

ТЕМА 1.

1. КЛАСИФІКАЦІЯ БАСЕЙНІВ ОСАДОНАКОПИЧЕННЯ

У земній корі внаслідок реалізації тектонічних напружень утворюються три типи деформаційних зон:

1- розтягнення, з якими пов'язаний спредінг океанічної кори, рифтогенез, дайковий магматизм, вулканізм і скиди;

2- стиснення, яким притаманні складчастість, підкиди і насуви і формування гірсько-складчастих споруд;

3- горизонтального зсування, де формуються тектонічні зриви і покривно-насувні дислокації з латеральними переміщеннями блоків і масивів гірських порід.

Кожній з цих зон властивий певний структурний прояв у земній корі, рельєфі денної поверхні, сейсмічність, магматична діяльність, тектонічний стиль деформацій, виражений структурними парагенезами.

Концепція глобальної тектоніки літосферних плит пов'язує з ними формування певних типів кордонів між літосферними плитами:

1) дивергентного, на якому плити розсуваються у протилежні боки з утворенням нової океанічної кори у межах осьових зон серединно-океанічних спредінгових хребтів, де літосфера нарощується;

2) конвергентного, де плити стикаються, причому або одна плита занурюється під іншу у зонах субдукції, де літосфера поглинається, або краї плит зминаються у зонах колізії, де літосфера зминається і потовщується;

3) горизонтального зсування, де плити зміщуються латерально відносно одна одної за трансформними розломами, де об'єм літосфери зберігається.

Тип деформації літосфери на між-плитних кордонах використовується як основа класифікації осадових басейнів з урахуванням певних умов. Наприклад, зони тектонічних дислокацій мають різний масштаб прояву у земній корі - від транс-регіональних, складчастих, мобільних поясів до елементарних деформаційних зон сколювання, що містять локальні структури горизонтального зсування, розтягнення або стиснення. Тектонічні зони утворюються як всередині плит океанічного та континентального типу, так і на їх кордонах. Структури розсування можуть утворюватися як на дивергентних кордонах, наприклад, поза-дугові басейни розтягу, так і на конвергентних кордонах плит, наприклад, Pull-apart Basin. Крім того, у літосфері рідко відбуваються ортогональні до простягання між-плитних кордонів спільні переміщення плит, зазвичай рухи плит не перпендикулярні осі спредінга або простягання зони колізії. Через різні кінематику та кути рухів літосферних плит на між-плитних кордонах відбуваються комбіновані

деформації більш ніж одного типу. Слід також враховувати тип земної кори (континентальна, проміжна або океанічна), просторову і часову інверсію параметрів регіонального і локальних полів геодинамічних напружень.

Осадкові басейни (ОБ) у відповідності до тектонічної позиції підрозділяються (Редінг, 1985) на шість типів:

- 1- внутрішньоконтинентальні синеклізи, рифти і авлакогени;
- 2- басейни пасивних континентальних околиць;
- 3- басейни океанічних улоговин і вишин;
- 4- басейни зон субдукції;
- 5- басейни зон горизонтального зсування;
- 6- басейни зон колізії.

Тип ОБ найбільш достовірно визначається за характером геодинамічної обстановки і тектонічного режиму, чинному всередині літосферних плит:

А – внутрішньоплитних континентальних масивів;

Б – пасивних околиць континентів атлантичного типу;

В - активних околиць континентів андійського типу, що охоплюють зони субдукції та колізійні мобільні зони перехідних областей «континент-океан»;

Г - альпінотипної складчастості, включно гороутворення у колізійних поясах;

Д - крупних річкових дельт і підводних конусів виносу алювіальних осадів в акваторіях морів (табл. 1).

Таблиця 1. Класифікація осадкових басейнів континентів та перехідних зон «континент-океан»

А. Внутрішньоплитні осадкові басейни (у континентальних частинах літосферних плит)

1. Осадкові басейни докембрійських платформ (кратонів)

1-1. Синеклізи (intracratonic, interior cratonic, interior sag basins)

1-1a. Синеклізи тривалого розвитку

(синеклізи Східноєвропейської платформи, Сахарської плити, Іллінойс, Мічіган Північноамериканської платформи)

1-1б. Синеклізи короткочасного розвитку

(Кару Африканської платформи)

1-2. Лінійні западини

1-2a. Лінійні западини над рифтами, авлакогенами

(Прип'ятська, Дніпровсько-Донецька, Бенуе, Південно-Оклахомська)

1-2б. Інверсовані авлакогени (внутрішньоплитні складчасті пояси - inverted rifts)

(Донецький складчастий пояс, складчастий пояс Уошіто, Високий Атлас)

1-3. Перикратонні западини з редукованою «гранітною» корою

(Прикаспійська, Мексиканської затоки)

1-4. Крайові прогини та западини на околицях платформ (на континентальних схилах, що відкриваються у бік океану або рухомого пояса - marginal cratonic basins, forland basins)

(западини Волго-Уральської синеклізи на околиці Руської плити)

2. Осадкові басейни молодих платформ

2-1. Западини платформні (синеклізи)

(Західносибірська западина, Паризький басейн)

2-2. Западини квазіплатформні

(Тенгізська, Чу-Сарисуйська)

3. Рифти (елементи двох типів структур розтягу: а) грабен > рифт континентальний > область екстремального розтягу – Highly Extended Terranes), б) грабен > рифт континентальний > рифт океанічний)

3-1. Рифти континентальні (continental rift)

(Байкальський, Східноафриканський пояс, палеорифтові системи Мідконтиненту, Східноєвропейської платформи)

3-2. Осадкові басейни областей екстремального розтягу зі зривом у підваліні (detachment basins of highly extended terranes)

(западина Пустелі Севір Провінції Басейнів та Хребтів, западина Стрімон)

3-3. Рифти океанічні (на океанічній корі, обстановки перед-спредінгу та початкових фаз спредінгу - Proto-oceanic rift throughs)

(Червоне море, Каліфорнійська затока)

Б. Осадкові басейни пасивних околиць континентів (passive margin basins, marginal sag basins)

1. Рифтогенні периконтинентально-океанічні осадкові басейни

2. Трансформні периконтинентально-океанічні осадкові басейни (rift-transform (passive) margin basins)

В. Осадкові басейни активних конвергентних околиць плит (континентів)

1. Осадкові басейни фронтальних систем колізійних поясів (з явищами підсуву, а-субдукції) та зон субдукції

1-1. Передові прогини колізійних поясів (на континентальній корі) (foredeeps, foreland basins)

(Афгано-Таджицька западина, Передальпійський, Передуральський, Передкарпатський, Передгімалайський прогини)

1-2. Переддугові прогини та жолоби (на океанічній корі)

1-2а. Переддугові прогини (forearc basins)

1-2б. Жолоби (trench basins, trench-slope basins)

1-3. Переддугові прогини з акреційними призмами

(прикладі: прогини Каскадія, Барбадос)

2. Тилові (задугові) западини крайових морів - (backarc basins)

(западини Охотського моря)

3. Міждугові та внутрішньодугові прогини

(западини Хоккайдо, Ніігата)

3-1. Міждугові прогини (на океанічній корі – interarc basins)

3-2. Внутрішньодугові прогини (на континентальній корі – intra-arc basins)

4. Залишкові басейни (з океанічною корою - remnant basins)

Г. Осадові басейни областей гороутворення (орогенні)

1. *Між- та внутрішньо-гірські западини* (intermontane basins, intramontane basins)
2. *Передові гірські прогини* (за відсутності ознак субдукції - forland intermontane basins)

Д. Осадові басейни річкових дельт та підводних конусів виносу (deep-sea fans)

КОНТРОЛЬНІ ПИТАННЯ:

1. Які типи деформаційних зон утворюються у земній корі внаслідок реалізації тектонічних напружень?
2. Які типи кордонів між літосферними плитами утворюються у земній корі внаслідок реалізації тектонічних напружень?
3. Які критерії використовуються як основа класифікації осадових басейнів?
4. Які типи осадових басейнів виділяються у відповідності до їх тектонічної позиції?
5. Які типи осадових басейнів виділяються у відповідності до геодинамічної обстановки і тектонічного режиму, чинному всередині літосферних плит?

СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ НАФТОГАЗОВ ГЕОЛОГІЇ

ВСТУПНА ЛЕКЦІЯ

Басейновий аналіз [Basin analysis]

Басейновий аналіз [Basin analysis] – це комплексний міждисциплінарний метод вивчення геологічної будови, походження, еволюції, особливостей структуроутворення, а також генерації різноманітних корисних копалин в осадових басейнах (ОБ) будь-якого типу, що проводиться на основі всіх наявних фактичних геологічних, геофізичних, геохімічних даних. Традиційно БА містить:

- 1- аналіз стратиграфії і седиментації ОБ (включно сіквенс-стратиграфію),
- 2- одно-, дво- і тривимірне комп'ютерне моделювання історії формування та палеогеографії ОБ,
- 3- побудову збалансованих геологічних розрізів для аналізу історії седиментації і формування літо-стратиграфічних комплексів осадового чохла,
- 4-аналіз термічної історії комплексів осадового чохла для з'ясування умов генерації УВ і шляхів їх міграції у надрах ОБ.

Найважливішою складовою БА нафтогазоносних басейнів (НГБ) є моделювання його походження та історії розвитку тектонічної структури, яке охоплює:

а) кінематичне моделювання ОБ, на підставі якого відновлюються напрямки тектонічних рухів, кінематичні механізми закладення вихідної структури, подальшого занурення басейну та наступних складчастих деформацій на етапах тектонічної інверсії;

б) динамічне моделювання ОБ, на підставі якого реконструюються геодинамічні обстановки – з'ясовуються природа (джерело) сил і тектонічних напруг та викликані ними тектонічні режими деформацій, що контролювали його геологічну еволюцію;

в) седиментаційне моделювання ОБ, на підставі якого досліджуються палеогеографічні та геохімічні обстановки осадонакопичення у басейні седиментації;

г) термальне моделювання ОБ, на підставі якого аналізується формування та еволюція температурних полів в осадових комплексах та флюїдальних системах НГБ;

д) моделювання еволюції пластових флюїдальних систем, що вміщують водорозчинні вуглеводні (ВВ), на підставі якого відновлюються шляхи міграції ВВ з глибинних джерел, закономірності розподілу та умови формування зон нафтогазонакопичення і локальних великих скупчень ВВ у надрах НГБ;

е) сейсмічне моделювання структури ОБ для візуалізації у сейсмічному хвильовому полі розломних і складчастих структур різного масштабу, які контролюють нафтогазонакопичення;

ж) підсумкове комплексне геологічне моделювання, що об'єднує усі напрямки та компоненти моделювання БА.

Найважливішою складовою БА є дослідження походження і тектонічної еволюції НГБ, при цьому необхідно аналізувати глибинну будову та історію розвитку всієї ділянки літосфери під ОБ. Для цього зазвичай використовується *кінематичне моделювання*, що відновлює історію занурення басейну та його інверсійні деформації, та *динамічне моделювання*, яке реконструює геодинамічні обстановки (природу напруг та викликані ними тектонічні режими деформацій), що контролювали його геологічний розвиток.

Кінематичне та динамічне моделювання осадових басейнів на підставі тектонофізичного (геомеханічного) аналізу складчастих і розривних дислокацій є одною з важливих складових БА. Для НГБ, де структури і пов'язані із ними родовища нафти і газу, ускладнені на етапах тектонічної інверсії горизонтально-зсувними, покривно-насувними та підкидо-складчастими деформаціями, використання такого моделювання є необхідним. Воно є основою побудови 3D геолого-технологічних моделей родовищ ВВ.

1.3. Особливості геологічної будови та еволюції найпоширених типів осадових басейнів

Нижче з різним ступенем детальності розглядаються особливості найкраще вивчених типів ОБ.

1.3.1. Осадкові басейни (синеклізи) стародавніх платформ

Синеклізи стародавніх платформ формуються в усталених тектонічних умовах на консолидованій корі кратонів і є найбільшими синформними платформними структурами. Вони мають замкнутий ізометричний овальний або видовжений контур. Лінійні синеклізи зазвичай розвиваються над рифтами, повторюючи їх обриси. Товщини осадового чохла значно варіюють у їх межах, але рідко перевищують 5-6 км. У структурному відношенні синеклізи, як правило, мало виразні: їм характерна пласка, блюдцеподібна форма з нахилом шарів (за винятком зон дислокацій) не більше часток градусів та перших градусів.

Натомість, на тектонічно активніших кратонах є відступи від цього правила. Наприклад, басейн Офісер на Австралійській платформі має асиметричну форму. Вздовж його північного борту на кордоні з піднятим геоблоком Магрейв, що контролюється системою підкидів, відбувається різке, з перепадом до 10 км, занурення фундаменту [Lindsay, Leven, 1996].

Більшість великих синекліз тривалого розвитку є полігенними ОБ, тому що їх формування зазвичай починається з утворення рифту. У синеклізах давніх платформ рифтовий режим зазвичай повторювався, тому в підвалинах більшості синекліз

Східноєвропейської платформи залягають рифти рифейсько-вендської та девонської епох.

Характерною особливістю стародавніх платформ є те, що, хоча тут розміщуються синеклізи з різною тривалістю формування, але до них належать ОБ з найтривалішою історією, яка розпочалася з протерозою. Залежно від тектонічного режиму платформи, осадові чохла можуть бути різною мірою редукованими. Їх характерною рисою є уривчастість формування окремих структурних поверхів, розділених тривалими перервами. У вітчизняній літературі їх називають «структурно-формаційними комплексами», «ритмами», «циклами», в зарубіжній використовують терміни "последовательность" і "мегапоследовательность" (sequence, megasequence) (рис. 1.9, 1.10 А, Б).

Формаційні комплекси, що відповідають основним етапам розвитку синеклізи, можуть відрізнитися за ареалами поширення, розподілом складових структурних елементів, літофацій і товщин. Зазвичай і комплекси і перерви, що їх розмежовують, мають регіональне поширення, хоча в кожній окремій синеклізі не завжди навні усі члени повного осадового розрізу платформи. Прикладом є розріз Іллінойської синеклізи на Північноамериканській платформі, який з варіаціями поширюється на усій її площі (рис. 1.11). Головні події в історії синекліз і платформ мають глобальний, синхронний прояв, відповідаючи у часі глобальним епохам (фазам) тектонічної активізації.

Синеклізи стародавніх платформ є територіями з найбільш спокійно залягаючими шарами чохла, хоча в епохи тектогенезу інтенсивність

дислокацій значно зростає. Складчасті структури різних порядків, що утворюються в ієверсованих синеклізах, детально описані в численних роботах, тому тут не розглядаються. Щодо диз'юнктивних дислокацій у платформних западинах з потужним осадовим чохлам, то через слабку виразність вони справляють враження несистемних, динамічно не пов'язаних одне з одним. Проте, цілеспрямоване вивчення розривних і складчастих деформацій дає змогу виявляти характерні структурні парагенези, які є основою реконструкції геодинамічних

обстановок і кінематичних механізмів деформацій.

Ознаки горизонтально-зсувних деформацій спостерігаються у розрізах осадово-вулканогенних товщ рифтового етапу у підвалинах чохла глибоких синекліз Східноєвропейської платформи [Соколов та ін., 1994]. Іноді є ознаки скидання та насування у фундаменті та підвалинах осадового чохла, викликані стресом колізійного стиснення протягом етапів тектонічної інверсії.



Рис.1. 9.Осадні басейни Південноамериканської платформи, за [Milani, Zalan, 1999]

A

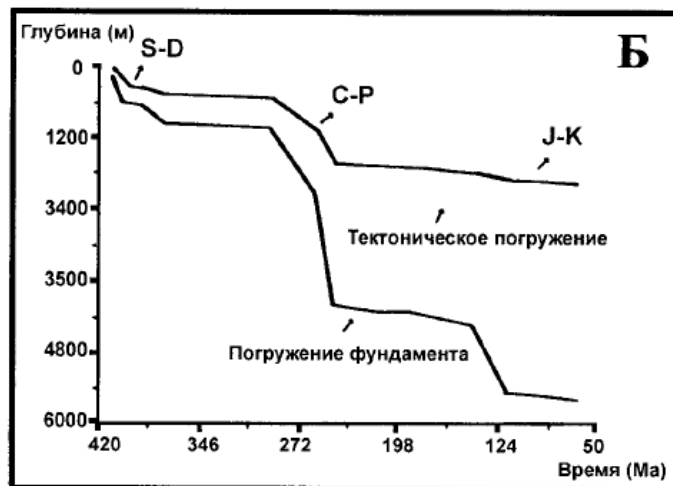
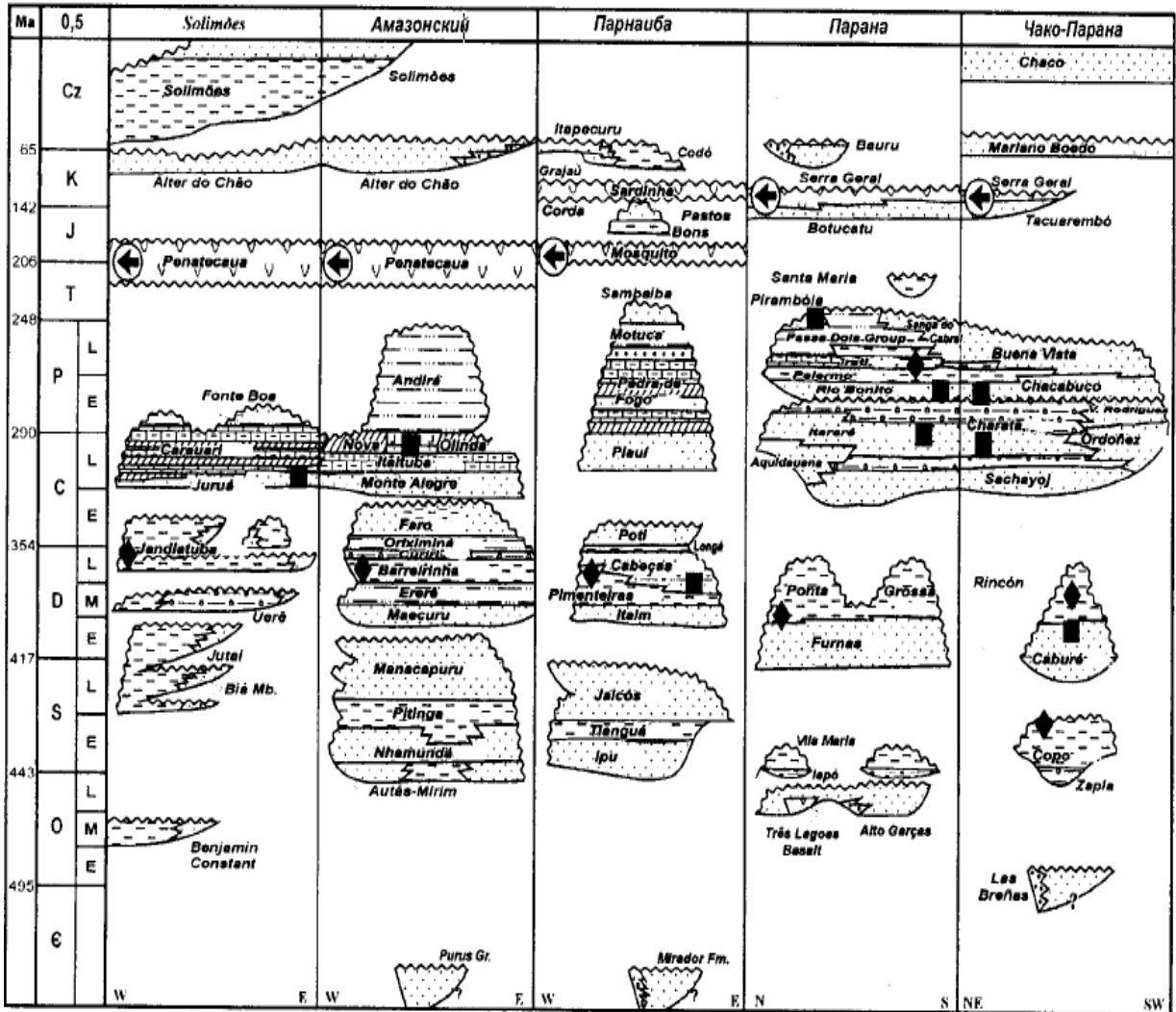


Рис.1.10. А: Комплекси чохла осадочних басейнів (синекліз) Південно-Американської платформи, за [Milani, Zalan, 1999] (англ. - назви формацій); Б: Крива опускання в осадочному басейні Парана, що ілюструє нерівномірність процесу, Zalan et al. з оботи [Busby, Ingersoll, 1995]

1.3.2. Лінійні западини та інверсовані авлакогени стародавніх платформ

До цієї категорії платформних ОБ належать западини, що утворилися над авлакогенами (палеорифтами) і, на відміну від синекліз, мають успадковану від рифту лінійну, зазвичай дещо викривлену морфологію. Але геологічні відмінності між ними набагато глибші. Лінійні западини відрізняються не лише у структурному відношенні, але, великими товщинами осадового чохла (понад 10 км), наприклад, 16-18 км у ДДЗ, 14 км у басейні Амадеус (Австралія), потужними соленосними відкладами і тектонічними зривами. Це пов'язане з властивостями літосфери та геодинамічним режимом, а загалом тим, що багато з них служили тектонічно ослабленими зонами земної кори та своєрідними «концентраторами напруг» у літосфері платформ.

Започаткований Шатським термін "авлакоген" [Шатський, 1964] охоплює усю сукупність лінійних синформних структур, починаючи з рифту в підвалині до накладених на нього лінійних западин. Він вдало відображає характерний зв'язок лінійної платформної западини з рифтом, виникнення та місцезнаходження якого обумовило її формування. Однак, у сучасній літературі сенс цього терміну дещо звужився і зазвичай застосовується як синонім лише рифту в підвалині западини.

Вулканогенно-осадові комплекси рифтового етапу, що залягають у підвалинах лінійних западин, мають різну тектонічну структуру. В одних ОБ вони слабо деформовані і зберігають первинне залягання, натомість в інших рифтові комплекси суттєво деформовані та перетворені у складчасті поверхи складної будови. Їх утворення не пов'язане з геодинамічними обстановками рифтоутворення, а визначаються тектонічними умовами, що склалися протягом подальшої, пострифтової (епірифтової) історії.

З врахуванням цих обставин, виділяються два типи лінійних западин:

а) *неінверсовані авлакогени* з не- або слабодеформованими рифтогенними комплексами у підвалині;

б) *внутрішньоплатформні зони деформації, або інверсовані авлакогени* з інтенсивно деформованими рифтогенними товщами.

У деяких крупних, протяжних системах лінійних западин спостерігається послідовна зміна інтенсивності та стилю деформації за простяганням - від ділянок з неперушеною первинною структурою до ділянок з альпіотипними деформаціями. Це зумовлюється різною величиною та азимутальним орієнтуванням головних осей деформуючих напруг по відношенню до тектонічної позиції їх складових структурних елементів, які зазнавали просторово-часової інверсії протягом етапів пострифтової історії. Яскравим прикладом є історія розвитку Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецько-Туаркирської палеорифтової системи, що являє собою різною мірою інверсований девонський рифтовий пояс з розташованими над ним лінійними западинами. Післярифтова еволюція поясу по-різному проявилася у структурі її складових елементів, ступень деформації яких закономірно зростає у південно-східному напрямку. У результаті Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький палеорифт, у складі Прип'ятського прогину та Дніпровсько-Донецька западини, зазнав складчастих деформацій через стрес під час колізійного стиснення здебільшого в осадовому чохлі. Донбас-Елістинський сегмент, включно Донецький складчастий пояс та Північнобузачинсько-Мангишлацький сегмент, зазнали інтенсивнішого зовнішнього стресу, тому тут значно деформованіший чохол і зім'ятий у складки фундамент. Нарешті, у Туаркирі колізійні деформації були максимальними, через що фундамент та чохол інтенсивно зім'яті тут у лускати тектонічні покриви та складки насунання.

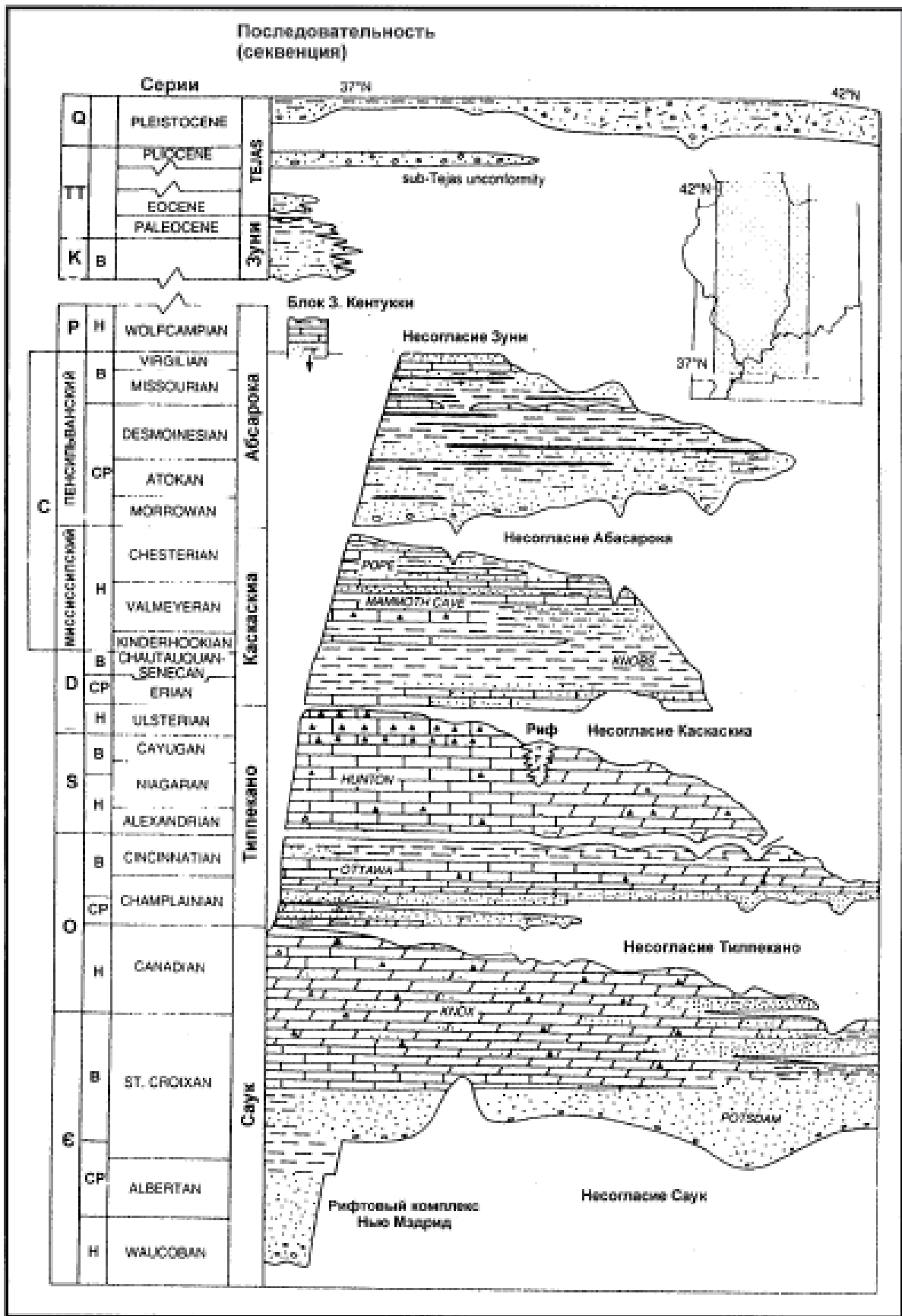


Рис.1.11. Будова осадового чохла басейну Іллінойс (США): послідовності (sequences) та стратиграфічні неузгодженості, за Buschbach, Kolata з роботи [Busby, Ingersoll, 1995]

Отже, лінійні рифтогенні западини, за умовами формування, є полігенними ОБ. Протягом історії їх геологічного розвитку відбувається зміна як мінімум двох геодинамічних обстановок – рифтової, яка може виникати повторно, зумовлюючи формування так званих телескопованих рифтів, та платформної западини (синеклізної). За окремих тектонічних режимів (підкидо-насувний) в рифтогенних ОБ може відбуватися остаточна тектонічна інверсія з утворенням складчастої споруди (пояса). Прикладом є формування Донецького складчастого поясу протягом киммерійського та альпійського етапів тектогенезу у межах лінійної западини Донбасу – крайньої східної структурної складової Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецької палеорифтової системи.

Тектонічна інверсія авлакогенів проявляється, насамперед, у складчастих деформаціях осадового чохла ОБ. Натомість деформації спочатку зазнає фундамент як складова частина консолідованої кори, в об'ємі якої, розподіляються тектонічні напруги. У стародавньому фундаменті, що зазнавав неодноразової активізації, відповідні структури виявляти значно складніше, але саме інверсією рухів та тектонічних режимів зі зміною напруг розтягу на колізійне стиснення пояснюється утворення «зворотніх скидів», а іноді і насувних лусок та пластин у фундаменті на краях деяких інверсованих авлакогенів. Це може викликати перекриття осадових порід, що заповнюють авлакогени, на різних стратиграфічних рівнях насунутими блоками та пластинами фундаменту. Прикладом є Південно-Донецька меланжева зона, сформована на північному схилі Приазовського кристалічного масиву Українського Щита.

Формування інверсійних структур деякі автори пов'язують з гравітаційним зісковзуванням блоків фундаменту від бортів до осі авлакогену. Така модель запропонована, наприклад, для родовища Білий Тигр на Зондському шельфі

Південносхідної Азії [Арешев та ін., 1997].

1.3.3. Перикратонні западини з "безгранітною" корою

Басейни перикратонних западин є найглибшими континентальними западинами. Їм зазвичай притаманні максимальні для ОБ товщини осадового чохла, що перевищують 12-15 км, накопичення потужних хеомогенних відкладів і прояви соляної тектоніки, значно редукований "гранітний" шар земної кори та великі ресурси ВВ. Наслідком формування солених товщ є характерний для даного типу ОБ аномально високий пластовий тиск у підсолевих комплексах, що викликає вертикальні перетоки флюїдів та впливає на розподіл ВВ скупчень у надрах нафтогазоносних басейнів (НГБ).

Походження потужних солоних товщ пов'язують з певними тектонічними обстановками у глибоких западинах і з "гранітною" корою що зазнала деструкції. Таким умовам відповідають перикратонні западини з редукованою «гранітною» корою, палеорифтові системи, лінійні западини давніх платформ, пов'язані з ними генетично, та басейни пасивних континентальних околиць. Характерною рисою формування цих ОБ є наявність етапу рифтоутворення.

При величезній сумарній товщині осадового чохла перикратонних западин потужності окремих його складових є значними, але не екстраординарними. На відміну від басейнів, яким притаманні лавинні швидкості седиментації протягом окремих епох осадонакопичення (наприклад, в Південнокаспійській западині в пліоцені - кварталі), в перикратонних западинах цього не спостерігається і потужний осадовий чохол обумовлений відносно великою тривалістю та безперервністю прогинання та осадонакопичення. Прикладом є Центральноприкаспійська депресія у складі перикратонної Прикаспійської западини.

Зазвичай роль потужного шару хомогенних відкладів у складі осадового чохла басейнів недооцінюється. Натомість, у таких ОБ як западини Прикаспійська, Північного моря, Мексиканської затоки вона постає важливішим тектонічним фактором галокінетичної складчастості як потужний шар верхньої кори із реологічними властивостями. До того ж хомогенний шар відіграє роль внутрішньокорової астеносфери, що визначає її ізостатичні властивості, виконуючи роль регіонального горизонту ізостатичного вирівнювання у межах континентальних плит.

Звісно, що уявлення щодо евапоритової моделі походження солей шляхом випаровування із морської води не пояснюють багатьох їх особливостей, зокрема, їх накопичення лише у басейнах певного типу. Натомість ряд дослідників [Джінорідзе, 1987, Созанський, 1973, В. Суярко, 2004] вважає, що утворення солей є результатом осадового процесу, обумовленого певним геодинамічним режимом, що забезпечував потрапляння до басейну мантийних солеутворюючих компонентів. У рамках «розсолно-регенераційної (рециклінгової)» моделі галогенеза [Беленіцька, 1989, 2000; Літогеодинаміка..., 1998] передбачається висхідне надходження та розвантаження у надрах ОБ високомінералізованих розсолів (у тому числі металоносних) та ВВ флюїдів із давніших, похованих галогеновмісних систем [Беленіцька, 2000, с. 67].

1.3.4. Осадіві басейни западин молодих платформ

У структурному відношенні ОБ молодих платформ не дуже відрізняються від синекліз давніх платформ, але за рядом відмінностей вони виокремлені в особливий тип. Від синекліз з давньою (протерозойсько-фанерозойською) і тривалою історією формування їх відрізняє набагато меншій стратиграфічний діапазон чохла. У западинах на епікаледонських

платформах горизонти нижньої частини осадового чохла мають найдавніший вік, починаючи з девона і карбона, натомість в ОБ молодих платформ осадовий розріз зазвичай розпочинається з тріасу та юри, рідше пермі. Геологічна історія та будова розрізу цих басейнів відрізняються простотою і монотонністю, а певні ускладнення в структуру вносять складчасті поверхи, сформовані у нижніх частинах осадового чохла, що відіграють роль своєрідних перехідних комплексів між фундаментом та чохлом.

Тектонічна природа перехідних комплексів представляє найскладнішу методичну проблему при вивченні молодих платформ. У ній фокусуються незбіжності у визначенні межі фундамент-чохол через різночитання геологічних та геофізичних даних. З точки зору геологічної історії і судячи з петрофізичних властивостей порід перехідного комплексу, перехід від доплатформного до синеклізного (платформного) етапу на молодих платформах є менш різким, тому і часова перерва між ними коротша, ніж на стародавніх платформах. Згідно робіт А.В.Пейве, А.Л.Яншина, Р.Г.Гарецького, певний зв'язок між фундаментом і чохлом тут ще зберігається, тому тектонічна успадкованість вважається типовою рисою епіпалеозойських платформ.

Історія западин молодих платформ, так само як і давніх, зазвичай розпочинається з закладення рифту, про свідчать приклади западин Західносибірської платформи, Аквітанського і Паризького басейну та ОБ епіпалеозойських платформ Західної Європи. Доволі типовим є також випадки накладання западин молодих платформ на раніше сформовану структуру передових прогинів, тому такі западини є полігенними ОБ. Прикладом цього служить Нижньосаксонський басейн (Німеччина).

Процеси формування рифтів, що залягають у підвалинах молодих западин, суттєво відрізняються за інтенсивністю. Крайнім елементом ряду є Західно-

Сибірська та аналогічні за походженням западини з інтенсивним потужним рифтогенезом, обумовленим попереднім розколом континентальної кори. На іншому фланзі знаходяться менші за масштабом рифтогенні структури, залягаючи у підвалинах багатьох епіпалеозойських западин Західної Європи. Наприклад, у Паризькому басейні простежені лише релікти тріасового рифта, їх загальна товщина не досягає 600м, в їх складі є також евапорити, але дуже невеликої потужності. [Goggin et al., 1997]. Враховуючи зв'язок цих структур з горизонтальними зсувами системи розривів Брей, інтерпретувати природа цих тріасових западин пов'язується з зсувними структурами типу Pull-apart basin, що утворилися у геодинамічній обстановці транстензії.

1.3.5. Рифти

Рифти належать до структур, що займають особливе місце у процесах формування НГБ, тому питання рифтогенезу є актуальною темою у тектоніці та геодинаміці ОБ [Continental..., 1995; Rosendahl, 1987].

Рифти утворюють одиничні лінійні структури або групуються у кулісні системи або такі, що гілкуються. Вони представлені западинами різної морфології та кінематики та горизонтально-зсувними структурами, що утворилися в обстановці простого розтягу земної кори (троги, грабени) або транстензії та транспресії (западини типу Pull-apart basin). Це визначення суттєво відрізняється від звичного, принаймні сучасні уявлення щодо походження, будови та еволюції рифтів вже далеко відійшло від первісних уявлень про рифт як про простий трог або грабен, обмежений скидами.

Головною діагностичною ознакою рифтів є лінійна структура та певний геодинамічний режим формування. Інші ознаки, такі як літологічний склад порід, що заповнюють рифт, тип земної кори і магматизму важливі, натомість, у

порівнянні зі структурними ознаками вони вторинні та недостовірні, втрачаючи сенс, коли йдеться про палеорифти.

1.3.5.1. Стародавні та сучасні рифти

Питання про ідентичність умов формування сучасних та стародавніх (fossil rift) рифтів у цілому вирішено позитивно, тому терміни "авлакоген" та "палеорифт" розглядаються як синоніми [Гарецький, 1995]. Багато робіт, присвячених порівнянню морфологічних, структурних, формаційних та інших особливостей рифтів різного віку, доводять їх формування за аналогічних геодинамічних умов і послідовності етапів розвитку [Гарецький та ін., 1988; Ляшці- віч, 1989; Nikolaev, 1999]. Натомість, не завжди буває легко обґрунтувати приналежність до рифту деяких стародавніх структур.

Інформацію про рифти, що розміщуються у підваліні чохла осадових басейнів, дають геофізичні, головним чином, сейсмічні дані. Через брак фактичних даних прямих геологічних методів вивчення, адекватне уявлення про будову похованих палеорифтів можна отримати лише з використанням непрямих методів тектонофізичного та сейсмостратиграфічного аналізу. Однак, при великих товщинах осадового чохла, що вміщує потужні вулканічні та хемогенні товщі, через зниження якості вихідної інформації достовірність ототожнення досліджуваних структур з рифтом зменшується.

Інваріантність суб'єктивних оцінок велика тоді, коли рифт ідентифікується на підставі речовинного складу порід, що вважаються індикаторами рифтового режиму, за відсутності наочних структурних ознак рифту. Уявлення про породи-індикатори рифтогенезу, вулканічні включно, є непевними особливо у складчастих поясах, де вони зазвичай зазнавали тривалої тектономагматичної і метаморфічної переробки. Прикладом є недостовірні дані щодо віднесення різновікових (рифейських, нижньопалеозойських, девонських)

осадово-вулканогенних комплексів у палеозойдах Уралу до рифтових [Іванов та ін., 1989]. Оскільки геодинамічна обстановка протягом їх накопичення у більшості випадків не піддається реконструкції, їх рифтова природа залишається під сумнівом [Маслов, 1994]. Те саме стосується діагностики ранньо-середньорифейських товщ Південного Уралу, значної частини розрізу пізньо-докембрійських комплексів Північноамериканської і східних областей Східноєвропейської платформ, заснованій лише на петрохімічних та геохімічних властивостях порід без достатньої інформації про структурні особливості первинних басейнів седиментації.

Слід розуміти, що лише за характером розподілу товщин літологічних комплексів порід, без достовірних даних про седиментаційні особливості басейну, важко розрізнити два контрастні варіанти осадо накопичення: 1) синрифтове заповнення ОБ або 2) консервація в рифтових западинах реліктів відкладень давніх епох ("негативних залишків"), що раніше складала чохол рифтових западин западини, але згодом були зруйновані ерозією за їх межами. У таких випадках стратиграфічний діапазон відкладів, що заповнюють рифтову западину, не є синрифтовим. Ситуація, коли вік відкладів у грабенах є давнішим за епоху рифтогенезу, є доволі поширеною на древніх платформах, наприклад, у девонських авлакогенах Східноєвропейської платформи, у підвалинах яких залагають рифейські відклади, мезозойських западинах Ірану та інших країн Близького Сходу, де розвинені товщі кембрія, мезокайнозойських западин Індостану, у підвалинах яких залагають кам'яновугільно-нижньокрейдові гондванські формації, у кайнозойських грабенах Передкавказзя, Скіфської та Туранської платформ зтріасовою товщею у підвалинах.

Отже, для достовірної ідентифікації рифтогенних відкладів необхідно, по-перше, ретельне та літолого-

сеймостратиграфічне вивчення характеру їх залягання, по-друге, реконструкція регіональної палеофаціальної обстановки.

1.3.5.2. Тривалість рифтогенезу

Дискусійним є питання тривалості формування рифтів, тому остаточно не вирішено, чи є коректним віднесення до рифтів структур відносно швидкого формування. Це стосується, наприклад, пізньокайнозойських рифтів Східної Африки, Байкалу, а також структур розтягу земної кори тривалого формування, наприклад систем девонських та рифейських рифтів Східноєвропейської платформи або протерозойських рифтів Сибірської платформи.

Для рифтів-монобасейнів епізод часу, починаючи від перших ознак рифтогенезу до завершального заповнення рифтової западини осадами, становить зазвичай 20-35 млн. років. При цьому процес триває в часі нерівномірно, маючи імпульсний характер тектономагматичної активізації. Наприклад, у Східноафриканській рифтовій системі (Ефіопія), при загальній тривалості вулканізму понад 30 млн. років, основний обсяг вулканічних виливів відбувався протягом менше за 5 млн років, а саме в інтервалі поміж 20 та 25 млн. років [Казьмін, 1990]. Імпульсний характер мали також виливи континентальних покривних базальтів. При тривалості однієї епохи їх виливу 30-35 млн. років, переважна порція базальтів виливається протягом одного - двох імпульсів тривалістю 1-5 млн. років. При середній продуктивності порції базальтів $0.075-0.030 \text{ км}^3/\text{рік}$ продуктивність виливів під час імпульсів досягає понад $1 \text{ км}^3/\text{рік}$.

Занурення рифтових грабенів зазвичай відбувається відносно швидко, має імпульсну природу і тривалість порядку декількох млн. років у рифтах різного віку закладення [Гарецький та ін., 19.]

Рифти (авлакогени) стародавніх платформ характеризуються тривалим ям і багатоетапним формуванням, тому

рифтові ОБ є полібасейнами. Прикладом є палеорифт Мідконтиненту на Північноамериканській платформі [Hinze et al., 1992; Van Schmus, 1992], що закладався на архейсько-ранньопротерозойській корі. Стратиграфічний розріз рифтогенної формації Кьюіноу оз. Верхнє (рис.1.12), складається з кількох комплексів:

а) у підвалині ОБ залягають інтрузивні та вулканічні породи, що вважаються раннерифтовими, але їх приналежність до рифту не певна;

б) на них залягають синрифтові вулканогенно-садові породи, прорвані інтрузіями основного складу, що є найпотужнішою рифтовою товщею;

в) на них залягає пізньорифтова уламкова товща;

г) їх перекриває чохол пострифтових уламкових відкладів платформних западин, накладених на рифтову систему.

Рифтовому комплексу у розрізі палеорифту Мідконтиненту відповідають дві середні товщі (б, в). Час формування рифту, датований U-Pb методом варіює від 1109 до 1087 млн. років, а за віком накопичення син- та пострифтових порід має тривалість близько 20 млн років. Це відповідає середній тривалості формування пізньо-кайнозойських рифтів світу.

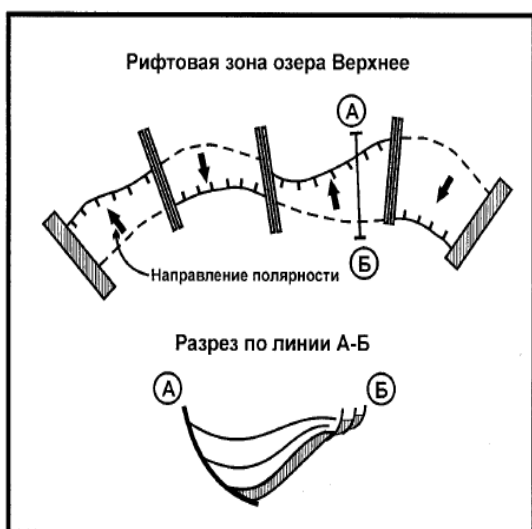


Рис.1.12. Зміна полярності прогинання у грабенах рифтової системи Верхнього озера, США, Канада, за [Dickes, Mudrey, 1989]. Сегменти рифтової системи розділені поперечними зсувними зонами акомодациї.

Таким чином, тривалість формування окремого рифта або системи рифтів слід з'ясувати відносно до таких басейнів, що пройшли у своєму розвитку рифтову стадію. Не менш важливо також враховувати динаміку процесу формування кожної окремої рифтової структури. На прикладі багатьох рифтів встановлено, що загальний час формування рифтової структури - від появи початкових ознак рифтогенезу до завершального заповнення рифтової западини осадами - може бути тривалим, але у часі нерівномірним. Характерним є швидкий імпульсний прояв типових подій, (вулканізм, швидке просідання грабенів), якими в визначається суть рифтогенезу.

Проте, не лише фактор тривалості формування слід використовувати для ідентифікації рифтових структур. Формування рифту триває доки діють умови, що його викликають, а саме геодинамічна обстановка розтягу кори у поєднанні із певними деформаційними властивостями літосфери. Глобальність процесів рифтогенезу забезпечуються синхронним поновленням необхідних умов в більшості платформних областей на протязі значного інтервалу часу, тоді рифтоутворення складається з двох або більше окремих стадій. Зокрема, цю особливість мають рифти початкових стадій розвитку пасивних околиць атлантичного типу, формування яких пов'язано з глобальним процесом розколу мегаконтинентів.

1.3.5.3. Асиметрія будови рифтів

За даними глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) земної кори і верхньої мантиї встановлено, що рифти мають симетричну або асиметричну структуру в поперечному перерізі.

Причому симетричні рифти зазвичай обмежені розривами лістричного типу, як, наприклад, у палеозойському Прип'ятському рифті, де полого нахилені розриви простежуються до межі кора-мантия [Гарецький, Клушин, 1989].

Асиметричні рифти складають більшість рифтових систем планети, до

яких належать: кайнозойська Східноафриканська, раньомезозойська східного узбережжя Північної Америки, палеозойська Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецько-Туаркирська і багато ін. Вони представлені односторонніми грабенами ("напівграбенами"), які лише з одного боку обмежені крайовим розривом, або є два крайових не рівноцінних за значенням розриви, тільки один з яких грає провідну роль системоутворюючого (рис. 1.13). Асиметрія належить до однієї з найбільш характерних рис рифтів, причому вона виражається не лише у будові самих рифтових западин, а також в інших особливостях: рельєфі поверхні (високий рельєф тільки з одного боку рифту), розподілі вулкантів та глибинному рельєфі (виступів мантії, або астеносфери щодо осі рифту).

Розриви, що обмежують напівграбени, мають також лістричну форму: круті біля поверхні, на глибині вони утворюють пологі, субгоризонтальні поверхні зриву. Залежно від розмірів грабену і властивостей кори, її реологічної та структурної розшарованості, нахил і глибина проникнення розривів можуть бути різними. У невеликих за розміром грабенах тектонічні зриви можуть загасати вже у верхньокорових горизонтах або на межі чохла-фундамент. Натомість у великих і глибоких грабенах зриви проникають глибше, зливаючись із пластичними горизонтами у нижній корі та на розділі Мохо (М). Принаймні, підвалини кори і розділ М служать для більшості зривів базовою поверхнею, нижче за яку вони зазвичай не продовжуються.

Нахил площини зривів є важливою структурною характеристикою рифтів. Згідно даних по Східноафриканському рифтовому поясу [Mogley, 1989], з цим, параметром, крім морфологічних особливостей, корелюється ряд його найважливіх властивостей, таких як величина теплового потоку, інтенсивність вулканізму (обидві вище при пологому нахилі зриву), глибина сейсмогенеруючого шару кори (при пологому зриві він залягає вище 15 км,

при крутому - глибше), співвідношення амплітуд горизонтального та вертикального зсування. Певні відмінності виявляються також у будові та речовинному складі осадових комплексів рифтових западин.

Кінематичний механізм утворення асиметричних рифтів не заперечує законам геомеханіки і відтворюється експериментально за даними лабораторного моделювання на різних матеріалах у різних умовах деформування: спочатку відбувається формування симетричних розривів, з яких в процесі деформації лише один залишається активним; натомість розвиток іншого блокується і він стає другорядним, або перетворюється на серію дрібніших розривів, що загасають. Це зумовлюється еволюцією геодинамічної обстановки протягом початкової стадії формування рифту. Щодо наступних етапів історії, то протягом тектонічної інверсії рифтів їх структура та кінематика можуть змінюватись у відповідності до зміни параметрів чинного поля напруг. Наприклад, для Байкалу, за даними [Lobkovsky et al., 1996], у середині пліоцену відбувався перехід від стадії формування асиметричного напівграбену до стадії симетричного грабену, обмеженого з обох боків рівноцінними скидами.

Стадії розвитку рифтової структури, від початкової стадії утворення розсіяних систем розривів та їх об'єднання у спільну деформаційну зону сколювання до стадії зрілого рифту з концентрацією горизонтальних рухів у зонах головних крайових розривів, доведені експериментально і спостерігаються на природних об'єктах. Однією з сучасних рифтогенних структур є Момський рифт, що знаходиться на початковій стадії свого формування. Наразі це ембріональний рифтовий пояс, що складається з динамічно пов'язаної системи дрібних порушень і в тектонофізичному сенсі є лінійною деформаційною зоною сколювання (горизонтального зсування) земної кори

[Мірлін, 1985]. За даними моделювання вважається, що ця вихідна система розривів, тріщин, дрібних грабенів та западин у процесі геологічного розвитку перетвориться на лінійну систему грабенів, у яких буде локалізована зсувна деформація.[Шерман та ін., 1991].

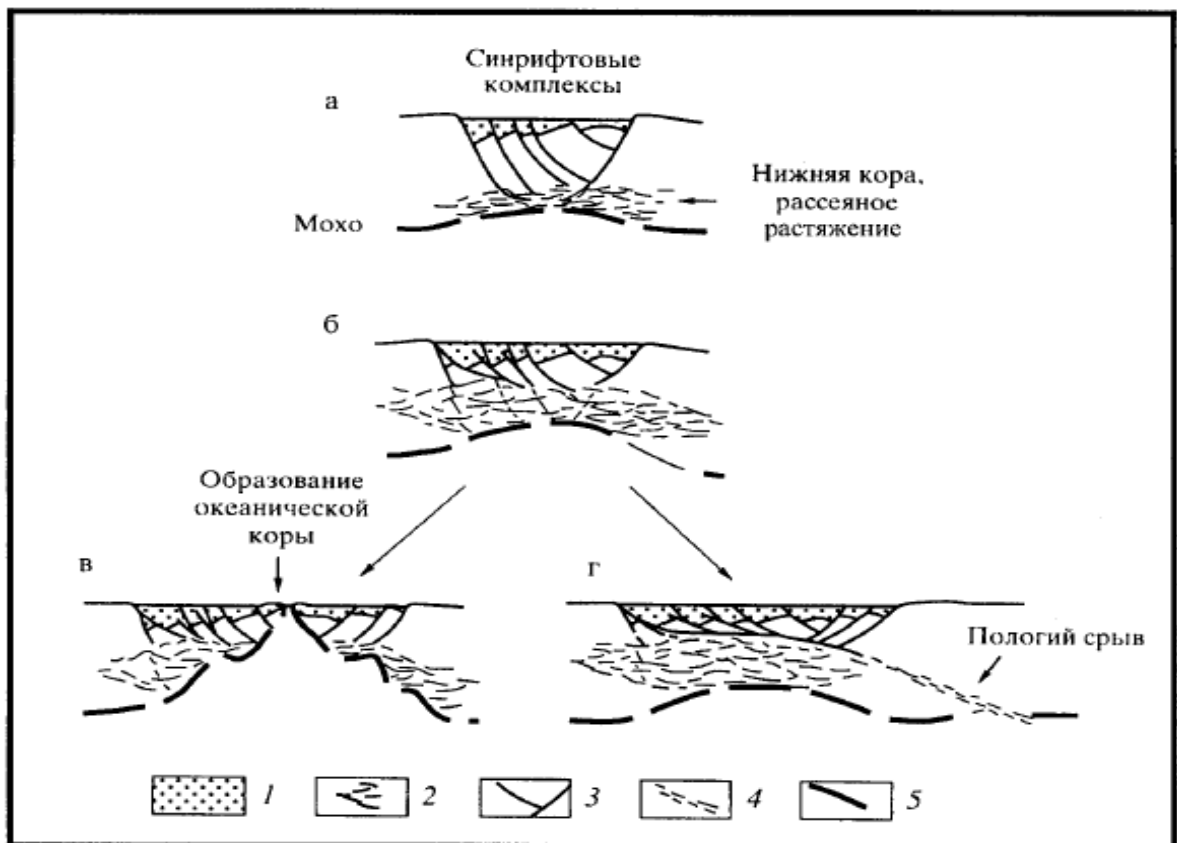


Рис.1.13. Принципова схема варіантів розвитку рифтової структури за умов розтягу, за [Morley,1989]: 1 - синрифтові комплекси, 2 - область латеральної течії в нижній та, частково, середній корі, 3 - розриви, 4 - глибинний пологий зрив, 5 - розділ Мохо

1.3.5.4. Поодинокі рифтові западини, рифтові пояси та системи

Рифти можуть існувати у вигляді індивідуальних рифтових структур (грабенів, горизонтально-зсувних западин типу Pull-apart). Натомість частіше окремі рифти групуються у системи, або пояси, нерідко складні та розгалужені, з типовим кулісним розташуванням індивідуальних западин. Деякі з них дуже великі за розмірами, наприклад, альпійська рифтова система Байкалу (протяжністю до 1500 км), а з стародавніх - Дніпровсько-Донецький палеорифт (понад 1000 км). У структурі та кінематиці рифтових систем важливу роль грають зони акомодатії (acomodation zones), що складені лінійними зонами розривів-трансформів (зонами сколу). У сучасних рифтових системах вони, зазвичай, мають структурний прояв у рельєфі у вигляді структурних перемичок між окремими

западинами, або системами з кількох западин у межах рифтового поясу. [Bosworth, 1989; Rosendahl, 1987]. Зони акомодатії розподіляють рифтові пояси на окремі тектонічні сегменти з різними напрямками і кінематикою рухів та особливостями структуроутворення в їх межах. Характерною рисою поясів, що складаються з асиметричних рифтових структур; є зміна полярності з різних боків зон акомодатії. Для них в англійській літературі вживається спеціальний термін "twist zones" [Pinet, 1989].

Зони акомодатії встановлені в рифтах різного віку закладення. У сучасних альпійських рифтах вони детально вивчені на прикладі інтерпретації структури та кінематики рухів Східноафриканського рифту [Flannery, Rosendahl, 1990; Rosendahl, 1987] та палеорифтової протерозойської системи Мідконтиненту Північноамериканської платформи [Dickes, Mudrey, 1989].

Палеорифт Мідконтиненту складається з окремих кулісно розташованих, ешелонованих асиметричних западин, розділених зонами акомодатії з мінливими напрямками і кінематикою рухів (accommodation faulting) (рис. 1.12).

Система рифтових западин передальпійської області, що складаються з грабенів Лимань, Бресс та Верхньорейнського, також має ешелоновану будову, яка свідчить про їх утворення у горизонтально-зсувному полі напруг, обумовленому колізійним стресом з боку Альпійської гірсько-складчастої системи [Caige, 1977]. Структури-перемички, що їх розділяють, інтерпретуються як зони акомодатії.

У рифтових поясах спостерігається послідовний у часі просторовий розвиток - так звана «пропагація» (propagation) рифта по простяганню. Ця важлива особливість формування рифтових поясів, що обумовлена послідовністю розвитку зсувної/розсувної деформації, проявляється у різних масштабах. Найкрупнішим з можливих структурних проявів є утворення рифтового пояса з послідовним просуванням його у межі масивів з континентальною корою. Зазвичай спостерігається пропагація у менших масштабах, коли відбувається розвиток окремих складових елементів рифту у різні боки від локального центру. Така ситуація виявлена у Кенійському рифті, що є одним з відгалужень Східноафриканської рифтової системи. Формування Кенійського рифту розпочалося від району озера Туркана на півночі Кенійського рифту у південному напрямку. На це вказує закономірна зміна у цьому напрямку ряду ознак, таких як вік рифтогенних розривів та вулканізму, величина розтягування та утоншення кори [Morley et al., 1992].

Еволюція Байкальського рифту виражена послідовним у часі (від міоцену до четвертинного часу) утворенням у континентальній корі протяжної системи кулісообразно зчленованих западин, що нарощують рифтовий пояс у північно-східному напрямку [San'kov et al., 2000].

1.3.5.5. Горизонтально-зсувні деформації у рифтових поясах

Рифти здебільшого вважаються структурами розтягнення, утвореними за системами скидів. Натомість у межах усіх стародавніх та сучасних континентальних рифтів встановлені системи горизонтальних зсувів, а в сучасних рифтах виявлена значна зсувна складова сучасного поля напруг. Тому найпоширеною структурною формою в рифтових поясах, крім грабенів, є западини типу Pull-apart basin. З закладення зсувних деформацій та утворення Pull-apart структур розпочиналося формування багатьох континентальних рифтів. Таким чином, рифтові структури та пояси є зонами концентрації зсувної деформації (мегазонами сколювання), багато з яких розглядаються як трансформні (transform) або внутрішньоплитні (transcurrent) зсувні мегазони, що розділяють літосферні плити.

Зсувна складова тектонічних рухів встановлена, зокрема, у таких рифтах, як Байкальський [Роль зсувної..., 1997; Леві та ін., 1997], Левантинський (Мертвого моря) [Копп та ін., 1994], Верхньорейнський грабен [Iilies, Greiner, 1978]. Для системи рифтових западин у межах передальпійської області, що складається з грабенів Лимань, Бресс та Верхньорейнського, передбачається формування у зсувному полі, обумовленому тиском Альп [Caire, 1977]. Первинність великомасштабних сколових напруг і деформацій у континентальній корі при закладенні рифтових прогинів, що вважаються результатом утворення зон сколювання, передбачається для системи рифтів Східної Африки [Rosendahl, 1987]. Перші рухи, що привели до початку розкриття рифту, були тут повсюдно горизонтальними та здійснювалися в умовах загального зсувного тектонічного режиму [Chorowicz, 1990].

У Байкальському рифті виявлена складна структура поля напруг, у якому чітко виділяється горизонтально-зсувна

складова. В межах Байкальської западини та навколишній території, розвинений зсувний структурний парагенез кулісних грабенів і структур типу Pull-apart. Під час їх утворення переважали два режими деформування [Леві та ін., 1997; Levi, Balla, 1996]:

а) транстензії (горизонтального зсування з розтягом) (Байкальська западина) або стиску (Тункінська западина у південно-західній частині Байкалу);

б) транспресії (зсування зі стисненням) або розсування (у центральній частині Байкальської западини). Горизонтальні зсуви притаманні флангам рифтової зони.

Зсувному типу деформаційних структур відповідає рисунок розривів та систем окремих западин Байкальського рифту та його флангів [Sherman, Gladkov, 1999]. Більшість з них мають діагональне розташування щодо до загального простягання рифту, характерне для западин зсування типу Pull-apart, сформованих над деформаційними зонами сколювання.

Вказані два режими - зсуву та розтягу з розсуванням тектонічних блоків відповідають певним стадіям розвитку Байкальського рифта. Закладення і початкова стадія його розвитку відбувалися в горизонтально-зсувному режимі, який згодом змінився розтягом. Складнішою обстановкою (стиснення – зсування - розтяг) зумовлена послідовність тектонічних режимів формування Тункінської западини, розташованої на південно-західному фланзі Байкальської рифтової системи. Але за таких геодинамічних умов формування западини почлося не з розтягу, а зі стиснення, яке змінилося зсуванням, а на завершальній стадії розтягом з розсуванням континентальної кори.

Домінуючу роль зсувної складової у сучасній кінематиці Байкальського рифту підтверджують розрахунки вивільнення у корі сейсмічної енергії [Рундквіст та ін., 1999]. Встановлено, що агентами максимального вивільнення сейсмічної енергії є землетруси, зумовлені

горизонтальними рухами геоблоків, величина енергії яких на порядок переважає енергію землетрусів, викликаних розривами іншої природи. Отже, зсувна складова переміщень блоків водночас поєднується з активним проявом скидової (розсувної) тектоніки [San'kov et al., 2000].

1.3.5.6. Рифти у системі геодинамічно подібних геоструктур

Рифтогенез займає певне місце у системі структур розтягу, доволі близьких за геодинамічними умовами формування. Серед них виділяються два еволюційні ряди, що розрізняються по кінцевому структурні результату.

1. «Континентальний рифт – область екстремального розтягу (Highly Extended Terranes)», що складається з генетично пов'язаних одне з одним метаморфічних ядер і западин (осадових басейнів) зі зривом у піваліні (detachmentbasins, supradetachmentbasins). Характерним результатом є відсутність розриву континентальної кори незалежно від масштабів розтягу [Friedmann, Burbank, 1995].

2. «Континентальний – океанічний рифт». Характерним є розрив континентальної кори, що зумовлює перетворення континентального рифту на океанічний з можливістю наступного спредінгу океанічної кори.

У складі обох рядів є вихідні елементи, представлені структурами розтягу невеликого розміру – поодинокими грабенами і западинами Pull-apart. Натомість ці структури не є власне рифтами, тому що самостійних ОБ не утворюють через свою локалізацію і формування у чохлі або верхніх горизонтах консолідованого фундаменту без проникнення у глиб кори. До таких структур належать дрібні мезозойські грабени Східноєвропейської плити з початковими проявами рифтогенезу в їх межах. Процеси формування рифту можуть зупинитися на стадії континентального рифтогенезу. В англомовній літературі для таких

структур вживаються терміни failed (невдалий) або aborted (перерваний) рифт.

Пострифтовий, інверсійний розвиток рифтів може привести до різних структурних результатів, але це не стосується власне рифтогенезу. Сучасний рівень знань не дає змогу достовірно встановити, чи володіють окремі рифти характерними вихідними особливостями, що визначають їх еволюцію за першим або другим сценарієм. Принаймні, величина розтягу кори у реалізації цієї альтернативи ролі не грає. Про це свідчить, наприклад, геодинамічна ситуація, встановлена в області екстремального розтягу Провінції Басейнів та Хребтів (США). У процесі розтягу континентальної кори на території завдовжки 200 км не сталося ані жодного розриву її суцільності, ані формування океанічної кори. Деформації розтягу проявилися лише у верхніх горизонтах кори [Jones et al., 1992]. Цей природний механізм діє при формуванні тектонічних структур областей екстремального розтягу, де визначальним фактором є реологічні властивості (стан) земної кори. Вони можуть компенсувати розтяг шляхом заліковування викликаних розтягом дефектів верхньої кори без її руйнування і утворення океанічної кори через перетікання речовини у нижній корі. Тому молодим областям екстремального розтягу притаманна потовщена, розігріта і пластична нижня частина кори.

Розвиток деформації розтягу, що відповідає обом ситуаціям – як утворенню області екстремального розтягу кори та континентального рифту без повного розриву кори, так і розриву континентальної та утворення океанічної кори, пояснюється у рамках моделі, запропонованої [Morley, 1989] (рис. 1.13). В обох випадках приймається двошарова будова кори з латеральним перетіканням речовини у її глибоких шарах [Леонов, 1991, 1997; Лобковський, 1988].

В умовах відносно невеликих деформацій розтягу та перетікання речовини у нижній корі утворюються

порівняно прості рифтові западини на кшталт рифту оз. Танганьїки або Прип'ятського грабену, що відповідає першому еволюційному ряду. При більш сильному розтягуванні кори рифтова структура втрачає симетричність через те, що один із первинних крутих крайових розривів відмирає, і замість нього розвивається пологий зрив, що проникає у нижню кору до кордону корамантія. Прикладом є Кенійський рифт, що відповідає другому ряду структур. Далі процеси розвиватимуться за двома сценаріями, залежно від властивостей кори. Перший відбувається з підйомом мантії, розривом кори та утворенням океанічного рифту. Другий варіант здійснюється з розвитком пологого зриву зі зміщенням його площини з глибиною убик від рифту в області розтягу в умовах інтенсивної течії в нижній корі. Прикладами є Дніпровсько-Донецький палеорифт, Провінція Басейнів та Хребтів та інші області екстремального розтягу.

1.3.5.7. Огляд класифікацій рифтових структур

Існує дві групи класифікацій рифтових структур. Перша основана переважно на морфоструктурних ознаках рифту, що відбивається у рисунку рифтової системи у плані, розподілі магматизму та ін. Проте морфологія є лише зовнішнім результатом процесів. Через конвергенцію та дивергенцію зовнішніх структурних ознак вона не завжди однозначно відбиває геодинамічну обстановку і кінематичний механізм формування рифтів.

Друга група класифікацій ґрунтована на геодинамічних критеріях – кінематичному механізмі формування, позиції у глобальній системі тектонічних структур. Вони більш достовірні щодо ідентифікації генезису рифтових структур, але більш залежні від суб'єктивних мотивів. Прикладом коректного використання критерію позиції рифта у системі глобальних тектонічних елементів є класифікація

[Самойлов, Ярмолюк, 1992], за якою виділяється чотири типи континентальних рифтових зон:

1) у внутрішніх частинах континентальних плит, що напряду пов'язані з тектонічними процесами в їх межах (Східноафриканський тип);

2) в тилу активних континентальних околиць (Східномексиканський тип);

в) в осьових зонах активних континентальних околиць (Невадійський тип);

г) у зонах колізії та їх периферії (Байкальський тип).

1.3.5.8. Рифти як початкова фаза розвитку осадових басейнів

Рифтогенез разом з процесами утворення синформних структур зсувного ряду (Pull-apart basin та ін.), що його супроводжують, має визначальний вплив на формування ОБ. З рифту починається історія розвитку багатьох типів басейнів, особливо платформних, пасивних околиць і тилкових (крайових морів). При цьому рифтогенез має різний масштаб прояву протягом історії розвитку басейнів. При закладенні рифту, на початковому етапі він є локальним чинником розвитку майбутнього ОБ, натомість набуває регіонального прояву на власне рифтовому та наступних етапах тектонічної активізації континентальних платформ.

Початковий етап рифтогенезу на платформах передусім є початком загального прогинання та формування осадового чохла ОБ. За цим сценарієм розвивалася більшість стародавніх платформ і багато молодих, наприклад Західносибірська платформа. Загалом еволюція рифтогенезу є проявом активних тектонічних фаз на платформах та в літосферних плитах. При цьому, через ремобілізацію тектонічних елементів її давньої структури утвориться власний структурний рисунок окремої платформи.

Рифтогенез, тобто процес розсування (спредінгу) земної кори зазвичай супроводжується дотичними напруженнями і деформацією

горизонтального зсування блоків. Структури зсуву і розсуву можуть виникати синхронно або послідовно чергуючись у часі. У рифтових системах присутні обидва типи як давніх так і молодих структур, що утворюють складні ансамблі структурних парагенезів. Розрізнити ці два типи структур, що знаходяться поруч під потужним осадовим чохлам, вкрай важко. Ефективним засобом діагностики є кінематичний аналіз їх структурного рисунка, що дає змогу реконструювати геодинамічну обстановку і тектонічний режим деформацій.

Саме у такий спосіб для початкової фази розвитку окремих ОБ відновлено тектонічний режим зсування з формуванням вихідної структури Pull-apart. Наприклад, вважається [Bergerat, 1989], що закладення Паннонської западини почалося з басейну Pull-apart, що утворився в обстановці зсуву в полі меридіонального стиснення та широтного розтягу. Згодом режим зсування змінився розтягом у широтному напрямку з формуванням скидових структур розсуву. Меридіональне стиснення пояснюється в даному випадку колізійним рухом на північ Північноафриканської плити, натомість широтний розтяг горизонтальним переміщенням на схід тектонічної пластини Східних Карпат.

Іншим прикладом є історія занурення Північнонімецького басейну. За схемою [Vachmann, 1989] воно розпочалося наприкінці карбону - початку пермі з закладення басейну Pull-apart. Основою для такої інтерпретації послужили дві обставини: по-перше, тектонічна позиція басейну поміж регіональними зонами зсування – Трансєвропейською та Нижньоельбсько-Одерською, а по-друге, сильно стоншеною до 23-24 км континентальною корою у депоцентрі западини, на тлі звичайної її товщини не менш як 30 км.

1.3.6. Осадіві басейни розтягу зі зривом у підваляні

Басейни розтягу зі зривом у підваляні (detachment basin, supradetachment basin) характерні здебільшого для областей екстремального розтягу (Highly Extended Terranes). Вони формуються над системами пологих скидів, сукупність яких з глибиною утворює поверхню тектонічного зриву. Природним механізмом їх формування є горизонтальне зсування по пологій поверхні зриву, згідно моделі Б.Верніке.

Області екстремального розтягу є крайнім елементом у ряду внутрішньоконтинентальних структур розтягу, що розвиваються без первинного розриву континентальної кори. Найкраще вивчені з них западини розташовані у Кордильєрах (США), в районі Кікладських островів Егейського моря (Стрімон на півночі Греції), у Забайкаллі (Заганський комплекс метаморфічних ядер) тощо [Склярів та ін., 1997; Friedmann, Burbank, 1995].

Басейни областей екстремального розтягу та рифти є крайніми членами одного ряду структур і мають спільні риси будови та походження. При цьому вони мають певні відмінності: для рифтів характерний магматизм від лужного до толейтового, натомість для областей інтенсивного розтягу – лужноземельний. Величини можливого розтягу становлять, відповідно, 10-25% та 100-200% до вихідних розмірів. Тривалість активної фази формування складає: для рифтів 10-25 млн. років і більше при швидкості менше 1 мм/рік, а для областей екстремального розтягу менше за 10 млн. років при швидкості понад 2 мм/рік. Товщини осадового заповнення досягають 6-10 км для рифтів та 1-3 км для областей інтенсивного розтягу.

Найбільшими відмінностями між цими типами ОБ є морфологічні. Басейни розтягу зі зривом у підваляні мають характерну асиметричну у поперечному перерізі будову. Зазвичай це напівграбени з пологим або горизонтальним зривом у підваляні. Умови осадонакопичення та будова осадової товщі у них відрізняються від

таких у рифтових басейнах через круті нахили площин крайових розривів, хоча у межах асиметричних рифтів вони можуть бути дещо подібні.

Прикладом є басейн пустелі Севір (Sevier Desert Basin) на території Провінції Басейнів та Хребтів (штат Юта, США), заповнений відкладами кайнозою, починаючи з середнього олігоцену [Planke&Smith, 1991]. Глибина басейну досягає 4-4.5 км. У підшві осадової товщі, на площі 80 x 130 км простежено горизонт зриву, що полого (до 10°) занурюється на захід. (рис. 1.16).

Басейни рідко є окремими структурами, зазвичай вони є складовими елементами спільного парагенетичного ансамблю областей екстремального розтягу. Принципова схема будови такого ансамблю і тектонічна позиція окремих ОБ у його межах показані на прикладі рифту Ривер Маунтінс (штат

Юта, США) [Wernike, 1985], де виявлено стадійність їх формування. Стадія «басейну пустелі Севір» вважається початковою, а стадія «рифту Ривер Маунтінс» кінцевою стадією структурного розвитку області екстремального розтягу.

Формування басейнів екстремального розтягу зі зривом у підвалині на території Східноєвропейської платформи передбачається в архей-протерозойському фундаменті та нижніх горизонтах чохла рифейсько-ранньовендського віку. На прикладі Середньоруського авлакогену встановлено, що типовими вихідними структурними елементами ОБ зі зривом у підвалині є стародавні метаморфічні ядра. Є підстави вважати, що цей феномен доволі поширений у континентальній літосфері.

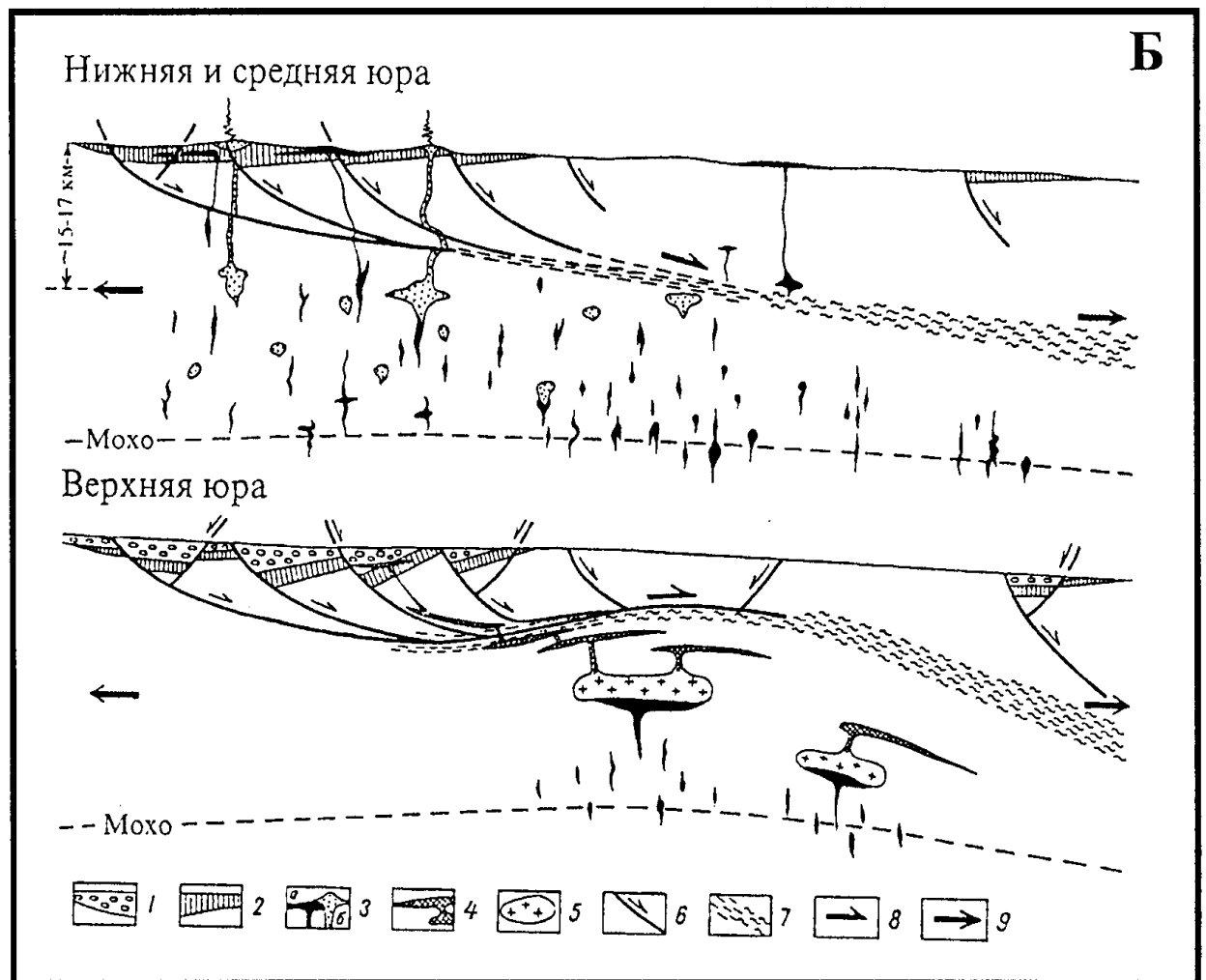
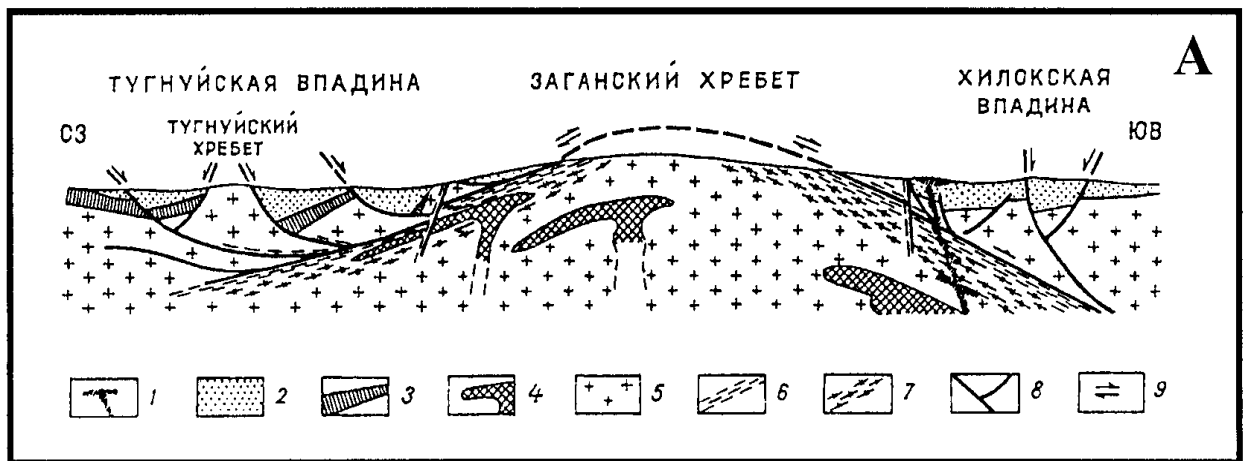


Рис.1.14. А- Схематичний розріз метаморфічного ядра і Б- принципова схема формування системи осадових басейнів екстремального розтягу Забайкальського хребта Забайкалля [Скляр та ін, 1997]. А: 1 - базальти нижньої крейди; 2 - відклади юри - нижньої крейди; 3 - середні та основні вулканіти верхньої пермі - триасу; 4 - синтектонічні гранітоїди середньої - верхньої юри; 5 - гранітоїди середнього палеозою; 6-мілоніти; 7- граніто-гнейси (високотемпературні динамометаморфіти); 8 - розриви; 9- напрямок переміщення блоків.

Б: 1 - відклади пізньої юри; 2 - відклади нижньої - середньої юри; 3 - вулканіти ранньої - середньої юри; 4 - силли граносієнітів; 5 - осередки кислої магми; 6 - розломи з напрямом переміщення; 7 - мілоніти та високотемпературні динамометаморфіти; 8 - напрямок горизонтального зсування по зриву; 9 - напрямок розтягу кори.

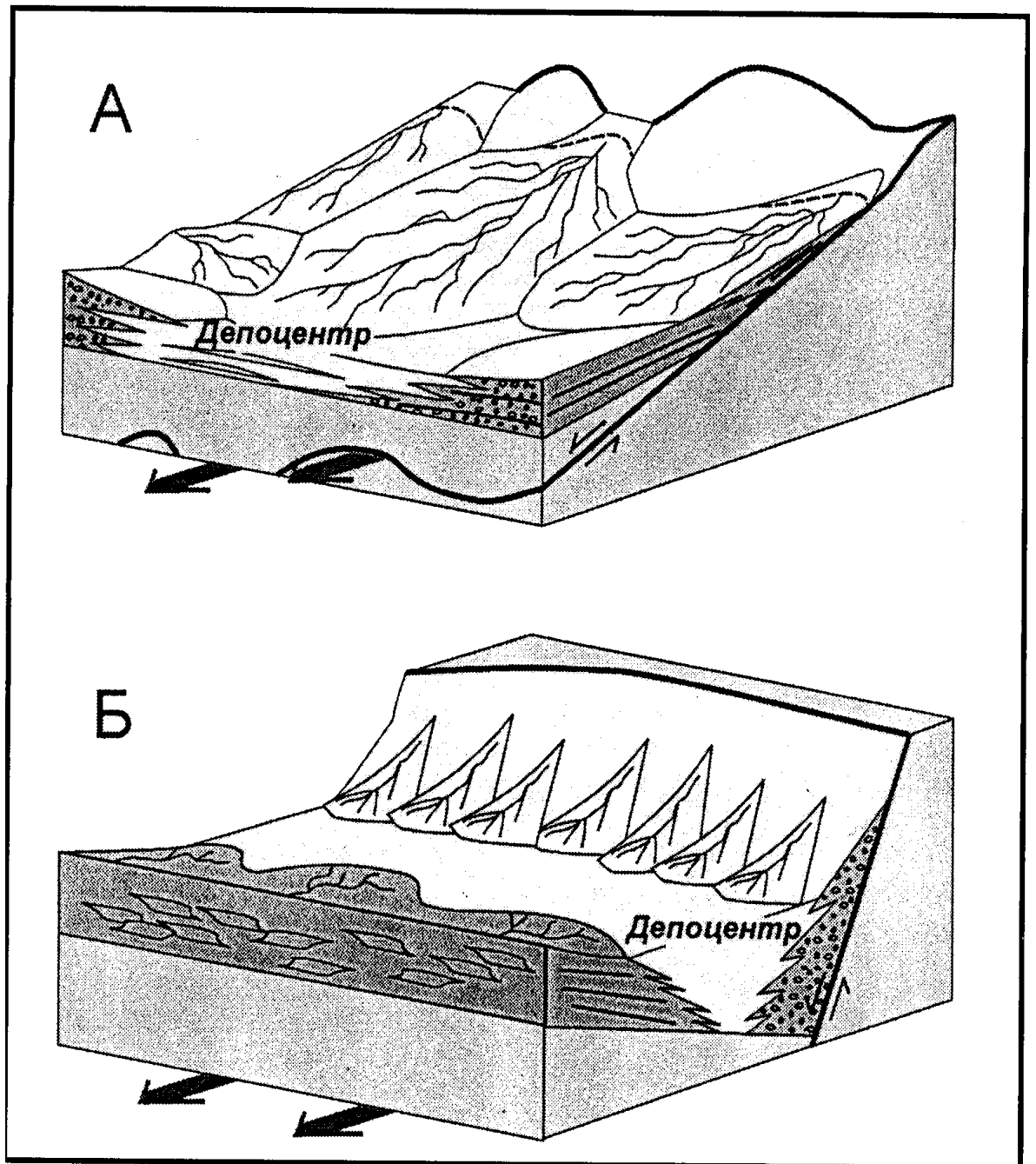


Рис.1.15. Моделі континентальних западин, утворених в аридних умовах (морфологія розривів, системи водотоків, будова осадової товщі тощо): А –басейн розтягу зі зривом у підваліні та Б - рифтова западина, за [Friedmann, Burbank, 1995].

1.3.7. Периконтинентальні басейни пасивних околиць континентів

Периконтинентальні басейни пасивних околиць є крупними регіональними структурами, на які, за підрахунками [Einsele, 1992] припадає 18% площі всіх сучасних ОБ Землі. Їх розміри, наприклад плато Блейк, західна околиця Атлантичного океану, досягають у довжину сотні - тисячі км, ширину - від 100-200 до 300-400 км. Осадочний чохол цих басейнів має лінзоподібну форму і товщину до 13-15 км. Периконтинентальні ОБ утворюються на кордоні континентальної та океанічної літосфери, у зоні переробки континентальної земної кори. Найінтенсивнішого руйнування вона зазнає у процесі розколювання континенту та наступного перетворення зони розколу на дивергентну окраїну. Наслідки цього процесу відбиваються у геофізичних характеристиках кори у зоні розділу М, в ускладнені будови фундаменту та нижніх горизонтів осадочного чохла. Під чохлом утворюється "бар'єр" (hinge zone), на якому відбувається заміна нормальної континентальної кори на перероблену та стоншену кору, що на глибині (мористіше) цілком замінюється на океанічну кору. Поблизу цього бар'єру відбувається швидке занурення фундаменту, різке зростання товщини осадочного чохла, і, нарешті, різке стоншення кори з підйомом поверхні М.

Основним типом басейнів, розвинених уздовж пасивних околиць континентів, є рифтогенні периконтинентально-океанічні ОБ [Алієва, Ушаков, 1985]. Виділяють ще два інші різновиди басейнів пасивних околиць: трансформні, периконтинентально-океанічні та авлакогенні, периконтинентальні. Натомість, обидва вони менш поширені, а авлакогени до того ж не характерні для континентальних околиць і є транзитними, тимчасовими структурами. Авлакогени утворюють лінійні платформні западини, які простягаються

у глиб континенту в межі западин на континентальній корі та відкриваються в океан.

Будова периконтинентальних басейнів значно варіює в деталях [Tectonics..., 1995; Einsele, 1992; TheAtlantic..., 1988], але загалом є доволі типовою. Вони є полігенними, зазнаючи у своєму розвитку два етапи: а) рифтовий і б) пострифтовий, представлені контрастними комплексами відкладів. Типовим прикладом є будова однієї з ділянок Північноамериканської околиці Атлантичного океану (рис. 1.17). Виділяється три різновиди периконтинентальних ОБ за [Einsele, 1992] (рис. 1.18).

Синрифтові товщі зазвичай складені уламковими теригенними та вулканічними комплексами. Характерними є також хемогенні відклади, які за достатньої товщини генерують діпіризм та інші прояви соляної тектоніки. Синрифтові комплекси фіксують місце та час початку розколу континенту та формування пасивної околиці.

Рифтогенез на пасивних континентальних околицях відрізняється більшою тривалістю і складнішою еволюцією у порівнянні з формуванням внутрішньоконтинентальних рифтів. Наприклад, рифтовий етап на околицях Північної Атлантики охоплював інтервал від пізнього тріасу до середини крейди (апт). В узагальненому вигляді [Einsele, 1992], він складається з двох стадій:

а) пізній тріас - середня юра (континентальні і мілководні осади, у тому числі червонокольорові та евапорити);

б) пізня юра - апт (мілководні карбонатно-теригенні, а у верхній юрі також алювіальні та дельтові осади).

Протягом кожної з цих стадій, спочатку у пізньому тріасі, а згодом у пізній юрі, відбувалися два головні імпульси рифтогенезу. Осадочні комплекси цих стадій розділені стратиграфічними та кутовими неузгодженнями. Головна поверхня розриву (breakup unconformity)

знаходиться у підшві постріфтового комплексу. Вона відбиває стратиграфічний рівень стадії диференційованих тектонічних рухів та денудації, що корелюються з розкриттям океану та початком спредингу кори.

Пострифтові осадові комплекси відповідають власне океанічній стадії формування пасивної околиці. Вони мають лінзоподібну форму у розрізі, що

тоншає як у напрямку континенту, так і океану. Осадові комплекси цієї стадії зазвичай відокремлені від синрифтової товщі стратиграфічним та кутовим неузгодженням і представлені відкладами краю шельфу, континентального схилу та його підніжжя; товщиною до 10-15 км. В цій товщі часто утворюються карбонатні рифи, що маркують положення зовнішньої брівки шельфу.

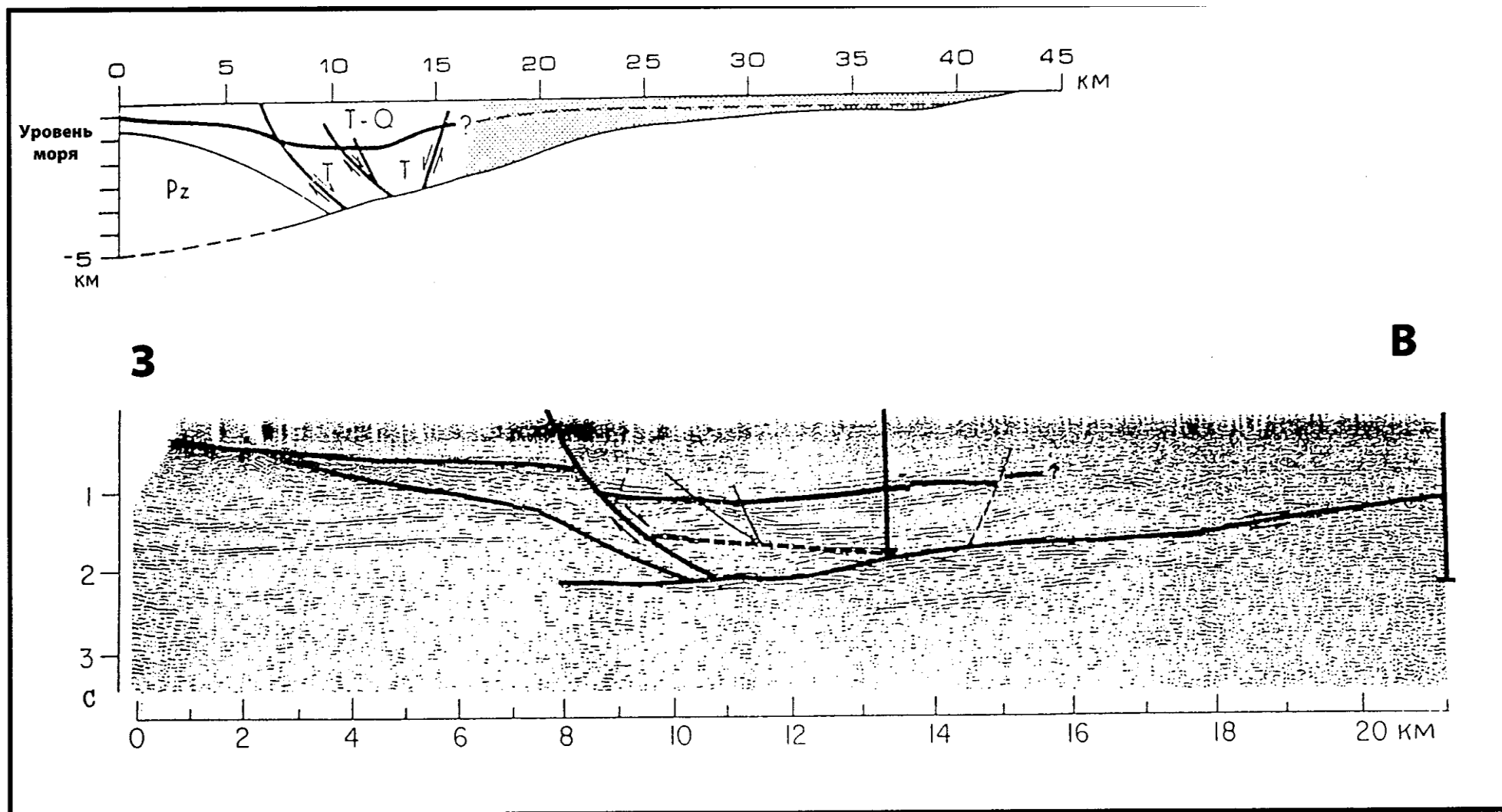


Рис.1.16. Розріз і сейсмічний профіль через западину пустелі Севір (Sevier Desert Basin) Провінції Басейнів та Хребтів (штат Юта, США) –приклад басейну розтягу зі зривом у підвалині [Planke, Smith, 1991]

Прикладом є рифова споруда юрського-ранньомелового віку, яка з часом зазнала міграції у бік океану (рис. 1.17). Указані особливості мають здебільшого басейни околиць атлантичного типу, які зазвичай служать еталоном ОБ пасивних континентальних околиць (рис. 1.19).

Басейни пасивних околиць розвинені також у межах активних, конвергентних околиць та в колізійних поясах. Вони, зазвичай, не належать до основних тектонічних елементів цих поясів, тому що поширені тут фрагментарно і не мають великих лінійних розмірів і довгої тривалості формування. Такі ОБ можуть, зокрема, виникати в межах задугових басейнів, у тому числі на схилах островних дуг, в геодинамічній обстановці розтягу, в режимі спредингу кори (рис.1.20).

Виділяються пасивні околиці атлантичного та арктичного типу. Для останніх характерні широкі шельфи (Євразія, Північна Америка), які є частинами прилеглих літосферних плит із нормальною континентальною корою. Вони охоплюють складчасті споруди та платформи, а від аналогічних утворень суші, продовженням багатьох з яких вони є, відрізняються лише накопиченням мілководно-морських комплексів. На відміну від атлантичних околиць, в їх межі з континенту виноситься значно менша частка уламкового матеріалу, через те, що пререважна його частина вловлюється та акумулюється у платформних басейнах на шельфі.

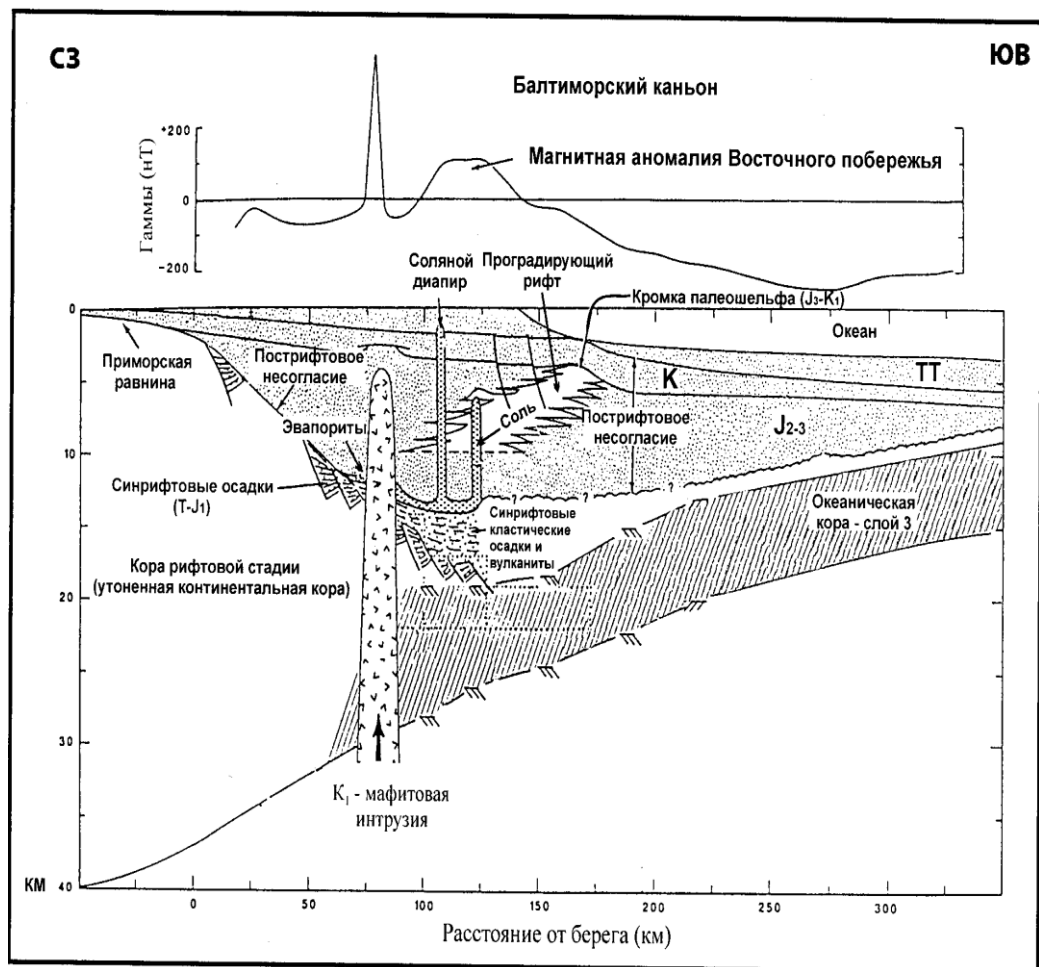


Рис. 1.17. Схема будови басейну пасивної околиці на профілі через атлантичну околицю Північної Америки в районі жолоба Балтімор Каньйон, за (Sheridan & Grow, 1988)

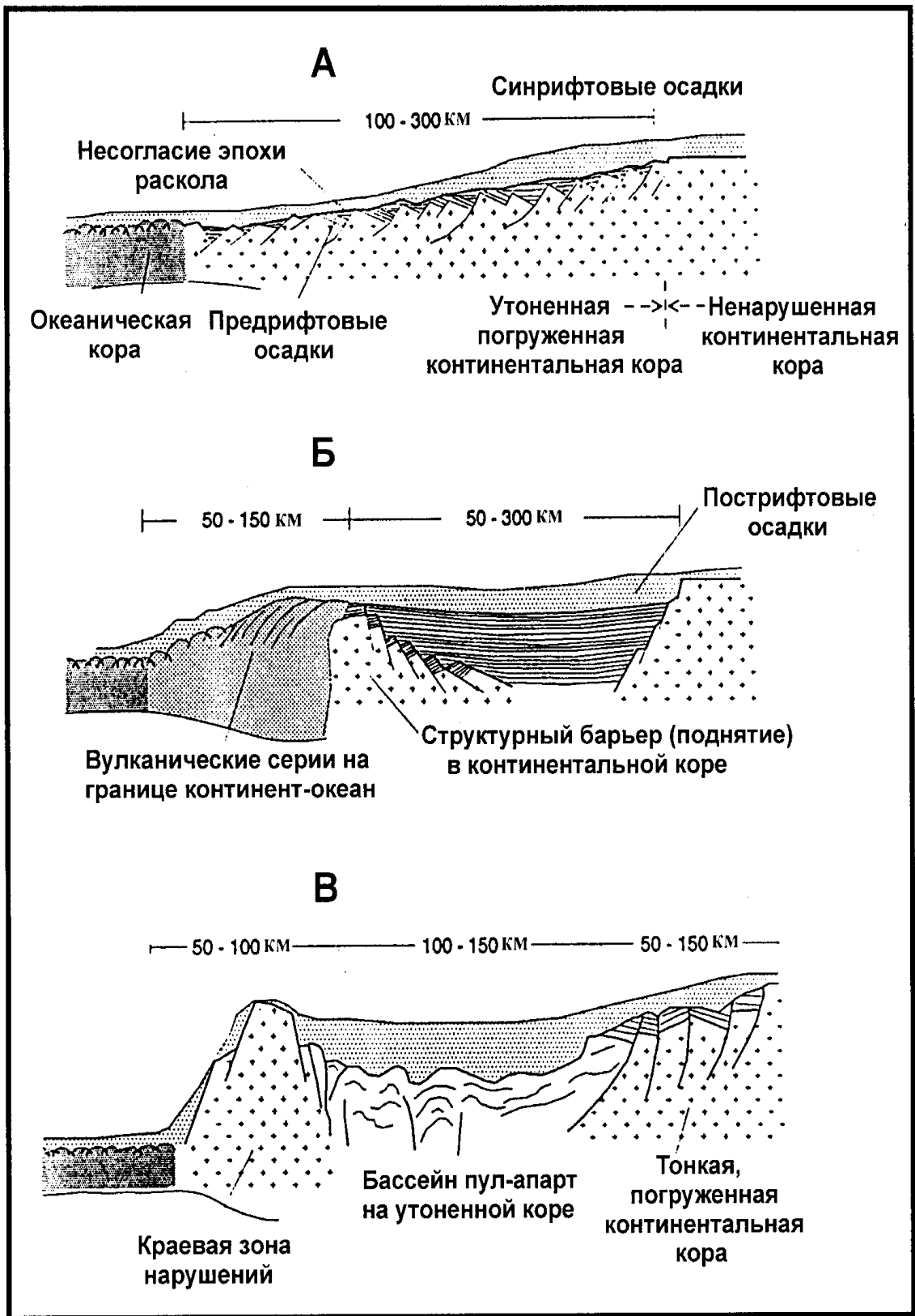


Рис.1.18. Основні типи пасивних околиць, за [Einsele, 1992]
 А – авулканічна, Б – вулканічна, В – рифтова трансформна

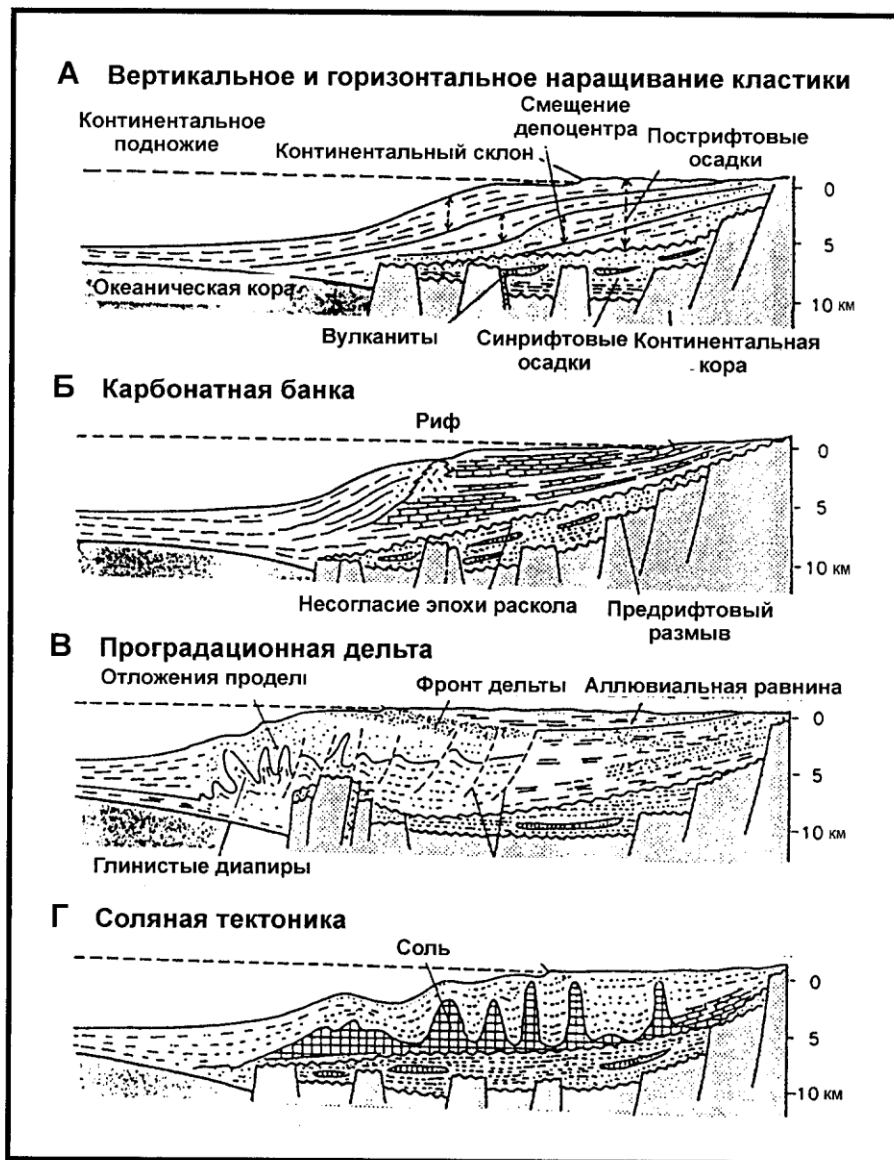


Рис.1.19. Принципиальные схемы строения осадочного чехла пассивных окраин (атлантического типа), по [Einsele, 1992]
 А – проградирующая окраина в основном с терригенным осадконакоплением; Б – карбонатная банка; В – крупная проградирующая дельта; Г – соляная тектоника

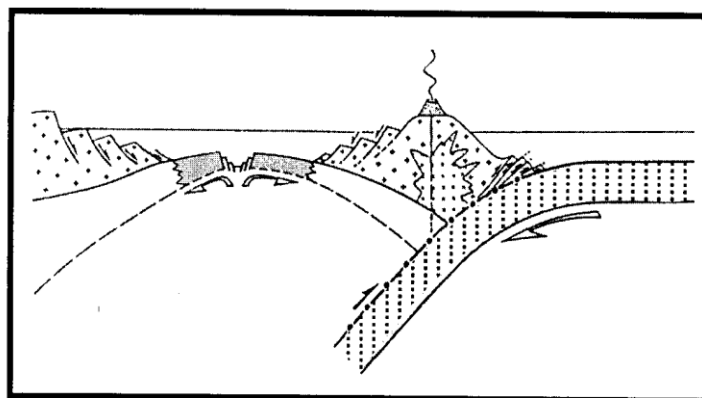


Рис.1.20. Образование рифтогенной континентальной окраины при развитии задугового спредингового бассейна, по [Busby, Ingersoll, 1995]

1.3.8. Осадіві басейни, походження яких обумовлено колапсом

Басейни, обумовлені колапсом (collapse basins), виділені в окремий тип ОБ орогенних областей на прикладі орогенних девонських западин, що знаходяться між фіордами Согнефіорд і Нордфіорд Західної Норвегії [Seranneet et. al., 1989]. Девонська моласса в цих западинах обмежена у підосві поверхнею тектонічноо зриву, що є спільною площиною для насувів ранніх етапів розвитку каледонід. Механізм формування западин полягає у колапсі. Протягом орогенезу луски та пластини каледонських тектонічних покривів під дією гравітаційних сил зісковзували у зворотному напрямку за тими самими поверхнями, уздовж яких раніше відбувалося їхнє насунання, звільняючи простір для накопичення девонської моласи. Особливість формування басейнів колапсу полягає у тому, що процес зісковзування тектонічних пластин є дуже швидким у порівнянні з загальною тривалістю формування западини.

Отже, басейни, обумовлені колапсом пов'язані з орогенними колізійними спорудами скандинавського типу, в формуванні яких провідну роль відіграють процеси колапсу, які приводять до швидкого компенсаційного підняття та глибокої денудації території [Добрецов, Кірдяшкін, 1994]. У тектонофізичному сенсі ця модель є різновидом механізму формування ОБ шляхом простого зсуву.

1.3.9. Постаакреційні западини

Постаакреційні западини утворюються в зонах акреції, де накладаються на сформовану внаслідок цього процесу складчасто-насувну структуру.

Через розмаїття обстановок акреції, постаакреційні западини є різноманітними за формою, розмірами, товщиною осадового чохла, його

співвідношенням зі складчастим фундаментом. Зазвичай їх розділяє поверхня різкої кутової та стратиграфічної незгоди. Поясненням тому є те, що у процесі осадонакопичення може відбуватися плавний перехід від геодинамічної обстановки акреції до спокійнішого тектонічного режиму. Тому коли нижня частина осадового чохла зазнає складчастої деформації в умовах стиснення, у верхніх горизонтах зминання може бути мінімальне. З часом постаакреційні западини, якщо тільки їх осадовий чохол не буде еродований на етапі орогенезу, можуть перетворюватися на інші типи ОБ.

Прикладом постаакреційної западини є Середньоамурська западина на півдні Далекого Сходу (РФ) [Натальїн, Черниш, 1992]. Вона охоплює систему грабенів, осадовий чохол яких складають відклади від верхньої крейди до кайнозою, максимальною товщиною близько 3 км. Середньоамурська западина виникла в області колізії та акреції кількох мікроплит (Аннойської, Самаркінської та інших мікроплит Центрального та Південного Сихотеліня) з акреційною призмою, розташованою на Хінгано-Охотській континентальній околиці. Ці геодинамічні події завершилися на початку пізньої крейди формуванням складного акреційного комплексу, що складається з вказаних вище елементів.

Осадконакопичення у западині розпочалося з пізньої крейди після тривалої перерви та формування поверхі стратиграфічної та кутової незгоди. Початковий етап осадконакопичення проходив на тлі конседиментаційних тектонічних рухів невеликої, порівняно з попередніми етапами, інтенсивності. Деформації чохла розвивалися успадковано, за попереднім планом. На кайнозойському етапі, рухи і деформації припинилися. Осадонакопичення відбувалося в умовах розтягу кори, що викликало утворення односторонніх грабенів з амплітудою горизонтального зсування по розривах до 2 км.

1.4. Тектонічні та геодинамічні критерії еволюції осадових басейнів

1.4.1. Явище успадкованості геологічного розвитку басейнів та його геодинамічний сенс

Розрізняються два різновиди природних явищ успадкованості геологічного розвитку, бо вони мають різні причини. Перший різновид - це сталість тектонічного режиму ("успадкованість тектонічних рухів" за А.В. Пейве, 1956) великих тектонічних елементів протягом тривалого часу. Наприклад, стійке підймання щитів стародавніх платформ або зворотний процес їх прогинання з накопиченням потужних товщ осадів в перикратонних западинах, наприклад у Прикаспійській.

Інший різновид успадкованості - це неодноразове відновлення тектонічних рухів і виникнення деформацій по раніше сформованому структурному плану ("успадкованість тектонічного плану та тектонічних форм" за А.В. Пейве). Далі лише до цього явища застосовується термін "успадкованість".

Виділяються дві причини успадкованого розвитку осадових басейнів:

1) через розвиток процесів деформації відповідно до існуючих неоднорідностей будови, тобто шляхом її пристосування до ранішнього структурного плану;

2) через усталеність параметрів поля тектонічних напруг та деформацій.

Другий варіант притаманний етапам перманентної деформації, не розділених великими проміжками часу, тому доцільно розглядати не окремі етапи, а послідовні стадії, або фази процесу деформування. Натомість, при наявності тривалих перерв між деформаціями таке припущення некоректне. Прикладом є кайнозойські деформації Карельського супракрустального масиву Балтійського щита, що розвиваються по ранньопротерозойському цоколю шляхом ремобілізації стародавніх структур [Леонов М. та ін., 1998]. Навіть поза

мобілістських концепцій важко уявити, що поле тектонічних напруг у корі може зберігатися незмінним протягом мільярда років. Є безліч прикладів успадкованого розвитку структур в окремих частинах земної кори, які здатні у законсервованому стані зберігати елементи одноразово деформованої структури.

У різних типах ОБ успадкованість проявляється неоднаково, в залежності від ступеню тектонічної (геодинамічної) активності та рівня консолідації кори, які, зазвичай, залежать від теплого режиму окремої ділянки кори. Наприклад, закладення та розвиток внутрішньо- і міжгірських кайнозойських западин Тянь-Шаня протікає на тлі інтенсивних складчастих деформацій як складова загального процесу гороутворення. Такі западини є синтектонічними утвореннями, тому ступень деформації осадової товщі і фундаменту в їх межах може є високою [Леонов М., 1993].

Успадковано розвиваються також тектонічні структури у межах пост-аккреційних ОБ, а також молодих епігерцинських платформ, де структура кори доволі рухлива, а параметри поля напруг і деформацій протягом їх еволюції усталені. [Гарецький, 1962].

Успадкованість розвитку ОБ найбільш яскраво проявляється при рифтогенезі через те, що рифт контролюється лінійними структурами, які добре співвідносяться зі структурою фундаменту. Рифтогенез грає велику роль в історії розвитку платформ, особливо у початкову фазу плитної стадії платформи. На початках формування осадового чохла більшість давніх платформ (Східноєвропейська, Сибірська, Північноамериканська, Австралійська) завершили стадію рифтогенезу, при цьому рифтові структури служили місцем локалізації деформацій у наступні епохи.

Встановлено, що у системі рифтів Східноєвропейської платформи розподіл ранньопротерозойських структур відбивається у розташуванні рифей-вендських та молодших за віком грабенів

(авлакогенів). Усього налічується чотири епохи рифтоутворення, яким відповідає кілька окремих генерацій рифтових прогинів [Мілановський, 1983, 1987]. Більшість рифтогенних структур утворилася протягом двох головних епох - пізньорифейської та ранньовендської. Рифейські рифти мають щільний структурний зв'язок зі структурами ранньодокембрійського фундаменту. Вважається, що стародавній фундамент складається з ізометричних у плані "полів" та лінійних зон - "кордонів", а в межах останніх зосереджені рифейські рифтові западини [Кратц та ін, 1979].

Виявлено приуроченість вендських рифтових систем (Середньоруської, Волино-Оршанської, Пачелмської) до головних сутур - лінійних зон зчленування елементів ранньопротерозойського фундаменту [Bogdanova et al., 1996]. Тектонічна позиція сутур дає змогу вважати їх міжблоковими, рухомими зонами, уздовж яких у рифей-венді закладалися рифтові системи. У ранньому протерозої сутури об'єднали три найбільші палеоплатформи фундаменту Східноєвропейської платформи: мікроплити Фенноскандію, Сарматію, Волго-Уралію в єдину літосферну плиту [Bogdanova et al., 1996; Galetsky et al., 1995].

Головним елементом структури фундаменту Східноєвропейської платформи розглядаються архейські сіалічні ядра (нуклеари) [Моральов та ін., 1998]. По відношенню до них рифейські рифти розташовуються в міжнуклеарних зонах, які на заключному етапі формування фундаменту являли собою рухливі, тектонічно ослаблені зони.

Осі більшості авлакогенів узгоджуються з простяганням стародавніх структур фундаменту [Ерінчек та ін, 1991]. Натомість винятком є низка авлакогенів, розташованих над ранньопротерозойськими складчастими поясами, та ланцюг авлакогенів, що огинають стародавні гранітогнейсові ядра.

Вважається, що рифейські товщі у рифтових системах Східноєвропейської

платформи не є синріфтовими. Спочатку вони залягали на платформі у вигляді чохла, а згодом були змиті з піднятих областей платформи і накопичувались у грабенах.

Східноєвропейська платформа служить яскравим прикладом повторного рифтогенезу на одному місці з формуванням телескопованого типу рифтів. Складові елементи первинного пізньорифейського структурного каркасу ремобілізуються в них у наступну епоху рифтогенезу, зумовлюючи розташування девонських рифтів. Отже, "рифти, одного разу виникнувши, проявляють себе неодноразово як найбільш ослаблені зони, вздовж яких прагнуть розрядитися напруги" [Маліч та ін., 1989, стор.188].

Для вирішення питання, як реагує кора (літосфера) платформи на суму прикладених до неї напруг і як ця реакція проявляється у структурі платформи, необхідно аналізувати всю різновікову сукупність систем порушень, що утворилася протягом тривалої історії платформи. Відображенням такої сукупності є карта лінеаментів Східноєвропейської платформи, складена з врахуванням даних про генетичні типи тектонічних порушень та морфологічні особливості рельєфу. На її підставі побудована карта щільності лінеаментів [Моралев та ін, 1998]. У поєднанні з контурами девонських рифтів ця карта, на думку авторів, показує, що "більшість рифтових структур збігаються з максимумами і полями високих значень щільності лінеаментів, відображаючи їх приуроченість до зон найінтенсивніших та, очевидно, неодноразових деформацій розтягу" [Моралев та ін., 1998, стор.19].

На карті, поряд із збігами, є і численні розбіжності: окремі рифти розташовані в областях мінімальної густини лінеаментів; спостерігається перетинання під різними кутами рифтів та поясів високої щільності лінеаментів, місцями до взаємноортогонального їх розташування. Принаймні є два можливих варіанти інтерпретації цих співвідношень. Перший варіант: система порушень платформи, яка відображена на

карті лінеаментів, не є статичною і зазнає певних змін протягом геологічної історії (від девону до антропогену), обумовлених змінами геодинамічної обстановки. Другий варіант: лінеаменти, за якими закладався рифт, пов'язані з крупними неоднорідностями кори, а сітка внутрішньорифтових лінеаментів має дрібніший масштаб, тому достовірніше відображає геодинамічні обстановки їх формування. Отже, у процесі формування регіональних структур кора платформи виявляється здебільшого анізотропним середовищем, натомість протягом формування дрібніших елементів вона є більш ізотропною.

Система рифтів Сибірської платформи є добре розгалуженою [Малич та ін., 1989]. Тектонічний каркас цієї рифтової системи утворився ще в ранньому протерозої, тобто є давнішим за такий Східноєвропейської платформи. Згодом рифтогенез неодноразово повторювався, причому найбільш інтенсивно в ріфеї та девоні. Поки достовірно не відомо, якою мірою ранньопротерозойські рифти успадковують структуру стародавнього архейського-раннепротерозойського фундаменту, проте встановлено, що рифейські та девонські рифти використовували структурний план деформацій раннього ріфею. У ріфеї остаточно сформувалася система рифтів Сибірської платформи, а в девоні внаслідок її ремобілізації в її межах закладалися вузькі глибокі грабени, де накопичувалися хемогенні товщі. Товщина рифейських і девонських відкладів в авлакогенах загалом досягає 6-10 км. Пізніші епохи рифтоутворення були менш інтенсивними за попередні і не охоплювали всієї території платформи.

Характерною рисою рифтових відкладів авлакогенів Сибірської платформи є різко підвищена, в порівнянні з іншими платформами, ендегенна рудна мінералізація [Малич та ін., 1989]. Всі крупні рудні родовища, насамперед сульфідні мідно-нікелеві, апатит-магнетитові та алмази мають зв'язок з палеорифтовими структурами.

Це пояснюється підвищеною проникністю кори (літосфери) під рифтами, що сприяє тепломасоперенесенню з мантії, і є загальною властивістю усіх рифтів на інших платформах світу.

Протерозойські рифтові структури Індостану мають вплив на розташування пізньорифейських і палеозойських (гондванських) та мезозойських грабенів Індостанської платформи. Найбільш яскравим прикладом є Сатпурський тектонічний шов, добре виражений у її сучасній структурі та магнітному полі [Atchuta Rao et al, 1992; Qureshy, Iqballudin, 1992]. Він є одним з найбільших тектонічних лінеаментів, який відокремлює південну та середню частини щита з субмеридіональним простяганням ранньодокембрійських структур від субширотного пізньопротерозойського Сатпурського складчастого пояса та інших поясів північної частини Індостану. Ці дві території іноді розглядаються як окремі літосферні плити (Південно- та Північно-Індостанська) пізнього протерозою. Через їх зближення та колізію утворився Сатпурський складчастий пояс та Сатпурський шов, як колізійна сутура цього пояса. Надалі Сатпурський шов неодноразово, починаючи з пізньорифейської (віндхійського) епохи, активізувався як платформний внутрішньоплитний лінеамент Нармада-Сон. До нього тяжіє найбільша на півострові однойменна система авлакогенів, довжиною до 1,5 тис. км, та відгалужуються грабени Годоварі та Маханаді південно-східного простягання. Вони заповнені відкладами гондванського комплексу, віком від верхів карбону, починаючи з талчирських шарів льодовикового походження до ранньої крейди включно, загальною товщиною понад 6 км. Осадонакопичення протягом від карбону до початку мезозою відбувалося в межах великих западин. Згодом чохол був зруйнований денудацією на етапі інверсії в континентальних умовах і зберігся лише у молодших за віком грабенах.

Рифтогенез з формуванням грабенів розпочалося у пізній юрі - ранній крейді і супроводжувалося виливом трапів Раджмахал [Хаїн, 1979]. Грабени формувалися вздовж лініаменту Нармада-Сон також протягом кайнозоя [Choubey, 1989]. Таким чином, спостерігаються періоди епізодичної реактивізації стародавньої структури Сатпурського шва протягом пізнього рифею та пізньої юри - ранньої крейди, що чергуються з тривалими епохами ослаблення тектонічних рухів та деформацій.

У пізньокайнозойській рифтовій системі Східної Африки спостерігаються як елементи успадкованості відносно давніх структур, так і елементи накладеності [Мілановський, 1969; Rosendahl, 1987]. Східноафриканська рифтова система у складі низки грабенів західної та східної гілок успадковують тектонічну позицію наймолодших складчастих зон докембрійського фундаменту, обтікаючи територію більш древніх кратонів. Місцями розташування кайнозойських грабенів накладається на стародавні, палеозойські та мезозойські грабени.

Прикладом є кайнозойська рифтова зона Руфіджі - Руаха, успадкована від системи ранньомезозойських грабенів, заповнених відкладами системи Карру [Мілановський, 1969]. Зони акомодатії майже завжди успадковують простягання крупних стародавніх лінеаментів, а також давню структуру окремих частин грабенів та дрібніших рифтогенних структур. Різноманітність напрямків та злами абрисів рифтових структур є результатом їх пристосування до орієнтування первинних структурних напрямів у фундаменті.

Вибіркове успадкування структурних напрямів доколю при закладенні рифту спостерігається у Верхньорейнському рифті [Illies, 1974]. На його околицях простягання допермських складчастих структур є північно-східним (рудногорський напрям), тобто навкіс по відношенню до осі грабену. Натомість, у варісському

комплексі розриви паралельні до осі грабену і мають рейнський напрям, навкіс перетинаючи варісські структури. У ранній пермі відбувалося поживалення рухів за розривами з горизонтально-зсувною складовою у зоні майбутнього грабену.

Ранньомезозойська рифтова система Ньюарк на Атлантичному узбережжі Північної Америки утворилася на території палеозойського складчастого пояса Аппалачів протягом від середнього тріасу до пізньої юри. Вона простягається від Мексиканської затоки та п-ва Флорида в США до району на північ від Нової Шотландії у Канаді. Численні грабени (Річмонд, Ньюарк, Тейлорсвіл, Фанді та ін.), що її складають, успадковують давню палеозойську структуру. Протягом рифтового етапу напруги розтягу орієнтувалися упоперек загального простягання палеозойського складчастого пояса в північно-західному напрямі. У цьому полі напруг палеозойські лінеаменти північно-східного простягання були ремобілізовані як скиди, натомість розриви зі схід-північно-східним простяганням як лівобічні зсуви, а розломи з північ-північно-східним простяганням як правобічні зсуви [Withjack et al., 1998].

Причина повторних рухів і деформацій в рифтових зонах платформ полягає в механічних особливостях літосфери цих зон. Процеси рифтинга, що мають розсіяну (диффузну) форму, обумовлюють зміну механічних властивостей літосфери: її потоншення, збільшення геотермічного градієнта і, як наслідок, зменшення відносної міцності. Тому континентальні рифти представляють собою не лише структурні неоднорідності кори, але й зони відносно гарячішої і крихкої літосфери. Згідно з розрахунками П.Моргана та І.Рамберга, релаксація таких термічних неоднорідностей літосфери при товщині від 100 до 200 км у крупних рифтах триває від 70 до 200 млн. років. Проте невеликі термальні контрасти між стоншеною літосферою у рифтах і навколишньою непорушеною літосферою

можуть зберігатися і активно впливати на деформації і зміни міцності кори протягом багатьох сотень млн. років [Tommasi, Vauchez, 1997].

Ще одним аспектом успадкованості у формуванні є тектонічна інверсія рифтових прогинів, яка обумовлена заміною геодинамічної обстановки розтягу на стиснення кори. Розломні системи, що утворилися у режимі розтягу при закладанні рифту (авлакогену), реактивізуються на стадії інверсії, змінюючи свій кінематичний тип: скиди розтягу перетворюються при стисканні на горизонтальні зсуви, підкиди і насуви. Структурним результатом інверсії є перетворення їх на рухливі та складчасті споруди і пояси з покривно-насувною, складчастою структурою, зазвичай сформованою за системами давніх розривів. Інверсії тектонічного режиму та стилю є типовими для багатьох палеорифтів, наприклад, для Дніпровсько-Донецького [Чебаненко та ін., 1991; Соборнов, Хацкель, 1991], Миссурської западини в системі рифтів Високого та Середнього Атласу [Beauchamp et al., 1996], грабена Рони [Etheridge, 1986], системи рифтів Мідконтиненту Північноамериканської платформи [Hinze et al., 1992].

У рифтах Мідконтиненту через післярифтове колізійне стиснення відбулася реактивація нормальних скидів зі зміною кінематики рухів, що викликало утворення підкидів та насування тектонічних покривів з гorizontalною амплітудою у кілька кілометрів. Встановлено, що ці ремобілізовані порушення з глибиною стають пологішими, проникаючи до підвалин вулканічної товщи синріфтових утворень. Вікові співвідношення рифтогенезу та подальшої інверсії можуть бути різними у залежності від геодинамічної ситуації на даній ділянці платформи. Наприклад, у Високому Атласі кінець епохи рифтогенезу припадає на бат, а зміна геодинамічного режиму та тектонічна інверсія через зміни напрямків і кінематики рухів за давніми системами порушень з

перетворенням магістральних скидів на підкиди і насуви припадає на еоценовий час, тобто цей проміжний, підготовчий етап становить близько 100 млн. років.

Кінематична модель процесу тектонічної інверсії рифтогенів через зміни кінематики і генетичного типу розривів протягом їх ремобілізації, розглянуті у роботі [Etheridge, 1986] (рис. 1.21). Показано, що скиди рифтового етапу через зміну орієнтування параметрів поля тектонічних напруг перетворюються на підкиди, насуви і горизонтальні зсуви на етапах тектонічної інверсії. Випадки 1 та 4 (рис. 1.21) призводять до зміщень, відповідно, підкидо-насувної і підкидо-зсувної кінематики.

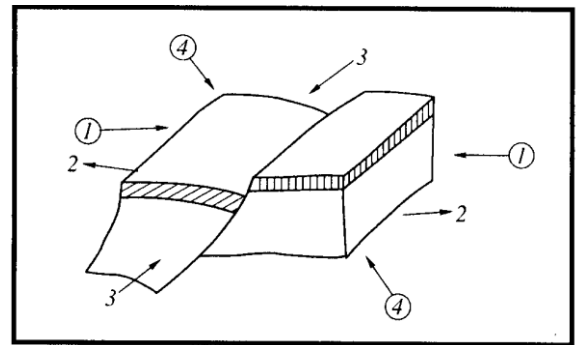


Рис.1.21. Зміна кінематики розриву через інверсію тектонічних напруг [Etheridge, 1986]: (напрямок дії сил показано стрілками): 1 - скиди, 2 - підкиди, 3 - відсутність зміщення, 4 – горизонтальні зсуви

Кінематика рухів уздовж тих самих зміщувачів може змінюватися також у зворотному напрямку з перетворенням підкидів та насувів на скиди, як у випадку 2. Така інверсія рухів деформацій спостерігається у процесі формування рифту, закладеного у складчастому поясі, де раніше в умовах стиснення відбулося зминання з насуванням осадових шарів.

Прикладом є південна частина кайнозойського рифту Ріо-Гранде (США), де така ситуація простежена на глибину понад 5 км вздовж лінії сейсмічного профілю COCORP [Cabezas, 1989] (рис. 1.22). Встановлено, що сучасна будова цієї ділянки є підсумком

двох етапів деформації, що розпадаються на кілька стадій з різним геодинамічним режимом і зворотною кінематикою рухів (рис. 1.23). Спочатку, у пізньому палеоцені-ранньому еоцені, ця ділянка, разом з навколишньою територією Північноамериканської платформи (плато Колорадо, Скелясті гори, територія Великих Рівнин) зазнала колізійного стиснення. Його результатом було помірне змінання осадової товщі у складки та утворення лускатих насувів із загальним переміщенням на схід (рис. 1.23 А). Згодом через інверсію напруг та рухів сталося загальне вирівнювання території в режимі поздовжнього зсування. У новітню епоху (від пізнього олігоцену дотепер) мали місце кілька епізодів розтягу, що викликали скидові зміщення за площинами колишніх насувів та підкидів і утворення рифтової структури Ріо-Гранде (рис. 1.23 Б, В).

У надрах ОБ стародавніх платформ з глибоким заляганням фундаменту зазвичай складно достовірно вивчати взаємовідносини і ступень успадкованого розвитку структур фундаменту і чохла.

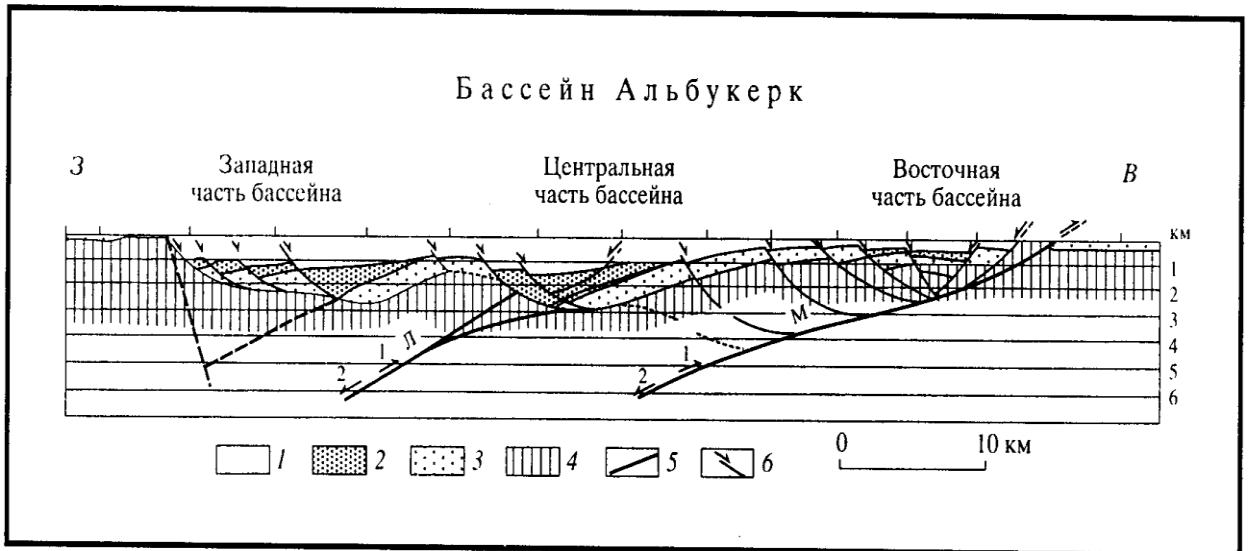


Рис.1.22. Розріз через западину Альбукерк у південній частині рифту Ріо-Гранде на сейсмічному профілі DECORP, 34-30 ° пн.ш., за [Cabezas, 1989]: 1 - міоцен і пліоцен, 2 - верхній еоцен та олігоцен, 3 - палеозой та мезозой, 4 - докембрій, 5 - первинні насуви (1), 6 - скиди після інверсії (2). Літери: Л – розрив Ладрон (Ladron), М – розрив Монтоза (Montosa)

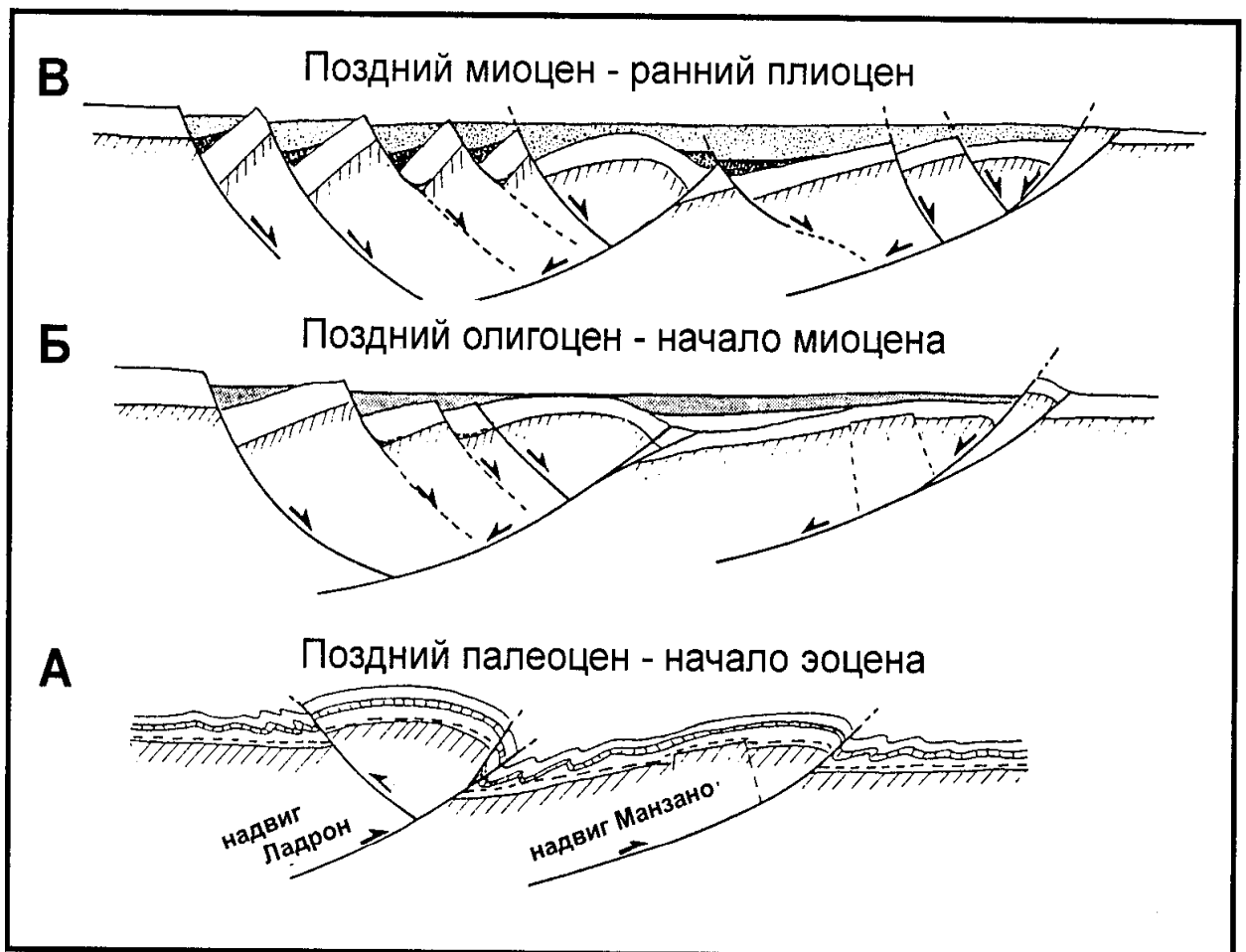


Рис.1.23. Послідовність тектонічних подій і кінематики рухів у западині Альбукерк у південній частині рифту Ріо-Гранде [Cabezas, 1989]

Розглянемо дані досліджень території Карельського масиву Балтійського щита, доступної для вивчення прямими геологічними методами [Леонов М., 1997; Леонов М. та ін., 1995, 1996, 1998]. Встановлено, що протягом платформного етапу ранньо-протерозойський кристалічний фундамент неодноразово зазнавав ремобілізації. Причому, не лише внаслідок блокових рухів та структурних вигинів великого радіусу, але і через значно дрібніші внутрішні деформації, обумовлені об'ємною тектонічною рухомістю геомас гірських порід. За комплексом структурних та геоморфологічних ознак виявлено, що новітні деформації відбиваються в особливостях сучасного рельєфу, зокрема у зміщенні за сучасними розривами стародавніх структур. Так само спостерігається збіг орографічних форм з розподілом давніх структур фундаменту, наприклад, закономірне розташування озерних улоговин над його структурними западинами. Це дає змогу вважати новітні деформаційні структури похідними формами процесу ремобілізації стародавнього структурно-тектонічного каркаса.

Неможливо пояснити збіг структурного плану стародавнього фундаменту та плану новітніх деформацій сталим орієнтуванням поля напруг протягом від раннього протерозою донині, тобто понад 1.5 млрд. років. Очевидно, що за цей час геодинамічна ситуація багаторазово змінювалася як в глобальній системі плит, так і в оточенні Балтійського щита, так і в його межах. Найбільш природним є висновок, що ремобілізація стародавніх структур відбувалася під дією напруг, викликаних геодинамічною обстановкою пізнього кайнозою, і не має відношення до давньої обстановки, а сучасна структура Карельського масиву є результатом неотектоніки.

Наведені приклади успадкованого розвитку відносяться до найкрупніших елементів внутрішніх частин континентальних плит. Особливості їх тривалої еволюції пояснюються

неодноразовою реактивацією давніх структурних елементів у фази тектонічної активізації. Хоча протягом кожної наступної фази геодинамічна обстановка (напрямок і величина прикладених до плит сил) змінюється, натомість розподіл деформацій, яких зазнає кора з певною структурою контролюється її неоднорідностями, що вже склалися у попередні фази тектогенезу.

Найбільш рухливими виявляються елементи, розташування яких є найменш енергозатратним щодо прикладених сил і навпаки. Природно, що кінематика усталених тектонічних елементів і розділяючих їх зон розривних порушень у мінливому полі напруг змінюється. Успадкованість такого роду полягає у поживленні усталених структурних та речовинних неоднорідностей, а не збереженні або відновленні кінематичних характеристик давнього тектонічного режиму. Типовим прикладом цього є зминання осадового чохла авлакогенів. Натомість, деформація в обстановці стиснення на етапах тектонічної інверсії відбувається не лише в рифтах, які закладалися в обстановці розтягу, але і в рифтах, утворених у складчастих поясах, де ремобілізація раніше сформованих розривних порушень йде шляхом зміни підкидо-насувів на скиди.

Інверсійна тектоніка є природною для рифтів, причому параметри пострифтової еволюції (тектонічний режим, інтенсивність, форма і тривалість деформацій) ОБ не є функцією процесу рифтогенезу, але залежать від зовнішніх геодинамічних чинників. Часові ряди подій і структур, які виділяються наприклад у роботі [Мілановський, 1983], характеризують лише реакцію рифтової структури на еволюцію геодинамічної ситуації в її околицях і загалом на платформі, але не особливості рифтового процесу.

На цих підставах кора плит можна розглядати динамічно пов'язаною сукупністю телескопованих тектонічних елементів різного масштабу. Тому все, що стосується особливостей

пострифтової еволюції ОБ континентальних платформ залишається чинним і для решти тектонічних елементів меншого масштабу, аж до мезоструктур (тектонічних розривів і тріщинуватості). У результаті дії на кору перемінних у часі полів напруг і деформацій відбуваються різномасштабні рухи, реактивуються складові структурні елементи ОБ, відновлюються їх взаємосполучення.

З цього випливає наступне обмеження методичного характеру: без аналізу напрямів і кінематики рухів, лише на підставі аналізу структурних рисунків деформацій будь якого масштабу (від мегаструктур до тріщинуватості) не можна визначити розподіл напруг і чинних сил у корі. Структурні рисунки, у яких відбиваються деформації, тобто системи структурних парагенезів, можуть зберігатися та активізуватися протягом послідовних епох тектогенезу у різних геодинамічних обстановках, тому реконструкція тектонічних режимів їх утворення потребує знання кінематики рухів.

Вплив існуючої структури (pre-existing structure) на подальшу історію будь-яких тектонічних елементів літосферних плит, у тому числі ОБ та їх складових, дуже велика. Причини та механізми природного явища успадкованості обумовлюють закономірний зв'язок між реологічною неоднорідністю внутрішньоплитної кори і літосфери та локалізацією у них деформацій. Давні зони порушень створюють реологічну неоднорідність кори, представлену градієнтними зонами відносно меншої міцності. Ця реологічна неоднорідність та анізотропія властивостей кори контролюють особливості розподілу розривних деформацій, що утворюються на наступних етапах.

У свою чергу, зони диз'юнктивних деформацій в ОБ контролюють характер осадокопичення через розподіл у їх надрах різних фацій осадів та їх товщини, а також проникність кори для магматичних продуктів, геофлюїдів та

конвективного тепломасоперенесення. Тобто успадкованість існуючої структури впливає на широкий спектр процесів в надрах ОБ: осадопичення, вторинні перетворення порід, особливості магматизму, а також на сучасну геодинаміку через сучасні поля напруг на платформах і в межах ОБ.

Вплив давньої структури, що створює реологічну неоднорідність літосферних плит, піддається математичному моделюванню. Успішним прикладом є моделювання внутрішньоплитної деформації у зоні розломів Борборема (Borborema shear zone) на північному сході Бразилії. Зсувна зона Борборема є тектонічним швом пізньо-протерозойської епохи закладення, що складається з магістрального стовбура зсувів північно-східного простягання і широтних зсувів правобічної кінематики, що відгалужуються від нього. Вважається, що цей шов утворився в однорідному полі тектонічних напруг континентального масштабу із субширотним напрямком стиснення. Магістральна зона порушень та його відгалуження розташовані у прикордонній області між кратоном Сан-Франциско на півдні та аккретованими по відношенню до нього молодішими складовими елементами. Через різну товщину літосфери та різну величину теплового потоку, ці елементи мають, відповідно, і різні реологічні властивості. Моделювання, що відновлює обстановку їх утворення, показало, що в гетерогенному матеріалі з заданим контрастом в'язкості деформація закономірно локалізується у межах ослаблених зон з найменшою в'язкістю. Причому особливості об'ємного розподілу деформації, її швидкість та інтенсивність змінюються в залежності від ступеня в'язкості кори на цих ділянках [Tommasi, Vauchez, 1997].

Важливим висновком з моделювання геодинамічної обстановки на континентальних платформах є те, що деформація може інтенсивно проявлятися в рухливих зонах платформ (внутрішньоплитних складчастих поясах

та інверсованими авлакогенами) при не порушеному стані великих ділянок континентальної кори, що їх розділяють.

1.4.2. Пасивний та активний рифтогенез

Процеси розтягу грають не менш важливу роль у тектоніці континентальної та океанічної кори, ніж процеси стиснення. Структурними проявами тектоніки розтягу є різноманітні ОБ: рифти, області екстремального розтягу, аллохтони розтягу, басейни, обумовлені колапсом тощо. Формування більшості ОБ розпочинається з рифтового етапу і часто рифтогенез повторно проявляється в ході їх розвитку, тому вивчення особливостей та механізмів рифтогенезу, насамперед континентального, є основою вивчення процесів походження та еволюції багатьох типів ОБ.

Рифти пов'язані з територіями, де кора (літосфера) суттєво тектонічно порушена і тому проникла для глибинних флюїдів. В їх межах зосереджено головні шляхи надходження струмів флюїдів та тепла, тому рифтові осадові басейни є областями літогенетичного перетворення порід чохла, перерозподілу і вторинної концентрації речовини з утворенням скупчень рудної мінеральної сировини, гідротермалітів, ВВ.

Одною з складних проблем при вивченні рифтогенів є вибір між моделями активного та пасивного рифтогенезу. Відмінності між цими моделями полягають у наступному.

В активній моделі причиною утворення рифту вважається вторгнення у літосферу гарячого мантійного астеноліту, наслідками чого є потоншення та розкол кори кори через виникнення напруг розтягу. Натомість у пасивній моделі причиною рифтогенезу розглядаються напруги в корі зовнішнього, по відношенню до району формування рифту, походження. Вони сприяють утворенню лінійної деформаційної зони сколювання -

вихідного рухливого лінеамента, а причиною наступного підйому астеноліту вважається адіабатична декомпресія, що виникає при розколі літосфери з розсуванням кори уздовж цієї тектонічно ослабленої зони.

Темі пасивного та активного рифтогенеза присвячена велика кількість публікацій [Continental rifts..., 1995; Rosendahl, 1987]. Більшість авторів, намагаються обґрунтувати ту чи іншу з названих моделей, але в деяких роботах допускається можливість синтезу моделей через прояв в окремих ситуаціях одночасно обох механізмів.

Наприклад, у роботі [Hynes, 1990] зроблено припущення, що дві послідовні стадії розпаду Пангеї (одна в ранній юрі, інша в крейді) здійснювалися за рахунок різних механізмів рифтогенезу. У ранній юрі мав місце пасивний, натомість у крейді активний рифтогенез. Причому головною причиною, що викликає виникнення одного чи іншого механізму, розглядається швидкість руху континентів щодо позиції гарячих точок. У ранній юрі, в інтервалі 150-180 млн. років, швидкий рух континентів не сприяв активному рифтингу через те, що плити-континенти просковзували одна по відношенню до іншої за менший час, ніж відбувалося нагрівання та ослаблення кори мантійними плюмами, що вимагає активна модель. Проте, при повільному переміщенні континентів над гарячими точками, як це було у крейді в інтервалі 90-140 млн. років, часу для прогріву кори та формування гарячого астеноліту було достатньо і реалізовувалася, відповідно, активна модель.

Деяко інший синтез моделей розглянуто у роботі [Малкін, Шемєнда, 1989]. Передбачається, що на великих територіях гарячих областей з витоншеною літосферою ("highly extended terranes") розміщуються області екстремального розтягу, що формуються за активним механізмом. Натомість окремі рифти та рифтові системи утворюються в їх межах у відповідності до моделі пасивного рифтогенезу.

Встановлено ряд характерних особливостей рифтів, які знаходяться задовільне пояснення в рамках моделі пасивного рифтогенезу але погано узгоджуються з активною моделлю. До них належать:

а) повторне формування рифтів на тому самому місці; б) відсутність усталеного зв'язку проявів вулканізму з рифтогенезом; в) звичайна для деформацій рифтових зон горизонтально-зсувна компонента та широкий розвиток структур Pull-apart; г) синхронність етапів рифтоутворення на різних континентах.

Вважається, що рифти у багатьох випадках виникають в ослаблених зонах кори, успадковуючи попередні структурні плани. Для них характерно повторне закладення на тих самих ослаблених ділянках кори, як наприклад Східноєвропейської платформи, де широко розвинені телескоповані (вкладені одне в одного) рифти. Цю особливість важко пояснити в рамках активної (астенолітової) моделі через припущення виняткового консерватизму у розміщенні мантійних джерел: надходження глибинної гарячої речовини астеноліту мусить повторюватися по одних і тих самих каналах протягом великих проміжків часу. Стосовно Східноєвропейської платформи цей інтервал сягає від раннього рифею до середини девону, що не сумісне із загально прийнятною концепцією переміщення літосферних плит щодо субстрату. Природним є багаторазова ремобілізація давнішніх структурних неоднорідностей кори, ослаблених зон і структур під дією прикладених до кори тектонічних напруг, що є основою моделі пасивного рифтогенезу.

При реконструкції історії розвитку рифтів велика увага приділяється подіям, що передують рифтоутворенню - "предрифтовим" процесам та режимам (розподіл напруг, магматизм та ін.) [Грачов, Девяткін, 1997; Мілановський, 1983; Розваляєв, 1979]. Ознаками передрифтового режиму, встановленими на прикладі Монголо-Байкальського

сегменту, який охоплює територію Монголії, Північно-Східного Китаю, Вітімо-Станову та Східно-Саянську області, вважаються [Грачов, Девяткін, 1997]:

а) базальтовий вулканізм, близький за складом лав до рифтового (недиференційовані лужні базальтоїди, зазвичай, з ксенолітами шпинелєвих та/або гранатових лерцолітів);

б) тепловий потік у 1.5-2 рази вищий, ніж на платформах: температура на межі кора/мантія підвищується до 700-800 ° С, проти звичайної 300-400°С;

в) більш значні, ніж на платформах, амплітуди вертикальних неотектонічних рухів, але при однакових товщинах і складі осадових формацій;

г) активне формування тектонічних розривів за переважання горизонтально-зсувної деформації зі скидовою або підкидовою складовою. Характерним є розвиток структур розтягу Pull-apart, представлених невеликими грабенами.

д) тривалість передрифтового режиму обмежена часом від пізньої крейди до початку пізньо-кайнозойського рифтоутворення.

У роботі [Разваляєв, 1979]. "дорифтовим етапом" для Байкальського рифту вважається такий самий інтервал часу як і для рифту Червоного моря - від пізнього рифею - раннього палеозою до початку пізнього кайнозою. У Червономорській області у цих часових рамках виділяється кілька фаз магматичної активності з виверженням лав лужно-ультраосновної, лужно-базальтоїдної та толеїт-базальтоїдної (трапової) формацій. Передбачається, що багаторазовий магматизм сприяв "термічному розхитуванню" мантії і кори, що викликало рифтогенез [Мілановський, 1983; Розваляєв, 1979].

Проте важко уявити, як процеси "розхитування" мантії та прогріву кори на початковому етапі, що завершився на початку палеозою, на межі близько 500 млн. років, могли впливати на процеси у пізньому кайнозі при відносно високих швидкостях конвективного виносу і дисипації мантійного тепла. Тож, для

розуміння причин та механізмів рифтогенезу якогось сенсу у виділенні такого "дорифтового етапу" немає. Тому передрифтові явища мають відношення до рифтингу як опосередкований фактор, що сприяє утворенню вихідних тектонічно ослаблених зон. Їх формування може передувати закладенню рифту, якщо на цих ділянках кори створюються необхідні геодинамічні умови розтягу. Тобто "розвиток передрифтового режиму не передбачає обов'язкового переходу його в режим рифтогенеза", [9, стор.5] тому закладення деяких рифтів взагалі не випереджається вулканізмом. Прикладами цього є рифт Північного моря, де початок рифтогенезу припадає на кінець пермі - початок тріасу, Верхнерейнський грабен та кайнозойські рифти Африканського континенту (рис. 1.24).

У Східноафриканському поясі рифтогенез загалом передував вулканізму, хоча тут відомо багато окремих рифтів, особливо в межах

західної гілкі пояса, позбавлених вулканізму. У рифті Бенуе передрифтовий вулканізм мав дуже незначний прояв. В областях Ахагарі та Тібесті мав місце інтенсивний, схожий на "передрифтовий" вулканізм, але утворення рифту не відбулося.

Отже, рифтоутворення та передрифтові процеси не є послідовними, взаємопов'язаними стадіями єдиного процесу. Передрифтові явища є лише фактором, що сприяє рифтоутворенню, але не приводять до нього в обов'язковому порядку, виконуючи при рифтогенезі лише ту саму допоміжну роль, що і неоднорідності попередньої структури. Отже, обидва допоміжних фактори готують умови для реалізації рифтогенезу: створюють ослаблені ділянки кори, сприятливі для розколу кори у разі виникнення достатніх за величиною та належним чином орієнтованих напруг розтягу (пасивна модель).



Рис.1.24. Співвідношення вогнищ магматизму і рифтових структур на Африканській платформі, за [Morley, 1989]: 1 - ареали магматизму, 2 - контури складених піднянь, 3 - 4 - головні рифти: 3 - докайнозойські, 4 - пізньокайнозойські

По завершенні етапу рифтогенезу розвиток рифтів може йти по-різному, в залежності від геодинамічної обстановки, що складається протягом пострифтової еволюції. Подальший розтяг кори сприяє формуванню над рифтом розлогих синекліз, натомість колізійні обстановки стиснення на платформах викликають зминання осадового чохла рифтових басейнів і формування внутрішньоплатформних рухливих і складчастих поясів.

Така ситуація не стосується явища спредингу океанічної кори: хоча режим розтягу кори є складовою процесу спрединга, він принципово відрізняється від процесів континентального рифтогенезу. Провідна роль у спредингу належить активному висхідному струму гарячої мантійної речовини, тому він відповідає активній моделі рифтогенезу.

Також не можна ототожнювати з рифтогенезом процеси формування пасивних континентальних околиць. Рифтогенез в їх межах є явищем здебільшого імпульсним і короткочасним, проявляючися лише на початках їх тривалої еволюції. У зонах рифтингу, що закладалися на пасивних околицях, тривалий час може зберігатися різноманітна тектонічна активність, але вона має відношення лише до початкового рифтогенезу, а не до їх подальшої ремобілізації [Лобківський, Хаїн, 1989].

1.4.2.3. Кінематика горизонтального зсування у рифтових зонах

Вагомим аргументом на користь пасивної моделі рифтогенезу є особливості кінематики горизонтальних зсувів у рифтових зонах, детально вивчені на прикладі кайнозойської Байкальської рифтової системи. Встановлені там закономірності дають змогу припускати, що початковим імпульсом для утворення більшості рифтових структур служило не вторгнення мантійного астеноліту, а колізійний стрес під дією напруг,

згенерованих віддаленими активізованими орогенами та рухливими поясами. Зазвичай у внутрішньоплитних областях це створює геодинамічну обстановку транспресії, в якій виникають структури типу Pull-apart, а не грабени розтягу, причиною утворення яких є підйом гарячого мантійного астеноліту. Вони ідентифікуються за горизонтально-зсувним структурним рисунком деформаційних парагенезів, які мають характерне діагональне розташування по відношенню до загального простягання рифтів і кулісну будову, що виявлено для грабену оз. Байкалу.

Лише згодом, коли стався розрив кори, провідну роль у формуванні рифтової системи Байкалу відіграв підйом астеноліту, що сприяв зміні геодинамічної обстановки на переважний розтяг. Такий розвиток тектонічних подій легко укладається в модель пасивного рифтогенезу, якою передбачається первинний розрив кори за рахунок дії зовнішніх сил та вторинність її наступної переробки через вторгнення астеноліту.

Отже, наявність горизонтально-зсувної компоненти з обертаннями в рифтових зонах свідчить не про простий розтяг кори в горизонтальній площині, орієнтований ортогонально до осі рифта, а про зсувний режим в умовах загальної колізії, тобто про геодинамічну обстановку транспресії. А це не відповідає моделі, що відводить астеноліту головну роль у формуванні напруг, що викликають утворення рифта.

1.4.2.4. Глобальна синхронність рифтоутворення

Наступний аргумент на користь пасивної моделі – це задовільна кореляція рифтових подій у глобальному масштабі, як між собою, так і з іншими тектонічними подіями.

Наприклад, дані аналізу процесу розпаду суперконтиненту Пангеї протягом від пізнього палеозою до ранньої крейди заперечують можливість утворення одиночних рифтів через синхронний

розвиток великої множини мантийних діапїрів [Казьмін, 1987], натомість, дають змогу вважати, що для цієї епохи характерна синхронність і глобальність рифтогенезу.

Підтвердженням глобальності є синхронна активізація рифтогенезу в геодинамічній обстановці, що є типовою для різних тектонічних провінцій Євразії, що віддалені одна від одної на тисячі кілометрів: Казахстан, Тянь-Шань, Східноєвропейська, Сибірська, Південнокитайська платформи, Омолонський масив [Веймарн, Мілановський, 1990].

Глобальна синхронність проявів рифтогенезу знаходить логічне пояснення у рамках пасивної моделі. Вони розглядаються як результат впливу на літосферу (земну кору) сил, що виникають внаслідок глобальних геодинамічних процесів у певні періоди часу. Тоді як уявити можливість первинного синхронного розвитку діапїрів, розкиданих по різних континентах, значно складніше. Пріоритет моделі пасивного рифтогенезу є визнанням того, що сам по собі прогрів кори, пов'язаний з вторгненням гарячого мантийного астеноліту (плюму), не призводить до утворення рифту, якщо відсутні зовнішні напруги, що розтягують кору.

Мабуть, єдиною невирішеною проблемою моделі пасивного рифтогенезу є проблема природного джерела значних девіаторних напруг, необхідних для порушення суцільності літосфери. За даними [Ботт, 1990; Bott, 1981], величина напруг, достатніх для утворення грабена глибиною в кілька кілометрів, оцінюється в 100 МПа. Щодо тих обмежень і критеріїв, які впливають із результатів моделювання глибинних процесів, то вони не дають однозначної відповіді на питання, який саме механізм реалізується в природі.

1.4.3. Метаморфізм у глибоких горизонтах чохла та фундаменті осадових басейнів

Важливу в теоретичному та практичному відношенні проблему становлять тектонічні та метаморфічні процеси в осьових частинах ОБ на глибинах 10-20 км. Такі глибини спостерігаються головним чином в ОБ перикратонного типу та авлакогенах. Прямі геологічні спостереження метаморфічних перетворень порід можливі лише через підйом порід, які залягають у підвалинах цих ОБ, на денну поверхню у межах прилеглих складчастих поясів. На матеріалі гірсько-складчастої споруди Піренеїв, наприклад, вивчалось питання про можливість високотемпературного метаморфізму в умовах низьких тисків у піднятих на поверхню породах нижнього палеозою, які, залягали спочатку у підваліні рифту [Wickham, Oxburgh, 1985]. Однак, приналежність порід до рифтових визначається зазвичай за їх складом, тому без термобарометричних розрахунків і моделювання можна судити лише про можливі тенденції, а не реальні умови метаморфізму осадової товщі.

Моделювання метаморфізму у глибоких рифтах, авлакогенах та інших ОБ з аналогічним режимом занурення [Ревердатто та ін, 1992; Ревердатто, Шепелев, 1998; Фрідінгер та ін., 1991] вказує на можливість появи фації зелених сланців на глибинах понад 8-9 км, що відповідає ізотермі +250°C. При менших глибинах занурення метаморфізм зазвичай не перевищує преніт-пумпеллітової фації. Більш високотемпературні фації в рифтах, мабуть, не утворюються. Згідно цієї моделі в глибоких ОБ остигання астеносфери через зменшення з часом теплового потоку викликає нетипову стадійність метаморфізму через те, що при зануренні осадової товщі відбувається зростання тиску на тлі зниження температури.

У чохлах ОБ встановлено також прояв метасоматичних процесів, які

розвиваються "внаслідок появи в зоні катагенезу флюїдів, нерівноважних по відношенню до водних розчинів, що її насичують" [Карнюшина, 2001, стор 15]. Флюїди сприяють не тільки формуванню нових мінеральних асоціацій, але також суттєво змінюють речовинний склад та будову товщ гірських порід та природних резервуарів ВВ, аж до утворення вторинних геологічних тіл.

Метасоматичні процеси вивчені у багатьох нафтогазоносних ОБ, натомість глибини дослідження не перевищують, як правило, 4-5 км. Враховуючи те, що на цих глибинах метасоматоз інтенсивно проявлений, слід очікувати багаторазового зростання інтенсивності цього процесу на глибинах 10-20 км. Це підтверджує припущення про прояв у глибоких басейнах активних процесів перетворення речовини осадової товщі, які впливають і на склад, і на тектонічну структуру нафтогазоносних комплексів.

1.4.4. Інверсійний підйом території та денудація чохла осадових басейнів

Одним із важливих аспектів вивчення історії розвитку ОБ є оцінка величини підйому території та ступеню ерозії (денудації) осадового чохла у процесі його тектонічної та осадової інверсії. Ці параметри слід враховувати при реконструкції історії формування та особливостей геодинаміки: у т.ч. для операцій, пов'язаних із чисельним моделюванням еволюції ОБ, а також для вирішення практичних завдань щодо формування, консервації та руйнування покладів мінеральної сировини і, насамперед, скупчень ВВ.

Епохи підйому території та денудації осадового чохла, особливо за значних масштабів і тривалості, можуть супроводжуватися перебудовою флюїдо-гідродинамічного режиму у надрах басейну. Це впливає на хід процесів літогенезу, вторинних перетворень речовини, формування та перерозподілу

скупчень мінеральної сировини і ВВ (рис. 1.25).

Оцінка розміру підйому та денудації території ОБ має велике значення для розвідки та розробки нафтових та газових родовищ. Навіть підйом амплітудою у перші сотні метрів може викликати міграцію ВВ із природних резервуарів та руйнування первинного покладу ВВ. Наприклад, на периферії Балтійського щита, у південно-західній частині Баренцева моря величина ерозії у кайнозой досягла 3 км (рис. 1.26) [Riis, 1992]. В басейні Західної Канади денудацією зруйновано верхню частину осадового розрізу товщиною до 1,4 км [Magara, 1976].

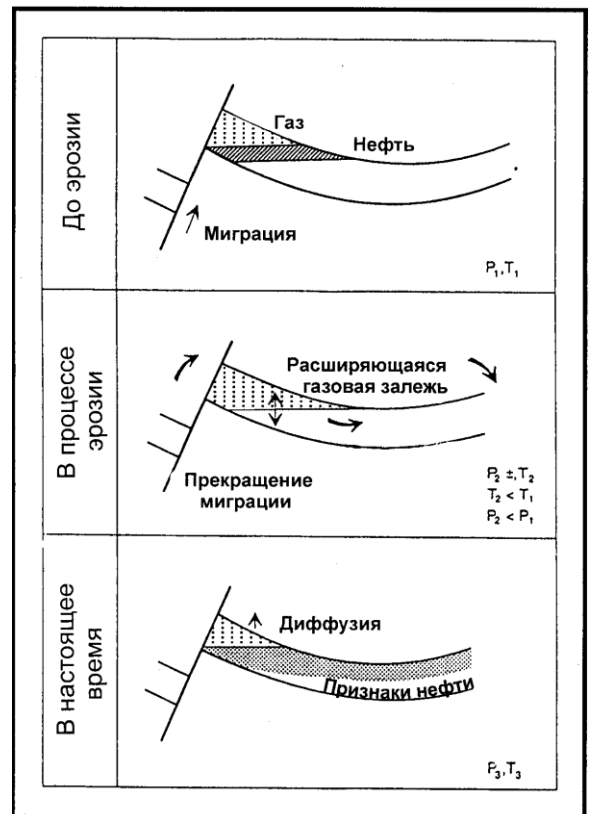


Рис.1.25. Вплив денудації осадового чохла на перерозподіл нафтогазового покладу. При охолодженні осадової товщі через підйом та ерозію, нафтова складова покладу перерозподіляється шляхом розширення газової частини покладу [Riis, 1992]

Встановлено, що у більшості ОБ древніх платформ переважна частина розрізів осадового чохла містить численні перерви в осадонакопиченні через його розмив протягом епох

тектонічного підйому території. Тому осадовий літопис цих ОБ складається з кількох літолого-стратиграфічних комплексів, розділених тривалими перервами, протягом яких були еродовані значні товщі порід. Повсюдно поширені неявні перерви в осадонакопиченні, що пов'язані з нетривалими, локальними та зональними епізодами підйому території ОБ, виявлення яких потребує детальних досліджень (рис. 1.27).

Цією обставиною обумовлено запровадження для позначення темпів накопичення осадів термінів "швидкість седиментації" (для епізодів безперервного осадконакопичення) та "швидкість накопичення осадової товщі", які децю відрізняються.

Додаткову інформацію щодо можливої амплітуди підйому та, відповідно, глибини денудації на стародавніх платформах надають фактичні дані, отримані на території щитів. Вихід на денну поверхню давніх порід з глибини є свідченням значного підйому і глибокого розмиву осадової товщі. Зазвичай значна частина розрізу накопичувалася на плитній стадії, проте певна решта розрізу могла сформуватися ще протягом доплитної стадії розвитку платформ, тобто до початку накопичення осадового чохла ОБ платформних западин.

Наприклад, за даними досліджень території щитів (кратонів) Східної Бразилії (западина Сан-Франсиско та ін.) з використанням *apatite fission track* аналізу загальна глибина ерозії осадового чохла, яка відбувалася на протязі 130 млн. років, досягла 7 км. При цьому, переважна її частина була еродована протягом двох імпульсів підйому: 130 та 60-80 млн. років [Harman et al., 1998].

Зазвичай застосовується кілька методів кількісної оцінки інверсійного підйому території ОБ, які засновані на вивченні незворотних змін фізичних властивостей мінеральної складової та органічної речовини осадових порід у залежності від глибини занурення і товщини осадового чохла, тобто від термобаричних умов надр басейну. Цінність методів, що спираються на

зміну властивостей складових частин гірських порід при їх переміщенні у розрізі та у полі тисків і температур, полягає у тому, що вони дають можливість виявляти навіть незначні епізоди підйому, які не викликають формування перерв в осадонакопиченні.

В основі більшості методів, при всій їх різноманітності, лежить порівняння експериментально і теоретично розрахованих параметрів змін властивостей складових гірських порід із глибиною з реально спостереженими властивостями. По розбіжностям між ними встановлюється товщина еродованої частини осадового розрізу. В деяких випадках час, тривалість і амплітуда розмиву відновлюються за даними прямих геологічних методів шляхом побудов палеогеологічних профілів і визначення палеобатиметрії за формою клиноформ.

Найвідомішими та найзручнішими у використанні на практиці методами кількісної оцінки інверсійного підйому території ОБ є наступні.

1. Метод аналізу *Fission track*. Для оцінки величини підйому у ньому застосовуються дані щодо термічної історії мінеральних складових порід: апатиту або циркону. В основі методу лежить вимір щільності та довжини *fission track* в апатиті (*apatite fission track - AFT*), рідше у цирконі. Метод придатний для реконструкції термічної історії породи у діапазоні температур 50-125° С (залежно від складу апатиту) шляхом датування епізодів зміни температурного режиму. При зростанні температури вище цих значень в апатиті відбувається скорочення трас та заліковування слідів випромінювання. Точність методу становить $\pm 500-1000$ м і залежить від точності визначення величини геотермічного градієнта [Skagen, 1992].

Надійніші результати дає використання методу AFT у поєднанні з іншими. Зокрема, комплексу методів AFT і аналізу відбивної здатності вітриніту з успіхом використовується для вивчення історії платформних, інверсованих ОБ, осадова еволюція яких проходить при

помірних температурах. Прикладом є вивчення історії басейну Буллер Колфілд на території південного острова Нової Зеландії [Kamp et al., 1996]. З використанням вказаного комплексу були датовані дві фази колізійного стиснення протягом міоцену, що передували висхідним рухам в антропогені, коли був сформувався сучасний рельєф басейну. На цих підставах встановлено, що цей басейн є реліктом палеогенового прогину - напівграбена, що зазнав тектонічної інверсії та підйому території в неогені. Від вихідної товщини палеогенових відкладів 6 км на сьогодні збереглося лише близько 300 м, тобто протягом міоцену-квартеру було розмито 95% осадового чохла ОБ (рис. 1.28).

2. Метод аналізу мінерального переходу опал А – опал СТ – кварц заснований на факті трансформації опала-А в опал-СТ при температурі 40-50°C і наступному перетворенні його в кварц при температурі 80°C. Достовірність оцінки глибини переходу виконується на підставі геотермічного градієнта і залежить від точності його визначення, яка дещо обмежується поступовим характером переходу опала в кварц. У найкращому випадку точність аналізу становить ± 500 м [Skagen, 1992].

3. Метод аналізу діагенетичних перетворень глинистих мінералів осадових порід. Одним з них є кристалізаційний індекс (crystallinity index) ілліту, що використовується для оцінки ступеня перетворення аутигенного ілліту. Кристалізаційний індекс залежить від термобаричних умов на певній глибині. Необхідними умовами застосування методу є знання геотермічного градієнта та наявності частини території з еталонним розрізом у контрольній свердловині, у межах якої породи не зазнавали підйому. При використанні цього методу необхідно враховувати ту обставину, що процес утворення ілліту залежить також від інших факторів, що погано піддаються кількісному обліку, таких як склад порових вод, реальна кінетика реакцій,

геологічний час, складності виокремлення аутигенного ілліту від уламкового. Точність методу складає ± 500 м [Skagen, 1992].

4. Метод аналізу ущільнення глинистих порід заснований на вивченні ступеню ущільнення глин, який залежить від глибини занурення, тобто від товщини порід перекриття з нормальними (гідростатичними) поровими тисками. Порівнюється крива стандартної ("нормальної") зміни з глибиною щільності (відкритої пористості) глин у розрізах, що не зазнали підняття та ерозії. Величина ущільнення визначається за значеннями пористості, встановленими за даними акустичного каротажу у свердловинах. Якщо глини на даній глибині в межах зони з гідростатичним поровим тиском в вивчасному розрізі виявляються більш ущільненими, у порівнянні з глинами з тієї ж глибини з еталонного розрізу, де не було підняття та ерозії, то різниця між ними розглядається свідченням первинно глибшого занурення порід у першому випадку. Приймається, що ці породи були виведені на сучасний, більш високий рівень за рахунок підйому з наступним розмивом товщі відкладів певної потужності. Точність методу, на думку деяких авторів, може досягати ± 200 м [Magara, 1976; Skagen, 1992].

5. Метод аналізу відбивної здатності вітриніту (вугільного мінералу), яка напряму залежить від глибини занурення осадової товщі. Він відрізняється найбільшою точністю, яка при використанні достовірного аналізованого матеріалу може досягати ± 200 м [Skagen, 1992].

6. Метод аналізу вертикальної зональності мінералів групи цеолітів. Метод застосовується для оцінки глибини ерозії на підставі вивчення зональності цеолітів у базальтах [Post-Cretaceous ..., 1992].

7. Методи ізотопної геохімії. Найбільш використовуваним є метод, заснований на визначенні температури утворення ізотопу O^{18} у кальцитовому цементі пісковиків і алевролітів [Walderhaug,

1992], а також метод, що використовує відношення Ar^{38}/Ar^{40} у мінералах осадової товщі.

1.4.5. Сучасні тектонічні рухи в осадових басейнах континентальних платформ

Басейни платформних областей перебувають у різних геодинамічних обстановках, тому діапазон їх сучасної тектонічної активності дуже широкий. Платформи є найстійкішими до деформацій тектонічними елементами, тому мусили б мати мінімальний рівень рухливості геомас гірських порід на своїй території, але чи так це насправді? Свідченням неотектонічної активності платформ, на відміну від гірсько-складчастих, служать не стільки наочні складчасті деформації гірських порід, оскільки інші приховані ознаки.

Сучасні амплітуди вертикальних та горизонтальних рухів на платформах невеликі і значно поступаються сумарним амплітудам рухів у тектонічно активізованих областях платформ (Тянь-Шань та ін.). Типовими для "рухливих областей" є загальноспрямовані пересування геомас порід, завдяки чому відбувається послідовне зростання сумарних амплітуд рухів по розломах. Проте платформам притаманний інший тектонічний стиль: розриви відновлюються, по їх площинах теж відбуваються рухи, але зазвичай малоамплітудні і, головне, перемінної кінематики. Отже, тектонічний каркас структури платформ теж працює на ускладнення первинної структури, але без великого нарощування амплітуди рухів. Це є свідченням іншого режиму рухів, а не тектонічного спокою на платформах. Переміщення геомас гірських порід такого типу не призводять до утворення морфологічно виразних структур, проте їх слід враховувати при відновленні внутрішньоплитних геодинамічних обстановок.

При вивченні платформних нафтогазоносних ОБ слід враховувати неодноразову ремобілізацію давніх геологічно відкритих розривів, що є шляхами вертикального надходження тепла та геофлюїдів з мантії. Знакоперемінний, пульсаційний характер кінематики рухів вивчається геодезичними методами, головним чином методом повторного нівелювання. У результаті узагальнення матеріалу по кількох ОБ Східноєвропейської платформи, виявлено певні геодинамічні закономірності [Кузьмін, 1990; Кузьмін, Сидоров, 1989]:

1) встановлена зворотна тенденція у взаємозв'язку геодинамічної активності (швидкість та градієнти сучасних рухів) та сейсмічної активності в зонах динамічного впливу розривів. Тобто слабка сейсмічність тектонічного каркасу не є свідченням геодинамічної пасивності ОБ;

2) позитивні аномалії амплітуд сучасних тектонічних рухів, що проявляються на тлі незначних рухів, притаманних більшій частині території платформ, просторово пов'язані з розривами різного масштабу та виражені зонами їх підвищених градієнтів;

3) встановлено неусталений, знакоперемінний характер сучасних рухів у зонах розривів із дуже значними швидкостями (до 10-20 мм/рік) [Кузьмін, 1990]. Ці рухи мають автоколивальний характер, обумовлений флуктуаціями у часі геомеханічних параметрів середовища всередині самих зон розривів (пружних модулів, коефіцієнтів тертя, режиму водно-флюїдної фази тощо).

Даний тип деформації називають "параметричною" деформацією земної кори, коли він порушення системи, що викликає деформацію, відбувається шляхом зміни внутрішніх параметрів самої системи, а не за допомогою зовнішнього силового впливу. Проте вплив зовнішнього поля тектонічних напруг не слід скидати з рахунку. Той факт, що спостережені рухи земної

поверхні мають високочастотний і знаковмінний характер і не володіють спрямованістю (трендом), ніяким чином не виключає активізуючого впливу зовнішніх сил на параметри середовища.

Показовими є також дані про проникність земної кори платформ для продуктів глибинної дегазації, отримані за результатами геліметричних досліджень. Встановлено, що тектонічно активним розривам характерні аномально високі значення винесення гелію на поверхню [Методичні..., 1991; Яницький та ін., 1975]. Величина гелієвих аномалій залежить, насамперед, від геологічної активності та глибини проникнення розриву. Це не є винятком для території центральної частини Руської плити [Методичні..., 1991] та південно-західної околиці Східноєвропейської платформи [Бобринський та ін., 1987]. Це свідчить про те, що розриви на платформах і ОБ не заліковуються і служать каналами для винесення глибинної речовини. Отже тектонічна активність земної поверхні, що спостерігається за геодезичними даними у "зонах підвищеної проникності" в межах зон розривів на площі ОБ викликається не тільки процесами, що протікають в осадовій оболонці, але й зачіпають більш значні обсяги кори.

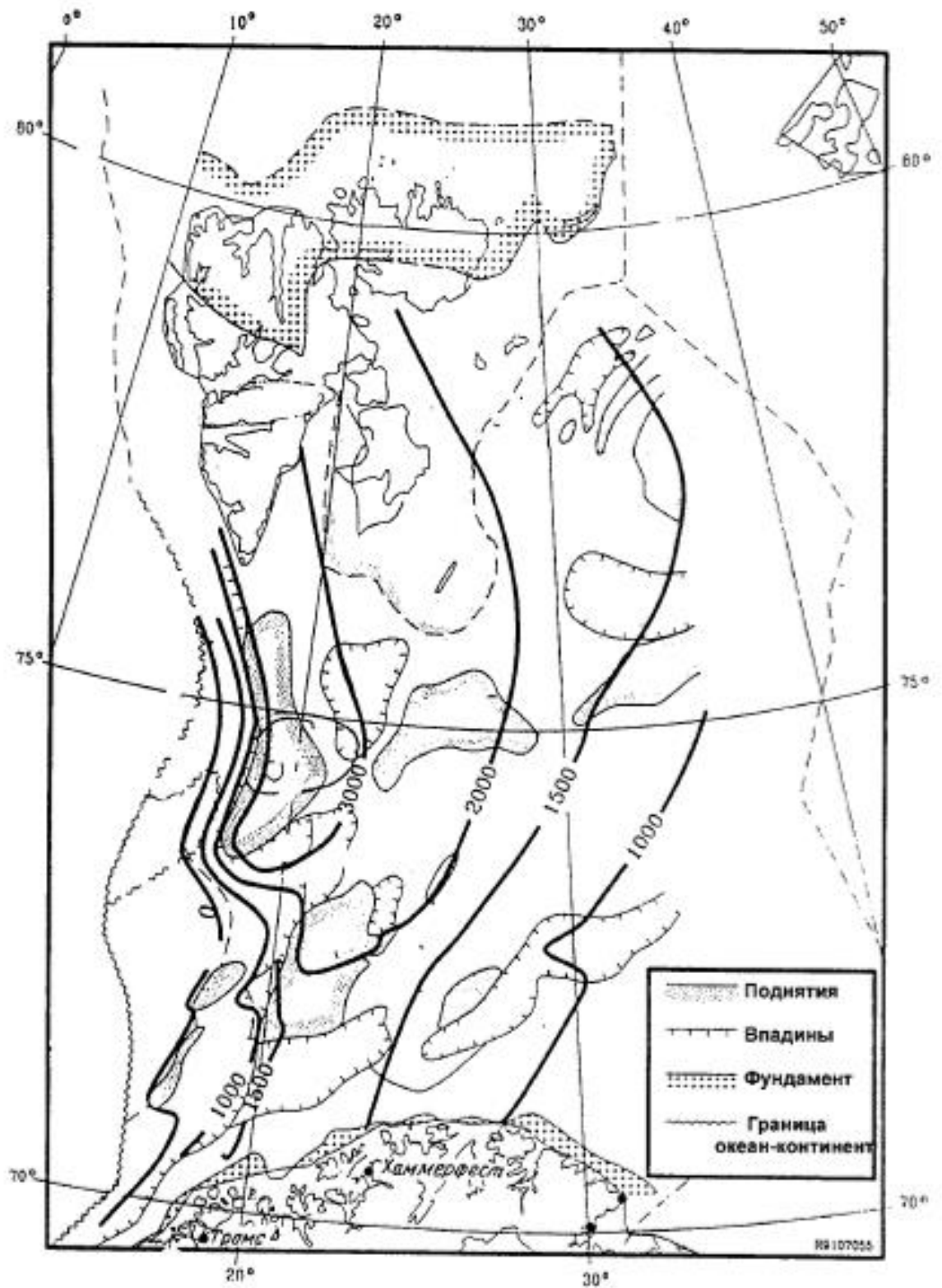


Рис.1.26. Сумарна потужність опадів, видалених за рахунок ерозії в кайнозой в східній частині Баренцевого моря (ізолінії, км), [Riis, 1992]

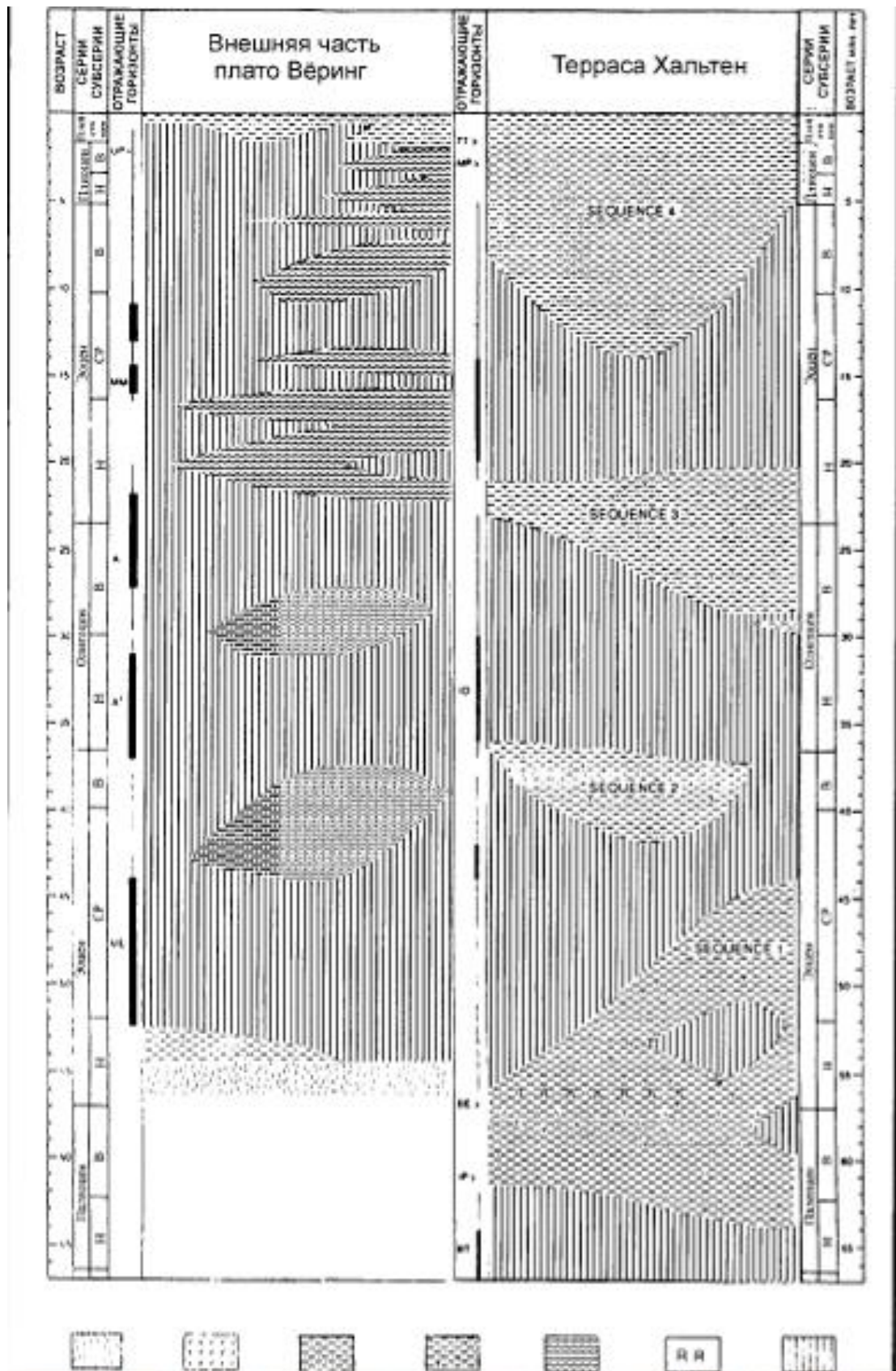


Рис.1.27. Співвідношення інтервалів, заповнених опадами, та інтервалів відсутності опадів (відповідних епох "ненакопичення" опадів і перерв за рахунок розмиву) в розрізах кайнозойських відкладень плато Вёринг і тераси Хальтен, по (Riis, 1992)

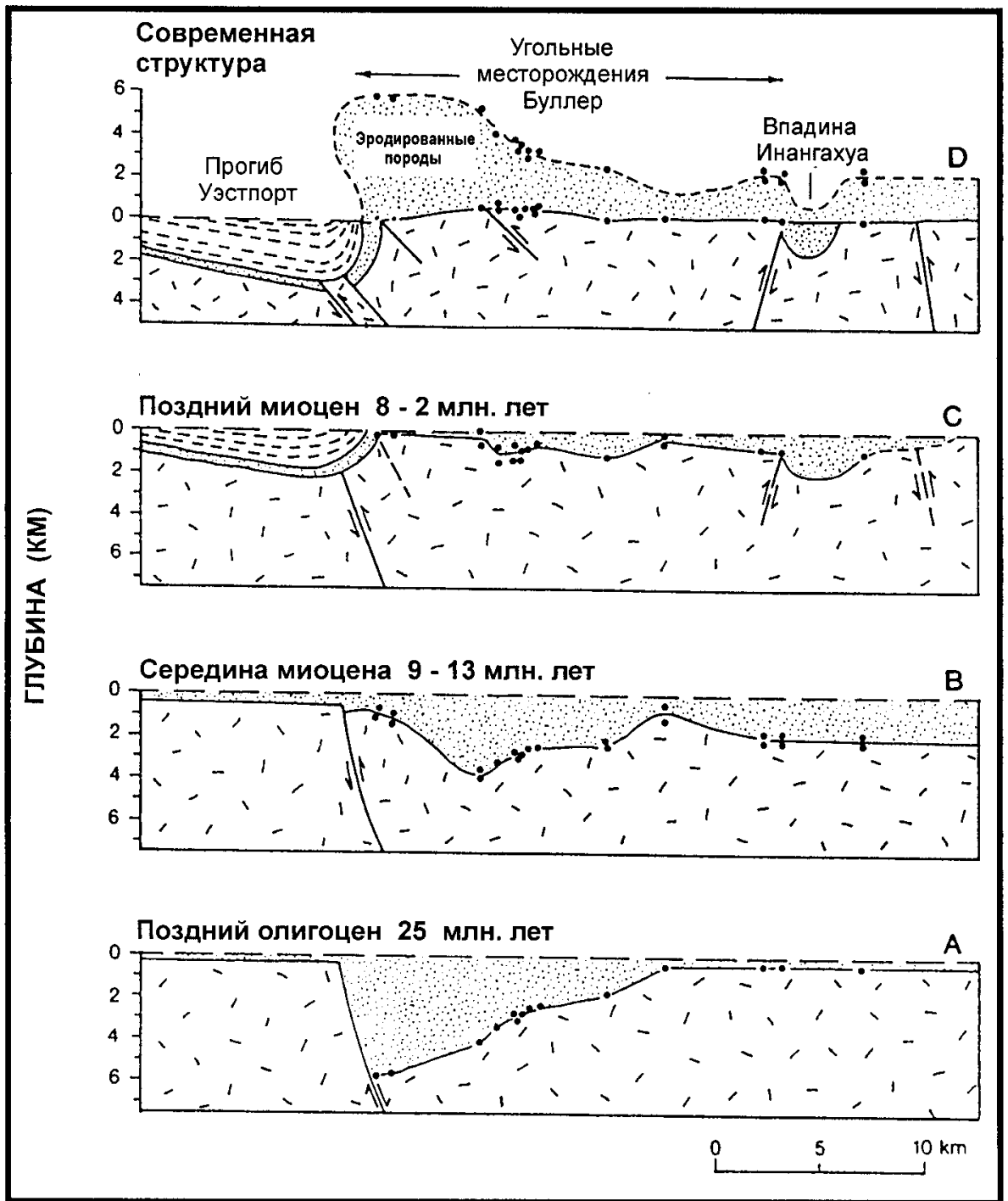


Рис.1.28.Еволюція басейну Буллер, Нова Зеландія, по [Kamp et al., 1996]

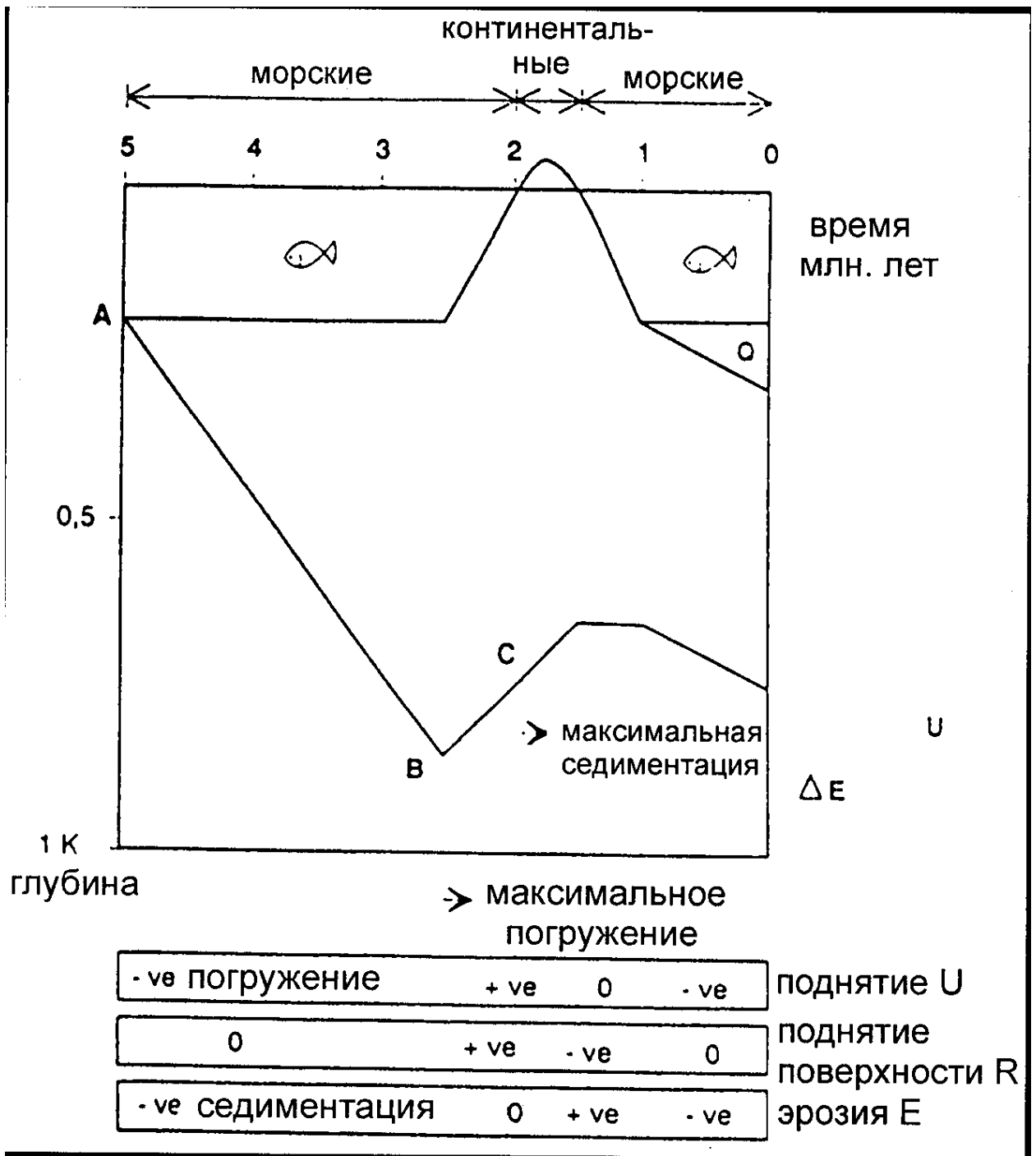


Рис.1.29. Принципова крива підняття-опускання опорного горизонту порід - (U) (крива ABCD), що накопилися на рубежі 5 млн. л., у порівнянні з кривою підняття-опускання поверхні (R). Крапки В і С відповідають максимумам занурення та поховання (опадями). Q – четвертинні опади. У таблиці внизу показані інтервали підняття порід (U), підняття поверхні (R) та ерозії (E), [Riis, Jensen, 1992]

Сучасні уявлення з тектоніки та геодинаміки континентальних рифтогенних осадових басейнів

З геотектоніки відомо, що на Землі існує три елементарних типи тектонічних деформаційних зон, які мають певне структурне відбиття у її літосфері [1]:

1- зони розтягання, яким притаманна магматична діяльність, діапіризм, вулканізм, рифтінг та тектонічні розриви скидового типу;

2- зони стискання, в межах яких формуються колізійна складчастість, тектонічні покриви і розриви підкидо-насувного типу;

3- зони горизонтального зсування, де утворюються прирозломна складчастість та розриви-зсуви з горизонтальною компонентою рухів.

Концепція глобальної тектоніки літосферних плит [2, 3, 4] пов'язує кожен із вказаних деформаційних зон з трьома типами рухів на їх межах:

1- розсування плит відбувається на дивергентних межах з новоутворенням океанічної кори у процесі спредінга на серединно-океанічних хребтах;

2- занурення однієї плити під іншу відбувається на конвергентних межах з поглинанням літосферної плити у мантиї;

3- горизонтальні пересування плит відносно одна одної відбуваються вздовж трансформних розривів на межах прояву дотичних напруг зі збереженням об'єму літосфери.

Типи деформаційних тектонічних зон і меж зчленування літосферних плит використовують як термінологічну базу для класифікації регіональних геоструктур та локалізованих в їх межах осадових басейнів, з обов'язковим врахуванням типів земної кори, напрямків загальних рухів тектонічних плит та напрямків внутрішньо-плитних переміщень тектонічних блоків, особливостей прояву регіональних і локальних полів геодинамічних напруг в конкретних геологічних умовах регіональних геоструктур. Через те, що рухи літосферних плит не є лише ортогональними по відношенню до їх границь, природні сполучення літосферних плит характеризуються більш ніж одним

типом границь. Це зумовлює складні кінематичні механізми деформацій, які проявляються як всередині плит, так і на їх околицях [2].

Рифтогенні провінції світу розташовуються на дивергентних границях літосферних плит, охоплюючи території як сучасної тектонічної активності, так і ділянки тектоно-магматичних активізацій геологічного минулого планети [5]. Океанічні рифтові системи разом із континентальними мають прямий зв'язок з глобальними процесами висхідного глибинного тепломасо - перенесення і його агентами - "гарячими точками" і "мантійними плюмами. Області рифтогенезу розташовуються над склепінними вигинами – астенотензіональними лінзами верхньої мантії, що утворюють відповідні підняття літосфери, на яких згодом формуються інверсійні структури обвалення, представлені трогами, грабенами, рифтами. Для палеорифтових басейнів осадконакопичення притаманні грубоуламкові моласоподібні товщі з проявами переважно базитового вулканізму. Найкрупнішою сучасною рифтовою системою є глобальна система гребневих зон серединно-океанічних хребтів, що представлена горстами, а також вузькими трогами і грабенами, які розділені поздовжніми системами скидів із вертикальними амплітудами зміщень до 1 км. Вони зазвичай ускладнені вулканічними структурами і поперечними системами трансформних зсувів з горизонтальною компонентою переміщень до сотень км [2, 3].

Геотектонічна активність океанічних рифтових систем проявляється у сейсмічності та ізостатичній аномалії гребневих зон, зумовлених збудженим станом літосфери. В їх межах спостерігається інверсія щільності: кора речовина тут на $0,1 \text{ кг/м}^3$ щільніша за астеносферну, що викликає висхідний рух легшої і гарячої речовини мантії. Внутрішні зони рифтів містять магматичні камери як у коровому шарі, на глибинах 1-3 км, так і в астеносферному, на глибинах 2-4 км. Розломні скидові зони, що обмежують гребневі зони морфологічно представлені системами тектонічних блоків-щаблів, розділених лістричними скидами, що утворюють структурні уступи висотою до 1 км. [2, 3].

Континентальні рифтові системи відрізняються від океанічних меншими розмірами і гетерогенністю геологічної будови. Зазвичай вони мають щільний геодинамічний зв'язок між собою. Унікальним районом такого зв'язку між рифтогенними геоструктурами на океанічній і континентальній корі є північно-західний сектор Індійського океану і прилегла околиця Африканського континенту, де вони утворюють замкнену овальну геоструктуру. Геодинамічному стану цього регіону планети притаманне одночасне співіснування на обмеженій території усіх відомих стадій рифтогенезу (рис. 1.1). Сучасним станом Східно-Африканських рифтів є "ембріональна" стадія рифтогенезу на континентальній корі з утворенням первинного склепіння. Водночас Червономорський рифт знаходиться на наступній, ранній стадії розколювання літосфери. У межах суміжної Аденської затоки розвивається початкова стадія формування океанічної кори, а на внутрішньо-океанічних спредингових хребтах мають місце пізні стадії розходження новоутворених океанічних плит [4].

Відомо декілька класифікацій тектонічних геоструктур і розташованих в їх межах осадових басейнів, розроблених відповідно до типів границь літосферних плит і типів тектонічних деформаційних зон для певних обстановок осадконакопичення, наприклад [5]. Згідно цієї класифікації осадові басейни, у відповідності до регіональних тектонічних обстановок, поділяються на шість основних типів:

- 1- внутрішньо-континентальні рифти і палеорифти (авлакогени);
- 2- басейни пасивних континентальних околиць;
- 3- басейни океанічних улоговин і піднять;
- 4- басейни зон субдукції;
- 5- горизонтально-зсувні басейни;
- 6- басейни зон колізії.

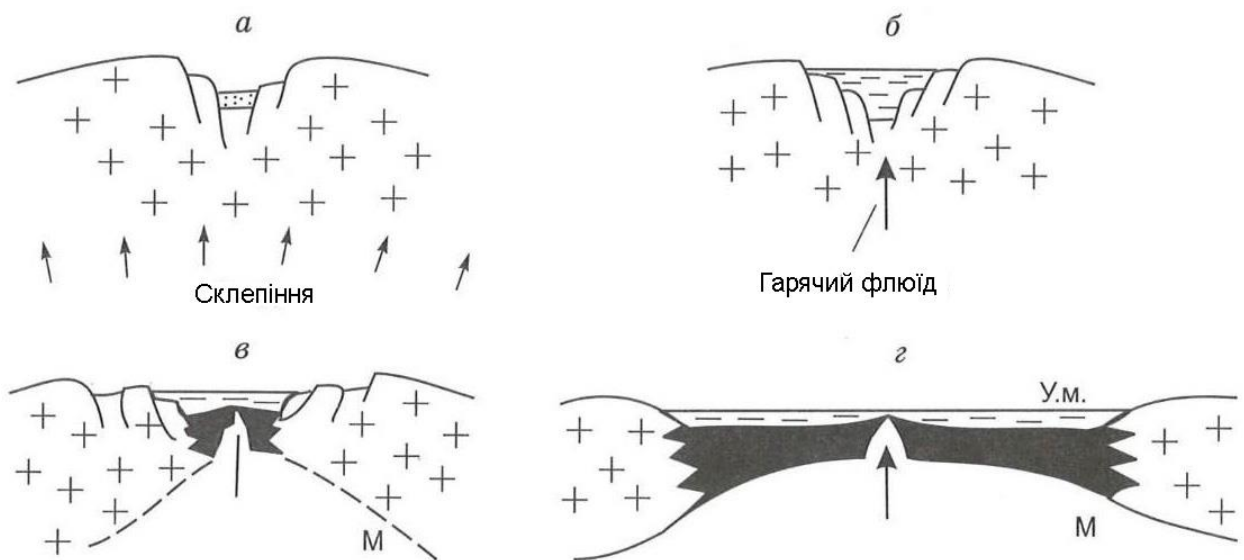


Рис 1. 1. Принципова схема стадійності рифтогенезу на прикладі північно-західного сектору Індійського океану і прилеглої околиці Африки, за Б. М. Чиковим (2011):
 а – стадія внутрішньо-континентального рифтогенезу в умовах склепінного підняття Східної Африки; б – початкова стадія розриву континентальної кори у Червоному морі;
 в – початкова стадія формування океанічної кори у зоні розриву континентальної кори в Аденській затоці; г – спредінг океанічної кори на Аравійсько-Індійському хребті.

Внутрішньоплатформні осадові басейни розподіляються на два морфологічні підтипи: великі внутрішні басейни – прогини і вузькі рифтові улоговини - грабени, що обмежені крайовими розломами. У свою чергу, рифтогенні басейни мають два різновиди: "термічно ініційовані" рифти – грабени, що утворилися за рахунок термічної активності на окремих, проникних для гарячого мантійного матеріалу, ділянках літосфери, та "атермічні" рифти – грабени, що закладались на "холодній" літосфері з формуванням рифтових улоговин типу "Pull-apart basin" колізійної або горизонтально-зсувної природи. Рифтові басейни першого типу, що зазнали купольного здіймання у дорифтову епоху, зазвичай мають потрібне тектонічне зчленування і спроможні у своїй подальшій еволюції слугувати структурним зародком розкриття океану.

Модель магматично зумовленого, "термічного" рифтогенезу, розроблена D.E. Karig (1971), передбачає формування рифтових геоструктур під флюїдно-динамічним впливом мантійних діапірів – астенолітів [6]. У

відповідності до неї, час од часу окремі мантійні астеноліти втілюються у нижню частину земної кори, утворюючи там ділянки коро-мантійної суміші, яка періодично надходить по тектонічно послаблених вертикальних зонах у вигляді висхідних порцій надстиснутої, перегрітої глибинної речовини, формуючи первинну купольну геоструктуру у верхній частині земної кори.

Моделлю рифтогенезу за схемою потрійного променевого рифтового поєднання, розробленою К. Burke (1977), передбачено, що в результаті флюїдно-динамічного впливу гарячих мантійних плюмів, на окремих ділянках континентальної кори, в межах платформних областей формуються крупні купольні підняття [7]. Згодом, у процесі тривалої структурної еволюції кори, внаслідок інверсійних низхідних тектонічних рухів, вони ускладнюються грабенами – рифтами, що утворюють спільні геоструктури по типу потрійного рифтового зчленування. Причому, два активних складових лінеамента, розростаючись завдяки спредінгу океанічної кори, перетворюються на серединно-океанічні хребти, а третій, пасивний зберігається у структурі кратону, утворюючи континентальний рифт. Кути між простяганням променів приблизно дорівнюють 120° , що обумовлює характерні обриси берегової лінії континентів.

Згідно моделі рифтингу R. Freund (1965), головному етапу рифтоутворення передує процес проникнення у літосферу гарячої мантійної речовини із її наступним субгоризонтальним розтіканням [8]. Цей процес викликає розсування континентальної кори, її стоншення та поступове обважнення основними магматичними породами із формуванням рифтової структури.

Термічно ініційовані рифти поділяються на три морфолого-генетичних типи: 1- симетричні, що складаються з асиметричних грабенів – тектонічних сегментів; 2- полуграбени, що нині розділяються океанічним дном; 3- рифти, що не відбулися як зародки розкриття океану і наразі утворюють авлакогени.

У відповідності до моделі A.M. Sengor, K. Burke, J. Dewey (1978), формування рифтів, що не були пов'язані з термічними подіями і не зазнали

етапу дорифтового здійснення, ініціювалося колізійними подіями та/або зумовлюватися на етапі рифтінгу горизонтально-зсувним полем напруг [9].

Палеорифти, що не відбулися як серединно-океанічні хребти або авлакогени – це глибокі лінійні трогові структури тривалого геологічного розвитку, що простягаються із загальним зануренням від центральних областей континентів у бік їх околиць. К. Burke (1977) їх інтерпретує як нерозвинені та відмерлі складові потрійних променів, у які поєднувалися вихідні рифтові системи [7]. Древні палеозойські та докембрійські внутрішньоконтинентальні палеорифти – авлакогени морфологічно представлені лінійними трогами та грабенами, які обмежені з одного боку орогенним складчастим поясом. Вперше під назвою *авлакогени* їх виділив у 1947 р. Н. С. Шатський [10].

Цей термін було використано Р. Hoffman, J. Dewey, К. Burke (1974) для вузьких лінійних трогів, заповнених потужними осадовими товщами [11]. Такі геоструктури простягаються на платформах під великим кутом до рухомого складчастого поясу, або до древньої континентальної околиці.

Історія формування авлакогенів, згідно Р. Hoffman, J. Dewey, К. Burke, поділяється на три етапи. Перший, ранньорифтовий, пов'язаний з термічним впливом мантійних джерел, на другому відбувається пасивне прогинання, а на заключному етапі здійснюються інверсійні складчасті деформації. Наприклад, в протерозойському авлакогені Атапуску (Північна Канада), розріз, що відповідає стадії занурення, включає глибоководні відклади турбідитів та олістостромів (рис. 1.2).

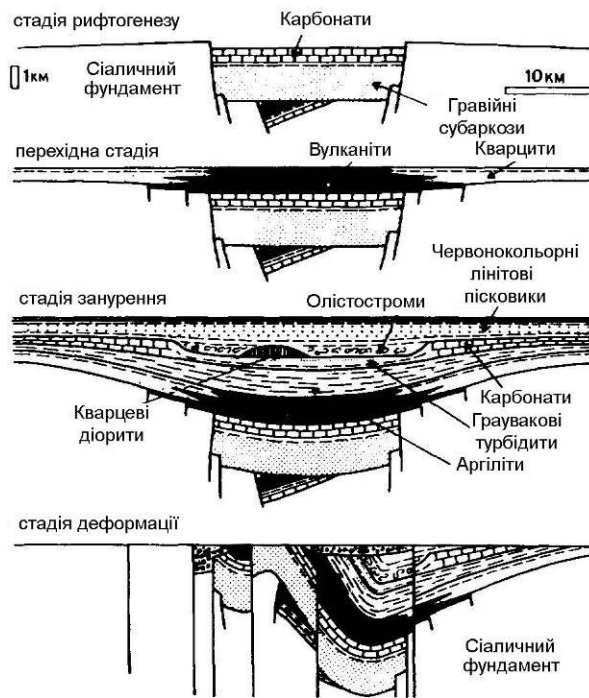


Рис. 1.2. Етапи формування докембрійського авлакогену Атапуску, Північна Канада, згідно Р. Hoffman, J. Dewey, К. Burke (1974).

У палеозойському авлакогені Уошито, провінція Арбокл, Південна Оклахома, (США) [12], на рифтовому етапі відбувалася ефузивна і інтрузивна діяльність бімодального типу кислого і основного складу. Оскільки, занурення було швидким, тому осади зазвичай є грубоуламковими, континентального походження. Наступна стадія занурення характеризується більш повільним накопиченням морських шельфових карбонатів і кварцитів (рис. 1.3). У всіх цих випадках осадове наповнення басейнів авлакогенів є набагато потужнішим і належить до більш глибоководних фацій, ніж на сусідній платформі. Стадія деформації характеризується деформаційним складкоутворенням, пов'язаними із горизонтальним зсуванням у геодинамічній обстановці стискання. Тому розриви представлено переважно зсувами, підкидами та насувами. Потужні, від 1 до 3 км, товщі грубоуламкових порід накопичуються в окремих, невеликих, тектонічно ізольованих грабенах, розташованих в осьових, найбільш занурених частинах осадових басейнів авлакогенів.

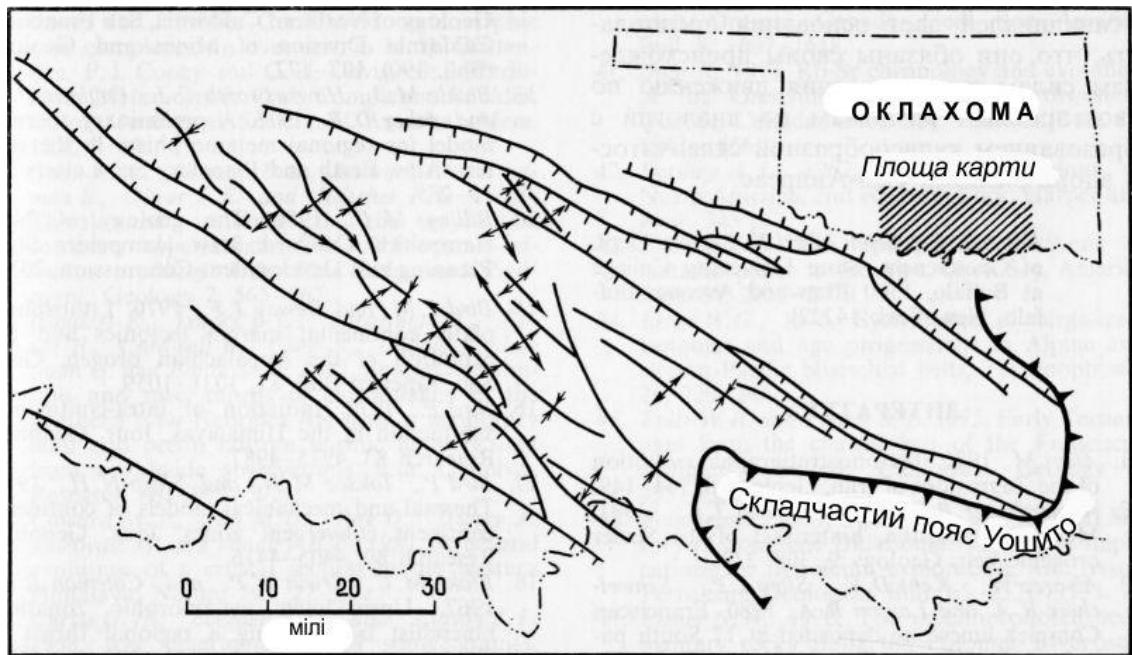


Рис. 1.3. Південно-Оклахомський авлакоген Уошито провінції Арбокл (США) є прикладом горизонтально-зсувного осадового басейну.

Лінії на схемі: гребінчасті – підкидо-зсуви; звичайні- антиформи (стрілки до осі) та синформи (стрілки від осі), згідно J. Wickham (1978).

Рифти, що приурочені до зон горизонтального зсування літосферних плит. Вчення про горизонтальні переміщення літосферних плит і їх ансамблів є теоретичною базою плейт-тектонічної концепції геодинамічної еволюції земної кори [1-4]. Тому зсувна тектоніка активно розвивається в рамках мобілістичних концепцій щодо визначальної ролі трансформних розломів та горизонтальних переміщень геомас у структурній еволюції земної кори.

Відомо, що горизонтальні зсуви – це тип тектонічних порушень, в яких первинне переміщення сусідніх тектонічних блоків спрямоване паралельно до площини розлому [19]. За розмірами вони варіюють від границь літосферних плит, наприклад – трансформний розлом Сан-Андреас у Каліфорнії, до розломів, що обмежують Карибську і Індійську плиту у якості границь мікроплит, до внутрішньоплитних розломів, які обмежують регіональні геоструктури.

Дослідженням зсувної тектоніки осадових басейнів присвячені монографії І.І. Чебаненка [20], О. Лук'янова [21], П. Ніколаєва [22], С.

Шермана, К. Семинського, С. Борнякова та ін. [23], дисертаційна робота О. Тимурзієва [24] та роботи відомих зарубіжних дослідників: С. Стоянова [25], L. Moody, M. Hill [26], J. Wilson [27], A. Sylvester [28], N. Woodcock [29]. Встановлено, що у природних геологічних обстановках горизонтальні зсуви зазвичай є криволінійними, бо мають тенденцію до вигину та розгалуженню на декілька гілок, які можуть знову зливатися одне з одним (рис. 1.7). Часто вони перериваються, зміщуючися один щодо одного, формуючи ешелоновані та кулісні системи розривів, завдяки узгоджених односпрямованих рухів. Така структурна картина реалізується у зонах комбінованих тектонічних режимів горизонтального зсування під одночасною дією напруг стискання або розтягання [28]. У випадку зсуву при розсуванні утворюються осадові басейни типу "Pull-Apart basin". В режимі стискання інверсійний підйом території призводить до формування позитивної геоструктури, що руйнується і постачає маси уламкових порід в оточуючі осадові басейни.

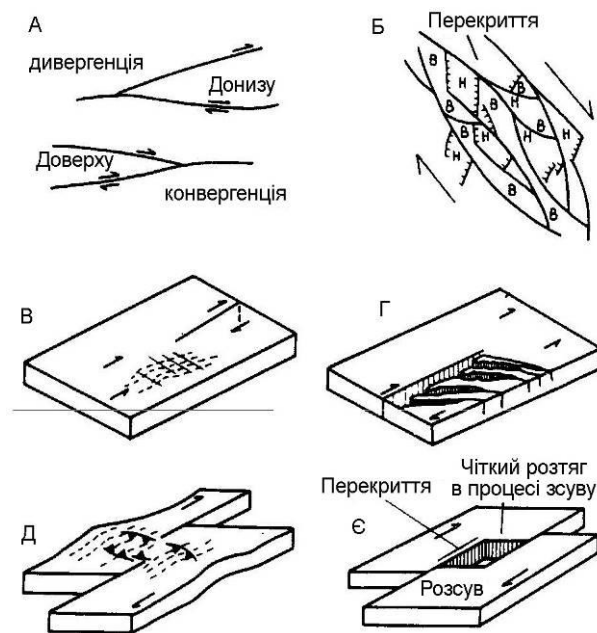


Рис. 1.7. Морфологічні типи структур горизонтального зсування, згідно Х. Редінг (1990).

А – дивергенція і конвергенція розломів; Б – гіллястий рисунок розломів з клиноподібними структурними підняттями і улоговинами уздовж горизонтального зсуву; В, Г – типи виклинювання зсувів; Д, Є – розломи з поперечним зміщенням. Букви: Н, В – низькі та високі ділянки рельєфу.

Х. Редінг (1990) встановив, що морфологія зсувних осадових басейнів визначається первинним структурним рисунком розломів. Вигнуті системи

розломів утворюють басейни клино- та еліпсоподібної форми [5] (рис. 1.7). Розсування з горизонтальним зміщенням окремих сегментів призводить до формування прямокутних або ромбовидних геоструктур, яскравим прикладом яких є басейн Мертвого моря.

Т. Harding (1965) показав, що структурні рисунки складчастості і систем розломів в межах зсувних басейнів можна ідентифікувати за допомогою простих зсувних моделей [30]. Це дозволяє за визначеного напрямку переміщення вздовж зсуву відновлювати просторову орієнтацію вторинної деформаційної складчастості, а також азимутальне простягання і генетичні типи розломів. Натомість, за даними ідентифікації структурного рисунку розломів можна встановити напрямок горизонтального переміщення геомас у зоні зсувної деформації (рис. 1.8).

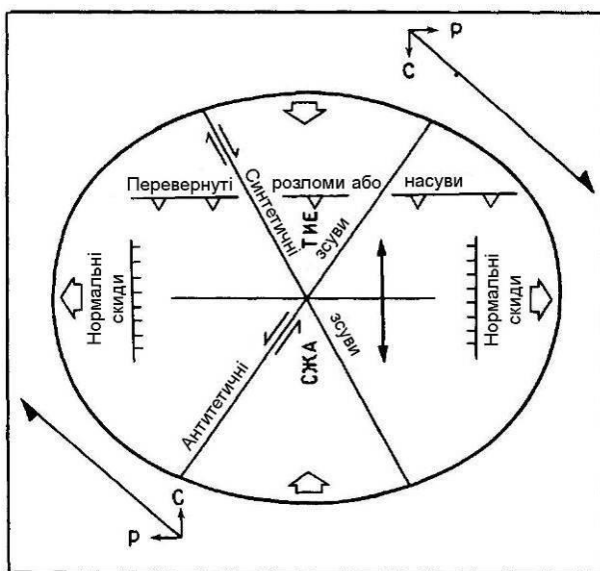


Рис. 1.8. Принципова схема простого зсуву, згідно Т. Harding (1965). Р – розтягання; С – стискання.

Моделі осадових басейнів, сформованих у зонах крупних регіональних зсувів розроблено D. Rodgers (1982) на підставі польових спостережень [31], а також А. Aidin, А. Nur (1980) за даними теоретичних та експериментальних досліджень [32]. Вони встановили, що співвідношення довжини рифтової структури до її ширини в басейнах розсування уздовж зсувів, зростатиме у процесі структурного розвитку рифту (рис. 1.9). Причина полягає у тому, що

ширина басейну поздовжнього розтягання визначається магістральними зсувами і залишається незмінною, натомість довжина зростає. Аналіз розмірів зсувних осадових басейнів світу свідчить про постійне відношення їх довжини до ширини, що дорівнює 3:1 [31]. Ця закономірність пояснюється двома можливими механізмами: 1- злиттям суміжних басейнів по мірі їхнього зростання в довжину (рис. 1.9); 2- утворенням паралельних до первинних, нових розломів, що компенсують більші горизонтальні зміщення.

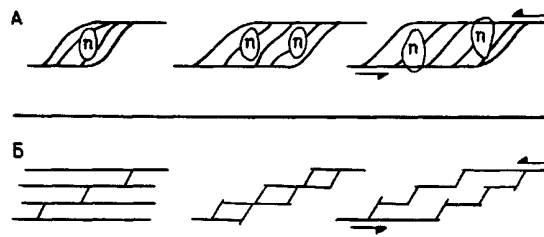


Рис. 1.9. Схема еволюції басейнів поздовжнього розтягання.

А – рисунок розломів між зсувами, що пересуваються, оснований на теорії пружної дислокації. Депоцентри мігрують до дистального кінця басейну та вказують на області розвитку прогнозованих нормальних скидів, згідно D. Rodgers (1982); Б – суміжні дрібні басейни розсування за системою зсувів поступово розростаються б у єдиний крупний зсувний басейн по мірі зростання амплітуди горизонтального зміщення динамічно сполучених ансамблів ешелонуваних розломів, згідно A. Aidin, A. Nur (1980).

При цьому, морфологія зсувних басейнів постійно змінюється, що зумовлюється або збільшенням площі при термічно обумовленому зануренні, або зменшенням площі за рахунок осадконакопичення. Натомість, утворення розломів-зсувів на краях басейну не призводить до зміни площі басейну.

R. Wilcox, T. Harding, D. Seely (1973) встановили, що тектонічні рухи по горизонтальних зсувах у природних умовах рідко бувають ортогональними [33]. Рухи між блоками зазвичай спрямовані навкіс, тому горизонтально-зсувне переміщення може бути або дивергентним (транстенсивним), або конвергентним (транспресивним). Структурний прояв дивергентних зсувів призводить до посилення зв'язку між утворенням розсувів, формуванням рифтогенних осадових басейнів і магматичної діяльністю. Проте конвергентні зсуви зумовлюють утворення підкидів і насувів із формуванням інверсійної складчастості і наступним орогенічним підйомом території басейну. Геодинамічна еволюція багатьох зсувних

розломних систем у геохронології рифтогенезу може змінюватися від трансенсивних систем до транспресивних і навпаки, у зворотному напрямку.

Класичним зсувними осадовим басейном, розташованим на континентальній корі, за даними R. Freund (1965) та I. Zak, R. Freund (1980), є рифт Мертвого моря [34]. Він сформувався внаслідок горизонтального лівобічного переміщення Палестинської плити відносно Арабської плити вздовж магістрального зсуву Мертвого моря (рис. 1.10). Структурний вигин лінеаменту на північ, у напрямку Лівану, сприяв формуванню підняття із обмеженням постачання уламкового матеріалу до осадового басейну, через що тут нагромаджуються хемогенні відклади і алювіальні конуси виносу.

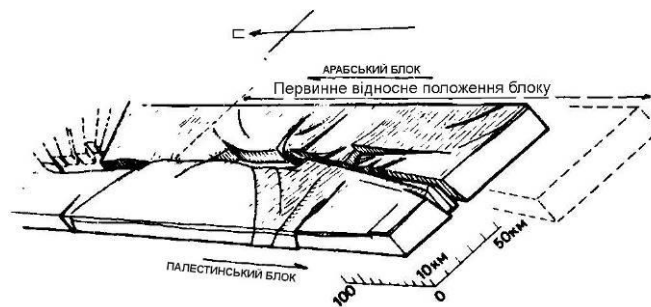


Рис. 1.10. Модель формування зсувного басейну Мертвого моря, згідно R. Freund (1965).

Швидкість горизонтального переміщення тектонічних плит одна відносно одної дорівнює 6-10 км/млн років при швидкості седиментації в осадовому басейні близько 1 м/1000 років. Горизонтальне зміщення на 60-65 км у ранньому міоцені (25-14 млн років по тому) призвело до утворення западини Ваді-ель-Араба, заповненої 2 км червонокольоровою товщею. Наступне переміщення на 40-45 км за 4,5 млн років потому призвело до накопичення понад 4 км хемогенної товщі морських та озерних відкладів формації Седом, які перекриті озерними евапоритовими карбонатами та уламковими породами товщиною 3,5 км. Зсувний рифтовий басейн має асиметричну морфологію, обмежений крутими, амплітудою понад 10 км глибинними скидами і потужним осадовим чохлам на сході (рис. 1.11). На заході

сформована серія типових лістричних скидів, які утворюють систему розломів оперення відносно східного крайового порушення.

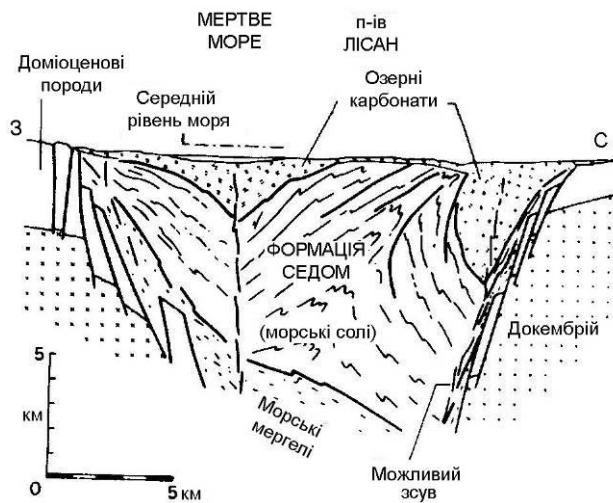


Рис. 1.11. Розріз через центральну частину Мертвого моря, згідно I. Zak, R. Freund (1980).

У межах Колтогорсько-Уренгойського палеорифту Західно- Сибірської платформи О.І. Тимурзієвим (2009) встановлено кулісний структурний рисунок у плані і характерні "квіткові структури" у розрізі антиклінальних валів мезозойсько-кайнозойського осадового чохла [24] (рис. 1.12, 1.13). За цими ознаками, складчастість неотектонічного етапу активізації регіональних тектонічних порушень палеорифтової системи Західно-Сибірської мегасинеклізи віднесено до горизонтально-зсувного прирозломного типу.

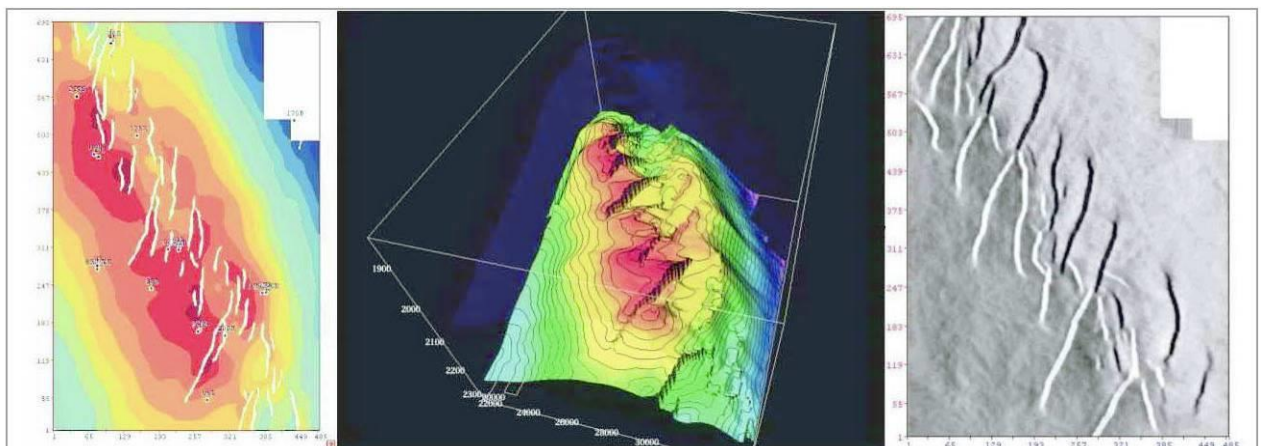


Рис. 1.12. Кулісна будова шовної зони горизонтального зсуву у склепінні Єти-Пуровського валу за О. І. Тимурзієвим (2009):

а) структурна карта; б) куб по покрівлі баженовської світи; в) карта кутів нахилу по покрівлі верхньої крейди.

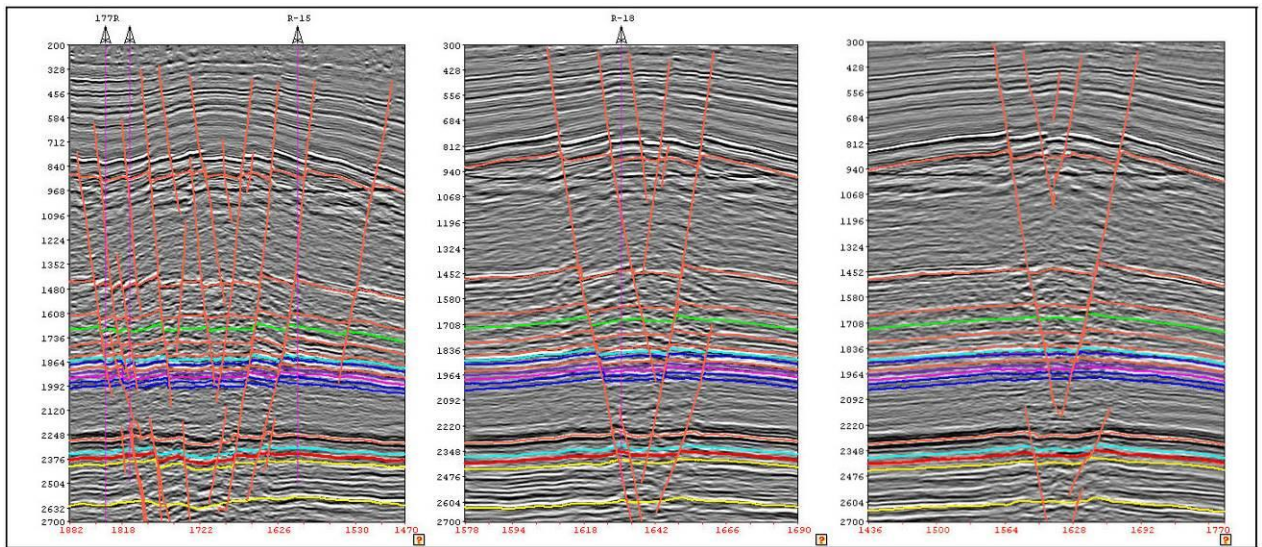


Рис. 1.13. Морфологічні типи зсувів оперення і структурних парагенезів осадового чохла у зоні динамічного впливу зсуву по фундаменту, згідно О.І. Тимурзієва (2009).

Зліва направо: "квіткова" структура; "телескопічна" структура, "віялова" структура.

Дані з географії розташування зсувних та колізійних рифтогенних басейнів свідчать про їх поширення на усіх континентальних плитах, де їх генезис ідентифікують кулісні системи зсувів в плані та "квіткові" структури, що відповідають їм у розрізі осадових комплексів платформного чохла. Численні прояви зсувної тектоніки в осадових басейнах світу свідчать про глобальний характер тектонічних процесів, що визначали прояв горизонтально-зсувних деформацій як на етапі рифтогенезу, так і на етапах платформної активізації.

**Питання до тестування за дисципліною
«СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ НАФТОГАЗОВОЇ ГЕОЛОГІЇ»**

1. Вставити пропущену назву метода (з двох слів):

« _____ » – це комплексний міждисциплінарний метод вивчення геологічної будови, походження, еволюції, структуроутворення, а також генерації різноманітних корисних копалин в осадових басейнах (ОБ) на основі фактичних геологічних, геофізичних, геохімічних та ін. даних.

Відповідь:

2. Які типи геологічного моделювання ОБ використовуються у комплексній методиці басейнового аналізу (декілька правильних відповідей)?

- A. сейсмічне (структурне)
- B. седиментологічне
- C. термічної еволюції осадової товщі
- D. еволюції флюїдальних систем
- E. кінематичне
- F. геодинамічне
- G. морфометричне

Відповідь:

3. Які геодинамічні обстановки використовують для класифікації типів ОБ на корі континентального і перехідного типу (декілька правильних відповідей)?

- A. гороутворення (орогенічна), включно мобільні пояси
 - B. внутрішньоплитна (континентальні частини літосферних плит)
 - C. активних околиць континентів (тихоокеанський тип, включно субдукційні і колізійні обстановки)
 - D. річкових дельт і підводних конусів виносу в акваторіях сучасних морів
 - E. пасивних околиць континентів (атлантичний тип)
 - F. океанічних западин
-

Відповідь:

4. З яких методів складається комплекс «басейнового аналізу» :

- A. геологічне картування
- B. аналіз стратиграфії і седиментації, включно сіквенс-стратиграфія
- C. побудова збалансованих геологічних розрізів
- D. моделювання історії формування тектонічної структури та палеогеографії
- E. аналіз термічної історії формаційних комплексів осадового чохла
- F. порівняльно-геологічний

Відповідь:

5. Які з цих процесів є складовими глобального онтогенезу вуглеводнів (ВВ):

- A. консервація
- B. седиментація
- C. міграція
- D. акумуляція
- E. генерація
- F. тектонічна інверсія

Відповідь:

6. Якою є необхідна умова протікання глобального процесу онтогенезу ВВ?

- A. вуглеводнево-воднева дегазація коро-мантійної оболонки і ядра Землі та еволюція мантійних ВВ у земній корі і верхній мантії
- B. синхронність прояву усіх складових процесів онтогенезу ВВ
- C. наявність порід-колекторів і флюїдоупорів у природних резервуарах
- D. наявність структур-пасток ВВ в осадовому чохлі басейнів
- E. наявність мантійних вогнищ генерації ВВ

Відповідь:

7. Якими є складові природні процеси онтогенезу ВВ?

А. синтез ВВ в астеносферних вогнищах-реакторах з ядерно-мантієних донорів; міграція ВВ на вертикальних мантієних струменях у земну кору; накопичення ВВ в об'ємах структур-пасток у пластах-колекторах під надійними флюїдоупорами в резервуарах ОБ

В. формування в осадовому чохлаі ОБ нафтогазоматеринських товщ

С. утворення в ОБ сприятливих геохімічних і термічних умов для здійснення термокаталітичних реакцій синтеза ВВ з розсіяної органічної речовини

Д. утворення в ОБ сприятливих умов для латеральної міграції винесених з нафтогазоматеринських товщ ВВ у природні резервуари

Відповідь:

8. Які регіональні структури виділяються на (1) континентальних платформах, а які у (2) мобільних колізійних поясах:

А. антекліза

В. міжгірська западина

С. синеклізна западина

Д. перикратонний прогин

Е. кристалічний щит (ядро кратона)

Ф. гірсько-складчастий пояс

Відповідь:

9. Які мобільні складчасті пояси належать до (1) внутрішньо-континентальних, (2) околично-океаничних, (3) міжконтинентальних:

А. Середземноморський (західна частина)

В. Арктичний

С. Північно-Атлантичний

Д. Урало-Монгольський

Е. Тихоокеанський

ґ. Середземноморський (східна частина)

Відповідь:

10. Які континентальні масиви належать до (1) Лавразійської, та (2) Гондванської групи материків:

А. Африка

В. Північна Америка

С. Євразія

Д. Південна Америка

Е. Австралія

ґ. Індостан

Відповідь:

11. Які параметри визначають процес генерації ВВ (декілька правильних відповідей):

А. достатня концентрація розсіяної органічної речовини у гірських породах

В. глибина і розташування мантійного вогнища генерації ВВ

С. наявність нафтогазоматеринської товщі осадових порід

Д. геологічний час

Е. достатня товщина осадових відкладів і температурні умови у надрах осадових басейнів для термокаталізу розсіяної органічної речовини

ґ. наявність вертикальних каналів тепломасоперенесення у літосфері

Відповідь:

12. Яким є головний механізм прогинання земної кори при формуванні континентального рифта?

А. стоншення кори через розтягнення

В. термальна коро́ва деструкція

С. астеносферна течія

Відповідь:

13. Яким є головний механізм прогинання земної кори при формуванні океанічного жолоба?

- A. потовщення кори
 - B. навантаження шарів осадових і вулканічних порід
 - C. тектонічні напруження та навантаження
-

Відповідь:

14. Який з цих осадових басейнів належать до моногенного типу:

- A. Паризький басейн
 - B. Московська синекліза
 - C. Рейнський грабен
 - D. басейн Анадарко
-

Відповідь:

15. Який з осадових басейнів Євразійського континенту має найскладнішу і тривалішу геологічну історію?

- A. Західно-Сибирська синекліза
 - B. Дніпровсько-Донецька палеорифтова западина
 - C. Прикаспійська западина
 - D. Рейнський грабен
-

Відповідь:

16. Яким типам земної кори властиві осадові басейн синеклізних прогинів:

- A. молодих платформ
- B. стародавніх докембрійських платформ (континентальних масивів)
- C. пасивних околиць континентів
- D. активних околиць континентів

Відповідь:

17. Якому типу земної кори властиві міждугові та внутрішньо-дугові осадові басейни?

- A. пасивних околиць континентів
- B. активних околиць континентів
- C. стародавніх платформ
- D. молодих платформ

Відповідь:

18. Яка модель формування осадових басейнів відповідає атермічному типу рифтогенезу:

- A. статична
- B. щільнісна
- C. розколу «холодної» кори уздовж деформаційної зони сколювання
- D. термічна

Відповідь:

19. Яка модель передбачає прогинання земної кори без розтягу під дією низхідного руху охолодженої гілки конвекційного мантійного струму?

- A. термічна
- B. щільнісна
- C. статична
- D. динамічна

Відповідь:

20. Якому типу геодинамічних зон земної кори: (1) розтягнення, (2) стиснення або (3) горизонтального зсування притаманні геологічні процеси:

- A. складчастість і тектонічні покриви, порушення - підкиди і насуви

В. активна магматична діяльність, діапiризм, вулканiзм, рифтоутворення, тектонiчнi порушення - скиди i розсуви

С. прирозломна кулісна складчастiсть, тектонiчнi порушення - зсуви

Вiдповiдь:

21. Якому типу кордону лiтосферних плит: (1) конвергентному (деструктивному), (2) дивергентному (конструктивному), (3) трансформному (дислокацiйному) властивi геодинамiчнi процеси:

А. розколювання i розсування континентальних плит з утворенням океанiчної кори на серединно-океанiчних хребтах

В. зiткнення континентальних плит з їх колiзiйним стисканням або занурення океанiчної плити пiд континентальну з її поглинанням в океанiчних жолобах

С. прослизання лiтосферних плит вiдносно одна одної на дiлянках прояву дотичних напруг зi збереженням об'єму плит

Вiдповiдь:

22. Які є механiзми формування мантийних плюмiв першого порядку (декiлька правильних вiдповiдей):

А. реактивацiя стародавнiх плюмiв

В. концентрацiя теплогенеруючих елементiв у мантиї

С. утворення планетарної системи трiщинуватостi

Д. охолодження поверхнi Землi

Е. ударнi деформацiї внаслiдок падiння астероїдiв

Вiдповiдь:

23. Вставити пропущену назву глобальної тектонiчної структури:

На стадiї розходження континентiв, коли сформувався _____, мiж усіма плюмами, якi знаходяться пiд ним, встановлюється зв'язок.

Вiдповiдь:

24. Знайти декілька *правильних* діагностичних ознак мантийних плюмів:

- A. плюми розташовуються під районами сучасного вулканізму і поблизу них
- B. вулканічні породи над плюмом представлені габро-діабазами
- C. плюми під серединно-океанічними хребтами розміщуються на ділянках, де хребет суттєво змінює напрямок свого простягання
- D. плюми розташовуються на закінченнях одного, двох або трьох асейсмічних хребтів (слідів плюму)

Відповідь:

25. Знайти декілька *правильних* діагностичних ознак мантийних плюмів:

- A. Авлакогени перетинаються з плюмами під час їх зародження за трипроменевою схемою
- B. На ділянках, під якими знаходяться плюми, серединно-океанічні хребти зазвичай звужуються і знижуються
- C. вік вулканів асейсмічних хребтів послідовно збільшується з віддаленням від плюму
- D. плюми на серединно-океанічних хребтіях розташовуються посередині між роз'єднаними у процесі рифтінгу континентальними околицями з дзеркально подібними обрисами

Відповідь:

26. Знайти декілька *правильних* діагностичних ознак мантийних плюмів:

- A. над плюмами зазвичай реєструються великі гравітаційні максимуми
- B. океанічна кора над плюмами товще, ніж в інших областях
- C. геотермічні градієнти над плюмами значно нижчі за інші області
- D. плюми зазвичай розташовуються на віддалі від мінімумів геоїда

Відповідь: