою ускладнену дрібною складчастістю синкліналь, складену міогеосинклінальними відкладами крейди-неогену. Від Східно-Сахалінського підняття вона відокремлюється вузьким накладеним Центрально-Сахалінським грабеном, виповненим полого лежачими товщами верхньої крейди-міоцену. У Північно-Сахалінській западині, яка виповнена відкладами неогену (6-7 км), переважають брахіформні складки.

Японські острови - складне гетерогенне геологічне утворення, пов'язане з тривалим процесом субдукції океанічних плит і акреції різновікових терейнів. На острові Хоккайдо продовжуються структури Сахалінської складчастої області на північному заході і Курильської острівної дуги на північному сході [Геология континентальных окраин, 1978].

Південніше розташована складчаста область Тітібу (острови Хонсю, Сікоку, Кюсю). Вона має дугоподібну форму, поперечним розломом Фосса Магна розділена на два блоки: Північно-Східний і Південно-Західний. У першому східна область складена палеозойським геосинклінальним комплексом, а західна – неогеновими вулканітами. Південно-західна Японія розділяється на:

- північну зону Хіда - фрагмент давнього докембрійського масиву, який складений гнейсами і кристалічними сланцями з лінзами вапняків;
- центральну зону, яка збігається з теригенним прогином геосинкліналі Тітібу, де широко розвинуті ефузиви кислого складу і гранітоїди пізньої крейди;
- південну зону, відділену від попередньої поздовжнім розломом Медіана, складену евгеосинклінальними комплексами палеозою і мезозою.

Курильська острівна дуга простягається на 1200 км від мису Лопатка на Камчатці до острова Хоккайдо, нараховує близько 30 островів, складених вулканогенними і вулканогенно-осадочними породами від крейдового до четвертинного віку. Характерна еволюція від морського-острівного режиму до субаерального. На схилах острівної дуги встановлені мезозойські гранітоїди, кислі ефузиви, метаморфічні породи, що дозволяє припускати можливість її закладання на корі континентального типу. Широко розвинуті продукти сучасного і недавнього вулканізму [Богатиков, Цветков, 1988; Геология и петрология…, 1991] .

Командоро-Алеутська острівна дуга - це ланцюг островів у центральній частині горст-антиклінальної структури, складених олігоцен-міоценовими вулканогенно-осадочними породами, над якими підіймаються конуси діючих і згаслих вулканів (39 вулканів).

Западина Охотського моря складається з структур “акустичного фундаменту”. Він представлений метаморфічними, магматичними і вулканогенно-осадочними породами від палеозойського до палеогенового віку (209-32 млн. років), які складають ряд піднять (Центральне-Охотське, АН СРСР, Інституту Океанології). На іншій частині Охотська плита перекрита вулканогенними та осадочними утвореннями кайнозойського чохла, потужність якого в западинах (Північно-Охотська, Дерюгіна, Прикамчатська, Східно-Присахалінська, Кашеварівська та ін.) досягає 3-6 км.

Тихоокеанський рухливий пояс продовжується в південному напрямку на територію Кореї і Китаю, де йому відповідають області активізації давніших структур, і далі до Індокитю, Малайзії, Індонезії, Філіпін, Східної Австралії.

Система Канадських Кордильєр має складчасто-насувний характер і утворена завдяки сполучення ряду лінійних складчастих поясів ППЗ напрямку, паралельно давній пасивній окраїні Північноамериканської платформи, на яку вони послідовно насунуті: Передовий, Омінега, Міжгірний, Береговий та Острівний [Geology…, 1992]. Вони представлені океанічними і перикратонними терейнами (Слайд Маунтін, Квеснелія, Каш Лемент, Стикінія, Александер, Врангелія), які складені метаморфічними породами докембрію, островодужними асоціаціями, уламково-карбонатними утвореннями пасивного

континентального схилу, океанічними і рифтовими формаціями палеозойського і мезокайнозойського віку. Вони звичайно складають тектонічні клини, сполучені по системах шар'яжно-насувних деформацій (з переважаючим південно-західним падінням) і правих зсувів ПЗ орієнтації. Виділяється ряд вулканічних та інтрузивних комплексів, найважливішим з яких є поліциклічний (від пізнього тріасу до кайнозою) Береговий комплекс, у складі котрого переважають кварцові діорити – граніти пізньої крейди-палеогену. У тектонічній історії Кордильєр виділяється чотири найважливіших етапи:

– розвиток міогеосинкліналі пасивної палеоокраїни Північноамериканського континенту, який розпочався у середньому протерозої;
– орогенез у зовнішній частині цієї міогеосинкліналі у пізньому девоні-карбоні в результаті окраїнного рифтогенезу, вулканізму та інтрузивного магматизму;
– розростання континенту за рахунок акреції вулканічних, островодужних і океанічних терейнів, який супроводжувався тектонічними деформаціями, метаморфізмом, вулканізмом та інтрузивним магматизмом у мезозої і кайнозої;
– найважливіші рухи по системі правих зсувових трансформних розломів у крейді та кайнозої.

У південному напрямку складчастий пояс Кордильєр продовжується через США і Мексику в Центральну і Південну Америку [Хаин, 1971]. На всьому протязі він зберігає головні особливості своєї будови. Так, у США виділяються три основні структурно-формаційні зони. Зовнішня зона, чи зона Східних Скелястих гір, є частиною докрейдової платформи, яка була активізована у крейді-палеогені, і становить собою систему піднять з виходами докембрійського фундаменту. Вони насунуті на поділяючі їх широкі западини з озерними палеоген-еоценовими відкладами, прорваними малими інтрузіями сублужних гранітів. Центральна зона Кордильєр-Скелястих гір відділена від попередньої великим насувом, складена тектонічним пакетом утворень верхнього протерозою, палеозою і мезозою, що чергуються, розділених насувами, які рухались на схід. Західна Коло-Тихоокеанська зона Кордильєр також є тектонічною мозаїкою різнорідних елементів (палеозойських і тріасово-юрських осадків, офіолітів, островодужних асоціацій, фрагментів давньої континентальної кори та ін.), які контактують або по системах регіональних зсувів (Сан-Андреас), або насувів, спрямованих на захід. Поширені пізньомезозойські батоліти гранітоїдів (С'єра-Невада та ін.), розвинуті накладені западини, які заповнені крейда-кайнозойськими осадками, також інтенсивно зім'ятими.

Великий Басейн – область опускань з горсто- і грабеноподібними структурами, молодим базальтоїдним вулканізмом. Вона накладена на частину Кордильєр. З інших структур відзначимо рифт Ріо-Гранде, вулканічні зони Каскадних гір і Йєллоустонську.

Подібну будову мають і Мексиканські Кордильєри, де виділяються зони Східної і Західної С'єра-Мадре, Сонорський блок, блок Нижньої Каліфорнії та ін. У центральній частині розташований субширотний трансмексиканський вулканічний пояс (на простяганні зони розломів Кларіон у Тихому океані).

Складчастий пояс Анд відділяється від Південноамериканської платформи системою глибинних розломів: Перуансько-Болівійським, Аргентинським й ін. Пояс характеризується поздовжньою і поперечною зональністю, що проявляється в наявності ряду поперечних сегментів і поздовжніх структурно-формаційних і металогенічних зон. Виділяється чотири основних сегменти:

– субширотні Карибські ланцюги Венесуели;
– Північні Анди в Західній Венесуелі;
– Центральні Анди, відділені від Північних звуженням гірського ланцюга на широті Амазонки; у них виділяється північний відрізок ПЗ простягання в Перу і субмеридіональний південний у Болівії, Чилі й Аргентині;
– Південні (Патагонські) Анди в Південному Чилі.

У цілому, Андійська система представлена серією паралельних і розгалужених, частково кулісоподібних, гірських хребтів-антикліналей, які розділені вузькими грабен-синкліналями. Вони розділяють ряд масивів і блоків давньої докембрійської платформи лінзоподібної форми, які оточені палеозойськими геосинкліналями. Останні складені в основному складчастими теригенними відкладами від кембрію до девону, які прорвані

пізньопалеозойськими гранітоїдами, що виходять у Головному хребті Кордильєр, Передовій і Східній Кордильєрах Аргентини, Пампаських пасмах.

На початку мезозою відбувалася активізація раніше сформованих структур: виверження тріасових кислих лав в Андійській зоні і вкорінення батолітів Північної Болівії. В юрі формується Коло-Тихоокеанська андезитова евгеосинкліналь з трансгресією з боку Тихого океану. В її складі переважають потужні товщі основних і середніх вулканітів, прорвані юрсько-крейдовими батолітами гранітів. Її подальший розвиток пов'язаний з інтенсивною наземною вулканічною діяльністю пізньої крейди–неогену, проникненням дрібних інтрузій і субвулканічних тіл монцонітоїдів.

Третій етап розвитку складчастої системи характеризується здійманням Кордильєр, формуванням системи горстів і грабенів, різко диференційованим у вертикальному і горизонтальному напрямках рухом блоків. Таке розчленовування системи Анд на поздовжні блоки обумовило наявність металогенічної зональності. Виділяється п'ять великих металогенічних зон :

- мідноносний пояс Берегової Кордильєри, пов'язаний з комплексом малих інтрузій гранітоїдів ранньокрейдового - кайнозойського віку;
- поліметалічний пояс Перу у вододільній зоні Головної Кордильєри;
- Східно-Андійський золотоносний пояс і мідноносний пояс Болівії;
- оловоносний пояс Болівії на границі з Південноамериканською платформою;
- нафтогазоносний пояс передового і міжгірного прогинів Східних Анд у кайнозойських моласах.

Аппалачська складчаста система видовжена в південно-західному напрямку від острова Ньюфаундленд у Канаді до штату Алабама в США, де вона похована під чохлом крейдових і кайнозойських відкладів Коло-Мексиканського прогину. Як і більшість інших складчастих систем, вона має зональну будову. Внутрішня зона чи зона Підмонту складена гнейсами гренвільського віку (середній рифей), оточених метаосадками і метавулканітами пізнього рифею - середнього палеозою, які прорвані середньо- пізньопалеозойськими гранітоїдами. В основі шар’яжно-насувних структур відомі венд - кембрійські офіоліти. На сході вона перекрита мезокайнозоєм Приатлантичної рівнини, а на заході по глибинному розлому контактує з осьовим підняттям хребтів Блю-Рідж і Грін-Маунтінс. Останні складені гнейсами середнього рифею і уламково-вулканогенними утвореннями верхнього рифею-венду. Вони у свою чергу насунуті у ПЗ напрямку на зовнішню зону чи зону Долин і Кряжів. Остання складена мілководними теригенно-карбонатними породами кембрію-карбону, уламковими породами ордовика і девону, зім'ятими в лінійні складки і тектонічні луски, насунуті на Передаппалачський прогин. У пізньому тріасі на внутрішню зону була накладена система рифтів, виповнених континентальними червонобарвними породами і толеїтовими базальтами.

На півдні продовження Аппалачської системи під чохлом Коло-Мексиканського прогину змінює напрямок на ПЗ і на правобережжі р. Міссісіпі виступає на поверхню в горах Уошито в Арканзасі. Вони складені пакетом тектонічних пластин, насунутих на північ на прогин Аркома – продовження Передаппалачського прогину. Ще західніше аналогічні структури відслонюються в горах Маратон поблизу річки Ріо-Гранде біля кордону з Мексикою.

Тасманійська геосинкліналь характеризується зональною будовою: її західна частина представлена каледонською Лакландською складчастою системою, а східна – герцинською складчастою системою Нової Англії, яка була активізована в кайнозої.

Лакландська система складена потужними геосинклінальними формаціями нижнього і середнього палеозою: кембрійськими офіолітами, конгломератами, пісковиками і філітами, карбонатними породами ордовику й силуру, теригенними товщами нижнього-середнього девону з горизонтами лав і туфів середнього складу, ймовірно, останцями палеоострівної дуги. Під час середньодевонського орогенезу відбулася складчастість, метаморфізм та інтенсивні прояви магматизму. З цим етапом пов'язані родовища руд олова, вольфраму, молібдену, вісмуту, міді, свинцю і цинку. Верхній девон, карбон і перм представлені континентальними червонобарвними відкладами і кислими вулканогенними товщами наземного вулканізму, які розвинуті в роз'єднаних грабенах і орогенних западинах.

Розріз ***складчастої системи Нової Англії*** [Энциклопедия…, 1980] розпочинається потужними товщами граувак з прошарками спілітів, кератофірів, андезитів, лінзами органогенних вапняків девону. Його нарощують піщано-глинисті товщі карбону з прошарками вапняків, крем’янистих сланців і конгломератів. Розріз завершується горизонтами пермських-тріасових вулканогенних порід кислого й основного складу, з якими пов'язані золото-мідні, олово-вольфрамові, молібден-вісмутові жильні родовища. У цей же час у грабенах, передових і міжгірних прогинах (Боуенський, Сіднейський) накопичувалися морські й континентальні вугленосні піщано-глинисті товщі. З ними пов'язані кам'яновугільні басейни, найбільшим з яких є Боуенський на південному сході штату Квінсленд. Запаси вугілля тут перевищують 42 млрд. т. Вугленосність пов'язана з паралічними відкладами пермі у герцинському передовому прогині. Останній становить собою синклінорій субмеридіонального простягання, ускладнений рядом синкліналей та антикліналей. У кайнозойський час крайова східна частина материка була охоплена процесами тектоно-магматичної активізації, що проявилася формуванням ланцюга палеовулканів і вулканічних плато, складених базальтоїдами і лужними породами (лужні олівінові базальти, лейцитові базальти). Відомі також окремі інтрузії гранітоїдів і монцонітоїдів.

Розділ 7. Епіплатформні орогени і континентальні рифти.

7.1. Епіплатформні (вторинні) орогени, їхня будова і магматизм.

Гороутворення не завжди пов'язане з завершуючими етапами розвитку геосинкліналей, але може також бути наслідком тектонічної активізації вже сформованих платформ. До вторинних чи епіплатформних орогенів відносяться гірські системи, які виникли на місці вже консолідованих платформ: Тянь-Шань, Алтай, Саяни, Прибайкалля і Забайкалля та ін. Як і геосинклінальний, орогенний режим характеризується значними амплітудами і контрастністю рухів брил земної кори, але, на відміну від геосинклінального з переважними опусканнями протягом орогенного етапу переважають підняття. Характерною рисою епіплатформного чи "позагеосинклінального орогенезу" є широкий прояв гранітоїдного магматизму і виверження лав трахібазальтового складу. Деякі території (Забайкалля) можуть бути втягнуті до епіплатформного орогенного режиму неодноразово, про що свідчать численні різновікові комплекси гранітоїдів, радіологічне омолодження порід та ін. Вторинні орогени характерні для всіх етапів розвитку, починаючи з пізнього докембрію, але особливо яскраво такий тип орогенезу проявився в новітній, неотектонічний етап, наслідком чого було виникнення найбільших гірських систем нашої планети, зокрема гірських споруд Центральної Азії [Миясиро и др., 1985].

У структурному відношенні орогенні області мають склепіннєво-блокову будову, тобто утворені сполученням антикліналей чи гірських споруджі і грабен-синкліналей чи міжгірних (а також передгірних) прогинів. Міжгірні і передгірні западини виповнені потужними товщами континентальних молас, іноді зім'ятими в брахіформні складки, які зменшують свою амплітуду у центральних частинах западин.

Серед сучасних епіплатформних орогенів виділяються три найважливіших типи: перигеосинклінальні, периокеанічні і внутрішньоплитні.

Вторинні перигеосинклінальні орогени розташовуються в тилу епігеосинклінальних орогенів і звичайно паралельні їм. Найважливішою орогенною системою такого роду є Центральноазіатський гірський пояс, який включає гірські системи Гіндукушу, Тянь-Шаню, Паміру, Алтаю, Прибайкалля, Забайкалля, Станового хребта, Хінгану, Куньлуню, Наньшаню, Цинлиню, Тибету. Подібне положення займають ділянки Північноамериканських Кордильєр, Південноамериканських Анд, гірських систем Середземноморського поясу та ін. Процеси гороутворення таких орогенів тісно пов'язані з епігеосинклінальним орогенезом у сусідніх складчастих областях і відбуваються в умовах тангенціального (горизонтального) стиснення. Останнє є реакцією верхніх поверхів земної кори на процеси підсуву літосферних плит. У цьому зв'язку для орогенів такого типу особливо характерні системи граничних насувів, часто сполучених зі зсувами.

Периокеанічні вторинні орогени розташовані в межах пасивних окраїн континентів: Атлантичний пояс Бразилії, Мозамбіцький Східної Африки, Аппалачі, Австралійські Альпи, Скандинавія та ін. Припускається, що їх формування пов'язане з процесами розширення океанів, обстановками стиснення як результатом розсуву серединно-океанічних хребтів.

Внутрішньоплитні вторинні орогени розташовані всередині платформ і приурочені до давніх шовних границь між літосферними плитами: Уральський і Тіманський кряж. Крім того, існує цілий ряд відносно ізометричних піднять, пов'язаних з магматичною активізацією всередині платформ: плато Путорана на Сибірській платформі, Карру на Африканській, Деканське на Індостанській, Тібесті та Ахагар на Африканській. Є також ряд ізометричних піднять, які не мають безпосереднього зв'язку з проявами магматизму, а, ймовірно, пов'язані з більш глибинними процесами.

Слід зазначити, що на думку В.В.Білоусова [1989] орогенний режим є самостійним, незалежним від геосинклінального процесу. Він обумовлений іншими глибинними факторами, а саме підвищеним тепловим потоком у мантії. Він може проявлятися як у геосинкліналях, так і на платформах.

7.2. Континентальні рифти.

Континентальні рифти – це гігантські структури розтягання, розсуву й стоншення земної кори і літосфери, морфологічно виражені на поверхні землі системами грабенів з підвищеним тепловим потоком, вулканічною і сейсмічною активністю [Континентальные рифты, 1981; Магматизм рифтов, 1989; Милановский, 1983]. Вони характеризуються значною довжиною (до тисяч кілометрів) і чітко вираженою лінійністю, супроводжуються негативними аномаліями сили тяжіння, часто, але не завжди, приурочені до осьових частин великих склепіннєвих піднять. Обмеженнями рифтових систем і складаючих їх окремих грабенів звичайно є скиди або скидо-зсуви, однак на пізніх стадіях розвитку рифтів може розвиватися система підкидів. Найпростішими структурами є розсуви, де відбувається стоншення земної кори та обвалення окремих її ділянок, що на поверхні відображається формуванням рифтових долин і грабенів.

Характерною рисою рифтових систем є також інтенсивний вулканізм лужного складу на ранній і толеїтового на пізній стадії розвитку. Змінюється також тип вулканізму: від плащового тріщинного на ранніх стадіях до центрального на пізніх, наприклад, такі великі вулкани як Кенія і Кіліманджаро у Східній Африці. Обсяг вулканічної діяльності в різних рифтових системах може змінюватися: від дуже великої у Східно-Африканській системі, до невеликої у Байкальському рифті.

Варто мати на увазі, що ланцюги континентальних рифтів є лише незначною частиною планетарної рифтової системи, основна частина якої приурочена до серединно-океанічних хребтів і представлена океанічними рифтами. Розвиток континентальних та океанічних рифтів є взаємозалежним і відбиває етапність розвитку глобальної рифтової системи Землі, пов'язаної з взаємодією літосферних плит. Інакше кажучи, будь-який океанічний рифт пройшов континентальну стадію, хоча й не кожний континентальний рифт розвивається до стадії океанічної.

Процес утворення рифтів проявлений практично на всіх стадіях розвитку Землі. З проторифтами паралелізується ряд зеленокам’яних структур раннього докембрію. Протерозойські рифти відомі на Балтійському й інших щитах. Рифейські рифтогенні структури широко представлені системою авлакогенів Східноєвропейської і Північноамериканської платформ. Численні рифти відомі у фанерозої: Дніпрово-Донецький і Вілюйський авлакогени, грабен Осло, рифти Шотландії та Індостану, Західноєвропейська рифтова система та ін. Нарешті, з сучасних рифтових зон найкрупнішими є Східно-Африканська і Байкальська рифтові системи. Крім того, слід мати на увазі, що й сучасні океанічні рифти в різний час були континентальними структурами, зокрема рифт Атлантики в пізньому палеозої - ранньому мезозої.

Рейнський грабен розташований в осьовій частині склепіннєвого підняття герцинських споруд Західної Європи і видовжений на 300 км у ППС напрямку з шириною 30-40 км. Утворення грабена пов'язується з мантійним діапіром, початок формування якого відноситься до пізньої крейди. Це викликало глибинні розколи земної кори і вилив основних лав. В еоцені амплітуда підняття досягла 2,5-3 км з одночасним стоншенням земної кори на 5-8 км, що викликало її розщеплення і гравітаційне ковзання бортів новоутвореного грабену з опусканням центральної частини склепіння. Найбільш інтенсивно цей процес йшов протягом еоцену, раннього пліоцену і з пізнього пліоцену до нашого часу. Загальне опускання у центральній частині досягає 3-5 км. Грабен оточений системами крутопадаючих скидів центриклінального напрямку, складений потужними товщами теригенно-уламкових порід з пачками лав основного, ультраосновного і карбонатитового складу. Характерною рисою є розщеплення кінцівок грабена на розгалужені дрібні грабени.

Східно-Африканська рифтова система є найбільшою у світі, вона видовжена у субмеридіональному напрямку більше ніж на 3000 км і включає цілий ряд рифтових зон, які знаходяться на різних стадіях розвитку: від елементарних грабенів і рифтів (Кенійська, Західний, Ньяса, Ефіопський, Афар) до структур, де почалося формування нової океанічної кори (Червоне море й Аденська затока).

Прикладом континентальних рифтів початкової стадії розвитку може бути ланцюг невеликих грабенів у центральній і північній частині Ефіопського плато, найбільший з яких представлений ***рифтом озера Тана*** – депресією довжиною 180 км при ширині 40-60 км, котра заповнена озерними відкладами, покривами молодих базальтів і штокоподібними інтрузіями трахітів. Грабен характеризується асиметричною формою, малою амплітудою занурення, відсутністю тріщин у дні грабену і вираженої осьової зони, проявами лужного базальтоїдного вулканізму. Подібну будову має грабен Шираро, рифт Стефанія та інші структури Ефіопії, пов'язані із системами субмеридіональних скидів і скидо-зсувів. Ці системи скидів і переривчасті ланцюжки грабенів розглядаються як елементарні структури розтягання початкової стадії виникнення і розвитку рифтових зон.

Континентальні рифти зрілої стадії розвитку представлені ***Ефіопським рифтом*** – депресією довжиною 500 км і шириною 70-80 км, яка розташована між піднятими блоками Ефіопського і Сомалійського плато. На ПС Ефіопський рифт відкривається до Афарської депресії, на півдні розгалужується і виклинюється. Рифт приурочений до осьової частини великого склепіннєвого підняття, що досягає висоти 2,5-3 км над поверхнею моря. Перевищення бортів депресії над її нинішнім днищем складає 1-1,5 км, а потужність вулканогенних і осадових післяміоценових відкладів – від 1-1,5 км у південній і до 2-3 км у північній частині рифту. У дні рифту спостерігається значна кількість крутопадаючих скидів, особливо численних у вузькій зоні (пояс Вончжи), де поряд з активними скидами, які часто контролюють розміщення фумарол і гарячих джерел, спостерігаються зяючі тріщини. Це зона активного сучасного розтягнення земної кори, яка також контролює розміщення багатьох четвертинних вулканів. У межах Південного Афару пояс Вончжи продовжується грабеном Іса зі значною (до 500 м) глибиною занурення. Крім цього поясу присутні і ряд інших зон сучасного розтягання Ефіопського рифту (пояс Абайя та ін.). Важливу роль у будові рифту грають поперечні розломи, з якими пов'язані зсуви рифтової долини, її розширення чи звуження. Ефіопський рифт характеризується високою сейсмічністю, від’ємною аномалією сили тяжіння (яка пов'язується з тілом мантійних порід невеликої густини, що залягають під рифтом). Швидкість розширення рифту коливається від 3 до 6 мм/рік у північній частині, загасаючи в південному напрямку.

Структурою, перехідної від континентального рифту до океанічного може бути ***Афарський рифт.*** Він є областю потрійного зчленування гілок рифтової структури: континентального Ефіопського рифту й океанічних рифтів Червоного моря й Аденської затоки. Він має форму трикутника, який розширюється в південно-східному напрямку. Рифтова западина має глибину до 3,5 км, вона обмежена уступами, складеними докембрійськими породами, осадками мезозою і кайнозойськими трапами. Рифт виповнений вулканогенними й осадочними комплексами раннього плейстоцену і молодшими, обмеженими системами східчастих скидів з диференційованим рухом блоків фундаменту. Він характеризується аномально високим тепловим потоком і значним градієнтом температур, високою концентрацією скидів на окремих ділянках, що групуються у пучки шириною 20-30 км. На півночі в Данакильській депресії розломи і тріщини мають ПЗ (червономорський) напрямок, якій змінюється на ЗПЗ у районі затоки Таджура. Специфічною особливістю структури Афару є осьові хребти – активні вулканічні зони, які контролюються розсувними тріщинами. Мантійні породи під ними залягають на незначній глибині (5 км). Вважається, що північний Афар, чи принаймні його центральна частина, підстилається новоствореною корою, або витонченою континентальною корою. У Південному Афарі континентальна природа земної кори не викликає сумнівів.

Червономорський рифт є структурою початкової стадії розвитку океану. Його загальна ширина 250-350 км, основні геоморфологічні елементи: бортові уступи, приморська рівнина, головний трог і осьовий трог. Бортові уступи підіймаються над узбережною рівниною на 1,5-2, іноді до 3 км. Вони складені докембрійськими породами, відрізняються крутістю і прямолінійністю. Вони виникли уздовж великих скидів чи флексур, з ними пов'язаний значний гравітаційний ступінь. Приморські рівнини мають ширину 20-30 км, на них також відслонюється докембрійський цоколь, перекритий міоценовими і пліоценовими осадками. Від головного трогу вони відділені системою скидів з амплітудою переміщення понад 3-4 км

по підошві кайнозойських відкладів і 5-7 км по поверхні докембрійського фундаменту. Внутрішні ступені, які складають головний трог шириною 30-120 км, полого нахилені у бік осьового трогу. Вони складені карбонатними осадками пліоцен-четвертинного віку, під якими залягають потужні товщі евапоритів (від 1-1,5 до 4-5 км), котрі, у свою чергу, перекривають блоковий мезозойський і докембрійський фундамент. Виділяється ряд активних розсувних структур, з якими пов'язані інтенсивні теплові потоки і прояви вулканізму.

Осьовий трог шириною 40-60 км і глибиною близько 2 км відокремлюється від головного відносно пологим уступом висотою до 600 м. Трог має східчасту будову, утворений 2-3 ступінчастими скидами, які заповнені молодими осадками (100-200 м). У центральній частині розташований осьовий грабен шириною 4-5 км, складений базальтами, в осьовій частині якого простежується ланцюг підводних вулканів. У дні осьового грабена широко розвинуті зяючі тріщини (звичайно 0,5-3 м, іноді до 20 м) без вертикального зміщення (розсуви) і скидо-розсуви з амплітудами вертикального зміщення до 10-30 м. У цілому, за особливостями будови і структури осьовий трог ідентичний осьовій долині серединного хребта Атлантики. Для нього характерна висока позитивна аномалія сили тяжіння (100-150 мгл) і високоамплітудні лінійні магнітні аномалії. Швидкість розсування, обчислена за віком останніх, складає 1 см/рік, сумарна швидкість розкриття Червоного моря 1,5-1,6 см/рік. Глибина розташування аномальної мантії (з низькою швидкістю сейсмічних хвиль) під осьовою частиною трогу складає всього 4 км від дна. Характерною рисою є наявність поперечних порушень.

Аденський рифт є відображенням наступної стадії розвитку океану. Це затока Індійського океану шириною близько 300 км і довжиною від 900 до 1300 км, яка розширюється на схід, а на заході з’єднується з структурами Афару в районі затоки Таджура. У структурі його західної частини виділяються:

- бортові уступи, складені породами докембрію, перекритими мезозойськими і палеогеновими осадками; вони відділені від Сомалійського і Йєменського плато ерозійно-тектонічними уступами висотою від 1 до 2-2,5 км, які утворені системами скидів;
- крайові западини з плоским рельєфом дна, полого нахиленого до центральних частин затоки, виповнені товщею пухких осадків (0,5-2,5 км);
- серединний хребет (західна частина хребта Шеба), що підіймається над дном крайових западин на 1500 м на сході і поступово знижується на захід, шириною близько 200 км,
- осьова долина шириною 10-15 км і глибиною до 2,7-2,8 км, розташована в осьовій частині хребта, характеризується кулісною фестончастою формою, яка утворена зсувами за поперечними і поздовжніми розломами, обмежена скидами і уступами, виповнена молодими базальтами.

Байкальський рифт видовжений у ПС напрямку на 1000 км при ширині близько 60 км. Він розташований в осьовій частині склепіннєвого підняття, обмежений великими глибинними скидами, за якими дно озера Байкал опущено на глибину 1,5 км. Потужність неущільнених осадків сягає 3 км, а кристалічний фундамент занурений на глибину до 4-7 км. На продовженні рифту розташовані системи кулісоподібно розташованих грабенів і скидів. У районі рифту відзначається велика позитивна гравітаційна аномалія, смугасті магнітні аномалії і високий тепловий потік. За даними ГСЗ, Байкальський рифт розташований в області максимального наближення до земної поверхні (точніше до підошви земної кори) величезної області аномально розігрітої мантії, яка охоплює великий район Центральної Азії, включаючи Східні і Західні Саяни, Алтай, Хінган, Хентей, Забайкалля. Процес утворення рифту розпочався у пізньому олігоцені і продовжується зараз із середньою швидкістю занурювання дна 0,6 см/рік і розсуву 0,2-0,3 см/рік. Розсування і розвиток скидів супроводжувалося розвитком системи лівих зсувів з горизонтальною амплітудою 1-3 км.

7.3. Ендогенні режими і стадії континентального рифтогенезу.

На основі вивчення системи Східно-Африканських рифтів, В.Г.Казьмин [1987] пропонує наступну стадійність еволюції континентального рифтогенезу:

- утворення неглибоких западин із флексурними обмеженнями чи грабенів, розсування в межах яких не перевищує сотень метрів, стоншення континентальної кори не відбувається;
- зародження осьової зони , її ускладнення і розвиток, розсування складає до 20-40 км, земна кора стоншується в 1,3-1,5 разів, занурення дна грабена складає 2-3 км;
- значне стоншення кори (у 2 і більше рази) з утворенням локальних розсувів і рифтів, розсування досягає 80-100 км, амплітуда вертикальних рухів чи занурення дна рифту - 4-5 км; при подальшому стоншенні континентальної кори може відбутися її розрив і розпочатися формування нової океанічної кори.

Найважливішим механізмом формування рифтів є розтягання земної кори, яке може досягати амплітуди у десятки, сотні, а в окремих випадках тисячі кілометрів. Такі розсування можуть бути обумовлені тільки механізмом взаємодії літосферних плит. Стоншення кори досягається за рахунок сумарного ефекту взаємодії кількох механізмів: зсувів по круто падаючих скидах, обертання блоків, обмежених скидами, заповнення розсувних тріщин базальтовим матеріалом (механізм “розсіяного спредінгу”). Цей процес охоплює значний проміжок часу: інтервал від закладання континентального рифту до початку океанічного спредінгу може складати десятки мільйонів років (Червоне море – 35 млн. років, Аденська затока – 30 млн. років).

На ранній стадії рифтогенезу поверхневі деформації виражаються в утворенні найпростіших структур розтягання (скиди, елементарні грабени) часто не зв'язаних між собою, які утворюють ніби окремі ланки майбутньої рифтової системи (рифт Тана в Ефіопії, Рейнський грабен). На наступній стадії вони об'єднуються в єдину систему, при цьому важливу роль грають трансформні розломи, які часто усападковують давні порушення у фундаменті рифту, який формується (Байкальська рифтова система). У рифтах з корою, що стоншилася на 25% і більше (Ефіопський рифт) відбувається утворення осьової зони, яка має кулісну будову. Вона вже є прообразом майбутніх спредінгових зон. З її утворенням розвиток трансформних розламів отримує новий імпульс, що особливо яскраво виражено в океанічній корі. Таким чином, основні елементи майбутнього океанського рифту зароджуються вже на континентальній стадії.

На думку М.Казьмина [1987], рифтогенез не пов'язаний з якимись місцевими причинами, а обумовлений розтяганням великих областей земної поверхні, що істотно відрізняється від загальноприйнятої точки зору. Раніше вважалося, що утворенню рифтів передує розвиток склепіннєвого підняття, однак на прикладі Східно-Африканської рифтової системи було показано, що такі підняття виникають не перед, а під час розвитку рифту. Є.Є.Мілановським [1983] доведене існування рифтів, не пов'язаних із склепіннями (щілинні рифти). Початок формування рифтів Червоного моря й Аденської затоки, які становили собою неглибокі западини, що розташовувалися на рівні моря, не пов'язаний з утворенням склепіння, яке розпочалося 10-15 млн. років пізніше. Показано, що лінзи аномальної мантії виникають в результаті розтягання літосфери, а не є причиною такого розтягнення.

Таким чином, рифти можна розглядати як лінійні зони деформацій літосфери, які виникають у результаті впливу регіональних розтягальних напружень. Їх причиною, скоріше всього, є глобальна конвекція в мантії, приурочена до астеносфери, яка має знижену в'язкість. При цьому, за експериментальними даними, напруга, створена в літосфері астеносферною конвективною течією за рахунок в’язкого тертя, на порядок перевищує міцність літосфери ($5x10^8$ і $5x10^7$ дин/см^2 відповідно). Тим самим у зонах висхідних конвективних рухів забезпечується розкол літосфери і формування рифтових систем. Зрештою це й призводить до утворення і розширення океанів. Цей процес має імпульсний (безперервно-перервний) характер з інтервалами між епохами рифтогенезу 35-40 млн. років.

7.4. Структури тектоно-магматичної активізації.

Такі структури є особливим типом структур активізації вже сформованих платформ, хоча й тісно пов'язаним з орогенезом. За В.В.Білоусовим [1989] виділяються наступні режими: брилової тектоно-магматичної активізації, метаморфічної активізації (діасхізис), платобазальтовий, центральних інтрузій і трубок вибуху, тафрогенний режим.

Режим брилової тектоно-магматичної активізації проявляється у вигляді диференційованих рухів блоків та інтенсивного магматизму новоутворених платформ. Прикладами може бути інтенсивний неоген-четвертинний лужно-базальтовий вулканізм Західної Європи; інтрузивний (граніти, гранодіорити, монцонітоїди) та ефузивний (ріоліти і базальти) магматизм Китайської платформи наприкінці юри (яньшаньський тектогенез); мезокайнозойський магматизм Західного Забайкалля.

Режим метаморфічної активізації чи діасхізис становить собою своєрідне відомолодження давніх метаморфічних товщ за рахунок молодших процесів активізації, наприклад відомолодження архейських порід Леоно-Ліберійського щита у ранньому протерозої, протерозойський гранулітовий метаморфізм провінції Гренвілл Канадського щита. Такі процеси відомі й на інших частинах Африканської та інших платформ.

Платобазальтовий режим проявляється у вигляді виверження на континентах величезних обсягів одноманітних толеїтових базальтів або платобазальтів: перм–тріас Тунгуської синеклізи на Сибірській платформі, тріас-юра синеклізи Карру у Південній Африці; крейда-неоген синеклізи Парана в Південній Америці.

Режим центральних інтрузій і трубок вибуху представлений інтрузіями різного складу (від ультраосновних і лужних до кислих) і кімберлітовими трубками вибуху на давніх платформах. Прикладами інтрузій можуть бути пізньопалеозойські інтрузії нефелінових сієнітів Кольського півострова, лужні мезозойські інтрузії Алданського щита, мезозойські гранітні інтрузії Південної Африки та інші. Кімберлітові трубки вибуху відомі в Південній і Західній Африці, Бразилії, на Сибірській платформі.

Тафрогенний режим представлений глибокими прогинами в покрівлі консолідованої кори, які заповнюються осадками. Режим тафрогенезу звичайно пов'язаний зі зменшенням потужності консолідованої кори, а ізостатична рівновага досягається компенсацією вигину покрівлі мантії за рахунок низької щільності осадків, які заповнюють тафрогенні западини. Прикладами подібних структур можуть бути Вілюйська, Прикаспійська, Панонська, Південно-Каспійська, Мексиканської затоки та інші западини. Вважається, що вони утворилися за рахунок осідання земної кори континентів в умовах відсутності компенсації прогинання осадками. Останнє відрізняє ці структури від прогинів, утворення яких пов'язується з повільним опусканням земної кори в умовах його компенсації осадочним матеріалом. Стоншення земної кори (та можлива наступна її океанізація) пов'язані з явищами її розтягання, тобто процес тафрогенезу за цим параметром є подібним до механізму рифтогенезу, від якого він відрізняється ширшими ареалами розвитку.

А.Д.Щеглов; О.А.Богатиков та ін. [1988] виділяють також області віддзеркаленої чи сполученої тектоно-магматичної активізації платформ. Для них характерне утворення величезних внутрішньоконтинентальних ареалів позагеосинклінальних гранітів, приурочених до склепіннєво-брилових піднять і сполучених з ними у часі вулканічних поясів (Казахстан, Південний Сибір, Монголія та ін.). Переважають андезит-дацит-ріолітова формація з вапняно-лужними і сублужними гранітоїдами і трахіандезит-трахіт-трахіріолітова формація з лужними гранітами і сієнітами корового і мантійно-корового походження, підлеглу роль грає базальт-трахібазальтова формація мантійного походження. Характерною рисою є утворення зональних тектоно-магматичних ареалів всередині консолідованих областей, що виникають по периферії молодших евгеосинклінальних структур чи приурочені до наскрізних розломних лінеаментів (глибинних розломів). Початок активізаційного магматизму приурочений до протерозою, однак максимальний розвиток він одержав у рифеї й особливо у фанерозої, коли процеси тектоно-магматичної активізації не тільки захоплювали стародавні платформи, але й поширювалися на консолідовані складчасті області.

Розділ 8. Тектонічна будова і розвиток океанів.

8.1. Основні структурні елементи океанів.

Світовий океан займає понад 361 млн.км^2 чи 70,8% земної поверхні. З цього близько 23% припадає на підводні окраїни континентів, які складені корою континентального або перехідного типу. Інша частина побудована корою океанічного типу, у якій виділяється три головних шари:

– верхніх осадочний, потужність якого змінюється від сотень метрів в океанічних котловинах до 10 км на континентальних окраїнах; його вік повсюдно не давніший ранньоюрського часу;
– середній базальтовий (2-3 км), складений переважно толеїтовими базальтами у вигляді лавових потоків, силів і дайок;
– нижній (3-5 км), складений повнокристалічними породами основного й ультраосновного складу – габро, піроксенітами, серпентинізованими перидотитами.

У будові океанів розрізняють три головних структурних елементи: серединно-океанічні хребти, океанічні плити і підводні окраїни чи перехідні зони.

Серединно-океанічні хребти розташовані у центральних частинах океанів і утворюють єдину систему довжиною понад 60 тис. км. Їхня ширина досягає 1 тис. км, висота над абісальними рівнинами океанів 2,5-3 км. У поперечному перерізі хребтів виділяється три зони: флангові, гребеневі й осьові. Флангові зони складають більшу частину хребтів, вони складені базальтами, перекритими малопотужним шаром осадків, потужність яких збільшується до підніжжя хребтів. Гребеневі зони шириною до 50-100 км становлять найбільш піднесену частину хребтів, де осадочний шар практично відсутній. Морфологічно вони являють собою зближені ланцюги підводних хребтів, розділених вузькими долинами, звичайно приуроченими до поздовжніх систем розломів. Осьові зони представлені вузькими (20-30 км) щілиноподібними рифтами глибиною до 1,5 км з невисоким поздовжнім підняттям у центральній частині. Останнє є зоною виливу сучасних базальтів. Рифтові долини розбиті серією поздовжніх тріщин, часто зяючих, до яких приурочені виходи рудоносних гідротерм.

Серединно-океанічні рифти є зонами активного розсуву і новоутворення океанічної кори. Вони характеризуються підвищеною сейсмічністю і високим тепловим потоком. За умови інтенсивної магматичної діяльності рифтові структури можуть змінюватися горстами, що спостерігається на Східно-Тихоокеанському піднятті, в Австрало-Антарктичному хребті, Серединно-Атлантичному хребті на південь від Ісландії та ін.

Серединно-океанічні хребти розітнуті серією трансформних розломів, які зміщують їх осьові частини на відстань до сотень кілометрів. Деякі з таких розломів перетинають не тільки хребти й океанічні плити, але і продовжуються в межі континентів, які обрамлюють океани. Амплітуди вертикальних переміщень по них можуть досягати кількох кілометрів, іноді в їхній площині утворюються грабеноподібні розсувні западини або системи насувів. Прикладами таких розломів можуть бути структури ПС частини Тихого океану: Мендосино, Маррей, Кларіон, Кліппертон; розлом Оуен в ПЗ частині Індійського океану; розлом Чарлі-Гібса у Північній Атлантиці та ін. На перетині таких розломів з серединно-океанічними хребтами виникають найбільші вулканічні споруди, наприклад, острови Ісландія, Азорські, Вознесення, Тристан-да-Кунья в Атлантиці; Сен-Поль і Амстердам в Індійському океані; Пасхи в Тихому.

Океанічні плити - абісальні рівнини глибиною 5-6 км між підніжжями серединних хребтів і окраїнами континентів. Вони вкриті малопотужним (100-200 м) шаром осадків: радіолярієвим мулом, глибоководними глинами, пелагічними карбонатами. Рельєф дна нерівний, виділяється ряд внутрішньоплитних піднять (Шацького, Хесса у Тихому океані, Брокен в Індійському), які розділяють западини, часто зустрічаються вулканічні гори, нерідко з рифовими вапняками (гайоти). У межах піднять потужність земної кори дещо зростає. З ними збігаються лінійні (Гавайські, Канарські, Коморські) чи ізометричні (Мадейра, Зеленого Мису, Бермудські) вулканічні архіпелаги й острови. Характерна також блокова будова за участю розривних порушень (Мальдівський хребет в Індійському океані,

Китовий хребет в Атлантиці). Особливим типом внутрішньоокеанічних піднять є мікро-континенти з корою субконтинентального типу: Сейшельський архіпелаг в Індійському океані, Новозеландське плато в Тихому, хр. Ломоносова в Північному Льодовитому океані.

Характерною рисою ложа океану є його смугаста будова з відмолодженням як осадочного шару, так і базальтів, що його підстилають, у напрямку до осьових частин серединно-океанічних хребтів. Це підкреслюється смугастим розташуванням магнітних аномалій паралельно осям хребтів і послідовним збільшенням віку залишкової намагніченості від осьових частин хребтів до підніжжя континентів.

Перехідні зони чи підводні окраїни континентів представлені двома типами: пасивними (атлантичний тип) і активними (тихоокеанський тип) окраїнами.

Пасивні окраїни переважно розвинуті на окраїнах Атлантичного, Індійського і Північного Льодовитого океану, крім ділянок Антильської і Південно-Антильскої острівних дуг Атлантичного океану і Зондськой дуги Індійського океану. Вони простежуються уздовж границі континентальної і океанічної земної кори і характеризуються відсутністю сейсмічності та вулканізму. В їх будові розрізняються зона шельфу, континентальний схил і континентальне підніжжя, іноді – крайові плато. У межах континентального схилу відбувається виклинювування гранітно-метаморфічного шару і зміна кори континентального типу океанічною. Осадочний чохол представлений потужними (до 10-12 км) товщами теригенних відкладів, які є продуктами ерозії близького континенту, характерні також бар’єрні рифи і поклади солей. Характерним типом акумулятивних утворень континентального підніжжя є турбідити чи фліш. З часом завдяки нагромадження осадочного матеріалу і його літифікації пасивні окраїни зміщуються у бік океану, нарощуючи площу шельфу.

Активні окраїни характерні для обрамлення Тихого океану (крім узбережжя Антарктиди і Нової Зеландії), а також для Антильської і Південно-Антильської дуг Атлантичного і Зондської дуги Індійського океанів. На відміну від пасивних окраїн, вони високосейсмічні і характеризуються інтенсивним вулканізмом. В їх структурі найважливіше значення мають глибоководні жолоби, острівні дуги і крайові моря.

Глибоководні жолоби відокремлюють океанічне ложе від острівних дуг або окраїнно-континентальних вулканічних поясів (останнє характерно для андійського підтипу). Вони представлені вузькими вигнутими асиметричними западинами V-образної форми глибиною до 8-11 км. Жолоби простягаються на тисячі кілометрів уздовж зовнішнього краю вулканічних дуг. Часто з боку океану вони облямовані крайовими валами з підняттям до 500 м. З глибоководними жолобами співпадає вихід на поверхню сейсмофокальної зони Заварицького-Беньофа. Острівні дуги становлять протяжні ланцюги активних вулканічних споруд уздовж окраїн океанів (Курильська та ін.). Приокеанічні схили виповнені багатокілометровими товщами осадків, часто інтенсивно складчастих, лускатої будови. Хребти складені продуктами вулканічних вивержень, переважно андезитами, рідше базальтами, дацитами і ріолітами вапняно-лужної серії. Розрізняють енсіматичні дуги, які виникли на океанічній корі (Алеутська, Маріанська) та енсіалічні дуги, що утворилися на континентальній корі (Японська, Ново-Каледонська).

Окраїнні моря становлять собою глибоководні басейни з корою океанічного типу, але потужним осадочним чохлом (до 10 тис. м). Вони відділені від світового океану ланцюгом островів. Їх шельфи складені континентальною корою, яка також присутня у вигляді окремих блоків у центральних частинах деяких морів (наприклад, банка Ямато Японського моря). Рельєф дна часто порізаний, однак як осьовий рифт, так і трансформні розломи, які є характерними для серединно-океанічних хребтів, тут відсутні. Проте в крайових морях розвинуті вузькі лінійні грабени і щілиноподібні депресії. Вони косо орієнтовані стосовно острівних дуг, і, ймовірно, пов'язані з розломами.

Особливим типом активних окраїн є окраїни андійського типу, де система крайових морів відсутня, глибоководні жолоби примикають безпосередньо до континентальної окраїни, а замість системи вулканічних острівних дуг розвинуті крайові вулканічні пояси. Прикладом таких структур є Тихоокеанська окраїна Південної Америки, облямована Перуансько-Чилійським глибоководним жолобом.

8.2. Будова океанів.

Тихий океан має площу 180 млн. км^2, займає близько 1/3 земної кулі чи ½ Світового океану. Середня глибина 3980 м, максимальна – 11022 м у Маріанському жолобі. Він обмиває східні узбережжя Азії й Австралії, західні – Північної і Південний Америки. Крім основної акваторії включає численні окраїнні моря, з яких найбільшими є Берінгове, Охотське, Японське, Жовте, Східно- і Південно-Китайські, Філіппінське, Коралове та ін. У центральній і західній частинах океану розташовані численні острови (Гавайські, Нова Гвінея, Нова Каледонія, Фіджі, Туамоту, Коралові, Гебриди, Маршаллові, Самоа, Каролінські та ін.).

У глобальному геологічному плані Тихий океан є гігантською літосферною океанічною плитою, яка активно взаємодіє з навколишніми континентальними плитами по зонах спредінгу. Це визначає своєрідність його рельєфу і геологічної будови. Виділяються дві найбільші структури: зона переходу континент-океан і океанічна западина. У свою чергу вони характеризуються гетерогенною будовою і можуть бути поділені на дрібніші структури.

Що стосується зони переходу континент-океан, то їй відповідає зона континентального шельфу, окраїнних морів, острівних дуг і глибоководних жолобів активних окраїн континентів, які формувалися в процесі підсуву (спредінгу) океанічної плити під континентальні. Перехідна зона на сході і заході океану має відмінності. Так, біля берегів Північної і Південний Америки шельф дуже вузький, материковий схил від бровки шельфу круто опускається до пелагічних глибин, іноді розвинуті своєрідні зони бордерленду. Вони представлені системою підвідних пасм та улоговин, які сформувалися в процесі акреції до материка чужорідних блоків. Тут океанічна плита безпосередньо підсувається під континент, а пов’язаний з субдукційними процесами вулканізм розвивається на окраїні континенту.

Західні і північні окраїни океану мають складнішу будову і становлять сполучення окраїнних морів, острівних дуг і глибоководних жолобів. Як вважається, більшість окраїнних морів утворилися за рахунок розтягання між окраїнними дугами і континентальними масами (задуговий спредінг), при цьому часто зони спредінгу могли відривати і відсувати уламки континенту (Японія, Нова Зеландія). Острівні дуги, які становлять собою пасма вулканів, обмежені з боку океану глибоководними жолобами – вузькими глибокими лінійними депресіями, які є, як вважається, поверхневим вираженням зон спредінгу.

У межах ложа океану виділяються системи активних серединно-океанічних хребтів чи рифтів і глибоководні западини. Перші з них відповідають зонам розсуву чи субдукції океанічної кори, швидкість якої складає від 5 до 16-18 см/рік. Основні рифтові системи (вони ж хребти чи підняття): Експлорер, Хуан-де-Фука, Горда, Східно-Тихоокеанське підняття, Галапагоська і Чилійська системи. Звичайно в осьовій частині хребтів розташована рифтова долина глибиною до 2-3 км, де і відбувається вилив сучасних базальтів. Далі від хребтів тектоно-магматична активність згасає і схил поступово переходить у навколишні глибоководні западини. З віддаленням від хребтів зростає потужність кори і збільшується її вік. Основні западини: Північно-Західна, Північно-Східна, Центральна, Східно-Маріанська, Західно- і Східно-Каролінська, Меланезійська, Південна, Белінсгаузена, Гватемальська, Перуанська, Чилійська – характеризуються хвилястим рельєфом дна. Вони розділені підняттями, які мають переважно вулканічне походження (Гавайські, Каролінські, Маршаллові та ін. острови).

Океанічна кора має наступну будову (знизу):

- кумулятивний комплекс дунітів і серпентинізованих піроксенітів;
- розшаровані габро;
- базальтовий шар (близько 2 км), що складається з комплексу дайок і підводних лав;
- осадочний чохол, потужність якого у відкритому океані коливається від 100-150 до 500-600 м, а в основі континентального схилу й в окраїнних морях збільшується до 12-15 км.

У складі осадків у пелагічній частині океану розвинуті переважно карбонатні форамініферові і коколітові мули а в помірних зонах – крем’янисті діатомітові мули, які у батіальній частини змінюються на крем’яисті радіолярієві і діатомітові осадки, а в тропічних

зонах – на червоні глибоководні глини. Уздовж континентальної окраїни розвинуті головним чином теригенні і вулканогенні відклади, у серединно-океанічних хребтах – вулканогенні, часто збагачені оксидами і гідрооксидами заліза і марганцю.

Тихий океан багатий на скупчення горючих корисних копалин, розсипища важких мінералів, скупчення глибоководних залізо-марганцевих конкрецій, фосфоритів, поклади сульфідних руд. Основні нафтогазоносні райони приурочені до шельфу Австралії і Тасманії (родовища Барракута, Марлін, Кінгфіш, Капуні), Індонезії та Аляски. В Японському морі, уздовж узбережжя Північної Америки і Камчатки відомі і частково розробляються розсипи магнетитових пісків, Індонезії і Малайзії – каситериту, Аляски і Канади – золота і платини. У глибоководних частинах океану виявлені величезні поля залізо-марганцевих конкрецій, у яких часто відзначаються також підвищений вміст міді й нікелю. Такі ж конкреції і кірки на підводних горах і схилах багатьох островів збагачені кобальтом і платиною. У глибоководних частинах океану, а також на шельфі Каліфорнії і Нової Зеландії знаходяться поклади фосфоритів. В осьових частинах підводних рифтових систем, а іноді й в областях задугового спредінгу відкриті поклади сульфідних руд міді, свинцю, цинку, рідкісних металів (Східно-Тихоокеанське підняття, Галапагоський рифт). Нарешті, до мілководних ділянок шельфу приурочені родовища нерудних корисних копалин.

Атлантичний океан є другим у світі за розмірами, його площа дорівнює 91,6 млн. км^2, він включає моря: Балтійське, Північне, Середземне, Чорне, Азовське, Карибське, Бафінове, Лабрадорськое, Скоша, Уедела, Лазарєва, Рісер-Ларсена. Найбільші затоки: Гвінейська, Біскайська, Гудзонова, Мексиканська, Святого Лаврентія; найбільші острови: Гренландія, Ісландія, Велика Британія, Великі і Малі Антильські, Ірландія, Зеленого Мису, Фарерські, Шетланські, Азорські, Мадейра, Бермудські.

Центральною структурою Атлантичного океану є Серединно-Атлантичний хребет, що простягається в осьовій частині океану на 17 тис. км при ширині до 1 тис. км. У його осьовій частині виділяється рифтова долина, розсічена і зміщена за системою трансформних розломів. До неї приурочені епіцентри мілкофокусних землетрусів.

У межах ложа океану виділяються глибоководні западини (Лабрадорська, Ньюфаундлендська, Північноамериканська, Бразильська, Аргентинська, Європейська, Північно-Африканська, Сьєрра-Леоне, Гвінейська, Ангольська, Капська), абісальні рівнини, зони пагорбів і піднять (Бермудське, Ріу-Гранді, Роколл, Сьєрра-Леоне, Китовий хребет, Канарське, Мадейра, Зеленого Мису), підводні гори, глибоководні жолоби (Пуерто-Рико, Південно-Сандвічів, Кайман, Орьєнте).

Шельф має ширину від кількох до сотень кілометрів, гранітний шар кори виклинюється у межах материкового підніжжя, яке продовжує шельф. Тут же з 35-40 до 5-7 км зменшується потужність земної кори. В океані вона складена нижнім габро-перидотитовим шаром (близько 5 км); середнім базальтовим (1,5-1,7 км); верхнім осадочним (середньою потужністю 0,7 км), відсутнім в осьовій зоні серединного хребта. Базальтовий шар побудований переважно толеїтовими різновидами базальтів, для яких характерна подушкова окремість. На островах розвинуті лужні різновиди базальтоїдів, у глибоководних жолобах і зонах трансформних розломів зустрічаються ультраосновні, у тому числі метаморфізовані породи.

Найдавнішими породами океанічного дна є середньоюрські осадки (150 млн. років), виявлені біля берегів Північної Америки. У напрямку до осі серединно-океанічного хребта вік осадків зменшується аж до четвертинного. У тому ж напрямку зменшується їх потужність.

Припускається, що Північна Атлантика утворилася 200 млн. років тому, а Південна – 120 млн. років тому при поділі Лавразії і Гондвани. Об'єднання океанічних басейнів відбулося 90 млн. років тому; їхнє подальше розширення пов'язане з постійним новоутворенням кори в осьовій зоні серединно-океанічного хребта і частковим її зануренням у мантію в крайових жолобах.

Індійський океан – третій за величиною, його площа 76,2 млн.км^2, він включає моря Червоне, Аравійське, Андаманське, Лазарєва й ін.; найбільші затоки: Перська, Аденська, Оманська, Бенгальська, Велика Австралійська; найважливіші острови континентального

походження: Мадагаскар, Тасманія, Шрі-Ланка, Сокотра, Сейшельські, вулканічного: Кергелен, Крозе, Принц-Едуард, Амстердам, Сен-Поль, коралового: Маскаренські, Коморські, Андаманські.

Геологічна будова Індійського океану є проміжною між Тихим і Атлантичним океанами. Уздовж континентального підніжжя, яке представлено пасивними континентальними окраїнами, континентальна кора стоншується і переходить в океанічну, а в активній окраїні – Зондській острівній дузі – відбувається субдукція літосферних плит. Ширина шельфу не перевищує кількох десятків кілометрів, іноді зростає до 300-350 км. У центральній частині виділяється система серединно-океанічних хребтів довжиною до 20 тис. км, шириною 400-1000 км, висотою 2,5-4 км (Аравійсько-Індійський, Західно-Індійський, Африкано-Антарктичний, Центрально-Індійський, Австрало-Антарктичний). Ці хребти у районі Аденської затоки з'єднуються з системою внутрішньоконтинентального Східно-Африканського рифту. В їхній центральній частині відслонюються базальти, які залягають тут безпосередньо на розущільненій мантії. В іншій частині кора має тричленну будову: серпентинізовані ультраосновні породи і габро-перидотити нижнього шару, вище залягають габро-діабази і базальтові подушкові лави середнього шару, перекриті осадочними утвореннями верхнього шару.

Серединно-океанічними хребтами океанічне ложе розділене на три сегменти. Найбільшими западинами ложа океану є: Оманська, Аравійська. Центральна, Кокосова, Північно-, Західно- і Південно-Австралійські, Натуралістів у ПС секторі; Сомалійська, Амірантська, Маскаренська, Коморська, Мозамбіцька – у західному; Крозе, Африкано-Антарктична, Австрало-Антарктична у південному секторі. У їх межах потужність осадочного чохла може досягати 1000 м, різко знижуючись на хребтах (Мадагаскарський, Маскаренський, Агул’яс і ін.).

Розвиток Індійського океану почався близько 150 млн. років тому після розколу Гондвани і продовжується до сьогоднішнього дня.

Основним мінеральним багатством Індійського океану є шельфові поклади нафти і газу, особливо нафтогазоносного басейну Перської затоки. Крім того, відомі каситеритові, рутилові, монацитові і цирконієві розсипи на узбережжі південно-східної Азії. У відкритому океані виявлені великі поля розвитку залізисто-марганцевих конкрецій. У Червоному морі відомі поклади солі, рудоносні осадки рифтових долин, так звані “чорні курці”.

Північний Льодовитий океан – найменший на землі, його площа 14,7 млн.км^2, включає моря: Баренцеве, Біле, Карське, Лаптєвих, Східносибірське і Чукотське. Найбільші острови: Гренландія, Ісландія, Фарерські, Шпіцберген, Земля Франца-Йосифа, Колгуєв, Нова Земля, Вайгач, Північна Земля, Новосибірські, Врангеля [Геология Арктики, 1984].

Характерною відмінністю від інших океанів є дуже широка шельфова область, яка дорівнює близько 55% площі і складена корою континентального типу. Остання представлена континентальними блоками і продовженням різновікових складчастих структур, які обрамлюють Північний Льодовитий океан. У центральній частині простежується Серединно-Арктичний хребет, по боках якого розташовані глибоководні западини: Гренландська, Норвезька Лофотенська (у Норвезько-Гренландському басейні), Амундсена і Нансена (у Євразійському). У їхніх межах розвинута кора океанічного типу, найдавніша частина якої (у межах Канадської улоговини) відноситься до пізньої юри - ранньої крейди. Улоговини Макарова і Бафінової затоки сформувалися наприкінці крейди, а Норвежсько-Гренландський і Євразійський басейни - наприкінці палеоцену–початку еоцену. Підводний хребет Ломоносова і підняття Менделєєва складені континентальною корою і, ймовірно, становлять собою відторженці, які відокремилися від континентальних масивів у процесі розтягання земної кори при утворенні океану. На шельфі океану відомі нафтогазоносні басейни і розсипи каситериту.

8.3. Походження океанів.

Питання про походження океанів здавна викликає величезний інтерес і широко дискутується у науковому середовищі. Всі існуючі точки зору в першому наближенні можна звести до трьох груп гіпотез: 1) сучасні океани мають давнє походження і є реліктами первинного праокеану; 2) сучасні океани – продукт порівняно недавнього обвалення і базифікації континентальної кори; 3) сучасні океани виникли в результаті розсуву континентальної кори, починаючи з юрського періоду [Вегенер, 1984; Земля, 1974; Тарлинг, Тарлинг, 1973; Уеда, 1980; Унксов, 1981].

Для розуміння механізму виникнення і розвитку океанів найважливішім є наступні факти. Всі сучасні структури океанів дуже молоді, вони виникли і розвивалися протягом останніх 150-180 млн. років, причому вік як осадочного чохла, так і базальтів, які його підстилають, відмолоджується в напрямку від окраїн океанів до осьових частин серединно-океанічних хребтів, де осадки практично відсутні і відбувається вилив сучасних базальтів. Інакше кажучи, тут у результаті новоутворення кори і розсуву (спредінгу) літосферних плит відбувається формування сучасної океанічної кори. Аналогійні процеси відбуваються й у ряді рифтових зон (рифти Червоного моря, Каліфорнійської затоки й ін.), які можуть бути сучасними аналогами початкових стадій розвитку давніх океанів. У зонах субдукції активних крайових частин океанів (Тихого, меншою мірою Атлантичного та Індійського) уздовж нахилених під континент сейсмофокальних зон Заварицького-Беньофа відбувається занурення кори океанічного типу до мантії з її подальшим переплавленням.

Домінуюча в даний час гіпотеза спредінгу, як провідного процесу в утворенні і розвитку сучасних океанів, в її первісному виді була сформульована в 50-і роки англійцями Ф.Вайном і Дж. Метьюзом. При її створенні вони використовували вищенаведені факти. Відповідно до цієї гіпотези, у рифтовій зоні серединно-океанічних хребтів здійснюється постійний процес розтягання земної кори і формування розсуву. Останній постійно заповнюється базальтовим розплавом, який піднімається з близько розташованої астеносфери, Це фіксується магнітним полем відповідної епохи, яке виникає у черговій порції виверженого розплаву. Триваюче розсування послідовно переміщує новоутворені пластини в боки від серединного хребта, чим обумовлена строката будова дна океанів і збільшення віку порід при віддаленні від осьових частин серединно-океанічних хребтів.

Ця гіпотеза добре пояснює існуючу геологічну подібність ряду материків, які розділені нині океанами, наприклад, Африканського, Південноамериканського, Австралійського, Індостанського. З іншого боку, їй не суперечать особливості будови пасивних окраїн Атлантики чи Індійського океану, початкові стадії розвитку яких пов'язані із стоншенням і розмивом континентальної кори в умовах континентального рифтогенезу (стадія рифтингу) і наступним новоутворенням океанічної кори в умовах спредінгу спочатку у межах вузької смуги на зразок Червоного моря чи Каліфорнійської затоки з прогресуючим розширенням рифтової структури до розмірів океану.

Однак, є безперечні дані про те, що світовий океан має істотно давніший вік і утворився вже в ранньому докембрії. На це вказує наявність фрагментів океанічних структур (типу острівних дуг і задугових басейнів) в архейських зеленокам’яних поясах Австралії, Африки, Північної Америки. Більше того, геологічні особливості Тихоокеанського рухливого поясу, який обрамлює Тихий океан, доводять, що ця структура існує і розвивається в подібних геодинамічних умовах щонайменше з пізнього докембрію, тобто не менше 1 млрд. років. Це свідчить і про давність самого Тихого океану, геоструктурна позиція якого, незважаючи на можливі зміни його розмірів чи форми, залишалася постійною протягом багатьох сотень мільйонів років. Нарешті, про давність океанів свідчить присутність давніх (пізньопротерозойських, рифейських, ранньопалеозойських і т.д.) офіолітів у багатьох складчастих поясах. Таким чином, поряд з молодими океанами, які були утворені у мезозої (типу Атлантичного), існують і давні океани, такі як Тихий океан.

ВИСНОВКИ

1. Структурна еволюція Землі.

Згідно з сучасними уявленнями [Гораи, 1984; Рингвуд, 1962 та ін.], Земля розглядається як гігантська відкрита саморегулювальна нелінійна динамічна термогравітаційна система, яка постійно обмінюється енергією і речовиною з навколишнім середовищем. Вона сформувалася понад 4,6 млрд. років тому в результаті акумуляції часток газово-пилоподібної туманності за механізмом гетерогенної чи гомогенний акреції. У результаті вторинного розігріву, гравітаційної і фізико-хімічної диференціації речовини відбувся її поділ на оболонки, які відрізняються складом, термодинамічними і реологічними властивостями. Ймовірно, на початкових стадіях відбувся також поділ новоствореної земної кори на два найважливіших типи: океанічну і континентальну. Наявність останньої є фундаментальною відмінністю Землі від усіх планет земної групи.

Процеси, що відбуваються в поверхневій оболонці Землі, найтіснішим образом пов'язані з глибинними процесами, тому без розуміння природи останніх неможливо зрозуміти причини і хід еволюції тектогенезу. Ряд японських вчених [Kumazawa, Kawakami, 1994; Maruyama et al., 1994 та ін.] запропонували виділяти три найважливіших геодинамічних сфери Землі: сферу плейттектоніки (до глибин 670 км); сферу плюмтектоніки (від глибини 670 км до границі мантія-ядро); сферу тектоніки розростання чи тектоніки ядра, яка охоплює ядро Землі. На думку цих авторів, еволюція динаміки Землі йшла від тектоніки ядра (яка на початковій стадії 4,6 млрд. років тому охоплювала всю планету) до плюмтектоніки і далі до плейттектоніки.

На початкових етапах стадії тектоніки розростання відбувався акреційний ріст планети з одночасною диференціацією її речовини і контамінацією мантії сидерофільними елементами за рахунок бомбардування космічними тілами залізних і залізо-нікелевих метеоритів і хондритів. При цьому здійснювався відхід важких компонентів до ядра, яке формувалося у цей час. Отже, стратифікація Землі на оболонки почалася вже на стадії її акреційного росту. За досягненням планетою розміру, який дозволяв їй утримувати атмосферу, почався розігрів за рахунок зіткнень з космічними тілами, виділення гравітаційної радіоактивної енергії. У результаті розігріву утворився магматичний океан, на дні якого почали осідати згустки розплавленого заліза, що призвело до формування розплавленого залізного ядра у центрі планети з його подальшою диференціацією на внутрішнє і зовнішнє. У цей час у надрах Землі переважали турбулентні хаотичні конвекційні потоки.

На початкових етапах стадії плюмтектоніки (4 млрд. років тому) після ослаблення турбулентності конвекційні потоки мантійної речовини ставали більш упорядкованими з висхідними і низхідними колонами розігрітої й охолодженої речовини, відповідно. Цей механізм припускає одночасне існування в надрах Землі двох незалежних процесів: конвективного кругообігу тепла й адвективного тепломасопереносу. Спочатку, у зв'язку з відсутністю літосфери, сфера плюмтектоніки поширювалася від границь ядра до поверхні Землі. З уповільненням процесу акреції і росту Землі втрати тепла в космічний простір стали перевищувати нагрівання за рахунок внутрішньої енергії, почалося охолодження магматичного океану, що призвело до його розшарування на дві оболонки: нижню, що складалася з олівінів і піроксенів і верхню - базальтову, тобто по суті справи до виникнення первинної літосфери і земної кори, яка мала в ту пору винятково базальтовий склад.

З появою на початку архею астеносфери і літосфери і розростанням останньої верхня мантія і кора стали ареною спільного прояву плюм- і плейттектоніки. Цей процес почався близько 3,9 млрд. років тому, але архейська тектоніка плит відрізняється від пізніших стадій. Справа в тому, що у зв'язку з підвищеною температурою архейські плити були тоншими і не такими твердими, а тому швидко занурювалися в астеносферу і розплавлялися на відносно невеликій глибині. Висока температура перешкоджала переходу базальту в еклогіт і олівіну в шпінель.

Пізніше при зниженні температури мантії перехід базальту в еклогіт і олівіну в шпінель стає можливим, що різко знижує плавучість плит і дозволяє їм занурюватися до границі верхньої і нижньої мантії.

Протягом останнього мільярда років діють процеси плейттектоніки в їх сучасному вираженні. Тектоніка плит є поверхневим вираженням конвективних рухів у мантії, структура яких знаходить своє відображення в лінійності планетарних рифтових структур океанів і континентів і систем глибоководних жолобів. У рифтових структурах виражені лінійні висхідні потоки тепла і мантійної речовини, які на поверхні проявляються у вигляді новотвору кори океанічного типу. При просуванні в боки від серединно-океанічних хребтів новостворена кора охолоджується і в субдукційних зонах глибоководних жолобів занурюється в мантію, де знову розігрівається і розплавляється в низхідних колонах конвективних потоків. Час циркуляції речовини в окремій конвективній комірці оцінюється приблизно в 100 млн. років.

Відносно холодні пластини занурюються спочатку до границі верхньої і нижньої мантії (670 км), а пізніше – до границі мантії і ядра. Їх взаємодія викликає охолодження зовнішнього ядра і породжує в ньому низхідний вихор, який переносить залізо і нікель до внутрішнього ядра, сприяючи розростанню останнього. Крім того при їх взаємодії виникають компенсаційні висхідні течії, які, у свою чергу породжують у мантії гарячий плюм, що рухається догори до границі з верхньою мантією і далі до верхніх частин земної кори. Такі суперплюми спостерігаються в структурі сучасної Землі: один на півдні Тихого океану, інший під Східно-Африканською рифтовою системою. Подібний плюм зараз відзначається під гірськими системами Центральної Азії. Могутні висхідні суперплюми призводять до розколу і роздроблення континентів і утворення вторинних океанів між їхніми уламками. У той же час у зонах субдукції вздовж активних окраїн континентів виникають схожі воронкоподібні суперплюми, які постачають холодний матеріал до області плюмтектоніки, проникають до ядра і при взаємодії з його речовиною індукують висхідні плюми. Наслідком цього є конвективні течії в мантії, які й визначають механізм тектоніки плит.

2. Періодизація тектонічних процесів й еволюція магматизму.

В історії розвитку земної кори виділяється п'ять найважливіших стадій, які відрізняються умовами тектогенезу, особливостями будови кори, формаційним складом, набором магматичних формацій і металогенією: місячна, нуклеарна, кратонна, континентальна і континентально-океанічна. Границі між стадіями виділяються за глобальними базовими змінами структурно-геодинамічних характеристик літосфери, появою або зникненням індикаторних умов тектогенезу, магматичних, осадочних і рудних формацій У свою чергу, вони поділяються на ряд циклів, які звичайно розділені загальнопланетарними епохами структурної перебудови [Магматические горные породы, 1987].

Місячна стадія (понад 3,8 Ga) – це догеологічна стадія розвитку земної кори, щодо особливостей якої можна говорити лише на підставі аналогій з Місяцем й іншими планетами земної групи. На цій стадії Земля була позбавлена своїх водної і газової оболонок, піддавалася інтенсивному метеоритному бомбардуванню з утворенням кратерних структур, які заповнювалися базальтовою речовиною, що виникла в результаті плавлення від ударів метеоритів. Пізніше вони могли заповнюватися осадками, знесеними з материків. Останні, ймовірно, на цій стадії мали габро-анортозитовий склад і були сформовані за рахунок первісної диференціації мантійної речовини. Наприкінці етапу, мабуть, сформувалася зародкова протокора, виникли гідросфера й атмосфера. Місячна стадія завершується могутнім імпактним метаморфізмом земної поверхні, що відповідає віку найдавніших земних порід.

За валовим складом протокора була базальтовою, відрізняючись від місячної кори значною роллю високоглиноземистих і кислих порід, а також їх розмаїтістю. Еволюція магматизму протягом стадії йшла за гомодромною схемою і супроводжувалася зміною

ранніх високомагнезіальних і високоглиноземистих базальтів базальтами відносно збагаченими залізом, титаном і калієм .

Нуклеарна стадія (3,8-2,5 Ga) збігається з активізацією процесів переробки первинної кори і утворенням гранітів, що призвело до формування протоконтинентальних ядер. Головні магматичні асоціації представлені гнейс – мігматит - гранулітовими високо метаморфізованими асоціаціями, формаціями ЗКП, диференційованими інтрузіями базитів.

Граніт-гнейсові формації займають значну (до 80%) площу щитів давніх платформ, у першу чергу представлені гнейсами тоналітового і трондьємітового складу, які формують куполи. Метаморфізм у них часто досягає гранулітової фації, породи інтенсивно деформовані. Рідше зустрічаються чарнокіти двох формаційних типів: ультраметаморфічні та інтрузивні. Перші формувалися в умовах гранулітової фації, тісно асоціюють з гнейсами і кварцитами. Другі утворюють гігантські батоліти і невеликі лаколітоподібні тіла.

У ЗКП розвинуті вулканогенні та інтрузивні гіпабісальні породи коматіїтової, толеїтової, вапняно-лужної, рідко сублужньої серій. Імовірно, коматіїти – характерний тип порід ранньодокембрійських ЗКП – утворилися з високомагнезіальних ультраосновних розплавів, продуктів плавлення речовини мантії. Базальти характеризуються нормальною лужністю і відносяться до толеїтових різновидів, які схожі за хімізмом з базальтами серединно-океанічних хребтів. Вапняно-лужна серія представлена тоналітами, дацитами, ріодацитами, андезитами; а сублужна – трахітами (зустрічаються рідко), трахіандезитами, лужними гранітами.

Великі інтрузії базитів характеризуються розшаруванням, у їх складі переважають габро, норити, гарцбургіти, анортозити, з якими часто пов’язана титаномагнетитова, хромітова, платинова й інша мінералізація. Характерними представниками таких інтрузій є масиви Монче-Тундри, Велика Дайка Зімбабве, сил Стіллуотер.

Магматизм нуклеарної стадії має ареальний характер, характерними є формації перидотитових коматіїтів, габбро-анортозитів і плагіогранітів; еволюція магматизму відрізняється гомодромною спрямованістю з появою на її останніх стадіях вапняно-лужних магматичних серій.

За останніми даними вік нуклеарної стадії може суттєво збільшитися. Справа в тому, що нещодавно американські дослідники винайшли у Західній Австралії граніти, вік яких (за співвідношенням ізотопів Pb/Pb у цирконах) сягає 4,4 Ga. Таким чином, вже у ті давні часи, коли наша планета становила собою єдиний магматичний “океан”, на його поверхні вже утворювалися окремі блоки твердих порід, які знову розплавлялися. Ця магма другого покоління з реліктовими зернами циркону подалі й утворювала гранітну кору Землі. Згідно з дослідженнями ізотопного складу кисню в цирконах, у той же час важливу роль відігравала вода. Про це свідчить збагачення циркону важким стабільним ізотопом ^{18}O, який утворювався, на думку вчених, за умовами плавлення порід, які колись контактували з водою за низькими температурами. Таким чином, вік континентів і океанів може бути суттєво більшим, ніж вважається, а хід тектонічних процесів у далекому геологічному минулому може не має істотної різниці з сучасним тектогенезом.

Кратонна стадія (2,5-1,5 Ga) відповідає консолідації архейських рухливих поясів і об'єднанню протоконтинентальних ядер нуклеарної стадії у тверді стабілізовані блоки літосфери – кратони, на яких розпочинається нагромадження платформних чохлів, виникають зони внутрішньократонної активізації з формуванням типово платформних магматичних формацій типу базальт-долеритової (трапової). Зростає різноманіття магматичних формацій, уперше з'являються калієво-натрові сублужні і лужні породи, наприкінці стадії формуються анортозит-гранітні (рапаківі) формації, вкорінюються лейкократові і лужні граніти, з'являються перші масиви карбонатитів. Серед проявів вулканізму зростає роль вапняно-лужних і сублужніх серій. Ареальні прояви магматизму змінюються лінійними, які контролюються видовженими структурними зонами.

Континентальна стадія (1,5-0,25 Ga) відповідає досягненню високої зрілості земної кори, початку формування сучасних платформ і геосинклінально-складчастих поясів з лінійним поширенням магматизму. Практично завершується формування континентальної земної кори в її сучасному обсязі. Широкий розвиток одержують лужні серії порід, уперше

з'являються калієві лужні серії. Характерними формаціями для цієї стадії є дуніт-піроксеніт-габрова (Платиновий пояс Уралу), трахібазальтова, трахібазальт–трахіандезит-трахіріолітова, базальт-долеритова (трапова), ряд лужно-ультраосновних формацій, офіолітова, кімберлітова.

Континентально-океанічна стадія (менше 0,25 Ga) збігається з розпадом Гондвани, формуванням сучасних материків і океанів (Атлантичного, Індійського та ін.), інтенсивним розвитком найбільших рухомих поясів, таких, як Середземноморський і Тихоокеанський. Вона характеризується чітко лінійним розташуванням зон магматичної активності, диференціальним магматизмом континентів і океанів. У перших склад порід визначається взаємодією мантійних виплавок з речовиною континентальної кори, у других – складом мантії в зонах магмоутворення й умовами її плавлення. Найбільшого розвитку досягають континентальні лужні вулканіти від ультраосновного до кислого складу (фоноліт-трахітові, пантелеритові, шошоніт–латитові), продовжується розвиток ряду вапняно-лужних формацій з диференційованим характером складу їхніх продуктів (базальтової, базальт-андезитової, базальт-ріолітової, плагіограніт-плагіоріолітової та ін.), базальт-долеритової (трапової) і кімберлітової формацій.

Характерною рисою цієї стадії є широкий розвиток внутрішньоконтинентальних рифтів, де йде формування своєрідних рифтогенних асоціацій: лужних базальтоїдів, фонолітів, трахітів, комендитів, нефелін–мелілітит-карбонатитових комплексів на ранніх етапах розвитку рифту і ріоліт-базальтових, пантелеритових, базальтових комплексів на пізніх (Кенійський рифт). Інтенсивно розвиваються рухливі пояси: внутрішньоконтинентальний Середземноморський і крайовий Тихоокеанський.

На початкових стадіях розвитку Середземноморського поясу в умовах розтягнення земної кори і формування океанічного басейну провідну роль відігравали пікрити, базальти, долерити, андезибазальти. Пізніше, під час замикання морського басейну в субаеральних умовах зростає роль кислих вулканічних порід, розвиток магматизму йде за гомодромною схемою, андезибазальтові формації змінюються андезитовими, андезидацитовими, дацитовими, ріодацитовими і ріолітовими асоціаціями, які супроводжуються інтрузіями гранодіоритів, кварцових монцонітів і гранітів. На стадії повного замикання океанічного басейну підвищується лужність і калієвість магматичних продуктів, вапняно-лужний вулканізм змінюється сублужним і лужним, формуються покриви калієвих базальтоїдів, трахітів, лейцитових тефритів, фонолітів і їхніх інтрузивних аналогів – сієнітів, монцонітів, габро-сієнітів.

На активних континентальних окраїнах під впливом процесів субдукції формуються вапняно-лужні формації, базальти і долерити, середні й кислі породи, граніти і лейкограніти. Виникає найбільша вулканічна структура світу – Східно-Азіатський вулканічний пояс, напівкільцева система сучасних вулканів, що обрамлює Тихий океан.

Широкий розвиток здобувають океанічні магматичні формації. В серединно-океанічних хребтах йде розвиток толеїтових базальтів, у той час як на вулканічних островах океанів формуються толеїтові, калі-натрові сублужні і лужні базальти. В окраїнних морях розвивається базитовий магматизм, а в острівних дугах формуються толеїтова, вапняно-лужна, калі-натрова сублужна, калієва сублужна (шошонітова), рідше натрієва і калієва лужні магматичні серії.

У першому наближенні магматична еволюція Землі має безперервно-перервний спрямований характер, що виражається в збільшенні кількості формацій і видової розмаїтості магматичних порід з часом. У процесі еволюції відбувається підвищення кремнекислотності і лужності магматичних утворень континентальної кори, у той час, як склад магматичних утворень океанів змінюється мало. Ці особливості є наслідком безупинного процесу кратонізації земної кори, збільшення ролі її сіалічної складової, розростання континентів. У той же час, спрямованість еволюції магматизму в історії Землі відбувається на тлі її циклічності, що виявляється у вигляді синхронних для всіх материків циклів, у складі яких можна виділити початкові, середні, зрілі і завершальні етапи тектонічної і магматичної активності. У першому наближенні вони відповідають основним історичним і геохронологічним підрозділам історії Землі.

3. Структурна еволюція континентів і океанів.

Історія формування сучасної структури земної кори є дуже складним процесом взаємодії конструктивних і деструктивних процесів. Перші призвели до поступового розростання й ускладнення структури континентальної кори, другі – до її стоншення і руйнування. Результатом цього була постійна зміна форми і розмірів континентів і океанів, зміна “лику Землі”.

До початку **кратонної стадії** (2,5 Ga) в основному сформувалися стабільні масиви земної кори, які називаються зараз давніми платформами. У той же час, існують докази, що вже на нуклеарній стадії, тобто понад 2,5 млрд. років тому, існували активні деструктивні структури – зеленокам’яні пояси – які деякими дослідниками порівнюються або з рифтогенними структурами континентів, або з островодужними системами і задуговими басейнами активних континентальних окраїн. Кратонна стадія ознаменувалася інтенсивним дробленням протоконтинентальної кори з формуванням рухливих зон – прообразом геосинклінальних поясів фанерозою. У межах протоплатформ формуються великі синеклізи з континентальними відкладами, розшаровані інтрузії. Велика епоха діастрофізму на рубежі раннього і пізнього протерозою (близько 2,0 Ga) відома як гуронська на Канадському щиті, карельська на Балтійському, ебурнейська на Леоно-Ліберійському. Вона супроводжувалася формуванням зеленокам’яних поясів і протогеосинкліналей, інтенсивним регіональним метаморфізмом, гранітизацією, калієвим метасоматозом, і призвела до остаточної стабілізації стародавніх платформ.

На початкових етапах **континентальної стадії**, очевидно, континентальні ділянки земної кори були об'єднані в єдиний великий масив - Палеопангею, який піднімався над поверхнею світового океану, з обмеженою роллю епі- і внутрішньоконтинентальних морів. На континентах починається формування проторифтогенної системи авлакогенів. Імовірно, не пізніше цього ж часу відбулося зародження западини Тихого океану, що знаходить підтвердження в особливостях геологічних структур його сучасного обрамлення. Трохи пізніше, у другій половині початкового етапу, деструктивні процеси підсилюються, починається розвиток ряду внутрішньократонних геосинкліналей, у тому числі ділянок майбутніх Урало-Монгольського і Середземноморського поясів, де відомі рифейські офіоліти, що є свідченням новотвору океанічної кори.

Ці процеси різко підсилюються у палеозої, що приводить до розкриття міжконтинентальних геосинклінальних поясів: Північно-Атлантичного, Урало-Монгольського і Середземноморського. Імовірно, вони становили собою протяжні океанічні структури північно-атлантичного типу (Палеотетіс і ін.). Підсилюється геосинклінальний процес на окраїнах Тихого океану. До кінця етапу процеси стискання переважають над процесами розтягнення, йдуть процеси скупчення земної кори, відновлення її суцільності на місці рухливих поясів і формування нового єдиного континентального блоку – Пангеї.

Її остаточний розпад приурочений до початку **континентально-океанічної стадії**, формування океанічних басейнів Тетісу, Північної Атлантики, а потім і Південної Атлантики, Індійського і Північного Льодовитого океанів. Це призвело до роз'єднання Лавразії і Гондвани і розпаду їх на дрібніші континентальні брили: першої на Палеоєвразію і Північну Америку, а другої - на Африку, Південну Америку, Індостан, Австралію та Антарктиду. Починаючи з початку крейди, Тетіс зазнає стискання і скупчення земної кори, що завершилося колізією Палеоєвразії і континентальних уламків Гондвани. У цей час на периферії Тихого океану відбуваються активні тектонічні процеси, які продовжуються до сьогодняшнього дня.

У середині кайнозою основні структури Землі набули в основному їхніх сучасних обрисів. Однак, це не означає, що структурна еволюція Землі завершена. Навпаки, ми живемо в надзвичайно активну епоху тектонічного розвитку, коли продовжується інтенсивний розвиток геосинклінальних поясів, йде формування нових гірських систем, нових океанів і континентів. Структурна еволюція Землі продовжується.

4. Ендогенна металогенія і її зв'язок з тектонічним розвитком Землі.

В.І.Смирнов поділяв еволюцію рудогенезу в історії Землі на п'ять періодів: місячний (понад 3,8 млрд. років); нуклеарний (3,8-3,0); протогеосинклінальний (3,0-1,9); інтрагеосинклінальний (1,9-1,5); неогеосинклінальний (менше 1,5). У свою чергу, вони поділялися на 11 металогенічних етапів (гренландський, кольський, біломорський, карельський, готський, гренвільський, байкальський, каледонський, герцинський, кіммерійський, альпійський). Розглянемо ці періоди й етапи з точки зору стадійності тектогенезу.

Місячна стадія (понад 3,8 млрд. років) відповідає гренландському металогенічному етапу. Щодо її металоносності немає майже ніяких даних, оскільки не збереглося ніяких слідів геологічної діяльності цього етапу. Вона вважається практично безрудною.

Нуклеарна стадія (3,8-2,5 млрд. років) охоплює кольський (3,8-2,8 млрд. років) і біломорський (2,8-2,3 млрд. років) етапи і відповідає більшій частини архею і низам протерозою. У цей час у давніх зеленокам’яних поясах Північної Америки, Австралії, Південної Африки та Індії формуються колчеданні гідротермальні (Норанда у Канаді, Біг Стаббі в Австралії) і золоторудні (Барбертон у ПАР, Калгурлі в Австралії, Колар в Індії та ін.) родовища. З заключними розшарованими інтрузивними серіями основного, ультраосновного і контрастного складу пов'язані магматогенні сульфідні мідно-нікелеві родовища Камбалді в Австралії, Седбері у Канаді, хроміт-титанові і платинові родовища Великої Дайки Зімбабве. Наприкінці стадії на території давніх ядер Сибірської, Африканської, Австралійської і Південноамериканської платформ йде формування слюдяних і рідкіснометальних пегматитів. У Південній Африці накопичуються унікальні золото- і уран-вміщуючи конгломерати Вітватерсранду.

Кратонна стадія (2,5-1,5 млрд. років) охоплює металогенічні етапи карельський і готський. Перший відповідає більшої частині протерозою. Його металоносність пов'язана з розквітом протогеосинкліналей, для яких характерний потужний базальтоїдний вулканізм. Відбувається формування найбільших басейнів і родовищ залізистих кварцитів (Кривбас, КМА, Великі озера Канади і США, Бразилія й ін.). З карельськими гранітоїдами асоціюють слюдяно-рідкіснометальні пегматити Феноскандії і Сибіру, з ультраосновними комплексами - родовища хромових руд і платини (Бушвельдський комплекс у ПАР), магматичні сульфідні мідно-нікелеві руди (Седбері у Канаді), апатит-магнетитові руди типу Кіруна у Швеції. Формуються колчеданні руди (Брокен-Хілл і Маунт-Айза в Австралії, Боліден у Швеції), мідноносні карбонатити (Палабора у ПАР, чорносланцеві товщі з стратиформним золотим зруденінням (Африка, США, Канада). Протягом готського етапу рудогенеруючі процеси загасають.

Континентальна стадія (1,5-0,25 млрд. років) охоплює гренвільський (1,5-1,0 млрд. років), байкальський (1,0-0,6), каледонський (0,6-0,4) і герцинський (0,4-0,25) металогенічні етапи і відповідає пізньому протерозою, рифею і палеозою.

Гренвільський етап ще недостатньо вивчений. З ним пов'язане утворення уранових родовищ Канади (Еліот-Лейк), деяких колчеданних і колчедано-поліметалічних родовищ (Суліван у Канаді), мідних і поліметалічних у Східному Сибіру, залізорудних скарнових Норвегії та ін.

Байкальський етап відповідає пізньому протерозою. Тут також переважають ендогенні родовища базальтоїдного ряду: титаномагнетити Канади, Норвегії (Егерзунд), Уралу (Кусинський район), колчеданні родовища Північної Америки і Сибіру (Холоднинське і Горівське), розвинуті також рідкіснометальні пегматити і грейзени (Єгипет, Уганда, ПАР, Австралія).

Каледонський етап приурочений до першої половини палеозойської ери. У цей час у геосинклінальних поясах Сибіру, Західної Європи, Австралії, Південно-Східної Азії відбуваються масштабні виливи підводних базальтоїдів, формуються численні колчеданні родовища (Фосен у Норвегії, Стекенек у Швеції, Ріо-Тінто в Іспанії, Бодвин у Бірмі). Менше розвинуті гідротермальні золоторудні і поліметалічні, карбонатитові, рідкіснометальні родовища, пов'язані з гранітами і грейзенами.

Герцинський етап відповідає пізньому палеозою, коли широко проявилися процеси геосинклінального тектогенезу, які супроводжувались інтенсивним магматизмом і рудоутворенням. З герцинськими базальтоїдами пов'язані магматичні родовища хромових і титанових руд Уралу, колчедано-поліметалічні - Уралу, Рудного Алтаю, Західної Європи. Орогенний гранітоїдний магматизм обумовив формування численних післямагматичних рудних родовищ: рідкіснометальних пегматитів, альбітитів, грейзенів, скарнів, гідротермальних родовищ. Процеси активізації платформ супроводжуються проникненням лужних порід з рідкіснометальною спеціалізацією (Кольський півострів, Норвегія), алмазоносних кімберлітів і рідкіснометальних карбонатитів Африканської і Сибірської платформ, траповим вулканізмом Сибірської платформи, з яким пов’язані магматичні сульфідні мідно-нікелеві родовища.

Континентально-океанічна стадія (менше 0,25 млрд. років) відповідає утворенню молодих океанів, інтенсивним геосинклінальним процесам у межах Середземноморського і Тихоокеанського складчастих поясів. Вона охоплює два металогенічних етапи: кіммерійський (250-100 млн. років) і альпійський (менше 100 млн. років).

Кіммерійський етап у цілому відповідає мезозою. У першу чергу він проявився в Тихоокеанському і Середземноморському рухливих поясах формуванням гранітоїдних серій з вулканогенними і післямагматичними родовищами руд кольорових, рідкісних, благородних і радіоактивних металів, а також розвитком масштабної рідкісноземельної мінералізації в зв'язку з процесами магматичної активізації Центральної Азії.

Альпійський етап, який продовжується донині, відрізняється особливо широким розвитком вулканічних поясів Тихоокеанського вогненного кільця з численними гідротермальними і гідротермально-метасоматичними родовищами Au, Ag, Sn, Pb, Zn, Cu. У межах Сибірської, Африканської і Північноамериканської платформ у цей же час знову формуються рудоносні карбонатити й алмазоносні кімберліти.

Таким чином, ендогенний рудогенез різної інтенсивності продовжувався протягом всієї геологічної історії Землі: він зростав від місячної стадії, досягаючи максимуму на кратонній стадії, зменшувався на байкальському і каледонському етапах континентальної стадії, а потім знову підсилювався для різних видів корисних копалин протягом герцинського і альпійського етапів. Для кратонної стадії особливо характерні родовища сидерофільних елементів (Fe, Cr, Mn, V, Ti. Pt, Au) і урану, а для континентальної і континентально-океанічної – літофільних (W, Sn, TR,Mo) і халькофільних (Co, Sb, Cu, Ag, Hg, Au) елементів. Родовища таких халькофільних елементів як свинець і цинк відносно рівномірно розподілені в геологічному часі. Тому в першому наближенні місячну стадію можна назвати безрудною (?), нуклеарну – стадією наростання сидерофільного зруденіння, кратонну – сидерофільною, континентальну – спаду сидерофільного зруденіння, континентально-океанічну – літофільно-халькофільною стадією. Така стадійність ендогенного зруденіння відображує загальну етапність розвитку земної кори, який супроводжується нарощуванням континентальної земної кори і її переробкою в зонах субдукції. Загальна спрямованість еволюції ендогенного зруденіння збігається з ростом значення гранітофільних родовищ і продуктів пізніх стадій розвитку геосинкліналей і зон активізації.

Д.В.Рундквіст та ін. [Критерии, 1986] вважає, що еволюція ендогенного рудогенезу йде шляхом переходу від глибинних родовищ до приповерхневих, від типових магматичних до пегматитових, скарнових, гідротермальних, високо-, середньо- і низькотемпературних, збільшення різноманіття генетичних видів родовищ, ускладнення їх складу і будови. Відзначається тісна кореляція рудогенезу з еволюцією геологічних структур. Так, В.И.Казанський розділяє рудоносні структури на: конструктивні, пов'язані з архейськими супракрустальними, ранньопротерозойськими рухливими і рифейсько-фанерозойськими складчастими поясами (характерні субмаринні колчеданоносні родовища); стабільні, пов'язані з давніми і молодими платформами (особливо характерні екзогенні родовища, у тому числі розсипні і палеорозсипні); деструктивні, до яких відносяться області протоактивізації, активізації і континентального рифтогенезу (характерні поліформаційні магматичні комплекси).

ЛИТЕРАТУРА

ОСНОВНА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М: Недра, 1989. 382 с.
2. Шевчук В.В., Лисак А.М. Геотектоніка. Текст лекцій. Львів: ЛНУ ім.Івана Франка,2000. 176 с.
3. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М: Недра, 1971. 548 с.
4. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М: Недра, 1985. 326 с.
5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: МГУ, 1995. 480 с.

ДОДАТКОВА

1. Апродов В.А. Вулканы. М: Мысль, 1982. 367 с.
2. Балуев А.С. Дуговые и кольцевые структуры Приазовского блока Украинского щита и их минерагеническая роль. // Геол.журн.,1986. Т. 46. № 4. С. 24-35.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М: Наука,1988.248 с.
4. Болт Б.А., Хорн У.Л., Макдональд Г.А., Скотт Р.Ф. Геологические стихии. М:Мир,1978.439с.
5. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л: Наука, 1984.
6. Геологические формации. Терминологический справочник. М: Недра, 1982. Т. 1, 2.
7. Геология Арктики. 27-й Международный конгресс Т.5. М.: Наука,1984, 167 с.
8. Геология континентальних окраин. (Ред. К.Берн и Ч. Дрейк). М.: Мир,1978, т. 1-3.
9. Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана. М: Наука,1991. 260 с.
10. Геология и полезные ископаемые Африки. Ред. В.Е.Хаин. М.: Недра, 1973. 544 с.
11. Геология и полезные ископаемые Африки. / Григорьев В.М. и др. М.: Недра, 1990. 415 с.
12. Геология Советского Союза. 27-й Междунар. геол. конгр. Т. 1. М.: Наука, 1984. 127 с.
13. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.:Недра,1978,т.1,2.
14. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М:Наука, 1987. 177 с.
15. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. Киев: Наукова думка, 1977. 120 с.
16. Гораи М. Эволюция расширяющейся Земли. М: Недра, 1984. 112 с.
17. Земля. Введение в общую геологию. М: Мир, 1974. Т. 1, 2.
18. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М: Наука, 1987. 205 с.
19. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М: Мир, 1983. 390 с.
20. Континентальные рифты. (Ред. И.Б.Рамберг, Э.П.Нейман). М.: Мир, 1981, 483 с.
21. Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. М.: изд-во МГУ, 1984, 334 с.
22. Косыгин Ю.А. Тектоника. М: Недра, 1983. 536 с.
23. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Лен.: Недра, 1986. 750 с.
24. Лукієнко О.І. Морфологічна тектоніка (на тектонофаціальній основі). Навчальний посібник. Київ: Київський університет, 2001. 68 с.
25. Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М: Наука, 1989. 216 с.
26. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М:Наука,1987.438с.
27. Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 335. Лен.: Недра, 1986. 228 с.
28. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М: Мир, 1977. 477 с.
29. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М: Недра, 1983.
30. Михайлов В.А. Магматизм вулкано-тектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 172 с.
31. Михайлов В.А. Корреляция тектоно-стратиграфических комплексов юго-восточного Сихотэ-Алиня. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997, том 5, N 4, С. 85-94
32. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М: Мир, 1985. 288 с.
33. Основы региональной геологии СССР. Учебник для вузов /Цейслер В.М., Караулов В.Б., Успенская Е.А., Чернова Е.С./ М.: “Недра”, 1984, 358 с.
34. Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере. // Геотектоника,1982.N 6. С.5-24

35. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Ранние стадии истории Земли. Л: Недра, 1981. 240 с.
36. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М, 1962. 293 с.
37. Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.
38. Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных метериков. Докембрий Африки. Л: Недра, 1977. 304 с.
39. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л: Недра, 1982. 343 с.
40. Семененко Н.П. Континентальная кора. Киев: Наукова думка, 1975. 198 с.
41. Справочник по литологии. М: Недра, 1983. 509 с.
42. Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материки. М: Мир, 1973. 104 с.
43. Теконика Азии. 27-й Международный геологический конгресс. Т. 5М.: Наука.1984,207 с.
44. Тектоника Африки. / Ред. Шуберт Ю., Фор-Мюре А. М: Мир, 1973. 540 с.
45. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М: Наука, 1991. 264 с.
46. Уеда С. Новый взгляд на Землю. М, 1980. 213 с.
47. Унксов В.А. Тектоника плит. М, 1981. 266 с.
48. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России. // Геол. И геофиз., 1999. Т. 40. N 11. С.1635-1645
49. Хомизури Г.П. Развитие понятия “Геосинкліналь”. М: Наука, 1976. 235 с.
50. Шевчук В.В. Методичні вказівки до лабораторних робіт з курсу “Геотектоніка”. Львів: ЛНУ ім.Івана Франка, 2000. 23 с.
51. Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М:Недра,1972.295 с.
52. Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. / Ред. Р.У.Фейрбридж. Л: Недра, 1980. 511 с.
53. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М: Недра, 1981. 245 с.
54. Bessoles B. Geologie de l’Afrique: le craton ouest-africain. Mem. BRGM, Fr., 1977. N 88. 403 p.
55. Caire A. Tectonique de la Mediterrance centrale // Ann. Soc. geol. Nord. Lille, 1970, p. 307-346.
56. Durand Delga M.,Fontbote J.M. Le cadre structural de laMediterranee occidentale. Mem. BRGM. N 115, p. 67-85. 1989.
57. Geology of the Cordilleran Orogen in Canada. Ed. by H.Gabrielse & C.J. Yorath. Ottawa,1992. 844 p.
58. Hees E.H.P. van, Shelton K.L., McMenamy T.A. et al. Metasedimentary influence on metavolcanic-rock-hosted greenstone gold deposits: Geochemistry of the Giant mine, Yellowknife, Northwest Territories, Canada. // Geology, 1999. Vol.27. N 1. P. 71-74.
59. Kumazawa M., Kawakami S. Whole Earth thectonics. J.Geol.Soc.Japan, 1994. V.100. N 1. P. 81-102.
60. Marcoux E., Milesi J.P. Lead Isotope Signature of Early Proterozoic Ore Deposits in Western Africa: Comparison with Gold Deposits in French Guiana. // Econ. Geol., 1993. V. 88. N 7. P. 1862-1879.
61. Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S. Towards a new paradigm of the Earth’s dynamic. J.Geol.Soc.Japan, 1994. V.100. N 1. P. 1-3.
62. Wright J.B., Hastings D.A., Jones W.B., Williams H.R. Geology and mineral resources of West Africa. London: George Allen & Unwin, 1985. 187 p.

1. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Препр.. М.: ГИН, 1987.236 с.
2. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М: Недра, 1977. 144 с.
3. Хеллем Э. Великие геологические споры. М: Мир, 1985. 216 с.