МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ

ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені В.Н. Каразіна

А.В. Матвєєв

ГЕОТЕКТОНІКА

Конспект лекцій

ХАРКІВ – 2012

1. предмет, задачі, розділи та методи досліджень Геотектоніки

Геотектоніка – це галузь геологія, яка разом з іншими геологічними науками вивчає будову та розвиток Землі. Сама назва складається з двох грецьких слів „гео” – земля та „тектоніка” – будова. Просто „тектонікою” деякі автори називають тільки морфологічну частину геотектоніки, тобто таку, що займається описом форм залягання, класифікацією структурних елементів тощо (Косыгин, 1988).

Об’єкт геотектоніки – це Земля в цілому, хоча сучасні можливості у вивченні глибоких сфер обмежені і геологічні дослідження в основному фокусуються лише на верхній оболонці земної кулі завтовшки у перші кілометри. Дані про глибоку будову планети зараз можна одержувати лише непрямим шляхом, більшою мірою, за результатами геофізичних досліджень та з джерел порівняльної планетології.

Предмет геотектоніки

Предметом досліджень геотектоніки є особливості будови та розвитку Землі, які переважно визначаються механічними процесами, що мають ендогенну природу. Під механічними процесами звичайно розуміють рухи та деформації у літосфері. Більшість хімічних та фізико-хімічних процесів, які відбуваються у різних сферах Землі, напряму до галузі інтересів геотектоніки не відноситься, але вони торкаються геотектоніки у той мірі, у якій ці процеси пов’язані з рухами та деформаціями.

Механічні процеси у літосфері можуть мати як ендогенне, так й екзогенне джерело енергії, до галузі геотектоніки відносяться в основному перші. Але, зважаючи на те, що різні типи енергії взаємно пов’язані, далеко не завжди можна відокремити одне від іншого рухи та деформації, зумовлені поверхневими та глибинними силами. Все ж такі сугубо екзогенні процеси, як зсуви, карст, обвали до сфери інтересів геотектоніки не відносяться, хоч й у той чи іншій мірі впливають на будову верхньої частини літосфери.

Задачі геотектоніки

Задачі геотектоніки можна поділити на дві категорії: інвентаризаційні та інтерпретаційні. До першої категорії відносяться: 1) вивчення структурних форм залягання гірських порід, їх характеристика та класифікація; 2) вивчення та опис сучасного просторого розподілення у літосфері цих структурних форм. Інтерпретаційні завдання більш різноманітні: 1) встановлення закономірностей у просторовому розподіленні структурних форм; 2) вивчення історії розвитку структурних форм, які спостерігаються, та виявлення таким шляхом характеру та спрямованості тектонічних рухів; 3) виявлення закономірностей у послідовності та взаємному зв'язку тектонічних рухів. Нарешті, геотектоніка вирішує ще одне завдання, яке має узагальнюючий характер, воно полягає у розробці геотектонічної теорії, тобто у поясненні тектонічних явищ у всьому їх обсязі.

Розділи геотектоніки

У англомовній геологічній літератури існує два терміни, які охоплюють галузь геотектоніки: structural geology та tectonic geology (geotectonics). Вони мають дуже близьке значення. Відміна полягає у тому, що перший термін використовується, головним чином, під час опису морфології та механізмів утворення окремих геологічних форм, другий – при вивченні крупних структурних форм та процесів їх утворення і трансформації. Ці дві дисципліни не мають чітких меж і сфери їх впливу значно перекриваються.

У вітчизняній науковій літературі ще з радянських часів склалася дещо інша термінологія. Виділяються три розділи геотектоніки: 1) структурна геологія, 2) регіональна геотектоніка, 3) загальна геотектоніка (Заика-Новацкий, Казаков, 1989).

Структурна геологія (або морфологічна тектоніка) вивчає форми залягання гірських порід та складає класифікації цих форм. Переважно вона розглядає структуру земної кори на рівні великомасштабного картування та малих структурних форм, які спостерігаються у відслоненнях. Крім цього в

структурній геології розглядаються питання напруженого стану геологічних тіл, еволюції складчастих та розривних форм, їх генезис та закономірності розміщення.

Регіональна геотектоніка займається описом регіонального розподілення структурних форм та вивченням історії розвитку геологічної структури окремих регіонів, її засоби дозволяють вивчати структурні форми, які виділені при дрібно- та середньомасштабному картування.

Загальна геотектоніка аналізує та узагальнює результати структурної геології та регіональної геотектоніки і на цій основі вивчає закони та механізми розвитку структурних форм, а у підсумку утворює загальну геотектонічну концепцію. Загальна геотектоніка розвивається у кількох напрямах, у її межах відокремилися: 1) історична геотектоніка, яка вивчає перебіг геоісторичних подій; 2) геодинаміку, предметом якої є дослідження фізичних умов тектонічних рухів та деформацій; 3) теоретичну геотектоніку, яка займається розробкою геотектонічних теорій.

Методи геотектоніки

Методи, які застосовуються при рішення задач геотектоніки, можна розподілити на три групи: загальнонаукові, спеціальні та методи суміжних наук.

До загальнонаукових належать порівняльний, порівняльно-історичний та актуалістичний методи. Порівняльний метод базується на логічному прийомі порівняння. Цей прийом відіграє велику роль під час опису та класифікації фактичного матеріалу. Порівняльно-історичний метод, який був обґрунтований К. Рульє у 1854 р., передбачає вивчення усіх природних явищ у тісному зв’язку та взаємодії з навколишнім середовищем з обов’язковим з’ясуванням їх походження, подальших змін та спадкоємністю. Актуалістичний метод був розроблений у кінці XVIII на початку XIX ст., одним з його батьків вважається Ч. Лайель. Актуалізм передбачає використання для реконструкцій геоісторичних подій минулого сучасних подій, але з урахуванням

спрямованого розвитку нашої планети, а також незворотності деяких природних процесів.

Спеціальні методи геотектоніки направлені як на вивчення морфології, так і генетичних особливостей структурних форм. До морфологічних методів відносяться геологічне картування та складання геологічних розрізів. Генетичні методи більш різноманітні: аналіз фацій та потужностей осадово-вулканогенних утворень, аналіз перерв та неузгоджень; аналіз формацій, кінематичний, динамо-кінематичний та палінспастичний аналізи, структурно-тектонічне та математичне моделювання.

У геотектоніці широко використовуються досягнення інших геологічних наук, зокрема при реконструкції тектонічних рухів та вивченні генезису структурних форм використовують геодезичні, геоморфологічні, геофізичні, літолого-палеонтологічні, геохімічні та інші методи.

2. ГОЛОВНІ ЕТАПИ РОЗВИТКУ ГЕОТЕКТОНІКИ ТА СУЧАСНІ ГЕОТЕКТОНІЧНІ ГІПОТЕЗИ

Розвиток геології завжди зумовлювався ступенем використання мінеральної сировини, тому про виникнення наукових представлень у геотектоніці, яку дуже важко було відокремити на ранніх стадіях розвитку від загальної геології, можна говорити від часу значного зростання розвитку гірничо-видобувної промисловості, яке сталося десь у другій половині XVII ст.

Донауковий етап (до другої половини XVII ст.)

В античний час погляди на утворення Землі були основані на спогляданні навколишнього світу, який складався з суші та моря. Морські простори були менш звідані, тому їм віддавалася першість, а суша розглядалася як вторинне утворення. В трактатах древньогрецького філософа Анаксімандра (VI–V ст. до н. е.) припускається, що Земля, яка має форму сплющеної кулі або циліндру, спочатку була повністю покрита водою, а потім вода під впливом сонячного тепла поступово випарилася, за рахунок чого оголився суходіл. Подібні погляди на тектонічні процеси мав й інший древньогрецький фі-

лософ Геракліт (VI–V ст. до н. е.). Пізніше Аристотель (IV ст. до н. е.) у своєму науковому трактаті „Метрологія” прийшов до висновку, що з часом може збільшуватися не тільки площа суходолу, але й моря. Древньогрецький географ Стратон (I ст. до н. е. – I ст. н. е.) вважав, що як материки, так й морське дно здатні здійматися та опускатися; він одним з перших пов’язав геологічні процеси на поверхні Землі з проявами її внутрішньої енергії.

В епоху середньовіччя в Європі досить скромні досягнення древніх філософів у геотектоніці були відкинуті, усі геологічні явища пояснювалися як прояв божої волі, а історія Землі розглядалася у межах біблейських легенд. На Сході у мусульманських країнах у середні віки природничі ідеї були більш прогресивними. У другій половині X ст. з’явився колективний трактат таємничої мусульманської ради „Брати чистоти”, в якому звертали до себе увагу думки про постійні зміни земної поверхні. Причини цих змін невідомі автори бачили у переміщені зірок та планет, запропонувавши таким чином астрономічну гіпотезу геологічних процесів. Майже у цей час близькі думки висловлював відомий вчений Ібн Сіна (980–1037).

Подальший розвиток природознавства пов’язаний з епохою європейського Відродження. Накопиченню геологічних знань сприяли мандрівки Марко Поло (біля 1254–1324), Х. Колумба (1451–1506), Васко да Гами (1469–1524), Ф. Магеллана (біля 1480–1521). Італійський енциклопедист Л. да Вінчі (1452–1519) також був прибічником безперервної мінливості земної поверхні. Він запропонував екзогенну гіпотезу, основану на русі води по земних протоках, яка пояснювала ці зміни.

Зародження практичної геології (друга половина XVII ст. – початок XVIII ст.)

У XVII ст. розвиток фізики, зокрема механіки, дав поштовх теоретичним та практичним дослідженням у геології. Усі геологічні процеси у той час пояснювалися механічними переміщеннями земної поверхні. Найбільш відомими були праці французького математика і філософа Р. Декарта (1596–

1650). За його уявленнями Земля раніш була небесним тілом, подібним Сонцю. Згодом вона охолола, але в надрах вогонь ще зберігся. Р. Декарт малював досить складну модель нашої планети: розпечене ядро покриває щільна оболонка, яка складається з речовини, подібної до речовини сонячних плям; вище знаходиться шар, утворений дрібними уламками нижньої оболонки; ще вище розташована водяна оболонка, а над нею поверхнева, складена каменем, глиною, піском тощо. Місцями ця поверхнева оболонка завалилася і вода затопила провали, за рахунок чого утворилися моря та океани. На суходолі з уламків виникли гірські хребти, в океані – острови. Пустоти заповнювалися димом і газами, які періодично займалися вогнем, внаслідок чого відбувалися землетруси та виверження вулканів.

Важливу, якщо не вирішальну, роль у становленні геотектоніки, як самостійного напряму геології, відіграли відомі принципи датського вченого Н. Стено (1638–1686). Базуючись на геологічних спостереженнях під час іригаційних робіт на півночі Італії, цей дослідник сформулював ряд положень – своєрідних постулатів геології, чотири з котрих прямо стосуються геотектоніки: 1) яка завгодно верства уявляє собою нескінченну безперервність, її можна простежити через долини; 2) кожна верства нашаровується у горизонтальному положенні, відхилення від якого є наслідком наступного порушення; 3) якщо горизонтальна верства лежить на похилій, то порушення залягання останньої відбулося задовго до утворення першого; 4) гори не є постійною величиною. Н. Стено вперше здійснив спробу оцінити структурні співвідношення, тобто те, що є предметом геотектоніки.

Зародження наукової геології (друга половина XVIII ст. – початок XIX ст.)

У XVIII ст. геологія вже остаточно оформилася у самостійну науку. Це стало можливим завдяки цілій плеяді видатних вчених, які працювали у цей час. В першу чергу це стосується французького природознавця Ж. Бюфона (1707–1788), російського вченого М. В. Ломоносова (1711–1765), шотландсь-

кого геолога Д. Хаттона (1726–1797) та німецького мінералога А. Вернера (1749–1817).

Ж. Бюфон припускав утворення Землі внаслідок зіткнення якоїсь комети з Сонцем. Своїм ударом комета надала життя кількам уламкам вогненної матерії, з яких утворилися планети. Тому спочатку Земля була розпеченою та рідкою, а потім поступово охолонула та затверділа. В процесі охолодження Земля проходила різні стадії свого розвитку, які Ж. Бюфон називав епохами. Ці епохи були детально описані французьким вченим у 36 томах „Природної історії", яка стала мабуть першою, хоч і наївною, але все ж історією геологічного розвитку Землі.

Значний внесок до геотектонічного вчення долучив знаний російський природознавець-енциклопедист М. В. Ломоносов, який першим класифікував тектонічні рухи, зокрема, він пояснив чому відбуваються зміни берегових ліній. В роботах М. В. Ломоносова багато уваги приділено питанням залягання та перетинання геологічних тіл, які пізніше розглядалися у межах структурної геології.

Капітальний труд Д. Хаттона „Теорія Землі" не був оцінений при житті вченого, але пізніше одержав визнання у всьому світі. Д. Хаттон писав не тільки про зміни поверхні Землі, але наголошував, що процес змін відбувався циклічно еволюційним шляхом. У середині Земля, за думкою шотландського геолога, мала тверде ядро, яке оточене розплавленою магмою. Зверху над магмою розташована тверда оболонка, у якій є значні порожнини. Усі зміни на поверхні Землі вчений пов'язував з магмою: підняття морського дна та утворення континентів і островів; виникнення складчастих та розривних структурних форм тощо. За схемою Д. Хаттона тектонічний процес – це підняття земної поверхні, яке супроводжується утворенням виверженних порід та позитивних фор рельєфу. Екзогенним процесам, під дією яких горні хребти руйнувалися, матеріал руйнування переміщувався та накопичувався у морях, відводилася другорядна роль. Завдяки працям Д. Хаттона значної популярності набули ідеї примата ендогенних процесів – плутонізму.

Як противага плутонізму у XVIII ст. набрав сил нептунізм, ідейним натхненником якого був німецький вчений А. Вернер. Нептуністи віддавали першість осадовим гірським породам та екзогенним процесам. А. Вернер вважав, що первинний океан повністю покривав земну поверхню, сама ж планета виникла внаслідок осадження солей з розчину. За уявами крайніх нептуністів на дні океану, де обстановка була спокійною, шляхом хімічного осадження кристалізувалися граніти, гнейси, базальти тощо, з яких виростали підводні гори. Коли рівень океану знижувався ці гори ставали вже суходільними. Причиною обміління океану стало розкладення води на „водотворну" та „кислотворну" речовини, тобто водень і кисень. Якийсь час у А. Вернера було багато учнів та прибічників у різних країнах, одною з причин цього є близькість поглядів нептуністів до офіційної церковної версії утворення Землі та всесвітнього потопу.

Епоха сучасних геотектонічних гіпотез (друга половина XIX ст. – перша половина XX ст.)

До сучасних геотектонічних гіпотез ми відносимо найрізноманітніші ідеї щодо утворення Землі або гороутворення, наслідки яких, навіть це можуть бути дрібні деталі, досі не втратили актуальність. Відлік таких гіпотез розпочнемо з відомої концепції кратерів підняттів Л. фон Буха (1774-1853).

Гіпотеза кратерів підняттів

На початку XIX ст., не зважаючи на високий науковий авторитет А. Вернера та очолюваної їм школи нептуністів, значне поширення одержала гіпотеза гороутворення, започаткована на основах плутонізму, – концепція кратерів підняттів Л. фон Буха.

Свої припущення Л. фон Бух базував на представленнях про наявність розпеченої речовини всередині нашої планети. Вогняні рідкі маси впливають на поверхневу тверду оболонку Землі та внаслідок вертикального підйому розривають її, що приводить до утворення складчастих та розривних структурних форм на поверхні.

Л. фон Бух вважав, що в центральних частинах гірських споруд завжди мають бути вивержені гірські породи, а самі споруди схожі на кратери підняття, звідки й пішла назва гіпотези. Свої припущення німецький вчений підкріплював аналізом геологічної будови Канарських островів, кожний з яких був утворений внаслідок вулканічного виверження.

Подальший розвиток гіпотези, яка розглядається, можна знайти в роботах ще однієї видатної людини XIX ст. А. Гумбольта, який пішов далі за Л. фон Буха. Він вважав, що знайшов відповідь на критичні зауваження щодо майже повної відсутності процесів формування кратерів підняттів у сучасну епоху. А. Гумбольт розмірковував таким чином: на ранніх стадіях розвитку Землі кора була тонка, тому її було легше зруйнувати. З часом охолодження планети в цілому призвело до збільшення товщини твердої кори, у зв'язку з цим стала менш помітною й дія внутрішніх сил.

Гіпотеза кратерів підняттів була досить простою і зрозумілою, тому багато з тих, хто цікавився питаннями геології, розділяли основні її положення. Але були й скептики. До останніх відносилися швейцарський геолого Г. Б. Сосюр та інші дослідники, які вивчали складчасту структуру Альпійських гір. Г. Б. Сосюр в 1796 р. знайшов в Альпах нахилені, перекинуті та лежачі складки, що зовсім не сходилося з уявленнями про вертикальні підняття ділянок земної кори, а свідчило про значний боковий тиск. Пізніше спостереження Г. Б. Сосюра були підтверджені іншими європейськими геологами. Це дало підставу для появи припущень щодо значної ролі у процесах гороутворення сил, які діють не у вертикальному, а у горизонтальному напрямі. Таким чином виникли сприятливі умови для появи нової гіпотези, якою й стала гіпотеза контракції.

Гіпотеза контракції

На початку XIX ст. з'явилася нова космогонічна гіпотеза, авторами якої були одночасно німецький філософ І. Кант та французький астроном, математик і фізик П. Лаплас. Згідно з цією гіпотезою усі тіла Сонячної системи

утворилися з єдиної газової туманності – небули. Обертання її навколо осі надало їй вигляд диска. Поступово охолоджуючись туманність зменшувалася, що приводило до збільшення швидкості обертання та росту відцентрової сили. З часом, коли в екваторіальній частині небули відцентрова сила перевищила силу тяжіння, по всій периферії туманності почали відділятися розпечені вогняні згустків матерії. По мірі охолодження ці згустки перетворилися на планети, а з ядра туманності сформувалося Сонце. Подальша еволюція Землі відбувалася на фоні охолодження, яке в першу чергу охопило поверхневу сферу. З цього й розпочинається гіпотеза контракції.

Спочатку утворилася порівняно тонка, тверда та холодна земна кора, під якою скривалися розжарені надра. Коли вони почали остигати, зменшився їх об'єм, речовина почала твердіти та стискатися. Реагуючі на зміни об'єму надр, раніш утворена тонка земна кора мала зморщуватися у складки. Спостереження в Альпах, де були описані різноманітні асиметричні складчасті форми, підтверджували цю гіпотезу. Найповніше гіпотеза контракції була сформульована у відомій праці французького вченого Е. де Бомона „Про гірські системи". Механізм контракції він описував так: повільне та безперервне охолодження Землі викликає послідовне зменшення довжини її середнього радіусу і це зменшення зумовлює у різних точках поверхні доцентровий рух, наближуючи кожну з них до центру. Утворення гір пояснювалося головним чином горизонтальним стисканням шарів гірських порід.

Зрозуміло, що внаслідок такого стискання мало значно скоротитися горизонтальне простягання ділянок земної кори, на яких концентрувалися ці сили. Згодом це теоретичне припущення було підтверджено математичними розрахунками. Швейцарський геолог А. Гейм підрахував, що абсолютне стискання для Альп склало 120 км; для інших гір, які знаходилися на меридіані Альп, величина стискання була ще більшою і складала біля 0,009 % окружності планети. Виходячи з цього, А. Гейм припускав, що радіус Землі внаслідок контракції зменшився на 60 км. Ці підрахунки значно укріпили позиції гіпотези.

Одним з головних теоретиків контракційної концепції був австрійський вчений Е. Зюсс, який виклав свій варіант гіпотези у трьохтомній праці „Лик Землі”. У цій роботі з позицій контракції розглядалася геологія практично усієї земної кулі. Е. Зюсс вважав, що складчастість та гороутворення невідривно пов’язані та не можуть існувати окремо одне від іншого. Він майже ігнорував коливальні рухи, допускаючи вертикальні рухи тільки у вигляді опускання. За думкою Е. Зюсса, виступи рельєфу утворюються лише складчастістю, а трансгресії і регресії моря викликаються виключно змінами рівня Світового океану внаслідок опускання його дна або накопичення осадків. Разом з цим у роботі австрійського геолога були дуже цікаві ідеї, які й досі не втратили свого значення. По-перше, Е. Зюсс першим запропонував розділяти тектонічні рухи на дві категорії: 1) тангенціальні, які формують складки, здвиги, скиди тощо, та 2) радіальні, які відповідають за утворення провалів, западин, грабенів. По-друге, вчений припустив, що розростання материків відбувається шляхом нарощування одвічних материкових ділянок за рахунок молодих поясів складчастості.

На початку ХХ ст. гіпотеза контракції була дуже популярною, хоча й мала значні вади. Зокрема, ніхто з її теоретиків не зміг пояснити, чому гороутворення відбувається лише на окремих ділянках, а не охоплює всю поверхню Землі. Мабуть спроби відповісти на це питання й привернули увагу до іншої гіпотези – геосинклінальної.

Геосинклінальна гіпотеза

У середині ХІХ ст. американський геолог Дж. Холл, який вивчав геологічну будову Аппалачів, знайшов, що у гірських областях не тільки з’являються складчасті форми, але й різко збільшується товщина відкладів порівняно до прилягаючих рівнин, де ці відклади залягають горизонтально або моноклінально. Дж. Холл пояснював цей збіг тим, що у морях накопичення осадків йде інтенсивніше, під впливом маси осадків у корі утворюються глибокі провали, причому, інтенсивність опускання є пропорційною тов-

щині шару осадків. Прогинання, за думкою Дж. Холла, призводить до порушення первинного залягання верств з утворенням складчастості.

Інший американець – Д. Дена, спробував пояснити, чому такі прогини та складчасті системи виникають не на всій поверхні планети. Він вважав. що Земля охолоджується подвійним шляхом: від центра до периферії та від периферії до центра. Внаслідок чого майже одночасно утворюються тверде ядро та тверда земна кора, між якими розташований шар рідкої речовини. Д. Дена припустив, що форма ядра неправильна і значно відрізняється від форми Землі, яка в цілому сферична. Тому відстань від поверхні до ядра у різних районах Землі неоднакова. Там, де вона порівняно невелика, охолодження надр відбувається швидше, внаслідок чого саме на цих ділянках формуються материки. У тих районах, де товщина шару розплаву велика, утворюються океани. За поглядами Д. Дена, розділення земної кори на континенти та океани з самого початку відбувалося в процесі твердіння кори. Континенти завжди зазнавали підняття, а океани опускання. Океани чинили на континенти боковий тиск, який призводив до виникнення прогинів, найглибокі з яких виникали у тілі континенту на границі з океанами. В подальшому такі області були ареною магматизму, метаморфізму та гороутворення. Д. Дена першим ввів до ужитку термін „геосинкліналь”.

Європейські геологи довгий час скептично відносилися до „американської” геосинклінальної гіпотези, але з часом з’явилися і європейські її варіанти. Професор Паризького університету Е. Оґ вважав, що геосинкліналі виражені глибоководними морями і океанами, то в них накопичуються виключно глибоководні осадки. Е. Оґ першим долучив у геосинклінальну гіпотезу температурний ефект. Він вважав, що потужні відклади геосинкліналей, занурюючись, досягають областей високих температур, внаслідок чого розм’якають, а товщі підвищеної пластичності більш інтенсивно дислокуються.

В подальшому на основі моделей геосинклінального розвитку Д. Дена та Е Оґа були розроблені десятки модифікацій цієї гіпотези, які ще й досі розділяються деякими геологами.

Гіпотеза ізостазії

У другій чверті XIX ст. англійськими геодезистами були одержані цікаві дані щодо розподілення мас на глибині в долина рік Інду та Гангу. Вони знайшли аномальне відхилення виска поблизу Гімалаїв та прийшли до висновку, що у надрах знаходяться якісь щільні маси. Майже одночасно, у 1855 році Дж. Ері і Дж. Пратт запропонували фізичні моделі, які пояснювали це явище. В результаті було введено поняття „ізостазії" – рівноваги, з чого одержала назву й відповідна геотектонічна гіпотеза.

Дж. Ері припустив, що кожній височині на поверхні Землі відповідає виступ, який повернений у надра. Виходячи з цього, на континентах земна кора має бути більш потужною, ніж в океанах, а сама товста кора розташована під океанами. В цілому ж кора плаває на пластичному мантійному субстраті подібно айсбергам в океані. Корні кори виглядають як збільшені дзеркальні відбитки поверхневого рельєфу. Дж. Пратт пояснював підвищення рельєфу зменшенням щільності вертикального стовпа під ними відносно щільності сусідніх стовпів під низьким рельєфом. Комбінацією моделей Дж. Ері та Дж. Пратта є прийняті нині механізми локальної компенсації, при яких змінюється як товщина кори, так і її щільність, але зберігається незмінною маса вертикальних стовпів вище деякого горизонту. Згідно з цим континенти підносяться над рівнем океану за рахунок того, що континентальна кора набагато легша та значно товща, ніж океанічна.

Гіпотеза континентального дрейфу

Наприкінці XIX ст. все більшу популярність одержують засновані на ідеї горизонтального руху мобілістські гіпотези, серед яких найбільшим визнанням користувалася гіпотеза континентального дрейфу (епейрофорезу)

А. Вегенера. Але, треба відзначити, що гіпотеза А. Вегенера була не єдиною і, навіть, як показав час, не самою вдалою серед подібних.

Головним поштовхом, який дав початок мобілістским ідеям, була подібність обрисів східних берегів обох Америк та західних берегів Європи і Африки. Цей факт дозволив багатьом дослідникам висловити припущення про рух материкових мас у різні боки та утворення Атлантичного океану. Серед цих дослідників був англійський фізик О. Фішер, який дав нарис такого пересування у роботі „Фізика Землі". О. Фішер вважав, що на Землі одночасно існують структури стискання та розтягання. До перших він відносив Тихоокеанський рухливий пояс, до других – структури розтягання у Атлантичному океані. Вивчивши особливості лавових потоків на Гавайях, він припустив, що океанічна кора утворюються за рахунок витоку базальтових лав з зон розтягання земної кори, а також те, що на периферії Тихого океану океанічне дно занурюється під острівні дуги. За механізм, який переміщує материкові блоки, О. Фішер вважав конвекційний рух глибинних флюїдів. Як видно, все, що запропоновано англійським фізиком дуже близьке до сучасних геотектонічних поглядів, але наприкінці XIX ст. ці ідеї значно випередили час і виглядали майже фантастично. Крім того робота О. Фішера та інших прибічників переміщення плит, не були відомі широкому колу геологів. Тому визнання мала не мобілістська концепція О. Фішера, а менш фантастична та більш розтиражована серед геологів гіпотеза дрейфу континентів німецького геофізика А. Вегенера.

Вихідними положеннями гіпотези дрейфу континентів були існування гранітного (сіалічного) шару, який залягає на базальтовій (сіматичній) підстілці. Передбачалося, що сіалічна кора розбилася на великі блоки (плити), які спочатку скупчилися на місці сучасної Австралії, а потім почали переміщуватися у західному напрямку внаслідок обертання Землі. Складчастість, за А. Вегенером, утворилася в результаті зім'яття плит у їх фронтальних частинах, а значні розломи та відділення глиб (островів) відбувалося на тилових ділянках материків як наслідок розтягання мас.

Вперше гіпотеза дрейфу континентів була опублікована у 1912 році, треба віддати належне її автору за дуже ретельне обґрунтування основних положень. З цією метою А. Вегенер використав дані палеокліматології, палеонтології, регіональної геології, біології, геофізики та ін. Саме це, на нашу думку, й зумовило визнання ідеї мобілізму. Книга А. Вегенера „Походження материків та океанів" витримала десятки видань у багатьох країнах, зауважимо, що вперше у Радянському Союзі вона була опублікована у 1925 році, а востаннє у 1976 році. Інтерес до гіпотези А. Вегенера на протязі такого довгого часу пояснювався тим, що вона стала вихідною точкою для розвитку нової глобальної тектоніки.

Гіпотеза Землі, що розширюється

Вперше ідеї утворення та трансформації Землі за рахунок розширення з'явилися у другій чверті XX ст. Найвідомішими з прихильників цієї концепції у той час були західноєвропейські вчені Б. Ліндеман та О. Х. Хільгенберг.

Товчком до виникнення гіпотези Землі, що розширюється, були нові дані щодо будови океанічної земної кори. Саме у цей час стало відомим, що океанічна кора принципово відрізняється від континентальної відсутністю „гранітного" шару, а також значно більш молодими осадовими відкладами. З цього з'явилося припущення, що колись земна куля була відносно малою та уся покривалися лише континентальною корою. Через якісь чинники внутрішня речовина планети почала розширюватися, „гранітна" кора луснула і почала розповзатися. Таким чином розкрилися океанічні западини, в які перетікали води, що раніш покривали поверхню малої Землі. Всі ці події привели до утворення океанів і материків.

Згідно підрахункам О. Х. Хільгенберга (1933), у кам'яновугільному періоді (350-300 років тому), коли планета ще була покрита суцільною континентальною корою, її діаметр складав 69% сучасного, тобто з того часу поверхня земної кулі збільшила більше, ніж удвічі.

Ідея розширення Землі, хоч й не мала обґрунтованої теоретичної бази, завжди притягувала до себе увагу відомих спеціалістів. Одним з них був угорський геофізик Л. Егьєд, який у 1956 р. запропонував свою гіпотезу утворення Землі, основану на ефекті розширення. За його думкою, с самого початку Сонце мало один супутник, яким був білий карлик, утворений з надщільної речовини. Внаслідок якихось причин супутник вибухнув, силою вибуху матерія карлика була розкидана на значній відстані від Сонця. Так утворилися планети, які складалися з надщільної речовини. Цей стан був нестабільним, тому почався процес переходу речовини до нормального тиску. В результаті щільність речовини зменшувалася, а об'єм збільшувався – Земля розширювалася.

У 1962 р. свою гіпотезу щодо розширення Землі запропонували В. Б. Нейман та І. В. Кирилов, які показали, що сучасні материки могли б зімкнутися на кулі з радіусом у два рази меншим, ніж у сучасної Землі; при цьому материки мали міняти орієнтацію та обертатися. Так у реконструкціях західні береги Північної та Південної Америки сполучені, Антарктида зажата між східним узбережжям Азії та Австралією. В. Б. Нейман та І. В. Кирилов вважають, що океани виникли після палеозою внаслідок розриву єдиної кори.

Як спробу пояснення механізму розширення можна розглядати гіпотезу первісно-гідридної Землі В.М. Ларіна. Згідно з нею у результаті радіогенного розігріву планета мала розшаруватися на кілька геосфер. У внутрішніх частинах внаслідок високого тиску залишилися стійкими гідриди металів, які оточені оболонкою з металів, що містять розчинений водень. В процесі еволюції Земля одержує земне ядро, яке постійно зменшується, металічну мантію та силікатно-окисну кору. З зовнішніх геосфер водень у значній мірі дегазується. Результатом дегазації є прогресуюче пульсаційне розширення Землі, пов'язане з ущільненням надр у зв'язку з розкладенням гідридів. У складі гідридів метали позбавляються від своєї зовнішньої електронної оболонки, утворюючи з воднем іонний зв'язок. А радіус атома метала без зовнішньої оболонки у середньому у два рази менше радіусу самого атома. Це дає змогу

гідридам вміщувати велику кількість водню. Припускається, що в умовах надвисокого тиску ущільнення іонів металів у гідридній формі може досягати восьмиразового перевищення.

Наведені гіпотези Землі, що розширюється, пропонують сценарії значного збільшення радіусу Землі, але є версії й незначного розширення. Ю. А. Трапезніков (1963) пов'язував розширення Землі зі зменшенням гравітаційної постійної, яка, згідно з гіпотезою Іордана – Дірака про залежність гравітаційної постійної від віку Всесвіту, з кембрію до наших днів зменшилася на 4 %.

Гіпотези, які базуються на розширенні Землі, досить популярні й нині, хоч сама ідея збільшення розмірів нашої планети не узгоджується з гравітаційними силами та гравітаційним полем Землі. Численні виміри гірського тиску у гранітному шарі показали, що кора відчуває на собі не розширення, а загальне тангенціальне стискання.

Пульсаційна гіпотеза

При наявності гіпотези стискання і гіпотези розширення Землі не могла не з'явитися концепція, яка б помірила ці два протилежні погляди, таку роль зіграла пульсаційна гіпотеза.

Товчком до розробки цієї гіпотези стали дані про періодичні трансгресії та регресії Світового океану. Виходячи з постійного об'єму води на поверхні Землі, трансгресії моря легко зіставити з періодами збільшення поверхні земної кулі, а регресії – з періодами її зменшення. Серед батьків пульсаційної гіпотези були німецький вчений А. Ротплетц, американський геолог А. Гребо та ін. Найцікавіші варіанти цієї гіпотези запропонували радянські геологи М. А. Усов, В. А. Обручев та Є.Є Мілановський.

В. А. Обручев вважав, що вся історія Землі складалася з фаз розширення і стискання, які закономірно змінювали одна іншу. Під час фаз розширення переважали вертикальні рухи, які були орієнтовані вздовж радіусу земної кулі. При цьому у рухливих поясах кора розтягується, розтріскується, внаслі-

док цього формуються активні структурні форми з інтенсивним прогинанням та накопиченням осадків. З фазами розширення пов’язувалася магматична діяльність – магма занурювалася у земну кору та виливалася на поверхню по тріщинах, які виникали при розширенні. Фази стискання характеризувалися суттєвими горизонтальними напруженнями, за рахунок чого у прогинах, які сформувалися на протязі попередньої фази, потужні товщі осадків зминалися у складки, утворювали гірські системи.

Слабким місцем пульсаційної гіпотези був механізм цього процесу; В. А. Обручев основним чинником розширення земних надр вважав фазові переходи речовини. За його версією після фази стискання земна кора ставала малопроникною для глибинних флюїдів та енергії. Це спричиняло до накопичення тепла, яке виділялося при радіоактивному розпаді, та розігріву підкорової мантії, що у підсумку зумовило фазовий перехід речовини з твердого стану до рідкого. Розширення надр приводило до деструкції земної кори та утворення нових геосинклінальних поясів. Тепло активно виносилося з надр на поверхню з лавою, гарячими газами та термальними водами, поступово надра охолоджуються, ущільнюються та зменшуються в об’ємі. На зміну розширенню приходить стискання і надра запечатуються знову. Ці події повторювалися неодноразово.

Є.Є. Мілановський прийшов до пульсаційної ідеї, шукаючі противагу тектоніці літосферних плит. Він зіставив дані щодо епох складчастості (стискання), періодів активізації рифтовых зон та проявів вулканізму, а також евстатичних циклів. З цього вийшло, що кількість евстатичних циклів дорівнюється числу циклів тектонічної активності; регресії відповідають епохам посилення деформацій, а трансгресії – епохам рифтогенезу, тобто розтягання. Узагальнення усіх цих даних приводить Є. Є. Мілановського до висновку про пульсації Землі.

Ротаційна гіпотеза

Наприкінці XIX ст. видатні російські географи А. А. Тілло та А. І. Воєйков звернули увагу на те, що найбільш високі гори у північній півкулі розташовані між 30º та 40º п. ш. Дещо пізніше була запропонована ротаційна гіпотеза, яка мала пояснити цей феномен. Як основне джерело тектонічних процесів у цій гіпотезі розглядалася енергія, яка виникала внаслідок зміни швидкості обертання Землі навколо своєї осі.

Відомо, що швидкість обертання зумовлює форму планети, чим менша кутова швидкість обертання, тим більш кулеподібною стає форма Землі. Ця закономірність добре простежується і для інших планет Сонячної системи. Найменше полярне стиснення мають Марс та Земля, які й обертаються з найменшою швидкістю, та, навпроти, Юпітер і Уран, які швидко обертаються навколо своєї осі, мають найбільше полярне стиснення. Астрономічні спостереження показують, що в сучасну епоху дійсно швидкість обертання Землі змінюється, більш того встановлено сповільнення кутової швидкості на 1,6-2,4 с у 100 тис. років.

Внаслідок сповільнення обертання форма Землі має все більше наближуватися до сферичної, при цьому полярні області мають здійматися, а екваторіальні – опускатися. За підрахунками М. В. Стоваса, за останні 2 млрд. років площа земної поверхні у екваторіальному поясі внаслідок зменшення швидкості обертання планети мала б зменшитися на 184 тис. км^2 та приблизно на стільки ж збільшитися у полярних областях. За рахунок цього екваторіальний діаметр планети міг зменшитися, а полярний – зрости. Ці зміни, якщо вони мали місце, не могли не призвести до значних перебудов земної кори десь посередині між полюсами та екватором, тобто у районі 35-х паралелей північної та південної півкуль.

Згідно уявленням прибічників ротаційної гіпотези, тектонічні перебудови відбуваються періодично по мірі того, як зростання швидкості набуває критичного значення. Розрахунки Л. С. Лейбензона показують, що накопичення напруги, необхідної для подолання опору кори, настає тоді, коли шви-

дкість обертання зменшується на 11 хвилин. Якщо виходити з сучасної швидкості подовження земних діб, то можна припустити, що критичне значення має накопичуватися приблизно раз у 30-40 млн. років. Відомо, що саме з такою періодичністю відбуваються значні тектонічні події.

Гірські системи, яки мають виникати за ротаційною гіпотезою, повинні орієнтуватися у широтному або близькому до нього напрямі. Але широко відомі великі гірські споруди, які орієнтовані меридіанально, наприклад, Анди, Кордильєри, Урал та ін. З позицій ротаційної концепції це пояснюється кардинальною зміною у часі положення земної осі, що не має інших свідоцтв. Ще однією слабкою стороною гіпотези є майже повне ігнорування ролі в утворенні гірських споруд глибинних процесів, що суперечить численним натурним спостереженням.

Гіпотеза глибинної диференціації

Якщо ротаційна гіпотеза не бере до уваги глибинні процеси, то гіпотеза глибинної диференціації, яку запропонував у 60-ті роки XX ст. В. В. Бєлоусов, навпаки, повністю базується на активних процесах, які відбуваються у надрах нашої планети.

За думкою В.В. Білоусова, головним процесом, яки зумовлює розвиток земної кори та верхньої мантії, є диференціація речовини верхньої мантії під впливом радіогенного розігріву. Цей процес відбувався більшою мірою під геосинкліналями, які й характеризуються суттєво підвищеним тепловим потоком та активним магматизмом. Внаслідок нерівномірного розігріву у мантії розплавлений базальтовий матеріал збирається у великі тіла – астеноліти, які завдяки своїй легкості по ослабленим зонам прориваються уверх до підніжжя кори. Накопичуючись у підошві кори, а іноді й прориваючись на поверхню, астеноліти розігрівають кору, викликають її дегранітізацію, перетворюючи „гранітний” шар на „базальтовий”. Осадові гірські породи у цей час піддаються гнейсифікації та перетворюються на граніти. Таким чином, відбувається-

ся перетворення земної кори: осадовий шар трансформується у „гранітний", „гранітний" – у „базальтовий", а останній асимілюються астенолітом.

Утворення нахилених та перекинутих складок, насувів та інших структурних форм, які не можуть утворюватися під час вертикальних рухів, В.В. Бєлоусов пояснював гравітаційним зісковзуванням поверхневих шарів зі схилів підняттів, які зростають.

Як вважав В. В. Бєлоусов, диференціація речовини верхньої мантії та пов'язаний з нею процес розвитку геосинкліналей продовжувався аж до самого кінця палеозою. В той час, за думкою автора, на Землі океанів ще не було і вода концентрувалася у мілководних внутрішньоконтинентальних морських басейнах. На межі палеозою та мезозою відбувся докорінний здвиг у розвитку Землі – утворилися океанічні западини. Це відбулося внаслідок активізації розігріву мантійної речовини та виділення великої маси розплавленого ультраосновного та основного матеріалу. Цей матеріал у величезній кількості вилився на поверхню та занурився у континентальну кору, значно збільшив вагу останньої. Кора почала тонути у в'язкорідкій мантії та розплавлятися у ній. В результаті кора повністю оновилася – на місці, де раніш була континентальна кора, з'явилася океанічна, цей процес В.В. Бєлоусов назвав океанізацією. Процес океанізації супроводжувався виділенням великої кількості води, яка й заповнила тільки-но утворені океанічні западини, сформувавши таким чином Світовий океан. В. В. Бєлоусов припускав, що океанізація земної кори йшла від периферії до центру, у зв'язку з чим серединно-океанічні хребти є реліктами континентальної кори. Сучасні дані про будову, вік та роль серединних хребтів повністю спростовує це припущення.

Тектоніка літосферних плит

З 60-их років XX ст. геологічна наука відчула значних змін, які були зумовлені появою нових даних у різних галузях геологічних знань. Інтенсивне вивчення ложа океанів дало змогу виявити докорінні відміни океанічної земної кори від континентальної, відкрити світову систему серединно-

океанічних хребтів. Застосування геофізичних даних дозволило підтвердити існування у верхній мантії так званої ослабленої зони – астеносфери. Відкриття явища залишкової намагніченості та інверсій магнітного поля Землі дали змогу реконструювати горизонтальні переміщення крупних поверхневих блоків. Все це знову підштовхнуло геологічний світ до ідей мобілізму. Саме в цей час сформувалися перші положення тектоніки літосферних плит (нової глобальної тектоніки), яку нині більшість спеціалістів розглядає як сучасну геотектонічну теорію.

Вперше у достатньо повному вигляді концепція нової глобальної тектоніки була опублікована у 1967-68 роках у серії статей в американському геофізичному журналі „Journal of Geophysical Research”. Серед батьків нової гіпотези були Г. Хесс, Р. Дітц, Дж. Уилсон, Дж. Дьюі, Д. Каріг та ін. (Dietz, 1961; Hess, 1962).

Основні положення тектоніки літосферних плит полягають у такому:

1. Земна кора та верхня частина мантії складають пружну та відносно крихку оболонку – літосферу, яка підстелюється більш пластичною та менш в’язкою астеносферою.

2. Літосфера поділена на відносно невелику кількість (6-8) крупних плит, жорстких та внутрішньо монолітних, вздовж границь яких концентруються практично уся тектонічна та сейсмічна активність.

3. Літосферні плити відчувають одна відносно іншої переміщення трьох типів: а) розсування у рифтових долинах серединно-океанічних хребтів; б) стискання у зонах субдукції; в) здвиг вздовж трансформних розломів.

4. У якості головного чинника відносного переміщення літосферних плит розглядається теплова конвекція у мантії Землі; рифти серединно-океанічних хребтів розташовуються над висхідними гілками конвективних потоків, зони субдукції співпадають з низхідними гілками, океанічна літосфера рухається від рифтів до зон субдукції, за рахунок зчеплення з горизонтальними відрізками мантійних потоків.

5. Відносне переміщення літосферних плит по поверхні Землі відбувається згідно з законами сферичної геометрії.

Нова геодинамічна модель

За останні 40 років тектоніка літосферних плит зазнала значних змін, але основна концепція залишилася. Зміни стосуються окремих обстановок та одної з найменш досліджених ланок нової глобальної тектоніки – енергетичного забезпечення горизонтального руху. Більш того з'ясувалося, що утворення структурних форм на ранніх стадіях розвитку Землі не завжди може бути пояснене рухами плит. Нові ідеї щодо цього поступово накопичуються і в останній час все частіше мова йде про нову геодинамічну модель, яка не відкидає тектоніку літосферних плит, а, по суті, асимілює її.

Земля у вертикальному перетині досить неоднорідна, але за характером домінуючих процесів можна виділити три досить однорідні сфери: тектоносферу (земна кора, верхня мантія та перехідний шар), нижню мантію і ядро. У тектоносфері панує тектоніка літосферних плит (плейт-тектоніка), у нижній мантії – тектоніка вертикальних струминних потоків (плюм-тектоніка), у ядрі – тектоніка росту (розростання внутрішнього ядра за рахунок зовнішнього).

Занурюючись у зонах субдукції літосферні плити затримуються на глибині біля 670 км (границя між перехідним шаром мантії та нижньою мантією) і накопичуються там. При досягненні критичної маси матеріал плит провалюються до нижньої мантії і згодом досягає ядра. Занурення принесеного зверху матеріалу у ядро порушає рівновагу та викликає підняття мантійних струменів – плюмів від границі ядро–мантія (Marujama, 1994). Піднявшись до рівня 670 км ці плюми розщеплюються, проникають до верхньої мантії та зароджують тут висхідні течії, над якими утворюються осьові зони серединно-океанічних хребтів. Це перехід від плюм-тектоніки до плейт-тектоніки.

В історичному аспекті розвиток Землі починався з тектоніки росту – з утворення ядра. Цей режим згодом змінився плюм-тектонікою, яка вже в археї у верхніх оболонках Землі замістилася плейт-тектонікою.

3. УТВОРЕННЯ ВСЕСВІТУ ТА БУДОВА ЗЕМЛІ

З 1965 року, коли А. Пензіасом та Р. Вілсоном було відкрито мікрохвильове „реліктове” випромінювання, походження Всесвіту пов’язують з Великим вибухом (Рускол, 2002). За цією концепцією акт утворення Всесвіту відбувся, можливо, біля 14 млрд. років тому та був надзвичайно бурхливим. Уся енергія та маса Всесвіту до вибуху була сконцентрована у сингулярності з часом 0. До відмітки 10^{-11} с більша частина енергії Всесвіту містилася у випромінюванні, а після цієї відмітки – у речовині. З часу 3 хв. 44 с починається утворення стабільних ядер легких елементів – водню, гелію; ера космологічного нуклеосинтезу продовжувалася 30 с. Через 1 хв. концентрація гелію у Всесвіті досягла 15-25%, решту цього газу було вироблено вже у надрах зірок. Утворення галактик, зірок почалося десь з мільйон років після Великого вибуху. Синтез елементів, важчих за водень і гелій, відбувався значно пізніше – після утворення зірок. Гелій космологічного походження перетворювався у зірках першого покоління разом з деякою кількістю гелію зіркового походження у вуглець, з якого потім синтезувалися більш важкі елементи до заліза включно. Всі інші важкі елементи утворюються внаслідок реакцій синтезу під час сполохів наднових зірок у зовнішніх їх оболонках.

Як свідчать дані астрофізиків (Muro, 2001), багато зірок з великою масою швидко гинуть, їх час існування не перевищує кількох мільйонів або десятків мільйонів років, але інші можуть існувати мільярди років, тобто їх життя за тривалістю порівняно до часу існування галактики. До таких зірок відноситься і наше Сонце, яке є жовтим карликом. Поодинокі зірки, які подібні Сонцю, це зірки другого, а можливо й третього покоління. У нашій Галактиці вони є скоріш виключенням, ніж правилом (їх не більше 25%), бо більшість складають подвійні або потрійні системи. Тільки поодинокі стабільні зірки здатні на утворення планетних систем. Вони переважно концентруються до площини Галактики та її спіральних рукавів, де виникають газопилові хмари з атомарним воднем.

Планети утворюються з газопилових тароподібних планетарних дисків. Досі немає однозначності у питанні про те, як скупчення протопланетної речовини перетворюється у планету. Дослідження виявлених навколозіркових дисків у туманності Оріона, яка розташована у тому ж спіральному рукаві нашої Галактики, що і Сонячна система, показало (Throop et al., 2000), що усього за 100 тис. років у дисках можуть утворюватися частки розміром біля 5 мкм. Незважаючи на руйнівний вплив надпотужного ультрафіолетового випромінювання молодих зірок, частина дисків виживає. У внутрішніх кільцях диску, де сили тяжіння особливо великі, а пилові скупчення відрізняються особливою щільністю, частки, які зіштовхуються, здатні утворювати міцні зерна з силікатів. Ці зерна приблизно за 100 тис. років об'єднуються у крупні з метровим діаметром тіла, які досить стійкі. Силікатні тіла здатні протистояти космічному випромінювання, тому їх розглядають як зародки планет – планетозімалі. Якщо впродовж 1 млн. років до початку активного функціонування протозірки (тобто до моменту включення ядерного механізму перетворення водню у гелій) система планетозималей не утвориться, то від протопланетного диска нічого не зостанеться – його буде розсіяно. Утворення планет земного типу з планетозималей та їх диференціація на оболонки відбувалися також достатньо швидко – десь за 10^7-$5 \cdot 10^7$ років (Рускол, 2002).

Перша гіпотеза про утворення Сонячної системи, яка заслуговує на увагу, з'явилася у 1796 році: П. Лаплас висунув ідею про формування Сонячної системи з первинної холодної газопилової туманності. Як припускав П. Лаплас, ця туманність (на латині – небула, з цього гіпотеза одержала назву небулярної) виникла внаслідок концентрації розсіяної міжзоряної речовини під дією взаємного притягання його часток згідно з законом всесвітнього тяжіння. Первинна газопилова туманність не була ідеальною кулею, а її краї знаходилися за теорією вірогідності на неоднаковій відстані від найближчої туманності або зірки, тому й притягувалися тією не з однаковою силою. Цієї нерівноваженості достатньо для того, щоб завдати небулі первинний товчок, який придав їй обертальний рух. У туманності, яка обертається, обов'язково

має з’явитися сила тяжіння, під дією якої небула почала стискатися. Зменшення радіусу туманності відповідно визвало збільшення швидкості обертання. В результаті газопилова куля оберталася все швидше і швидше, нарешті наступив момент, коли відцентрова сила на екваторі врівноважила силу тяжіння, і від нього почали відшаровуватися кільця. Речовина цих кілець, які оберталися, під дією взаємного тяжіння часток почала конденсуватися у планети. Подібні думки щодо утворення планет висловлював майже одночасно з П. Лапласом відомий філософ Е. Кант, тому цю гіпотезу часто називають гіпотезою Канта – Лапласа.

Наприкінці XIX ст., коли стало відомо, що температура у надрах Землі дуже висока, багато спеціалістів віддавали пальму першості гіпотезі про первинно гарячу Землю, яка при утворенні була розпеченою кулею, а потім поволі охолоджувалася з поверхні. Не сприяло популярності гіпотези Канта – Лапласа й те, що дві планети Сонячної системи оберталися у бік, протилежний усім іншим планетам і Сонцю. На початку XX ст. Т. Чемберлен та Ф. Мультон висунули планетезимальну гіпотезу утворення планет сонячної системи. Згідно з нею колись поблизу від Сонця пройшла інша зірка; при цьому взаємне тяжіння вирвало з кожної з них по гігантському шматку зіркової речовини, які, з’єднавшись, утворили міжзоряний міст, який згодом розпався на окремі згустки – планетозімалі. Ці планетозімілі поступово охолоджувалися і перетворилися у планети та їх супутники. Планетозімальна гіпотеза має багато слабких місць, тому згодом знову прийшлося повернутися до „холодної” гіпотези. З’явилися нові її модифікації, які вже були позбавлені недоліків, властивих варіанту П. Лапласа. О. Ю. Шмідт вважав, що газопилову хмару захватило вже існуюче у той час Сонце. Ще більш популярна модель К. фон Вайцзекера, в якій туманність, що обертається, є не гомогенною кулею, як у П. Лапласа, а системою різношвидкісних вихрів. Нині також припускають, що газ та пил у газопиловій туманності вели себе по-різному: пил збирався у плоский екваторіальний диск, а газ утворював кулеподібну хмару, яка густішала по направленню до центру туманності. В подальшому пил ек-

ваторіального диска злипався у планети, а газ під власною вагою розігрівся так, що перетворився у Сонце.

Про будову однієї з цих планет, а саме Землі, ми знаємо дещо більше. Тверда частина Землі за даними геофізичних досліджень розділяється на чотири геологічні оболонки: земну кору, мантію, зовнішнє та внутрішнє ядро. Про те, яким шляхом та коли ця складна система сфер утворилася існують різні точки зору. Багато прибічників диференціації первинної земної речовини. Зокрема, О. П. Виноградов пов'язував утворення складної оболонкової будови Землі з процесами зонної плавки мантійної речовини. Під впливом енергії гравітаційного стискання Землі та радіоактивного розпаду, за його думкою, відбувався розігрів планети. Більш розігріті маси, яки залягають нижче, переміщуються внаслідок конвекції уверх та переплавляють покрівлю розплавленої зони. Верхні менш нагріті маси переміщуються униз та кристалізуються. При цьому відбувається розділення компонентів розплавленої зони за температурою плавлення та питомою вагою. Більш сучасна гіпотеза (Природа.., 1975) базується на ідеї утворення зірок з газопилових скупчень у процесі їх гравітаційного стискання. Згідно цім представленням, сфери Землі виникли незалежно одна від одної за дискретною схемою конденсації протопланетного диска. В подальшому оболонки, які виникли, можуть ускладнюватися вже шляхом диференціації речовини.

Земна кора

Земна кора практично щільним шаром вкриває поверхню Землі, її товщина змінюються від 0 до 70-75 км. В цілому вона дуже різноманітна за речовинними складом, структурою, фізичними властивостями, фазовим станом. За цими показниками земна кора під океанами та континентами найбільш суттєво відрізняється, тому традиційно розглядають два основні типи кори – океанічну та континентальну.

Кора океанів має трьохшарову будову. Перший або осадовий шар складений осадовими породами та осадками, має товщину не більше 1 км у

центральній частині та до 10-15 км на периферії океану. Другий або базальтовий шар, товщиною 1,5-2,0 км, складається в основному з покривів толеїтових базальтів з поодинокими тонкими прошарками осадових порід; у нижній частині шару розвинені дайки долеритів. Третій шар складається з порід типу габро з підпорядкованими ультраосновними різновидами. Склад перших двох шарів океанічної кори вивчений за даними буріння, третього – за матеріалами глибинного драгування в зонах трансформних розломів.

Земна кора континентів має товщину у середньому 35-40 км, але під гірськими спорудами може досягати 50-70 км, а іноді й 75 км. Зараз використовується чотирьохшарова модель континентальної земної кори. Перший або осадовий шар звичайно має товщину до 20-25 км, складений він осадовими породами. Незважаючи на однакову назву, перші шари океанічної та континентальної кори суттєво відрізняються не тільки за товщиною та складом, але й за віком. Вік континентальних осадових порід може змінюватися у дуже широкому діапазоні – від 2,5 млрд. років до голоценового, тоді як в океанах породи першого шару датуються віком не древніше, ніж 180 млн. років (середня юра). Три інші шари називають консолідованою корою. Раніш цю частину кори ділили на два шари: гранітний (гранітно-метаморфічний, гранітно-гнейсовий) та базальтовий (гранулiт-базитовий). Вони розділялися так званою поверхнею Конрада (К). Зараз на основі глибокого буріння з’ясовано, що поверхня Конрада, яка фіксується за сейсмічними даними, з геологічними границями збігається не завжди. Тому, виходячи з загальних розумінь про збільшення ступеню основності гірських порід та ступеню метаморфізму з глибиною, В. В. Білоусовим та Н. І. Павленковою у 1985 році було запропоновано виділяти у складі консолідованої кори три шари, які розділяються вже двома поверхнями Конрада ($К_1$ і $К_2$). Ці шари одержали умовні назви гранітного, діоритового та базальтового.

Крім двох розглянутих типів земної кори часто виділяються проміжні різновиди: субконтинентальна та субокеанічна кора.

Мантія

Нижня границя земної кори і під океанами, і під континентами проводиться по розділу Мохоровичича (Мохо, М); саме ця поверхня відділяє земну кору від мантії. Визначається поверхня Мохо за сейсмічними даними, а точніше за стрибком швидкості повздовжніх хвиль з 7,5-7,7 до 7,9-8,2 км/с. Іноді границя Мохо має складну будову, тоді виділяють кілька таких поверхонь (M_1, M_2...), подібна ситуація, наприклад, спостерігається під Українським щитом.

Тектонічна природа поверхні Мохо трактується по-різному. Зокрема, існує точка зору (Леонов, Перфильев, 1999), що ця границя є глибинним зривом, а частина корових розломів – структури оперення цього зриву. По поверхні М, як припускають автори цієї гіпотези, відбувається прослизання кори відносно верхньої мантії. Як доказ цього припущення, зазнається, що в абсолютній більшості випадків поверхня Мохо представляє собою границю тектоничного розшарування Землі.

Мантія – це силікатна оболонка, яка простежується до глибини 2900 км. Виокремлюють верхню мантію – до глибини 400 км, перехідний шар Голіцина – на глибинах 400-670 км, та нижню мантію – на глибинах 670-2900 км.

На основі інтерпретації даних сейсмічного зондування передбачається, що щільність верхньої мантії з глибиною зростає від 3,30 до 3,70 г/см^3, далі у шарі Голіцина цей показник підвищується до 4,65 г/см^3. Перехідний шар поступово переходить у нижню мантію, біля її підніжжя щільність речовини досягає 5,60 г/см^3. Підвищення щільності пов’язується з поступовим ущільненням речовини. Особливо помітним ефект ущільнення силікатів стає у шарі Голіцина. Вважається, що тут відбуваються мінеральні переходи, зокрема, олівін одержує кристалічну структуру шпінелі, а піроксени – ільменітові, а потім й найщільнішу перовскітову структуру. На більших глибинах більшість силікатів, вірогідно, тільки за виключенням енстатиту, розпадаються на прості окиси з найщільнішою упаковкою атомів.

Структура мантії, особливо верхньої, достатньо складна та помітно змінюються як у радіальному, так і у латеральному напрямку. Разом с тим, представлення про наявність у мантії інтенсивних конвективних рухів, які неодноразово перемішують її речовину, дають підставу багатьом спеціалістам говорити про відносно однорідний склад цієї земної сфери. Припускається, що в сучасний період мантія складається з океанічних лерцолітів, які відслонюється у трансформних розломах поблизу рифтових зон. Експериментально доказано, що з лерцолітів можуть бути виплавлені толеїтові базальти, подібні до тих, які складають другий шар океанічної кори, а у залишку зберігається гарцбургіти, які зустрічаються вже у нижній частині океанічної кори.

Земне ядро

Швидкість повздовжніх сейсмічних хвиль у ядрі різко зменшується, а поперечні хвилі зовсім затухають. Звідси виходить, що зовнішнє ядро рідке, але глибше виділяється ще внутрішнє жорстке ядро. Крім сейсмічних даних про рідкий стан речовини у зовнішньому ядрі свідчать й інші непрямі дані. Зокрема, саме цим пояснюється існування вікових варіацій магнітного поля Землі, появлення яких у суцільно твердій планеті не можливе.

За даними сейсмічної томографії поверхня земного ядра нерівна, на ній існують помітні відхилення від рівноважної фігури еліпсоїду обертання приблизно на 6 км. Передбачається, що ці нерівності представляють собою корені висхідних та нисхідних конвективних потоків у нижній мантії.

Прямих даних про склад ядра немає, але є дані експериментів з ударним стисненням металів та їх сполучень, а також дані про розповсюдження хімічних елементів у Сонячній системі. На їх основі встановлено, що біля 90% речовини ядра складає залізо, щодо 10%, які залишаються, існують різні припущення. Температура плавлення заліза 4300-4000ºС, тоді як реальна температура на межі мантії та ядра не перевищує 2600ºС. Тобто якщо б ядро було чисто залізним, його речовина не могла б бути у розплавленому стані, а це означає, що зовнішнє ядро складається зі сплаву заліза з якимось легким

хімічним елементом, який декілька понижує щільність ядерної речовини та різко зменшує її температуру плавлення. Серед таких елементів розглядають кисень, кремній, сірку та водень.

Найменш вірогідною є домішка кремнію, по-перше за термодинамічними міркуваннями: у присутності окису заліза силіцид заліза нестійкий і розпадається з утворенням SiO^2 та відновленням заліза до вільного стану. Крім того, ніде у метеоритній речовині силіцид заліза не зустрічався. Сірка є вірогідним кандидатом на місце домішки до заліза у земному ядрі, але вважається, що цей хімічний елемент не може бути присутній у великій кількості на планетах земної групи. Сірка концентрується на планетах, віддалених від Сонця, так, відомо, що поверхня одного зі супутників Юпітера – Іо, суцільно покрита морем із сірки.

Багато геохіміків вважають, що домішкою у ядерній речовині може бути кисень. Дефіциту кисню на Землі немає, це дає підстави припустити, що саме цей хімічний елемент присутній і й ядрі. Такий склад ядра добре узгоджується з процесом гравітаційної диференціації земної речовини. Якщо прийняти, що такий процес існує, то завдяки ньому зараз генерується гравітаційна енергія, десь на порядок більша, ніж енергія радіоактивного розпаду. Розрахунки показують (Озима, 1990), що в цьому випадку з мантії до ядра переходить приблизно 150 млрд. тон на рік ядерної речовини. Єдиними компонентами, які підходять на цю роль у мантії, є окисли заліза, їх сумарний вміст у нижній мантії досягає 8%.

Літосфера і астеносфера

Земна кора, мантія, ядро – це поняття геологічні, речовинні; при їх виділенні на перше місце ставилися геологічна будова та склад речовини тої чи іншої земної сфери. За іншими ознаками, а саме за фізичним станом речовини, виділяються літосфера та астеносфера. В поняття „літосфера” і „астеносфера” укладаються не хімічні характеристики, а реологічні властивості (властивості текучості).

Літосфера – поверхневий шар Землі, який відрізняється міцністю і високою в'язкістю; на більшій частині Землі він охоплює земну кору та верхню частину мантії. Підошва цього шару, вірогідно, співпадає з ізотермою, яка відповідає солідусу, тобто відбиває появлення області початкового плавлення порід. Літосфера відрізняється пружними властивостями у верхній частині та пружно-пластичними – у нижній. В побудовах концепцій ізостазії та неомобілізму літосфера розглядається як тонка пружна оболонка, яка плаває на рідкому субстраті та здатна вигинатися під дією навантажень. Літосфера не може бути континентальною або океанічною, кожна літосферна плита несе земну кору різних типів. Виділення літосфери має зміст тільки тоді, коли вона протиставляється астеносфері.

Астеносфера – більш пластична, менш в'язка оболонка Землі, ніж літосфера; її реологічні властивості відповідають стану часткового плавлення порід. Передбачається, що астеносфера має в'язкопластичні властивості та теоретично в ній можуть виникати конвекційні течії, робота яких і викликає переміщення жорстких літосферних плит. Астеносфера залягає у 2-3 км від поверхні дна океану під рифтовими зонами серединноокеанічних хребтів, на глибині до 80-100 км на периферії океанів; у межах склепінних підняттів молодих гірських споруд – на глибині 20-25 км, під платформами вона не простежується до глибини 150-200 км. Останнє дає основу одним авторам говорити про переривистість астеносфери та наявність коренів континентів, інші вважають, що астеносфера існує повсюдно, але може залягати глибоко – глибше 200-250 км. В'язкість, глибина залягання та товщина астеносфери є функцією величини теплового потоку.

4. ІСТОРІЯ ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ

Матеріальні джерела викликають утворення фізичних полів, це повною мірою стосується й таких великих об'єктів, як наша планета. Серед основних фізичних полів Землі звичайно розглядають поле сили тяжіння, теплове та магнітне поле. Виходячи з того, що багато методів, які застосовуються у гео-

тектоніці, використовують дані про сучасне та древнє геомагнітне поле, зупинимося на його історії детальніше.

Походження магнітного поля Землі

Згідно сучасним представленням, геомагнітне поле виникає внаслідок руху рідини усередині земного ядра. Основою цього є теорія „гідродинамо", яка була запропонована у 1919 р. англійським фізиком-теоретиком Джозефом Лармором для пояснення походження магнітного поля Сонця. Ця гіпотеза передбачає, що всередині Сонця циркулює рідина, яка проводить електрику; при русі вона взаємодіє з первинним магнітним полем, що нарешті зароджує постійне магнітне поле. Назва „динамо" була дана цій гіпотезі за аналогією з процесом, який має місце в електричних динамомашинах. Рух рідини подібний до обертань ротору. Постійний магнітний струм утворює постійне магнітне поле.

Як видно, теорія „гідродинамо" потребує наявність хоча б незначного магнітного поля. Таке запалювальне поле може виникнути внаслідок гіромагнітного ефекту. Цей ефект полягає в тому, що тіло, яке обертається, намагнічується у напрямі вісі обертання. Доказано, що лише 10^{-10} частина магнітного поля Землі може бути зумовлена гіромагнітним ефектом.

Сучасне магнітне поле Землі нагадує поле, яке утворюється постійним магнітом (магнітним диполем), розташованим у центрі Землі та направленим північним полюсом до півдня. У наш час диполь відхилюється на кут приблизно 11º30′ від напряму вісі обертання Землі.

Залишкова намагніченість

У склад багатьох утворюючих земну кору гірських порід входять мінерали, які містять залізо; мова йде в основному про магнетит та титаномагнетит. Частки цих мінералів, одного разу намагнітившись, за певними умовами зберігають свідоцтва про це, що й називається залишковою намагніченістю.

Механізм цього явища такий. Доки речовина, у якій вкраплені окисли заліза, знаходиться у розігрітому стані, магнітні моменти атомів орієнтовані

хаотично. По мірі того, як породи охолоджуються, ситуація змінюється. Нарешті, коли температура розплаву досягає певної точки, ця точка має назву точка Кюрі, усі магнітні моменти повертаються у один бік, приймаючі напрям оточуючого магнітного поля. Так, для титаномагнетиту точка Кюрі знаходиться у межах 200-400ºС. Коли речовина починає кристалізуватися у магнітному полі при температурі вище точки Кюрі, вона одержую сильну та стабільну намагніченість, паралельну напряму зовнішнього магнітного поля. Якщо після цього речовина знову не розігрівається до критичної точки, то магнітні моменти застигають у тому положенні на мільйони років. Залишкова намагніченість має складові, які дуже стійкі до розмагнічування як перемінним магнітним полем, так і термічним.

Зрозуміло, що залишкова намагніченість притаманна виверженим породам; коли вивергається магма, її температура перевищує 1000ºС, що вище точки Кюрі для феромагнітних мінералів. Застосування тільки вулканічних порід для вивчення історії геомагнітного поля значно обмежує можливості методу, тому у 50-ті роки минулого сторіччя почали виміряти палеомагнітні параметри у осадових породах. Намагніченість осадів розглядається як об’єднання двох складових: первинної намагніченості, яка виникла під час осадконакопичення, та в’язкої намагніченості, яка з’явилася поступово під дією геомагнітного поля з часу утворення осадку. Для того, щоб виділити первинну залишкову намагніченість, яка необхідна для розшифровування древнього магнітного поля, вторинну намагніченість видаляють методом розмагнічення перемінним током. Для оцінок залишкової намагніченості осадових порід використовують аутигенні феромагнітні мінерали, зокрема, глауконіт.

Інверсії геомагнітного поля

У 1906 р. у Франції було вперше знайдено гірські породи, які мали залишкову намагніченість, протилежну сучасній. З цього часу почали вивчати інверсії геомагнітного поля, які виражені у різкій зміні полярності цього поля на протилежну. Інверсії в історії Землі відбувалися з грубою періодичністю.

Головне питання теорії геомагнітних інверсій – це питання про те, чи властиві інверсії самому механізму геомагнітного динамо, чи вони відбуваються внаслідок порушення роботи цього механізму під дією сторонніх процесів. Е. Булард показав, що однодискове динамо при любих умовах роботи не може самотужки змінювати напрям свого поля на зворотній. В моделі подвійного динамо, за даними Т. Рікітакі, інверсії поля можливі. А. Кокс запропонував зовнішній по відношенню до геомагнітного динамо механізм інверсій. У ньому зміни полярності є результат взаємодії між мимовільними повільними коливаннями геомагнітного динамо та декотрим швидким випадковим процесом. При цьому повільні коливання притаманні дипольному полю, а випадкові варіації – недипольному полю. Необхідною умовою зміни полярності на зворотну є збіг мінімум магнітного моменту центрального диполя з сильною флуктуацією векторної суми моментів ексцентричних диполів у зворотному напрямку. Тоді обернене поле (R-поле), яке виникло, буде посилене та в подальшому коливання магнітного моменту центрального диполя будуть відбуватися вже у негативній області. У моделі А. Кокса дипольна частина геомагнітного поля під час інверсії зникає і залишається тільки його недипольні компоненти.

Відрізок часу, коли інверсія відбувається, достатньо своєрідний. Обертання полярності геомагнітного поля супроводжується зменшенням у 2-10 разів і більше напруженості поля. Після початку падіння напруженості поля та перед самою зміною його напряму спостерігається збільшення дисперсії локальних напрямів поля. Тривалість інверсії складає від $1 \cdot 10^3$ до $2 \cdot 10^5$ років.

Існує достатньо багато свідоцтв про зв’язок геомагнітних інверсій з тектонічними процесами. Так, у фанерозої існували, змінюючи один одного, три режими геомагнітного поля – мегазони, яким приблизно відповідають палеозойська, мезозойська та кайнозойська ери. Крім того, у палеомагнітній шкалі виділяються 11 крупних підрозділів – гіперзон, які можуть бути порівняні за обсягом з системами. Циклічність розвитку геомагнітного поля висловлюється у повторенні великих інтервалів частих інверсій приблизно че-

рез 200 млн. років. Ці інтервали тяжіють до кінцевих етапів геотектонічних циклів – каледонського, герцинського і альпійського, або до найважливіших епох складчастості. Епохи тектогенезу запізнюються відносно критичних геомагнітних інтервалів. Різниця у часі між початком критичного інтервалу палеомагнітного поля та початком тектонічної епохи змінюється від 15 до 70 млн. років. Якщо припустити, що джерело енергії тектогенезу та геомагнітного динамо одне – диференціація мантійної речовини на границі ядро - мантія, то ці запізнення легко пояснюються. На будь-який суттєвий перерозподіл енергії у ядрі геомагнітне динамо має реагувати миттєво, внаслідок чого геомагнітне поле дестабілізується. Відведення ж теплової енергії конвекцією потребую певного часу.

5. ДЖЕРЕЛА ЕНЕРГІЇ ТЕКТОНІЧНИХ ПРОЦЕСІВ

Проблема енергетичного забезпечення тектонічних процесів є однією з найважливіших у тектонофізиці. На основі даних, які ми зараз маємо у розпорядженні про будову Землі та її склад, можна припустити, що теплове поле нашої планети зумовлено радіоактивним розпадом та гравітаційною диференціацією надр.

Радіоактивний розпад досі розглядається як один з основних факторів енергетики тектогенезу, на його долю за сучасними оцінками приходиться до 15% енергії розігріву нашої планети. Джерела розігріву – уран і торій, а також радіоактивний ізотоп калію – ^{40}К. Найбільшого вмісту радіоактивні елементи досягають у гранітоїдах та осадових породах, які утворюють верхню частину земної кори. У базальтовому шарі їх менше і зовсім мало в ультрабазитах верхньої мантії. Природно, що і здатність гірських порід генерувати тепло різна, найбільша вона у гранітів. На континентах основна доля тепла утворюються в корі, а в океанах тепло надходить переважно з мантії і лише невелика його частина генерується у базальтовому шарі.

Гравітаційна диференціація надр за сучасними представленнями – основне джерело глибинного тепла. Ідею гравітаційної диференціації речовини

Землі пов’язують з ім’ям О.Г. Сорохтіна (Сорохтин, Ушаков, 1991). Як відомо, що майже на 90% наша планета складається з чотирьох хімічнх елементів – кисню, кремнію, алюмінію та заліза. Зважаючи на суттєві зміни щільності земної речовини з глибиною, про що говорилося вище, зрозуміло, що більш легкі зовнішні шари планети складаються переважно зі сполук кремнію, а важкі внутрішні – заліза. У протопланет ній хмарі, з якої згодом утворилися Земля, ці хімічні елементи не були ідеально перемішані, тому у подальшому почалася їх диференціація під дією сили тяжіння, важкі елементи поступово опускалися до центру планети, тоді як легкі тяготили до поверхні. Розглянемо детальніше цей процес у подумки вирізаному вертикальному стовпі земної речовини, основа якого – центр Землі, а вершина – поверхня. Залізу, яке постійне переміщуються униз, зміщує центр тяжіння стовпа до його підошви. При цьому потенційна енергія стовпа, яка пропорційна добутку маси тіла на висоту його підйому, постійно зменшується. Сумарна ж енергія Землі, згідно до закону збереження енергії, незмінна; з цього витікає, що потенційна енергія, яка втрачається у процесі гравітаційної диференціації, може перетворюватися лише у кінетичну енергію молекул – тобто виділятися у вигляді тепла. Розрахунки показують, що при цьому виділялася досить велика кількість енергії, якої достатньо для того, щоб розігріти надра первинно холодної Землі до розтопленого стану. На основі балансових розрахунків геофізики припускають, що температура надр Землі лише місцями доходила до 1600ºС, в основному вона складала біля 1200ºС, а це означає, що наша планета ніколи не була повністю розплавленою.

Основною силою, яка живить тектонічне життя Землі, є енергія гравітаційної диференціації надр; відповідно, коли цей процес закінчиться, наша планета стане геологічно неактивною, подібною до Місяця. Знов таки за розрахунками, до нашого часу вже 85% заліза, яке було у Землі, опустилося у її ядро, а на те, щоб занурилася решта 15% треба десь біля 1,5 млрд. років.

6. ТЕКТОНІЧНІ РУХИ ТА МЕТОДИ ЇХ ВИВЧЕННЯ

Під тектонічними рухами звичайно розуміють переважно механічні переміщення у літосфері, які викликають зміни структури геологічних тіл. Поняття про тектонічні рухи з'явилося ще в античний час і з початку розвитку геології визначилося як найважливіше.

Класифікації тектонічних рухів

Одна з перших, якщо не перша, класифікація тектонічних рухів належала М.В. Ломоносову, який ще у XVIII ст. розділяв рухи земної кори на повільні і швидкі, пов'язуючи з останніми землетруси. Пізніше цю ж ідею було покладено до класифікації рухів американського геолога Г.К. Джилберта (1890), яка була трохи згодом конкретизована німецьким тектоністом Г. Штілле. Пізніше завдання групування тектонічних рухів пробували вирішувати багато геологів, в тому числі такі відомі спеціалісти у галузі структурної геології, як О.П. Карпінський, М.С. Шатський, М.М. Тетяєв та інші (Соловьев, 1992).

За класифікацією Джилберта – Штілле тектонічні рухи підрозділялися на епейрогенічні (такі, що утворюють континенти) та орогенічні (утворюючі гори). У розумінні Г. Штілле епейрогенез – це повільні та тривалі підняття великих областей земної поверхні, які супроводжуються трансгресіями та регресіями морів та не викликають суттєвих змін структури земної кори цих областей. Орогенез – це короткочасні рухи, які проявляються лише епізодично, але зі значною інтенсивністю і викликають перебудову земної кори та виникнення гірського рельєфу. Характеризуючи орогенез, Г. Штілле наголошував на тому, що інтенсивні короткоплинні тектонічні рухи відбуваються одночасно на відносно обмежених територіях у різних частинах Землі. Тобто кожна тектонічна подія, за думкою німецького геолога, мала планетарне поширення, але її відбитки можна було фіксувати лише у межах нестійких ділянок земної кори. Ця ідея лягла як основа у виділення орогенічних фаз

Штілле, які, не зважаючи на те, що давно вже доведена асинхронність тектонічних рухів, й досі використовуються.

У сучасній геотектоніці використовуються класифікації тектонічних рухів, запропоновані В.Є. Хаіном та В.В. Бєлоусовим (Хаин, 1984). Генетична класифікація базується на визначенні глибини залягання джерела рухів. А визначається ця глибина за таким принципом: чим ширше площа, яка охоплена рухами та деформаціями, тим глибше лежить джерело їх збудження. За цією класифікацією розрізнюють рухи: 1) поверхневі (верхньокорові); 2) корові; 3) глибинні (верхньомантийні); 4) над глибинні (загальномантійні). Кінематична класифікація враховує наявність вертикальних та горизонтальних рухів; причому вертикальні підрозділяються на коротко- та довгоперіодичні. Обидва типи підрозділяються на повільні (вікові) та швидкі (сейсмогенні), а також на інтенсивні та слабкі.

Крім цього існує та широко використовується класифікація тектонічних рухів за часом, коли вони відбулися. Це древні та новітні рухи. У рамках новітніх виділяють ще молоді та сучасні рухи. В основу цієї класифікації покладено засіб фіксування та вивчення рухів.

Сучасні тектонічні рухи та методи їх вивчення

Сучасні рухи – це рухи останніх трьох століть, тобто такі, що фіксуються з використанням інструментальних геофізичних методів. Вперше інструментальні методи для вивчення тектонічних підняттів та опускань були застосовані у XVIII ст. А. Цельсієм, який зробив з цією метою засічки на гранітних скелях шведського узбережжя Балтійського моря. Пізніше у XIX ст. за такими засічками у Швеції та Фінляндії було встановлено, що північна частина узбережжя піднімалася, а південна – опускалася.

В наш час для вивчення вертикальних сучасних рухів використовують водомірний метод та повторне нівелювання; для вивчення горизонтальних рухів – метод повторних тріангуляцій або трилатерацій (Хаін, 1984).

Багаторічне вивчення сучасних тектонічних рухів показує, що відбуваються вони зі швидкістю від часток до декількох міліметрів у рік, рідко більше 10 мм/рік. У більшості випадків знак рухів співпадає зі структурним планом місцевості, що показую на спадкоємність розвитку підняттів та прогинів. Швидкість сучасних вертикальних рухів виявляється на один-два порядки вище, ніж виміряна методом аналізу потужностей для древніх рухів. Це, вірогідно, пояснюється тим, що вертикальні рухи мають коливальний характер і для древніх рухів ми оцінюємо алгебраїчну суму коливань за досить великий час.

Для вивчення горизонтальних рухів літосферних плит застосовуються різні сучасні методи вимірювання відстані між віддаленими пунктами: 1) позиціонування з допомогою штучних супутників Землі (GPS); 2) інтерферування з наддалекою базою – реєстрація радіосигналів від квазарів (радіозірок); 3) з допомогою лазерних відбивачів на Місяці та штучних супутниках. Похибка цих вимірювань складає усього кілька сантиметрів, тому їх точності достатньо для того, щоб визначити горизонтальні переміщення плит впродовж кількох років. Одержані дані, зокрема NACA, підтверджують зміщення літосферних плит у напрямках, які передбачаються теоретично, зі швидкістю 1,5-7,0 мм на рік.

Значний прогрес у вивченні сучасних тектонічних рухів пов’язується з застосуванням глобальної системи визначення місця знаходження (GPS – Global Positioning System). Система GPS складається з 24 штучних супутників, які двічі на добу обертаються навколо Землі за дуже точною орбітою та передають на Землю інформацію. Для ефективної роботи GPS має „бачити” щонайменше три таких супутника. Використовуючи дані про графік роботи супутників та їх орбіти, які зберігаються у пам’яті приймача, GPS може визначати віддаленість та місце знаходження якого завгодно супутника, і за цією інформацією розраховувати координати точки на поверхні Землі.

Молоді тектонічні рухи та методи їх вивчення

До молодих відносять тектонічні рухи голоценового часу, тобто ті, що відбулися впродовж останніх 10-12 тис. років. Для їх вивчення використовується історико-археологічний метод.

Суть цього методу полягає у дослідження слідів життєдіяльності людини. У давнину люди селилися переважно поблизу берегової лінії моря, де легше було добувати харчі, тому сучасне положення залишків поселень є свідоцтвом вертикальних тектонічних рухів. Так, прибережні низинні частини Скандинавських країн, які зараз найгустіше заселені, не несуть слідів древнього проживання (окрім стабільних ділянок Данії та півдня Швеції), з цього можна зробити висновок, що ще кілька тисяч років тому ці ділянки були морським дном. Найдревнішу культуру Феноскандії – арктичний палеоліт, або культура комса (9-6 тис. років тому), знайдено у Норвегії та Мурманській області Росії на терасі висотою 20-35 м. Це дає підставу припустити, що ці прибережні ділянки піднеслися, а море відступило.

По берегах Осло-фіорду (Норвегія) знайдено поховання часів вікінгів (VII-IX ст.). Вікінги ховали своїх вождів разом з кораблем – дубовою баркою довжиною майже 22 м. Зрозуміло, що такі важкі судна у той час не можна було транспортувати далеко від берегової лінії. Але усі три відомі поховання кораблів розміщуються на висоті кількох метрів над нинішнім рівнем моря. За цими даними встановлено, що за час, який пройшов з моменту поховання, відбувалося підняття території з середньою швидкістю 2 мм/рік.

Новітні тектонічні рухи та методи їх вивчення

До категорії новітніх відносять рухи, які відбувалися в останні сорок мільйонів років, тобто після олігоцену. Саме новітні тектонічні рухи утворили риси сучасного рельєфу земної поверхні, тому головними методами їх вивчення є геоморфологічні методи. До них відносять: орографічний, батіметричний, морфометричні, вивчення морського узбережжя, вивчення річкової мережі та річкових долин, вивчення поверхонь вирівнювання тощо.

Вивчення морського узбережжя

На морському узбережжі для виявлення та кількісної оцінки підняттів та опускань берегів використовується природний репер – рівень моря. Найкращі умови для цього – ділянки розвинення морських терас. Морські тераси – це полого нахилені у бік моря майданчики, які відповідають верхній частині колишньої материкової мілини, яка примикає до древнього берегового уступу. Тильний шов терас відповідає береговій лінії часу формування тераси. Терасові „сходи" утворюються внаслідок двох причин: 1) глобального пониження рівня Світового океану і 2) підняття суши. У першому випадку тераси простежуються на однаковій висоті вздовж усього узбережжя, у другому – висота значно змінюються.

Цікаву тектонічну інформацію приносить вивчення морфології берегів. Для берегів, які опускаються, характерний різко порізаний контур з численними затоками, мисами, півостровами. На шельфі навпроти таких берегів часто спостерігаються сліди затопленого наземного рельєфу: підводні продовження річкових долин, морські гряди, дюни, бархани, болота, ліси тощо. Щодо берегів, які підіймаються, то їм властиві більш-менш вирівняні контури, переважно акумулятивний тип берега, устя рік у вигляді дельт, підняті коралові рифи.

Вивчення річкової мережі та річкових долин

Вже саме положення річкової долини в багатьох випадках вказує на тектонічні обставини: вони розвиваються переважно вздовж розривних порушень та зон підвищеної тріщинуватості. Тектонічна перебудова території, по якій протікає річка, приводить до помітних змін не тільки у структурі річкової мережі, але й у будові річкової долини. Внаслідок перебудови структурного плану річки змушені пристосовуватися до антиклінальних підняттів, які зростають. Найбільш активні з цих підняттів відхиляють течію ріки та викликають вигин річища. Такі вигини часто є причиною річкових перехватів – розширення одного басейну за рахунок іншого. Якщо річковий потік має значну енергію, ріка може подолати підйом складки та зберегти своє попере-

днє положення за рахунок поглиблення річища. Так утворюються антецедентні долини – прориви рік скрізь більш молоді антиклінальні форми.

Форма повздовжнього та поперечного профілів та будова долини ріки також може нести корисну тектонічну інформацію. Ділянки відносних піднять характеризуються збільшенням уклону річища, спрямленням та зникненням меандр, звуженням заплави. Алювій у такому випадку збільшу представлений грубими різновидами та має невелику товщину. Ширина долини теж невелика, тераси вузькі, але досягають значної величини над річищем, в основному цокольного або ерозійного типу. Ділянки відносних опускань мають іншу будову: уклін річища зменшується, заплава та вся долина розширюються, з’являються меандри. Алювій на таких ділянках відноситься до заплавної та старичної фацій, складений мілким матеріалом. Тераси широкі, акумулятивного типу, порівняно нечисленні.

Вивчення поверхонь вирівнювання

Поверхні вирівнювання або пенеплени утворюються у гірських країнах і представляють собою відносно слабкохвилясті нагорні рівнини, які розташовуються майже горизонтально або полого нахилені.

Пенеплени зрізують складчасту структуру гірських споруд та утворюють у їх рельєфі своєрідні сходи. Найбільш висока та найдревніша поверхня займає центральну частину хребта, інколи захоплює його головний вододіл. Решта поверхонь вирівнювання розвинена на периферії хребта та розташовуються концентрично. Первинно поверхні вирівнювання були денудаційними рівнинами. Утворення їх „сходів” пов’язано з періодичним оживленням та посиленням висхідних тектонічних рухів. Підняття викликають активізацію попятної глибинної ерозії, яка поширюється від суміжних басейнів передових та міжгірних прогинів. Ерозія та площинний змив, який за нею слідує, частково знищують більш ранню поверхню вирівнювання та утворюють нову на більш низькому рівні. Цей процес звичайно не доходить до кінця та переривається новою фазою здимання. В результаті у центральній частині гірської споруди зберігаються останці більш древнього пенеплену. Деякі утруд-

нення викликають визначення віку окремих поверхонь вирівнювання, бо вік континентальних порід, які тут розвинені, не завжди може бути точно встановлений. У таких випадках звертаються до співставлення з корелятивними відкладами суміжних седиментаційних басейнів, зокрема передгірних та міжгірних прогинів. У їх розрізах часу утворення кожної поверхні вирівнювання відповідає пачка порід, які характеризуються градаційною верствуватістю, тобто починаються з більш грубих різновидів (початок врізання) та закінчується дрібнозернистими (кінець формування поверхні) утвореннями.

Древні тектонічні рухи та методи палеотектонічного аналізу

Для вивчення древніх тектонічних рухів не придатні засоби, з допомогою яких досліджуються сучасні та новітні рухи. Древній (доміоценовий) рельєф майже ніде не зберігся, тому геоморфологічні методи не ефективні. Вивчення древніх рухів базується на застосування методів палеотектонічного аналізу, а саме аналізу фацій, потужностей, формацій, перерв та незгідностей тощо.

Аналіз фацій

Аналіз фацій оснований на вивчення розподілення фацій на площі та виявлення перепадів висот у часи, до яких відноситься досліджуваний горизонт. Розподілення фацій відбиває топографію дна морського басейну та його берегів. Зважаючи на те, що рельєф є віддзеркаленням тектонічної структури, за фаціальними даними можна відновлювати області підняттів та опускань. Області стійкого осадконакопичення великих внутрішньоматерикових водойм – завжди зони тектонічних опускань, і, навпаки, області суходолу – підняттів. З метою аналізу розподілення фацій будують спеціальні карти фацій та літолого-палеогеографічні карти. На них звичайно штриховими знаками показують літологію порід, а кольоровими – умови утворення.

Як відомо, у морських та озерних басейнах у напрямку від берегу спостерігається така послідовність осадків: галька – гравій – пісок – алеврит – глина – мергель – вапняк (кремениста порода). У прибережній частині басей-

нів ця послідовність підтримується хвилеприбійною діяльністю, а на значному віддаленні від берега осадконакопичення відбувається за рахунок випадення часток переважно органічної природи з верхнього шару води. Таким чином, за наявністю тої чи іншої породи можна визначити глибину басейну у час, коли ці відклади накопичувалися. Але існує ціла низка виключень, які перетворюють цю послідовність, ось деякі з них:

1) біля низьких берегів грубоуламкові осадки можуть не накопичуватися

2) в умовах аридного клімату вапняки можуть утворюватися вже біля берегів;

3) піски та галечники можуть накопичуватися далі у глиб басейну від алевритів і глин внаслідок діяльності припливно-відливних та вздовжберегових течій;

4) грубоуламковий матеріал можуть виносити далеко у море турбідитні потоки; такі відклади називають турбідитами, вони відрізняються градаційною верствуватістю;

5) контурні течії, які діють вздовж підніжжя континентального схилу, можуть розносити матеріал турбідитних потоків паралельно узбережжю; такі відклади називають контурами.

Детальні фаціальні карти дають можливість встановлювати положення не тільки великих підняттів, але й окремих складок. У мілководних басейнах склепіння антикліналей характеризуються відкладами з підвищеним вмістом піщаних часток за рахунок більш активної дії хвиль. На більших глибинах, прошарки піску більш звичайні для синкліналей, де осадки перероблюються підводними течіями. У склепінних частинах антикліналей, які віддалені від берегів, часто розвиваються рифові вапняки. Рифові масиви великої потужності можуть формуватися на піднятих блоках земної кори.

На ділянках морського дна, які довгий час існують у режимі підняття, можуть формуватися характерні відклади так званого твердого дна – хардграунд (hardground). Вони представляють собою горизонти конденсованих

осадків з накопиченням грубоуламкових порід, концентрацією фосфоритових конкрецій та змішаної фауни суміжних стратиграфічних підрозділів.

У зонах активних розломів, крупних насувів та у фронтальних частинах покровів, які рухаються, утворюються олістостроми – підводно-зсувні або обвальні відклади. Це один з різновидів хаотичних комплексів, який складається глибами твердих порід у глинисто-алевритовій матриці.

Чутливим індикатором тектонічних умов є кори звітрювання. Вони виникають лише в умовах довгого збереження висхідних рухів відносно невеликої інтенсивності, саме такі обстановки є оптимальними для утворення потужних кір звітрювання.

Склад, текстура, колір піщаних відкладів можуть бути джерелом досить надійної інформації про швидкість осадконакопичення. Піски, які утворюються в умовах швидкого занурення, недовго перебувають в зоні прибою, тому навіть не дуже стійкі у зоні гіпергенезу мінерали можуть у такому випадку зберігатися. Для швидко похованих осадків характерні слабка сортованість, збереження малостійких мінеральних видів та, як наслідок, аркозовий або грауваковий характер піщаних відкладів. Такі відклади збагачуються органічною речовиною, яка не встигла розкластися за короткий час переробки у хвилеприбійній зоні. Органіка відновлювально діє на залізовміщуючі мінерали, з яких утворюються сульфіди та карбонати заліза, що придають породам темне забарвлення. В умовах повільного занурення осадки, які довго перемиваються, характеризуються гранулометричною однорідністю та практичною відсутністю малостійких мінералів – звичайно це кварцові піски. Органічна речовина у хвилеприбійній зоні руйнується, а мінерали заліза окислюються, що придає породі бурі та жовті відтінки.

Відбитком нестійкого тектонічного режиму часто є циклічність осадових відкладів. Циклічністю або ритмічністю називають однакову повторюваність у розрізі певної послідовності порід (фацій). Окремі пачки, які складають таку послідовність, – цикліти або циклотеми. Звичайно спостерігається ієрархія циклів. Причини циклічності можуть бути різні. Найбільш коротко-

періодична стрічкова циклічність озерних глин покривно-льодовикової формації та річні шари соленосних товщ утворюється за рахунок сезонних змін у басейнах осадконакопичення та області зносу і не несе тектонічної інформації. Теж стосується і циклів довжиною у десятки та сотні років, які відбивають кліматичні зміни. А от циклічність флішових товщ у багатьох випадках має тектонічний характер. Фліш утворюються за рахунок накопичення на шельфі уламкового матеріалу, зриву його та осідання на континентальному підніжжі у вигляді циклітів з градаційною шаруватістю. Зрив критичної маси уламкового матеріалу з шельфу викликають саме тектонічні рухи. Циклічність паралічних вугленосних формацій, які відкладаються на морських узбережних рівнинах, пов’язують з евстатичними коливаннями Світового океану, які можуть відбивати великі тектонічні перебудови, наприклад, зміни ємності океанських западин. Теж тектонічну природу має найбільш довгоперіодична (десятки та сотні мільйонів років) циклічність, яка виражається у повторюваності формаційних рядів.

Аналіз потужностей

Фаціальний аналіз у більшості випадків дає лише якісну характеристику тектонічних рухів, а от завдання не тільки виявити факт прогинання тієї чи іншої ділянки земної кори, а й оцінити його кількісно має вирішувати аналіз потужностей. Цей аналіз проводиться на основі складання карт ізопахіт – ліній однакових товщин відкладів. Карти ізопахіт звичайно поєднуються з картами фацій.

Цей метод має суттєві обмеження, його можна застосовувати лише для вивчення відкладів мілководних епіконтинентальних морів або шельфових зон окраїн континентів, тобто таких басейнів, де відчутна діяльність хвиль. Встановлено, що у таких обстановках потужність (товщина) осадків відповідає розміру тектонічного прогинання дна басейну. Діяльність хвиль не дає накопичуватися осадкам вище певного рівня, який називається профілем рівноваги. Коли осадки досягають рівня профілю рівноваги, їх подальше нако-

пичення неможливе без опускання дна басейну, яке утворює простір можливого осадконакопичення.

Під дією такого механізму у мілководних морях максимальні товщини відкладів приурочені до їх центральних частин, а в океанах, а також глибоководних морях – до континентального шельфу. Збільшення надходження уламкового матеріалу без прогинання дна приводить до нарощування та просунення шельфу углиб океану, цей процес одержав назву „проградація шельфу”. У центральних частинах глибоководних морів і особливо у відкритому океані прогинання випереджають надходження уламкового матеріалу – відбувається некомпенсоване занурення. Ознакою такого режиму у розрізах викопних басейнів є зміна уверх по розрізу мілководних відкладів все більш глибоководними. Зворотне явище спостерігається у замкнутих або напівзамкнутих епіконтинентальних басейнах, у заключну фазу їх існування темп надходження уламкового матеріалу переважає швидкість прогинання і накопичення осадків відбувається вище профілю рівноваги – наступає надлишкова компенсація або перекомпенсація занурення. Ознакою перекомпенсації є зміна уверх по розрізу глибоководних відкладів мілководними і, наприкінці, континентальними. Свідоцтво точної компенсації – монотонний у фаціальному відношенні розріз, тобто такий, що складається з порід, які утворюються приблизно на однакових глибинах.

Застосування аналізу потужностей на практиці пов’язане з певними труднощами. Цей метод може привести до суттєвих помилок під час вивчення інгресивної частини розрізу, тобто відкладів, які утворюються на початкових стадіях трансгресій, коли морський басейн затоплює сильно розчленований рельєф. У таких випадках можливе заповнення осадками западин цього рельєфу без прогинання ще до виробітки профілю рівноваги. Суттєві зміни товщин відкладів відбуваються внаслідок ущільнення пелітових та алевритових осадків. Для глин різниця між первинною та зміненою товщинами складає 35-50%. Також вторинний перерозподіл товщин осадків можуть викликати складкоутворення та розмив.

Аналіз формацій

Формація – це закономірне та стійке сполучення певних генетичних типів порід, які пов'язані загальними умовами утворення та такими, що виникають на певних стадіях розвитку основних структурних елементів земної кори. Як основних фактор відокремлення формацій розглядають тектонічний режим, який проявляється через форму тіла формації (товщина, площа поширення), набір та характер перешарування порід, що її складають. Тому формація є показником певних тектонічних режимів. Якщо ми правильно віднесемо формацію до того чи іншого типу, то таким чином буде встановлено якій з основних геоструктур них зон належала область її накопичення та на якій стадії розвитку вона знаходилася.

Аналіз перерв та незгідностей

Особливі умови виникають у періоди загальних або місцевих підняттів, які потім знову змінюються зануреннями. Ці події у геологічному літопису відзначаються перервами в осадконакопичення, які у геологічному розрізі фіксуються як незгідності. Звичайно перерви в осадконакопичення співпадають з фазами посилення тектонічних рухів, деформацій та перебудови структурного плану.

З метою вивчення регіональних незгідностей складають палеогеологічні карти, на яких за даними буріння та геофізичних досліджень виносяться утворення різного віку, що залягають нижче поверхні незгідності. Ця поверхня приводиться до горизонтального положення, знімається ефект усіх більш пізніх деформацій та відновлюється структурний план, який склався до перерви. На палеогеологічних картах площі поширення найдавніших відкладів відповідають підняттям цього структурного, наймолодших – западинам.

7. СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ ЗЕМНОЇ КОРИ

За класифікацією А.А. Ковальова (Ковалев, 1985) виділяються чотири класи структурних елементів земної кори: перший клас – стабільні та віднос-

но стабільні і три інші класи, які відповідають основним видам руху літосферних плит (розсуванню, зсуванню та ковзанню).

Стабільні та відносно стабільні структурні елементи земної кори

Стабільні структурні елементи земної кори займають центральні частини літосферних плит, які не підлягають пов'язаним з рухом цих плит геодинамічним процесам. До цього класу відносять 1) платформи; 2) абісальні рівнини; 3) дно окраїнних відгороджених морів; 4) зони внутрішньоплитної активізації з океанічною та континентальною корою. Стабільні та відносно стабільні структурні елементи земної кори під час руху літосферних плит пересуваються пасивно без будь-якої структурної перебудови.

Платформи

Фундаменти платформ представляють собою орогени завершеного цикли розвитку, а вік самої молодої складчастості у їх межах відповідає віку заключної фази зіткнення двох плит з континентальною корою. Тектонічні структури фундаментів платформ утворюються внаслідок інтенсивної деформації осадових товщ, які сформувалися на континентальних окраїнах, і утворень океанічної кори при зіткненні цих окраїн з острівними дугами, мікроконтинентами, континентами.

На платформах домінують екзогенні процеси: денудація, звітрювання, які приводять до накопичення малопотужних елювіальних, озерних та озерно-болотних відкладів.

Платформи прийнято розділяти на древні і молоді. Древні платформи розвиваються на добайкальському фундаменті, вони утворюють ядра сучасних материків, які облямовуються біль молодими платформами та складчастими спорудами – орогенами. Древні платформи займають біля 40% площі сучасних материків та представляють собою близькі до ізометричних, полігональні блоки земної кори з переважно рівнинним рельєфом. Від суміжних молодих платформ вони відокремлюються субвертикальними розломами, а

від складчастих споруд або передовими прогинами, або насувами, по яким ці споруди тектонічно перекривають частину платформи.

Древні платформи утворюють дві основні групи: північну (лавразійську) та південну (гондванську). До першої групи входять (з заходу на схід) Північноамериканська, Східно-Європейська, Сибірська; до другої - Південноамериканська, Індостанська, Австралійська, Антарктична. Проміжне положення займає Китайська платформа.

Припускається, що усі древні платформи є реліктами єдиного масива континентальної кори („панплатформи"), який виник десь у середині докембрію та був роздроблений у пізньому докембрію – на початку палеозою.

Молоді платформи виникли на пізньодокембрійській, палеозойській та мезозойській основах та відповідно з віком цих основ називаються епібайкальськими, епікаледонськими, епігерцинськими та епікімерійськими. Порди фундаменту звичайно слабкометаморфізовані – не вище фації зелених сланців, містять мало гранітоїдів. Молоді платформи або облямовують древні платформи (Скифська, Туранська, Середньоєвропейська), або заповнюють проміжки між ними (Західно-Сибірська).

Фундамент древніх платформ утворений архейськими глибами та відносно вузькими лінійними зонами поширення нижньопротерозойських порід. У будові архейських блоків розрізнюють два типи структурних форм: зеленокам'яні пояси та гранітогнейсові поля.

Зеленокам'яні пояси поширені практично на усіх древніх платформах, де простягаються смугами неправильної форми завдовжки у десятки, іноді сотні кілометрів. Вони заповнені потужними (товщиною у тисячі метрів) товщами вулканітів та осадових порід, які відносно слабко метаморфізовані. Ці товщі звичайно мають трьохчленну будову. В основі залягають основні толеїтового складу вулканіти, серед яких зустрічаються характерні тільки для архею ультраосновні високо магнезіальні лавові утворення – коматіїти, а також джеспіліти.

Гранітогнейсові поля облямовуються зеленокам'яними поясами, просторові взаємовідношення цих структурних форм доволі складні. З одного боку, гранітоїди проривають породи зеленокам'яних поясів та утворюють батолітові тіла, а з іншого, частина гранітів та гнейсів незгідно підстеляє зеленокам'яні комплекси. В останньому випадку контакти двох структурних одиниць, які розглядаються, завжди тектонічні. Серед порід, які складають гранітогнейсові поля, особливий інтерес викликають найбільш древні, віком 3,5-3,6 млрд. років, „сірі гнейси"; вони мають склад натрових гранітів – тоналітів. Для внутрішньої будови гранітогнейсових полів характерний розвиток склепінних структур.

Нижньопротерозойські утворення здебільше поширені у межах так званих ранньопротерозойських протогеосинклиналей, які простягаються на тисячі кілометрів у вигляді лінійних зон. Найбільш відомі такі зони: Курсько-Криворізька (Воронезький масив та Український щит), Лабрадорська (Канадський щит); іноді спостерігаються більш широкі нижньопротерозойські пояси типу Свекофенського (Балтійський щит) або Гудзонського (Канадський щит). Утворені ці зони та пояси потужними товщами вулканітів (від основних до кислих) та граувак. В складі деяких протерозойських систем зустрічаються метаморфіти, близькі за складом до офіолітів, а їх осьові зони інтенсивно дислоковані та вміщують численні інтрузії гранітоїдів. Ступінь метаморфізму порід протогеосинклиналей – від зеленосланцевої до амфіболітової.

Осадовий чохол платформ відрізняється від фундаменту значно меншим ступенем дислокованості порід, які його утворюють. Як структурні елементи першого порядку на платформах виділяють щити та плити.

Щити – це крупні, до тисячі та більше кілометрів у поперечнику, площі виходу на поверхню платформового фундаменту, вони більш характерні для древніх платформ. Для щитів звичайним є стійке підняття та домінування режиму денудації на протязі більшої частини історії розвитку, морські умови на них виникають лише епізодично. Так, Балтійський щит покривався част-

ково морськими водами у кембрію-силурі, Алданський – у кембрію, Канадський – в ордовику-девоні, Український – у палеогені-неогені. Менш значні виходи на поверхню фундаменту прийнято називати масивами, найкрупніші з них – Анабарський (Сибірська платформа), Празький, (Західно-Європейська платформа) та інші.

Плити – це області суцільного розвитку осадочного чохла, у північному ряду древніх платформ вони переважають, а у південному, навпаки, щити займають більшу площу. Молоді платформи, такі як Західно-Сибірська, Скифська, часто цілком є плитами.

До структурних елементів платформ другого порядку відносять антеклізи, синеклізи та авлакогени. Антеклізи – значні за площею пологі підняття у межах плит, іноді з виходом фундаменту у склепінній частині. В їх межах фундамент звичайно залягає на глибині не більшій 1,0-1,5 км, а осадовий чохол відрізняється скороченою товщиною, численними незгідностями, більш мілководними фаціями.

Синеклізи – пологі, великі за площею впадини, які спостерігаються як на плитах, так і на щитах. Нахил шарів на крилах синекліз звичайно не перевищує 1-2º, товщина осадового чохла у середньому складає 3-5 км, порівняно з антеклізами їх розріз більш повний, а фації більш глибоководні.

Авлакогени – великі грабен-прогини на платформах, які обмежені регіональними розломами та заповнені осадками значної потужності, іноді до 10-12 км і більше. В нижній частині розрізу товщі, яка заповнює авлакоген, части розвинені вулканіти основного составу, з осадочних порід характерними є солі та кам’яне вугілля. На сучасній поверхні авлакогени звичайно не виражені. За походженням авлакогени відносяться до рифтогенів і є палеорифтами, тобто похованими древніми структурними формами рифтової природи.

Абісальні западини

До абісальних западин відносять широкі площі океанічного дна, які лежать між серединно-океанічними хребтами, ланцюгами океанічних островів, підводних гір та плато, глибоководними жолобами. Ці площі розташову-

ються на глибинах від 2-3 до 5-6 км нижче рівня океану. Абісальні западини – це області переважно накопичення пелагічних осадків: кремнеземних та вапнякових мулів, глибоководних глин та залізо-марганцевих конкрецій. Переважна більшість осадків, які вистилають океанські западини, має біогенне походження. Матеріал цих осадків утворюється у верхній стометровій товщі океану за рахунок відмирання планктону.

Дно відгороджених окраїнних морів

Окраїнними морями називають ланцюги малих океанічних басейнів між континентами та острівними дугами. Дно відгороджених морів відокремлюється від ложа океану під час закладання енсиматичних острівних дуг, зокрема таким шляхом утворилися північно-західна частина Берингова моря, частини Охотського, Філіппінського, Карибського та інших морів.

У відгороджених окраїнних морях домінують майже ті ж самі процеси, що й в океанських западинах, а саме накопичення пелагічних осадків. Особливістю цього процесу в окраїнних басейнах є домішок до осадків вулканічного матеріалу, який приноситься з вулканічних дуг.

У кінцеву стадію розвитку океанічна кора відгородженого окраїнного моря або поглинається під вулканічною дугою, яка насувається на окраїну континенту, або скупчується, утворюючи виходи офіолітових комплексів у шовній зоні зіткнення дуги з континентом.

Зони тектоно-магматичної активізації

Ці зони виділяються як на континентальних платформах, так й в межах абісальних западин. Їх утворення поясняють по-різному, найпопулярнішими є дві гіпотези. За першою з них, зони тектоно-магматичної активізації пов’язані з дією у верхньому шарі астеносфери „гарячих точок” – осередків аномально рухливої та гарячої мантійної речовини. Локальна ділянка літосферної плити, яка розташована на такою „гарячою точкою”, зазнає активізації, а саме стає ареною проявів магматизму і дислокацій. Внаслідок переміщення літосферної плити окремі ділянки зони внутрішньоплитної активізації

часто розташовуються одна за одною у вигляді ланцюгів. За другою гіпотезою ці зони утворюються при розколюванні мегаплит під час їх переміщення у меридіональному напрямку. Розкол викликається напруженнями, які виникають як результат невідповідності сферичних сегментів літосфери формі геоїду Землі.

У межах абісальних западин зони тектоно-магматичної активізації представлені ланцюгами вулканічних островів, підводних гір та плато. Звичайно ці морфоструктури розташовані у центральних зонах океанів, у Тихому океані до них відносяться Гавайські острови, острови Лайн-Туамоту, підводні гори Північно-Західного хребта та ін. Острови та підводні гори представляють собою продукти проявлення лужного базальтового вулканізму. Після виверження вулкани еродувалися, перетворювалися у столові гори та плато, на вершинах яких з'явилися рифові будівлі.

На континентальних платформах зони тектоно-магматичної активізації мають дещо інший характер, що відбиває різну будову континентальної та океанічної земної кори. На континентальних частинах літосферних плит магматична речовина підіймається з глибин щонайменше 150 км. Спочатку вона має, вірогідно, ультраосновний склад, але, рухаючись наверх та взаємодіючі у процесі цього руху з більш кислими породами літосферної плити, ця речовина набуває лужних властивостей і в кінцевому результаті у приповерхневій зоні утворюються ультрабазитолужні інтрузії з карбонатитами або, в умовах значного збагачення магми кислими продуктами, інтрузії лужних сієнітів та лужних гранітів. При накладанні тріщин, якими підводиться магма, на древні карбонатні зони ультраосновна речовина збагачується вуглеводнями, що може вести до утворення алмазоносних кімберлітових трубок і даєк.

Структурні форми розсування літосферних плит

До цього класу геодинамічних обстановок належать рифтові зони континентів, серединно-океанічні хребти, пасивні окраїни континентів і мікроконтинентів, спредінгові окраїнні моря.

Рифтові зони континентів

Рифтові зони зароджуються на континентах і представляють собою смугоподібні у плані тектонічні зони, які простягаються на сотні і навіть тисячі кілометрів. В цих зонах відбуваються різноспрямовані рухи, але переважає горизонтальне розсування літосфери у напрямку, приблизно перпендикулярному простяганню зони, яке супроводжується підняттям нагрітої мантійної речовини. Поряд зі скидами та розсувами, які домінують серед розривних порушень рифтових зон, практично у всіх континентальних рифтах знайдено здвигові зміщення, зокрема, у Байкальському грабені зафіксовано здвигову складову сучасного поля напружень.

У будові рифтової зони виділяють середню, або найбільш занурену частину, яка називається „осьовою зоною", в її середині проходить вісь рифта. По обидва боки від осьової зони розташовуються менш занурені бокові частини рифта, які відокремлюються від неї тектонічними сходами. Як елементи тектонічної будови рифтової зони виступають окремі блоки осідання та розломи, які їх обмежують; у сукупності ці структурні елементи утворюють горсто-грабенову структуру. За морфологією та кінематикою дій тектонічних сил континентальні рифти розділяють на прямолінійні і криволінійні, симетричні і асиметричні, прості і складні. Так досить рідкісні криволінійні рифти виникають тоді, коли у структурі оточуючого середовища є елемент неоднорідності, який відрізняється від інших великими розмірами та підвищеною міцністю.

На сучасній поверхні Землі континентальні рифтові зони мають загальну довжину біля 10 тис. км, причому 2/3 цієї довжини приходиться на Африкансько-Аравійський рифтовий пояс (біля 6,5 тис. км), а інша – на Байкальську та Рейнську рифтові зони. Хоча, що стосується останніх, далеко не усі спеціалісти вважають ці грабеноподібні форми рифтами ().

Щодо рифтової природи Африкано-Аравійської зони прогинів сумнівів немає. Африкано-Аравійський рифтовий пояс простягається від устя р. Замбезі до гір Тавра у південній Туреччині. Як складові елементи до нього вхо-

дять Ньяса-Танганьїкська (західна) та Кенійско-Ефіопська (східна) гілки, які разом утворюють Східно-Африканську рифтову систему, а також Червономорсько-Західноаравійський (північний) сегмент. У межах Африкано-Аравійського поясу спостерігаються обстановки різних стадій континентального рифтогенезу (Геологические..., 1990). В Ефіопському рифті товщина земної кори майже у 1,5 рази менша, ніж на суміжному плато, а величина розсування складає 20-40 км. Чітко виділяються осьові зони у вигляді вузьких смуг, де концентруються сучасні тріщини та вулканічні осередки. У Кенійському рифті відбувається тільки зародження осьової зони, тому величина розсування тут не перевищує 10-20 км. Західна гілка (Ньяса-Танганьїкська) включає рифти озер Танганьїка та Малаві, розсування в цій зоні оцінюється у перші кілометри, а самі рифти мають досить просту форму асиметричних грабенів, подібних до грабена озера Байкал. Особливе місце відводиться так званому Афарському трикутнику – зоні зчленування східної гілки Східно-Африканської системи з рифтовими зонами Червоного моря та Аденської затоки.

Червоне море – є єдиною на сучасній поверхні Землі структурною формую, яка відбиває зміну континентального рифтогенезу океанічним, тобто початкову стадію відкриття океану. Грабен Червоного моря був закладений наприкінці еоцену вздовж древньої послабленої зони у широкій смузі пізньопротерозойських складчастих структурних форм, він має ширину від 150-200 км на півночі до 350-400 км на півдні, та заповнений, головним чином, кайнозойськими відкладами. Осьова зона Червономорського рифта має ширину 50-100 км і глибину до 1,0-2,5 км нижче рівня моря. За геофізичними даними виявлений розрив суцільності гранітного шару та занурення між плитами Африки та Аравії, які розходяться, серії потужних даєк основного та ультраосновного складу. Обстеження дна Красного моря з допомогою підводних апаратів показало наявність на глибині 2000 км нагромадження молодих базальтових лав кульової та подушкової окремості, застиглі лавові потоки та відсутність осадових порід.

Вивчення викопних та сучасних рифтових систем дозволило сформувати представлення про основні етапи континентального рифтогенезу, які у сучасному викладенні мають такий вигляд. Формуванню рифта передує розкол континентальної літосферної плити, який викликається дією мантійних висхідних струмів. У саму ранню фазу розколу відбувається здіймання літосфери, за рахунок чого утворюється склепінне підняття. На певній стадії на склепінному піднятті починають утворюватися тріщини – звичайно воно розриваються трьома глибокими тріщинами розколу, які розташовуються під кутами, близькими 120º один до одного. Саме така конфігурація потребує найменших зусиль при розриві. Таким чином утворюються „трійні зчленування" або три гілки рифтової системи. Тріщини розколу виконують роль каналів для підйому у верхні горизонти літосфери магматичних розплавів основного складу. Цей процес супроводжується утворенням скидів. В результаті рифтова система перетворюється на комбінацію грабенів і горстів; у грабенах накопичуються кластичний матеріал, який надходить з горстів. Ці відклади часто перешаровуються з покровами або інтрудуються силами вулканічних порід. Спочатку вивергаються кислі та середні лави, але по мірі прогресуючого потоншання земної кори та зменшення ролі асиміляції її порід проявлення вулканізму стають типово океанічними – основними.

Ще з часів закладення основ тектоніки літосферних плит (Dewey, Bird, 1971) прийнято виділяти три стадії розвитку рифтових зон, які в цілому не суперечать сучасним представленням. Це 1) рання стадія або стадія вулканічного рифта; 2) середня або озерна стадія і 3) пізня стадія або стадія міжматерикового рифта. На ранній стадії утворюються склепінне підняття та тріщині зони, по яких мігрує мантійна речовина. Середня стадія одержала назву озерної тому, що на цій стадії вже спостерігається помітне розсування, а міжплитний простір, який виражений значними пониженнями в рельєфі, спочатку займають річкові долини (наприклад, Блакитний Нил), а потім котловинні озера специфічної лінійної форми (наприклад, Танганьїка, Ньяса, Байкал). На пізній стадії відбувається формування майже справжньої океанічної кори,

над якою розвивається міжконтинентальне море теж видовженої конфігурації (наприклад, Червоне море).

До типових формацій рифтових зон відносяться: 1) теригенні континентальні грубоуламкові породи конусів виносу, алювіальні та озерні відклади, останні часто соленосні; 2) субаеральні основні вулканіти підвищеної лужності; 3) диференційовані габроїдні інтрузії.

В викопному стані сліди рифтових систем звичайно зберігаються у вигляді напівграбенів на протилежних берегах океанів та авлакогенів. На океанських берегах завжди можна знайти рифтові формації, так тріасові потужні товщі кластичних порід, які перешаровуються з базальтами, відомі на протилежних узбережжях Атлантики у східній частині США та у Західному Марокко. Типово рифтові палеоценові базальтові покриви можна зустріти у північно-східній Шотландії, Північній Ірландії та на сході Гренландії.

Авлакогени, про які ми вже згадували вище, розглядаються як недорозвинені гілки трьохпроменевих рифтових систем. Звичайно це третій промінь рифта, розвиток його зупинився на одній з ранніх стадій – озерній, або у кращому випадку, міжматериковій. Найбільш яскравими прикладами авлакогенів є Дніпровсько-Донецький на території України та грабен Бенуе, який сполучений з розритими гілками Південної Атлантики та Гвінейської затоки. Авлакогени поширені практично на усіх платформах, так відомі численні авлакогени Східно-Європейської, Індостанської платформ. В межах молодої Західно-Сибірської платформи за даними геофізичних досліджень виділені Колоторсько-Уренгойський, Худосейський рифти, які простежуються на 1800 та 800 км відповідно.

Серединноокеанічні хребти

Серединноокеанічні хребти – це великі гірські ланцюги, які піднімаються над абісальними рівнинами та іноді досягають поверхні океану у вигляді островів. Вперше думку про можливість існування всесвітньої системи серединноокеанічних хребтів у 1956 році висловив американський геофізик М. Юнг. Він з колегами припустив, що серединноокеанічні хребти є не тіль-

ки в Атлантиці та у Північному Льодовитому океані, як це було відомо до цього, а утворюють єдину систему, яка опоясує усю земну кулю. Незабаром цю гіпотезу було підтверджено. Довжина система складає більш 600 тис. км, висота хребтів височить над абісальними рівнинами на 3-4 км, а за площею серединноокеанічні хребти займають біля 1/3 океанського дна.

Серединноокеанічні хребти відповідають своїй назві лише в Атлантичному та Тихому океанах, де вони розташовані приблизно посередині океанів, у Тихому та Північному Льодовитому океані вони зміщені до берегів.

У поперечному розтині серединноокеанічного хребта виділяються три типа зон: флангові, гребеневі та осьові. Флангові зони мають ширину у декілька сот кілометрів та розміщуються на глибині 3,5-4,0 км. Для них характерний досить тонкий осадовий шар, який перекриває розчленовану базальтову основу. Гребеневі зони, які лежать на глибинах 2,0-2,5 км нижче рівня океану, представляють собою сукупність блоків у вигляді досить вузьких пластин 1-10 км завширшки; границею між ними слугують повздовжні розломи. Ці блоки мають різне положення, частина з них підняті у вигляді гряд, інші опущені. Таким чином, гребенева зона виглядає як чергування горстів і заповнених осадками грабенів. Осьові зони у найбільш типовому вигляді виражені рифтами – вузькими (25-35) щілинами складної внутрішньої будови: схематично грабен у грабені. Вздовж осі центрального грабена, який має ширину 4-5 км, розташоване повздовжнє підняття, утворене молодими центрами базальтових виливів. Ближче до бортів рифта нерідко розташовані гарячі гідротерми, які виділяють сульфіди та сульфати важких металів.

Далеко не завжди осьові зони серединноокеанічних хребтів представлені рифтами. На деяких досить протяжних ділянках вони виражені горстами, це типово для Східно-Тихоокеанського хребта. Горстова будова проявляється, мабуть, на тих ділянках, де вулканічна діяльність найбільш інтенсивна. Безперервний підпір магми викликає випирання осьової зони замість її осідання тоді, коли магматичний осередок опорожнюється. За даними сейсміч-

ного зондування на Східно-Тихоокеанському піднятті сучасні магматичні осередки місцями лежать на глибинах 3-5 км.

Саме у рифтовій зоні хребта формуються на широких площах базальтові подушкові лави, які утворюють типову формацію серединноокеанічних хребтів – спіліт-кератофірову. У грабенах, які розташовані на периферії осьової та у гребеневій зоні, накопичуються кременисті та вапнякові мули, місцями турбідити. С глибини 4000 м, тобто нижче рівня карбонатної компенсації, відкладаються тільки кременисті осадки. Передбачається, що у таких грабенах біля рифтових розщілин з активною вулканічною і фумарольною діяльністю може формуватися товща кременистих та вуглисто-кременистих сланців аспідної формації.

Припускається, що виверження в осьових зонах серединноокеанічних хребтів мають циклічний характер. У час між виверженнями серединноокеанічний хребет розколюється та розділюється вздовж осі, при цьому утворюється центральний трог – щілиноподібне провалля над магматичною камерою, яка спорожнилася. Після цього з неглибоко розташованого резервуару надходить нова порція магми, яка перебудовує хребет. На основі балансу об’єму вулканічних порід встановлено, що виверження лав подушкових базальтів у Серединно-Атлантичному хребті відбувалося з інтервалом у 14 000 років (Ковалев, 1985).

Таким чином, серединноокеанічний хребет є своєрідною „фабрикою”, на якій виробляється два нижніх шари океанічної земної кори. Цей процес відбувається доти, поки діють мантійні потоки, які викликали розкриття океану. Коли більш активною стане інша група мантійних потоків, то почнеться розкриття іншого океану та відповідно перестане працювати серединноокеанічний хребет у першому океані. Поступово структурні форми серединноокеанічного хребта поглинаються у зонах субдукції. На сучасному етапі розвитку земної кори це спостерігається біля західної окраїни Північної Америки, де рифтова зона Східно-Тихоокеанського підняття занурюється під континент.

Типовою для обстановок серединноокеанічного хребта є офіолітова формація, яка звичайно (але не завжди) виходить на денну поверхню у блоках континентальної кори після значних деформацій після горизонтального переміщення та зіткнення плит. Офіоліти – це певна послідовність специфічних ультраосновних та основних вивержених і інтрузивних гірських порід, повний розріз яких відповідає будові океанічної земної кори. Цей розріз знизу уверх має такий вигляд: 1) базальні перидотити, які розглядаються як залишковий матеріал мантійної речовини, з якої була виплавлена базальтова магма; 2) інтрузії габро – затверділі глибинні осередки базальтової магми, з яких через численні вертикальні тріщини відбувалися виливи магми на поверхню; 3) базальтові подушкові лави, місцями переходять у лавобрекчії, на поверхні містять альбітізовані вивержені породи – кератофіри. З ультраосновними та основними породами звичайно асоціюють глибоководні пелагічні осадки (кременисті породи, тонкозернисті вапняки, аргіліти, турбідіти, туфи). Породи офіолітової формації часто серпентинізовані та значно дислоковані. У зонах зіткнення літосферних плит та максимальних напружень офіолітові платини можуть розчавлюватися та перетворюватися на мілоніти.

Пасивні окраїни континентів

До пасивних окраїн континентів (мікроконтинентів) відносять перехідні від океану до континенту зони, паралельні контурам материка, які включають: прибережну рівнину, шельф, континентальний схил та його підніжжя. Для пасивних окраїн характерна відсутність яких-небудь магматичних проявів, вони амагматичні і асейсмічні. В той же час на них можуть відбуватися глибові дислокації, процеси соляної тектоніки та ін.

Пасивні окраїни континентів досить поширені, найтиповішою ланкою (тектонотипом) пасивних окраїн є сучасна приатлантична окраїна Північної Америки, яка почала формуватися у тріасі після відділення від Африки. Прибережна рівнина та шельф представлені осадочними породами, які лежать на континентальній основі. Товщина цих відкладів звичайно збільшується у бік океану, а склад зумовлюється кліматичними умовами. На Північноатлантич-

ній континентальні окраїні крейдові відклади прибережної рівнини на північ від штату Джорджія представлені в основному пісками та алевритами, а південніше з'являються карбонатні породи. На шельфі теригенні породи прорізаються каньйонами, якими турбідітні потоки транспортують грубоуламковий матеріал. Континентальний схил та верхня частина континентального підніжжя складені тонкозернистими уламковими породами, які надходять сюди з материка, обвальними та турбідітними відкладами.

Ширина пасивних окраїн континенту – від сотень метрів до перших тисяч метрів, а головним геодинамічним процесом є осадконакопичення. У січенні осадочні товщі пасивних окраїн континентів мають форму лінзи, яка виклинюється у бік континенту та абісальної рівнини, а максимальної товщини вони набувають у межах континентального схилу. Найпоширеніші формації пасивних окраїн –піщано-глинисті, кварцитові, вапнякові та ін. Земна кора пасивних окраїн континенту є перехідною від океану до континенту.

Дно спредінгових окраїнних морів

Спредінгові окраїні моря – це новоутворені морські басейни, які виникають при відділенні мікроконтиненту від континенту. До цього типу окраїнних морів відносять Японське, Східно- та Південно-Китайські, Коралове, Тасманове та інші. Глибина окраїнних морів пропорційна їх розмірам та звичайно менша, ніж океану, хоча за своєю морфологію вони подібні абісальним рівнинам. На дні виділяються системи лінійних хребтів та трогів, причому у осьвій частині вони підняті відносно флангів. Дно спредінгових окраїнних морів покрито товщами осадків, потужність яких зростає в направленні до континенту. Осадки представлені продуктами руйнування вулканічних островів, а також пелагічними товщами. Швидкість осадконакопичення у спредінгових морях дуже висока.

Щодо формування спредінгових морів, то з цього питання є різни думки. Д. Каріг (1971) припускав, що спредінгові моря утворюються при субдукції під крутим кутом древньої океанічної кори під континентальну окраїну з відторгненням від неї сегмента континентальної літосфери – мікроконтинен-

ту. У зоні нестабільної мантії над поглиненою океанічною плитою формується термальний діапір мантійної речовини, який внаслідок адіабатичного розширення виділяє базальтову виплавку. Ступінь активності окраїнного басейну прямо пов'язується з термогідродинамічним режимом гіпотетичного діапіра. З цього можна зрозуміти, що видавлювання на поверхню базальтів і викликає відділення мікроконтиненту від континенту (острівної дуги) та просування першого у бік океанану. П. Молнар и Т. Атвотер (1978) міграцію острівної дуги у бік океану пояснювали явищем „автосубдукції" – субдукції під дією сили тяжіння плити, яка опускається. Ця плита є більш важкою порівняно з оточуючою мантією, тому кут її занурення прагне до збільшення крутизни. Згідно з цією схемою, процес відступу зони субдукції в океан починає розвиватися лише у випадку субдукції достатньо древньої та холодної плити. Якщо від літосферної плити, яка поглинається, молодий, то міграція зон підсування не відбувається і тилові басейни не відкриваються. А.С. Монін та О.Г. Сорохтін (1983) пов'язують міграцію острівної дуги від континенту з швидкістю підсування літосферної плити. За їх думкою, така міграція може відбуватися за умовою, що швидкість підсування океанічної плити під дугу стає менше якогось критичного значення, яке визначається властивостями літосфери.

Питання утворення спредінгових окраїнних морів зараз є досить актуальним, навіть існує стійкий вислів „проблема задугового спредінгу". До сказаного додамо, що є дуже цікаве припущення, яке підтверджують багато фактів, про утворення Чорного моря як басейну задугового спредінгу (Зоненшайн и др., 1990).

„Pull-apart"-структури

„Pull-apart"-структури (локальні центри спредінгу) – короткі (протяжністю у десятки кілометрів) зони спредінгу, пов'язані з трансформними розломами. Їх утворення пояснюється існуванням під океанічною корою астеносферних магматичних камер, над якими на океанічному дні на глибинах 4-5 км існують ексгаляційні системи. Появлення таких камер можливе лише під

плитами, які розходяться, а це вельми рідкісне на океанічному дні геодинамічні обстановки. В сучасному океані “pull-apart”-структури виражені як короткі системи спредінгу у Каліфорнійській затоці, у Північно-Фіджійському басейні. За викопну таку обстановку розглядають озеро Іссик-Куль (Ковалев та ін., 1997).

У межах “pull-apart”-структур на океанічному дні вірогідне формування стратиформного ексгаляційно-осадочного рідкіснометалевого зруденіння. Звичайно в таких умовах формуються шеєлітові та молібден-шеєлітові родовища. Припускається, що шеєлітові та молібденітові руди відомих родовищ Тирниауз, Лермонтовське, Кінг-Айленд утворилися саме в обстановках “pull-apart”-структур. Головні рудні поклади цих родовищ сформувалися над аргілітами або їх метаморфічними аналогами, які лежать на базальтоїдах під вапняками (мраморами), що в цілому відповідає літологічному складу відкладів на океанічному дні в зонах трансформних розломів.

Зазначимо, що короткі системи спредінгу можуть виникати як на океанічній, так і на континентальній корі та бути пов’язаними з трансформними розломами різного типу.

Структурні форми зсування літосферних плит

Це найбільш складний клас структурних елементів літосфери, до якого входять активні окраїни континентів, по-різному виражені у певних обстановках. Необхідною умовою зсування літосферних є наявність процесу їх поглинання – субдукції; коли ж поглинання неможливе, то зсунення літосферних плит трансформується у зіткнення – колізію.

Глибоководні жолоби

Глибоководні жолоби є фронтальним елементом активних окраїн континентів і простежуються як довгі та вузькі пониження дна океану. Вони мають схили крутизною 5-7º. Глибина западин, які розташовані над жолобами, іноді перевершує 10-11 км.

У будові глибоководних жолобів виділяються два схили – зовнішній і внутрішній, а також осьова зона. Сейсмічне зондування та драгування дна океану показують, що більшість жолобів містять мало осадків або не містять їх зовсім, але в деяких жолобах спостерігаються недиференційовані осадки значної товщини. Найскладнішу будову має внутрішній схил, який розділяють на верхню недиференційовану покриту осадками частину та більш круту нижню, яка складена інтенсивно дислокованими осадками. Межа між цими частинами іноді може бути виражена у рельєфі краєм тераси або невеликим хребтом.

Спочатку на основі аналізу даних сейсмічних та гравітаційних досліджень, а потім і за результатами глибоководного буріння було висловлене припущення, що у районі жолобів розташовані низхідні гілки конвективних потоків у мантії і відбувається занурення океанічної літосферної плити під іншу плиту, цей процес одержав назву „субдукція”. Іншими словами, глибоководний жолоб є морфоструктурою, яка виникла внаслідок субдукції і є її вираженням на поверхні.

Як відомо, у Тихому океані осередки найсильніших (з магнітудою більше 7,5 балів) та сильних (з магнітудою більше 6 балів) землетрусів розташовані переважно під внутрішніми схилами жолобів у межах кількох десятків кілометрів. Гіпоцентри цих товчків у поперечному розрізі утворюють пологі ділянки сейсмофокальних поверхонь, які нахилені у бік дуги або континенту під кутом 20-30º. Приблизно на глибині 60 км крутизна цих зон збільшується до 50-85º. Конфігурація сейсмофокальних зон значно варіює для різних активних окраїн. Локалізація гіпоцентрів землетрусів пояснюється процесами крихкого руйнування середовища під дією холодної і досить міцної літосферної плити, яка занурюється у мантію.

Виділяють різні типи субдукції. Дж. Хельвіг та Г. Холл припускали, що субдукція може бути описана двома моделями. Орогенічна модель передбачає ситуацію, коли біля жолоба континентальна кора з’єднана з океанічною, мовби „приварена” до неї, зрозуміло, що підсування не відбувається. Увесь

ефект руху океанічної літосферної плити виражається в орогенезі, а саме формуються підкиди синтетичних клинів континентальної кори та крайової частини плити, яка насувається, або в тилу магматичної дуги утворюється насувний пояс. Друга модель – підсувна, реалізується у ті відрізки часу, коли плита з океанічною корою вільно підсувається під іншу плиту. Різницю між Алеутським та Андським орогенічними поясами пояснюють тим, що в Алеутському поясі нарощування континентальної земної кори відбувається переважно за підсувною моделлю, а швидке підняття в Андах зумовлене розвитком цього регіону в режимі орогенезу. Взаємодія плит, які сходяться, поперемінно за двома моделями дозволяє зрозуміти парадокс: періодичність спредінгових процесів не збігається з періодичністю орогенезу.

С. Уеда та Х. Канаморі (1979) в основу типізації зон субдукції поклали ступінь розвитку окраїнного басейну: „нульовим” ступенем розвитку характеризуються зони активних окраїн Південної Америки та Аляски. На більш дрібні категорії ці автори розділяють зони субдукції за характером поля напружень у тилу дуги. Припускається, що крайнє положення у класифікації займають активні континентальні окраїни типа Чилійської та області сучасного задугового спредінгу типа Маріанскої. Виділені типи сильно відрізняються за сейсмічністю.

Саме ці два різновиду зон субдукції розглядає і Є.І. Паталаха (1997), який пропонує дещо інші критерії для їх класифікації. Чилійський, або інерційний тип субдукційних зон, за його думкою, виникає тоді, коли континентальна плита активно насувається на океанічну плиту, яка на той час не визріла для субдукційного процесу. Ця плита ще не встигла охолонути і має позитивну архимедову плавучість, тому вона не стільки занурюється у астеносферу, скільки похило ковзає під континентальну плиту. Для такої ситуації характерні потужне стиснення та орогенез у континентальній плиті, вапняково-лужний андезит-гранодіоритовий магматизм, який утворює вулканічне пасмо андійського типу, відсутність підвищеного теплового потоку у тиловій зоні. Маріанський, або гравітаційний тип утворюється тоді, коли океанічна

плита одержує негативну плавучість. Вона шарнірно вигинається або переломлюється біля краю континенту та занурюється під нього під крутим кутом внаслідок дії сили тяжіння. В такому випадку спостерігається віддалення континенту від зони поглинення. Для подібних обстановок характерні високий тепловий потік в окраїнному морі та базальтово-ріолітовий вулканізм; крупні землетруси не типові.

Для глибоководних океанічних жолобів характерні такі формації:

1) товщі інтенсивно деформованих та метаморфізованих глаукофанових сланців, які формуються на внутрішній стінці жолоба;

2) флішоїдні товщі, які накопичуються у центральних частинах жолоба;

3) офіолітовий меланж, який виникає у верхній частині зони підсування та представляє собою гігантські брекчії з пелагічних відкладів абісальних западин, турбідитів жолоба та основних і ультраосновних порід океанської кори.

Енсіматичні острівні дуги

Енсіматичні острівні дуги – це закладені на океанічній корі ланцюги вулканічних островів, які звичайно мають дугоподібну форму та витягнуті на велику відстань (до 2 тис. км). Під острівними дугами розташована глибинна сейсмічна зона – зона субдукції. Серед острівних дуг є такі, що розташовані у віддалених від материків частинах океану (Тонга-Кермадекська, Марсіанська, Південно-Сандвичева та ін.), і такі, що тяжіють до континентів (Алеутська, Курильська та ін.).

Повністю розвинута острівна дуга у поперечному перетині включає такі основні елементи (у напрямку від океану до континенту): 1) акреційну призму; 2) фронтальну дугу; 3) вулканічне пасмо.

Акреційна призма є одним з вагомих доказів існування самого процесу субдукції. Вона утворюється внаслідок здирання осадочного покриву з плити, яка підсувається, його зминання у складки з утворенням серій насувів. Зрізання осадків переважно відбувається у верхній частині пелагічної товщі завдяки її невисокій міцності. Найбільш доступною частиною для вивчення

акреційної призми є перегин схилу жолоба, який у деяких острівних дугах виходить на поверхню (наприклад, острови Барбадос у Карибському морі). На поверхні цей морфологічний елемент представлений рифами або хвилерізними терасами. В структурному відношенні акреційні призми досить складні, вони утворюються деформованими уламковими породами, які можуть містити тонкі прошарки базальтів та ультраосновних порід, менш порушені теригенні та карбонатні породи.

За акреційною призмою розташовується фронтальна дуга, яка є відносно пасивним блоком древньої потужної кори, в якому проявлені переважно вертикальні рухи, зумовлені впливом орогенезу під час субдукції. Припускається, що в межах цього блока відбуваються важливі метаморфічні та плутонічні процеси, які сприяють перетворенню океанічної кори на континентальну. Формування фронтальних дуг, вірогідно, є одним з ефективних способів нарощування континентальної кори.

Вулканічне пасмо є найбільш характерною частиною острівнодугових систем, вулканічні очами відстоять від глибоководних жолобів на 150-200 км. Саме ланцюг вулканів розташований над відрізком зони підсування глибиною від 125 до 175 км. Острівнодуговий вулканізм вельми різноманітний, його склад у значній мірі залежить від основи, на якій вулканічна дуга заложилася. У вулканічних дугах, закладених на типовій океанічній корі, на початковій стадії переважають толеїтові базальти, пізніше може розвиватися сублужна базальтова серія – базальт-трахідолеритова асоціація, а на останньому етапі домінують андезитові та андезит-дацитові лави. Вулканогенні породи можуть містити тонкі прошарки вапняків.

Вулканргенно-осадочні породи прориваються інтрузіями переважно діорит-гранодіоритового складу, які утворюють внутрішні плутонічні та метаморфічні пояси острівних дуг, представлені інтрузивними породами та метаморфітами амфіболітової фації з андалузитом і силіманітом.

У поперечному перетині острівних дуг знайдено геохімічну зональність: від зовнішнього краю дуги до внутрішнього зростає вміст окиси калію відносно кремнезему.

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Кафедра геології

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ ПО ПРОВЕДЕННЮ ПРАКТИЧНИХ РОБІТ З НАВЧАЛЬНОЇ ДИСЦИПЛІНИ

ГЕОТЕКТОНІКА

Харків – 2017

РОБОТА 1. Методи вивчення сучасних тектонічних рухів

Картографічний метод. Синтезом усіх даних про прояв новітніх рухів є карти новітньої тектоніки. У 1983 р була видана «Неотектонические карта Світу» під редакцією Н.І. Миколаєва. На всіх цих картах колірними позначеннями показано розподіл новітніх (міоцен-четвертинних на першій карті, олигоцен-четвертинних - на другий) підняттів і опускань: для них встановлені різні кольорові гами. Амплітуда підняттів оцінена за відмітками поверхонь вирівнювання і сучасного рельєфу, амплітуда опусканий - по положенню підошви міоценових (на першій карті) або олігоценової (на другий карті) відкладень в западинах. Для платформних областей і орогенов прийняті різні шкали амплітуд рухів і застосовані різні відтінки кольорів, різними відтінками виділені епігеосинклінальні і епіплатформенниє орогени, хоча вони і не розрізняються за амплітудам і градиентам підняттів. Недосконалістю цих карт, особливо першої, є недостатнє відображення горизонтальних рухів; показані лише деякі надвиги і зрушення, без вказівки їх амплітуди.

Під час роботи використовують комплект карт сучасних рухів території України. Студенти повинні проаналізувати та співставити характер тектонічних рухів та сучасний рельєф.

РОБОТА 2. Методи вивчення новітніх (неоген-четвертинних) тектонічних рухів

Структурно-геоморфологічні методи. Відновлення нових структур і створили їх рухів і деформацій по особливостям рельєфу, стали основними для неотектонічне аналізу. Виявлення нових структур має велике практичне значення: для пошуків покладів нафти і газу, для пошуків розсипних родовищ, рудних родовищ новітніх металогенічної епохи, при будівництві атомних і гідроелектростанцій, портових споруд і ін.

Орографічний і батіметріческая методи найбільш прості з геоморфологічних методів. Перший з них застосуємо в тих областях суші, де швидкість вертикальних рухів набагато перевищує швидкість денудації. В областях орогенеза склепінні і сводово-брилові підняття і розділяють їх западини чітко виражені в рельєфі. Більш дрібні складчасті дислокації особливо добре виражені орографічно на зануреннях складчастих систем, на периферії, рідше в осьових зонах передгірних і міжгірських депресій.

Безпосередньо виражені в рельєфі морського дна і можуть виявлятися батіметрічним методом підняття і прогини різного масштабу, що знаходяться нижче базису дії хвиль, тобто в середньому близько 150-200 м.

Морфометричні методи. Для більш точного оконтурювання підняттів і виявлення активних розломів в межах сильно розчленованих денудацією молодих гірських країн і денудаційних рівнин платформ застосовуються різні морфометричні методи. Вихідним матеріалом служать топографічні карти,

які обробляються таким чином, щоб зняти вплив денудационного розчленування, особливо ерозійного врізу.
Вивчення морських узбереж. Наявність такого природного репера, як рівень моря, створює можливість виявлення і кількісної оцінки підняттів і опускань узбереж. Найкращі умови для цього знаходяться в районах з розвитком морських терас. Тераси представляють нахилені в сторону моря майданчики, що відповідають верхній частині колишньої материкової мілини, що примикає до стародавнього береговому уступу. Її тильний шов відповідає берегової лінії часу формування тераси і саме по ньому змиритися її сучасна висота над рівнем моря. Вироблення уступу і вирівняною поверхні самої тераси вказує на відносно стійке положення берегової лінії. Потім мало відбутися зниження рівня моря і вироблення нової тераси на більш низькому уровне1.
Вивчення морфології берегів дає додатковий матеріал для судження про спрямованість новітніх рухів. Для опускаються берегів характерний різко порізаний контур з численними затоками, бухтами, півостровами, мисами, абразивним типом берега2, з гирлами річок у вигляді естуарієв або зменшуються в розмірах дельт, а також дедалі менші завдяки наступання барів лагуни, що знижуються в бік моря берегові вали. На шельфі проти таких берегів часто спостерігаються сліди затопленого наземного рельєфу - підводні продовження річкових долин, моренні гряди, дюни, бархани, затоплені ліси, торф'яники, кори вивітрювання, грунту, поховані льоди, звернені форми рельєфу, занурені нижче рівня проживання ріфостроящіх організмів (до 45 -50 м) і відмерлі коралові рифи. Піднімається берегів властиві: більш-менш вирівняні обриси, переважно акумулятивний тип берега, гирла річок у вигляді дельт, що зазнають разрастаніе3, серії берегових валів з відмітками, що підвищуються в сторону суші, розростаються бари, а іноді і відгороджені ними лагуни, підняті коралові рифи.
Вивчення річкової мережі і річкових долин. Закладення річкових долин зумовлюється тектонічними умовами. При перебудові структурного плану річки змушені пристосовуватися до зростаючих антиклінальними підняттям, найбільш активні з яких відхиляють течію річки і викликають вигини річкового русла. При особливо швидкому зростанні підняттів річки залишають свої колишні долини, що зберігаються у вигляді висячих долин, і прокладають нові в обхід цих підняттів, утворюючи закрути. Але якщо річковий потік володіє великою живою силою, річка виявляється в змозі подолати підйом складки і зберегти колишнє положення, поглиблюючи своє русло з поступовим зростанням глибини врізу. Так утворюються антецедентний долини - прориви річки, через більш молоді антиклінальні височини. У таких долинах нерідко спостерігаються врізані меандри - ознака того, що річка спочатку текла по рівнині. Перебудови структурного плану часто є також причиною річкових перехоплень - розширення одного річкового басейну за рахунок іншого. Зазвичай таким басейном виявляється той, який розташований в області більшого відносного тектонічного занурення.

Тектонічні руху, які відчувають місцевістю, по якій протікає річка, знаходять своє відображення і в формі поздовжнього і поперечного профілю, і у всій будові її долини.

Вивчення поверхонь вирівнювання. Подібно до того як вивчення висотних відміток морських і річкових терас дає уявлення про амплітуду і швидкості новітніх підняттів на узбережжях і в долинах, в межах вододільних просторів гірських країн і денудаційних рівнин реперами служать поверхні вирівнювання У той час як найбільш древні річкові тераси мають пліоценовий вік, найбільш молоді поверхні вирівнювання відносяться до раннечетвертічного часу, а найбільш ранні сягають міоцену в епігеосинклінальні орогенов (Кавказ, Карпати та ін.), до палеогену - крейди в епіплатформенной орогенов (Тянь-Шань, Урал і ін.), до крейди - юре на древніх платформах (Сибірська, Африканська, Південно-Американська). Тому вивчення поверхонь вирівнювання, їх деформацій служить практично єдиним методом відновлення тектонічних рухів суші неоген-палеогенового і мезозойського часу.

Оскільки поверхні вирівнювання утворюються на невеликій висоті над рівнем моря і їх поверхня може бути наближено прийнята за горизонтальну, сучасна абсолютна висота даної поверхні дає можливість визначити загальну амплітуду і швидкість підняття гірської країни з часу її утворення.

РОБОТА 3. Методи вивчення древніх тектонічних рухів

Аналіз фацій. Під фаціями розуміють певні типи осадових порід, що виникли в певних фізико-географічних умовах, наприклад руслових піски, озерні вапняки, прибережні галечники та ін. Аналіз фацій широко застосовується в палеогеографії, але має суттєве значення і для тектоніки, особливо в поєднанні з аналізом потужностей.

Аналіз розподілу фацій за площею проводиться за допомогою спеціальних карт. Найбільш звичайний стратиграфічний інтервал - ярус, під'ярус, рідше більш дрібні (мікропалеонтологічна зона, горизонт, шар) або більші (відділ, система) підрозділи. Прикладом дрібномасштабних карт фацій (і потужностей) можуть служити карти «Атласу літолого-палеогеографічних карт СРСР» масштабу 1: 7 500 000, виданого в 1967 - 1969 гг.

Інтерпретація карт фацій включає виділення областей накопичення опадів даного стратиграфічного інтервалу і їх відсутності. Природно, що області накопичення опадів повинні розглядатися як області тектонічного опускання. В областях відсутності опадів потрібно з'ясувати, чи є це відсутність первинним, тобто дана область була в цей час областю зносу і, отже, тектонічного підняття, або вторинним, результатом подальшого розмиву. Вирішити це питання можна, аналізуючи фаціальний склад опадів, що обрамляють область їх відсутності, і з'ясовуючи, чи є в Цьому складі ознаки зносу саме з цієї області. Тут на допомогу таким макроскопічними ознаками, як присутність гальки або менш великих уламків порід, подібних з тими, що

складають, цю область, може бути використано присутність характерних для неї мінералів, зокрема мінералів метаморфічних порід.
Вивчення складу (і потужності) опадів, що обрамляють область підняття і розмиву розглянутого геохронологічного інтервалу, дає непрямі свідчення інтенсивності цього підняття. Чим грубіше відкладення, що облямовують давню сушу, чим ширше займана ними смуга і чим більше потужність грубо і великоуламкових утворень, тим інтенсивніше були висхідні руху суші.
Аналіз розподілу потужностей осадових і вулканогенних товщ - один з найважливіших методів тектонічного аналізу. Він проводиться на основі складання карт ліній рівних потужностей, або ізоппах (ізопахіт); такі карти зазвичай поєднуються з картами фацій. На відміну від методу аналізу фацій аналіз потужностей дозволяє дати не тільки якісну, але і кількісну оцінку вертикальних рухів. У мілководних, епіконтінентальних морях і на шельфах підводних околиць континентів потужність опадів відповідає розміру тектонічного занурення дна басейнів. Пояснюється це діяльністю хвиль, яка перешкоджає накопиченню опадів вище певного рівня - профілю рівноваги. Після досягнення поверхнею опадів профілю рівноваги їх подальше накопичення неможливо без опускання дна басейну, що створює додатковий простір можливого накопичення опадів. Завдяки цьому тектонічна занурення стає регулятором і заходом потужності опадів. У центральних частинах глибоководних басейнів і особливо у відкритому океані занурення випереджає надходження з суші уламкового матеріалу, це не компенсоване занурення. Його ознакою в розрізах древніх басейнів служить зміна вгору по розрізу мілководних відкладів все більш глибоководними.

РОБОТА 4. Складання схеми розподілу потужностей земної кори та літосфери на території України

Схеми (окремо для земної кори та літосфери) складаються на контурній карті України (рис.1). Дані о глибинах залягання поверхні Мохоровичича та поверхні астеносфери приведені в таблиці 1.
Схема складається методом лінейної інтерполяції з шагом стратоізогіпс через 5 км для поверхні Мохоровичича та через 10 км для поверхні астеносфери. На схемі також відображають кольором основні тектонічні одиниці території України: Український кристалічний щит, Дніпровсько-Донецька западина, Причорноморська западина, Волино-Подільська плита, Скіфська плита, Донецька складчаста споруда, Альпійські складчасті споруди Карпат та Криму.
В кінці роботи роблять висновки відносно закономірностей змін товщин земної кори та літосфери у консолідованих та складчастих областях.

Таблиця 1.

Місто	Глибина поверхні, км		Місто	Глибина поверхні, км	
	Мохо	Антено-сфери		Мохо	Антено-сфери

Вінниця	55	200	Рівне	53	150
Дніпро	34	230	Севастополь	55	130
Донецьк	44	150	Сімферополь	60	100
Житомир	42	160	Суми	45	210
Запоріжжя	45	170	Тернопіль	42	210
Київ	47	170	Ужгород	30	70
Кропивницький	45	250	Харків	40	200
Луганськ	43	150	Херсон	35	100
Луцьк	55	130	Хмельницький	43	200
Львів	52	100	Черкаси	35	180
Миколаїв	35	200	Чернігів	35	180
Одеса	54	220	Чернівці	37	150
Полтава	36	210	Яремче	60	70

РОБОТА 5. Визначення особливостей палеотектонічного розвитку території

Для того щоб виявнити динаміку та направленість тектонічних рухів якоїсь ділянки земної кори у плині визначеного відрізка геологічного часу, необхідно построїти геотектонічні карти та профілі, на які виносять дані про літофації та потужності.
В якості картографічної основи взати місця розташування пошукових свердловин на Керченкському та Таманському півостровах (рис.2).
Свердловинами вскритий неогеновий розріз, розчленований на вісім стратиграфічних одиниць (зверху вниз):

1. кимерійський ярус (середній пліоцен)
2. понтичний ярус (нижній пліоцен)
3. мотичний ярус (верхній міоцен)
4. верхній горизонт сарматського яруса (верхній міоцен)
5. верхня частина середнього горизонту сарматського ярусу (верхній міоцен)
6. нижня частина середнього горизонту сарматського ярусу (верхній міоцен)
7. конський та карагантський горизонти (верхній-середній міоцен)
8. чокрацький горизонт (середній міоцен)

На карті відповідного ярусу або горизонту поряд зі свердловиною виносять значення товщини відповідного стратиграфічного підрозділу. На половині відстані між свердловинами що вскрили відповідні відклади, та в яких вони відсутні поводять лінію берега. На площі поширення відкладів методом лінійної інтерполяції проводять ізопахіти у самостійно вибраному шагу (таким чином, щоб кількість ізоліній було більше 10).
На цій же карті поряд зі свердловинами виносять скорочені найменування літофацій (наприклад В-вапняк, ПГ – пісковики та глина і т.і.), які потім розмежовуються одна від одної. Виділені поля літофацій зафарбовуються в залежності від самостійно вибраних умовних позначок (бажано, щоб колір та його відтінки відображали пале офіціальні умови, наприклад, морські більш глибоководні відклади фарбують більш темним кольором).
Через місця найбільшого перепаду потужностей та змін літофацій проводять профіль. Верхня границя профілю, що відповідає покрівлі стратиграфічного підрозділу, приймається горизонтальною, від неї вниз, у місцях розташування свердловин, відкладають потужності у вибраному вертикальному масштабі. Границі між літофаціями на профілі умовно проводять вертикальними лініями. Профіль фарбують відповідними карті кольорами.
Після складення карти та профіля необхідно проаналізувати палеотектонічну обстановку та відповісти на так питання:

1. В яких місцях територія перетерпіла найбільші прогинання, як це відобразилось на літофаціях?

2. У скільки разів бистріше проходило прогинання найбільш мобільних ділянок в порівнянні найменьш мобільних?
3. Де знаходилась область зносу уламкового матеріалу?

Літофації та потужності неогенових відкладів Керчинського та Таманського півостровів (літофація, № свердловини (потужність, м))

1. Кимерійський ярус
Піски з галькою: 26(10), 37(30), 40(40), 43(40), 45(60), 48(10).
Глини та піски з прошарками глинистої залізної руди та ракушечники: 6(15), 12(20), 18(250), 19(200), 20(200), 27(20), 29(210), 32(300), 33(200), 44(40), 50(20), 52(330).
Залізні оолітові руди з ракушняками та глинами в підошві: 13(160), 14(170), 15(170), 16(210), 17(280), 28(210), 30(200), 31(200), 38(250), 39(250), 42(180), 47(230), 51(280), 53(320), 54(180), 55(200), 56(310).
Відклади відсутні: 1-6, 7-11,23-25, 34-36, 41, 46, 49, 57-59.

2. Понтичний ярус.
Піски з галькою: 6(5), 11(15), 24(35), 37(80), 40(30), 44(25), 46(60), 50(55).
Глини пічкуваті з прошаркамиракушняков, рідше пісків та мергелів: 12(25), 14(100), 15(120), 16(90), 17(300), 19(150), 20(145), 27(25), 28(100), 29(80), 30(90), 33(90), 36(60), 38(250), 42(120), 47(200), 51(380), 54(150), 55(300).
Глини: 13(170), 18(150), 31(270), 39(90), 52(410), 53(380).
Перешарування глин, вапняків, ракушняків, рідше пісків та пісковиків: 1(10), 25(30), 32(340), 43(10), 45(100), 49(60).
Відклади відсутні: 2-5, 7-10, 23, 34, 35, 41, 48, 57-59.

3. Меотичний ярус.
Піски вапнякові з галькою: 6(40), 8(50), 11(5), 12(60), 24(60), 25(60), 40(50), 46(80), 48(45), 49(60).
Глини з тонкими прошарками пісків, пісковиків, конгломератів, рідше мергелів та детритових вапняків: 13(260), 14(300), 15(300), 16(320), 17(300), 18(230), 19(90), 20(90), 28(170), 29(180), 30(160), 31(90), 32(70), 33(75), 36(75), 38(270), 39(340), 42(180), 47(280), 51(300), 52(280), 53(200), 54(290).
Вапняки ракушнякові з прошарками детритових, оолітових та щільних вапняків, мергелів, глин, рідше пісків: 2(60), 3(55), 4(60), 5(50), 50(60).
Вапняки мшанкові, у покрівлі вапняки ракушечні з прошарками детритусових і оолітових вапняків, глин, мергелів, пісків: 1(60), 26(60), 27(60), 37(60), 43(60), 44(50), 45(60).
Відклади відсутні: 7, 9, 10, 23, 34, 35, 41, 57-59.

4. Верхній горизонт сарматського ярусу.
Глини вапнякові з прошарками мергелей та мшанкових вапняків, місцями з галькою: 1(70), 4(60), 6(70), 7(50), 12(170), 16(170), 26(60), 27(220), 28(180), 29(160), 30(70), 42(150), 44(60), 45(130), 50(90).
Глини з рідкими прошарками мергелей: 13(130), 14(170), 15(170), 17(180), 38(250), 39(230), 41(200), 47(190), 51(180), 52(210).
Глини та піски: 2(50), 3(50), 5(50), 8(50), 9(50), 10(50), 11(50), 18(200), 19(60), 20(60), 23(55), 24(50), 25(50), 31(140), 32(130), 33(60), 34(50), 36(10), 37(120), 40(110), 43(60), 46(130), 48(80), 49(90), 53(140).
Піски з прошарками глини і конгломератів: 57(40), 58(45).
Відклади відсутні: 59.

5. Верхня частина середнього горизонту сарматського ярусу.

Вапняки мшанкові та детритусові, мергелі, рідкі прошарки пісків: 2(20), 3(20), 4(20), 5(20), 7(15), 24(40).
Вапняки з прошарками конгломератів: 45(40).
Глини вапнякові з прошарками ракушечніх детритусових вапняків, рідше пісків та пісковиків: 1(50), 10(50), 11(50), 12(50), 25(40), 26(50), 27(50), 37(40), 41(20), 46(40), 49(40), 57(40), 58(10).
Глини з прошарками мергелів: 13(100),14(150), 15(160), 16(90),17(90), 31(80),38(110), 39(80), 40(45), 42(90), 51(100).
Глини слабко піскуваті з прошарками мергелів, місцями вапняків: 18(100), 28(90), 29(70), 30(80), 32(75), 33(60).
Глини з прошарками пісків: 19(50), 20(50), 34(5), 35(5), 36(5), 59(70).
Піски з прошарками вапнякових глин, детритусових та ракушнякових вапняків, місцями конгломератів: 6(20), 8(50), 9(50), 23(60).

6. Нижня частина середнього горизонту та нижній горизонт сарматського ярусу.
Глини піскуваті: 1(170), 10(230), 23(210), 24(240).
Глини з прошарками мергелів: 11(350), 12(420), 13(350), 14(300), 15(300), 16(320), 17(180), 18(220), 20(100), 25(400), 26(300), 27(420), 28(420), 29(420), 30(370)Ю 31(195), 32(85), 33(200), 36(35), 37(390), 38(320), 39(180), 46(280), 49(340), 51(290), 58(390), 59(400).
Глини і піски з прошарками ракушечніх і детритусових вапняків: 2(150), 3(150), 4(150), 5(150), 6(150), 7(160), 8(190), 9(150), 19(180), 34(90), 35(90), 57(335).

7. Конкський та караганський горизонти.
Вапняки раковинні та піскуваті 36(45).
Глини з прошарками мергелів: 1(70), 2(40), 3(40), 4(40), 5(40), 6(40), 7(50), 8(70), 9(70), 10(100), 13(100), 14(120), 15(120), 16(140), 17(50), 18(120), 23(105), 28(110), 29(80),30(60), 31(30), 32(45), 37(80), 51(105).
Глини піскуваті: 11(160), 12(160), 19(50), 20(50), 25(130), 26(130), 27(155), 46(180), 49(130), 57(130), 58(175), 59(185).
Перешарування глин та пісків з прошарками гальки та конгломератів: 24(120), 33(90), 34(45), 35(30).

8. Чокракський горизонт.
Вапняки детритусові, мушлеві, мшанкові: 1(50), 2(20), 3(10), 4(15), 5(25), 6(5), 7(10).
Вапняки оолітові та моховаткові з прошарками мергелів, глин та пісків: 8(15), 9(30), 10(15).
Глини з прошарками мергелів: 11(50), 12(150), 13(50), 14(100), 15(45), 16(45), 17(40), 18(140),23(105), 24(120), 28(110), 29(80), 30(60), 31(30), 32(45), 37(80), 51(105).
Глини слабо піскуваті: 25(130), 26(140), 27(155), 46(180), 49(130), 57(130), 58(175), 59(185).
Перешарування глин та пісків з прошарками мергелів, гальки та конгломератів: 19(50), 20(40), 33(90), 34(45), 35(30).
Пісковики вапнякові: 36(45).

РОБОТА 6. Локалізація найбільш мобільних ділянок та визначення часу найбільшої тектонічної активності

Вибраний у попередньому завданні профіль приймають за основу для побудови зведеного розрізу по всім стратиграфічним підрозділам неогену. В якості горизонтальної лінії приймають покрівлю кимерійського ярусу.

По зведеному розрізу визначають:

1. Чи мінялось у часі місце найбільшого прогинання?
2. В якому з відрізків геологічного часу тектонічні рухи проявлені найбільш контрастне?
3. З якого часу почалось закладення Керченської протоки?

РОБОТА 7. Виділення структурних поверхів та приклад використовування об’ємного метода

Щоб виділити структурні поверхи необхідно провести два-три розрізи, в яких визначити формації та перерви в осадонакопиченні. В якості картографічної основи взяті місця розташування розвідувальних свердловин в західній частині Харківської області (рис.3). Свердловинами вскриті кайнозойські та крейдові відклади.

Для кожної свердловини необхідно розрахувати "коефіцієнт кластичності" – відношення сумарного об'єму уламкових порід (піски, пісковики, алевроліти) до об'єму всіх порід. По отриманим даним будують карти ізоліній.

РОБОТА 8. Аналіз тектонічної будови району.

В ході роботи студенти знайомляться з дрібно та середньомасштабними тектонічними картами, отримують навик роботи з науковою літературою, проводять самостійний аналіз тектоніки району, який видається викладачем (орієнтовна площа 50х50 км). В якості базової використовується "Тектонічна карта України масштабу 1:500 000".

Робота представляє собою пояснювальну записку, що містить наступні розділи:

- Загальні відомості по тектоніці району (положення району в регіональному плані, особливості будови земної кори, глибина залягання поверхні Мохо, астеносфери), супроводжується схемою з умовними позначками.
- Короткий нарис стратиграфії, супроводжується стратиграфічною колонкою.
- Основні структурі елементи району (структурні поверхи, складчасті та розривні структури, їх просторове положення, морфологія та походження).

	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12		13		14	
1	г	13	п	15	пг	57/57	мг	16/17	п	30	пг	26/27																
2	г	18	п	12	пг	18/17	мг	13/13	п	18	аг	5/5																
3	гп	6/6	п	15	пг	60/60	мг	16/17	п	65	а	12																
4	п	40	п	40	пг	48/48	мг	17/17	п	38	аг	10/34																
5	г	20	п	36	пг	67/67	мг	17/17	п	53	аг	16/16																
6	г	10	п	37	пг	55/55	мг	24/13	п	50	а	34																
7	г	7	п	33	пг	46/45	ма	11/20	п	24	а	30																
8		0	п	33	пг	83/6	мг	28/11	п	36	аг	30/1																
9	г	13	п	30	пг	20/20	ма	18/14	п	40	аг	14/14																
10		0	п	35	пг	55/50	м	20	п	35	п	25																
11	г	3	п	30	пг	64/43	м	25	п	18	пг	26/8																
12		0	п	48	пг	48/45	мг	15/15	п	22	п	25																
13	г	7	п	50	пг	64/21	ма	22/13	п	30	пг	15/16																
14	г	12	п	58	пг	62/40	м	9	п	20	пг	36/4																
15	г	31	п	54	пг	78/24	м	22	а	14	пг	12/16																
16	г	33	п	62	пг	74/43	м	22	п	27	пг	27/14																
17	г	19	п	42	пг	51/42	ма	26/12	п	30	а	40																
18	г	23	п	46	пг	78/32	мг	19/5	п	10	пг	36/4																
19	г	36	п	30	пг	53/8	мг	13/12	п	22		0																
20	г	18	п	15	п	23	м	24	п	28		0																
21	г	9	п	41	пг	13/14	м	24	п	25		0																
22	г	23	п	53	п	41	г	3	п	9		0																
23	г	9	п	66	пг	30/19	м	26	п	22		0																
24	г	10	п	35	пг	17/17	м	28	п	21		0																
25	г	14	п	52	пг	39/17	м	24	п	20		0																
26	г	7	п	70	п	54	м	24	п	23		0																
27	г	18	п	23	п	32	мг	13/12	п	31		0																
28	г	26	п	36	пг	54/4	м	11	п	24		0																
29	г	7	п	49	пг	52/26	мп	28/5	п	4	пг	7/3																
30	г	8	п	53	пг	47/21	мг	13/14	п	25		0																
31		0	п	21	пг	69/20	пг	6/7	п	14	пг	16/18																
32	г	11	п	39	пг	41/52	мг	14/6	п	22		0																
33		0	п	28	пг	36/36	мг	21/7	п	12		0																
34	г	28	п	50	пг	64/28	мг	20/8	п	28		0																
35		0	п	13	пг	50/34	мг	22/3	п	4		0																
36		0	п	39	пг	30/33	м	18	п	10		0																

37	г	14	п	35	пг	50/50	мг	13/12	п	19		0																
38	г	9	п	7	пг	76/24	м	18	п	5	пг	38/4																
39	г	3	п	24	пг	45/32	мг	13/12	п	8	пг	17/3																
40	г	2	п	15	пг	24/24	мг	7/6	п	17		0																
41	г	4	п	19	пг	19/6	м	26	п	6	п	4																
42	г	1	п	19	п	24	м	20	п	7		0																
43		0	п	21	пг	11/50	мг	11/7	п	16		0																
44		0	п	15	пг	62/5	м	22	п	15		0																
45	гп	2/3	п	21	пг	9/2	м	39	п	3		0																
46		0	п	13	пг	16/1	мг	16/7	п	10		0																
47		0	п	8	пг	37/8	мг	9/9	п	8		0																

Питання до екзамену з "Геотектоніки"

1. Геологічні методи вивчення тектонічних рухів.
2. Геодезичні методи вивчення тектонічних рухів.
3. Геоморфологічні методи вивчення тектонічних рухів.
4. Геофізичні методи вивчення тектонічних рухів.
5. Історичні методи вивчення тектонічних рухів.
6. Метод аналізу фацій і потужностей. Об'ємний метод.
7. Палінспастичний метод. Палеомагнітний метод.
8. Контракційна гіпотеза: основні положення, недоліки.
9. Гіпотеза пульсуючої Землі, можливі механізми.
10. Радіоміграційна гіпотеза: основні положення, недоліки.
11. Основні положення тектоніки літосферних плит.
12. Гіпотеза ізостазії, факти що її підтверджують.
13. Типи земної кори
14. Чим відрізняються континентальна та океанічна земна кора.
15. Межі першого та другого порядків в надрах Землі, їх природа.
16. Літосферні плити: межі, кількість, принцип виділення.
17. }Тектонічна обстановка континентальних рифтів.
18. Тектонічна обстановка серединно-океанічних рифтів.
19. Тектонічна обстановка пасивних континентальних окраїн.
20. Океанічний вулканізм: СОХ, острівних дуг, "гарячих" крапок.
21. Тектонічна обстановка акреційної призми.
22. Тектонічна обстановка океанічних плит.
23. Тектонічна обстановка острівних дуг.
24. Магматизм активних окраїн.
25. Зони Вадаті-Заварицького-Беньофа.
26. Склад та структура кристалічної основи платформ.
27. Склад та структура осадового чохла платформ.
28. Формаційні ряди осадового чохла платформ.
29. Стадії розвитку платформ.
30. Магматизм платформ.
31. Епіплатформний орогенез.
32. Планетарні складчасті пояси.
33. Будова складчастих поясів.
34. Розвиток складчастих поясів.
35. Осадові формації передових прогинів.
36. Магматизм складчастих поясів.
37. Основні етапи тектонічного розвитку Землі.
38. Механізм тектонічних рухів.
39. Енергетика Землі.
40. Основи тектонічного картування.