МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА
УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

УКРАЇНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИЙ ІНСТИТУТ

ТЕКТОНІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:1 000 000

ЧАСТИНА І

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Київ-2007

МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА УКРАЇНИ

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

УКРАЇНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИЙ ІНСТИТУТ

ТЕКТОНІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:1 000 000

ЧАСТИНА І

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Автори: С. С. Круглов, Ю. О. Арсірій, В. Я. Веліканов, Т. О. Знаменська, А. М. Лисак, О. Є. Лукін, І. К. Шашкевич, І. В. Попадюк, А. Я. Радзівілл, А. Б. Холодних

Редактори: Д. С. Гурський, С. С. Круглов

Київ-2007

УДК 551/24 (084/3) (477)

Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000.

Пояснювальна записка. Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба. Український державний геологорозвідувальний інститут. К.: УкрДГРІ, 2007: 132 стор. Рис. 3, бібліогр.157.

Редакційна колегія: Д. С. Гурський, С. С. Круглов - головні редактори, Ю. О. Арсірій, О. Б. Бобров, В. Я. Веліканов (заст. гол. ред.), М. В. Гейченко, О. Б. Гітов, К. Ю. Єсипчук, В. І. Калінін, І. В. Попадюк, Є. І. Паталаха (заст. гол. ред.), А. Я. Радзівілл, В. Й. Самсонов.

Автори-укладачі карти: С. С. Круглов - керівник роботи, Ю. О. Арсірій, О. Б. Бобров, Ю. М. Веклич, В. Я. Веліканов, І. Б. Вишняков, М. В. Гейченко, О. Б. Гітов, К. Ю. Єсипчук, Т. О. Знаменська, А. М. Лисак, О. Є. Лукін, І. К. Шашкевич, Г. І. Педанюк, І. В. Попадюк, Б. М. Полухтович, А. Я. Радзівілл, В. М. Рибаков, В. Й. Самсонов, А. Б. Холодних

Автори пояснювальної записки: С. С. Круглов, Ю. О. Арсірій, В. Я. Веліканов, Т. О. Знаменська, А. М. Лисак, О. Є. Лукін, І. К. Шашкевич, І. В. Попадюк, А. Я. Радзівілл, А. Б. Холодних

Рецензент - доктор геол.-мінерал. наук проф. А. О. Сиворонов (Львівський нац. ун-т ім. Івана Франка)

Пояснювальна записка вміщує опис тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000. Карта створена на основі структурно-формаційного принципу без жорсткої прив'язки до будь-яких офіційних інструкцій і базується на методі побудови, розробленому самими виконавцями. За методикою і принципами складання карта не має аналогів. Найвиразнішим чинником картографування - кольором тут позначено окремі автономні тектонічні елементи, а відтінками та інтенсивністю кольорів - дрібніші складові структури таких елементів. Формаційне навантаження відображено різними за формою і кольором штриховими позначками (крапом). Легенда до карти складається з трьох окремих блоків. Один з них об'єднує умовні позначення для Українського щита, другий - для фанерозойського обрамлення щита, третій містить у собі умовні позначення формаційного навантаження фанерозойських утворень та інші лінійні та площові знаки. Форма легенди матрична. Карта відображає тектоніку найважливіших поверхів - глибинних зрізів, неоднакових у різних регіонах. Структури поверхів, які залягають вище або нижче обраного зрізу, відображені системою або окремих ізогіпс, або контурами їх площового поширення. Геологічний історизм розвитку окремих регіонів досягнуто завдяки прив'язці кожного тектонічного елемента до шкали тектонічних епох, що відображено в легенді. На карті показано такі головні елементи: Український щит, Волино-Подільську плиту, Складчастий Донбас, Дніпровсько-Донецьку западину, Південноукраїнську монокліналь, Рава-Руська та Скіфська епіорогенні зони, меганапнорії Гірського Криму й Карпат, Азовську та Чорноморську акваторії.

Затверджено рішенням Науково-технічної ради Державної геологічної служби Міжвідомчого тектонічного комітету (протокол від 27.01.2005 р.)

ISBN 978-966-7896-47-8

© С. С. Круглов, Ю. О. Арсірій, В. Я. Веліканов, Т. О. Знаменська, А. М. Лисак, О. Є. Лукін, І. В. Попадюк, А. Я. Радзівілл, А. Б. Холодних
© УкрДГРІ, 2007 г.

З М І С Т

ВСТУП 2
Розділ 1. МЕТОДИКА ТА ПРИНЦИПИ ПОБУДОВИ ТЕКТОНІЧОЇ КАРТИ УКРАЇНИ МАСШТАБУ 1: 000 000. ЛЕГЕНДА 4
Розділ 2. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ 12
Розділ 3. ТЕКТОНИКА 25
3.1. СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКА ПЛАТФОРМА 25
3.1.1. УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ 25
3.1.1.1. МЕТОДИКА СКЛАДАННЯ КАРТИ, ЇЇ ЛЕГЕНДА. РАЙОНУВАННЯ ...25
3.1.1.2. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНІ КОМПЛЕКСИ 31
3.1.1.3. ГОЛОВНІ ГЕОСТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА 40
3.1.2. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА ПЛИТА.....29
3.1.2.1. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ.....29
3.1.2.2. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНІ КОМПЛЕКСИ 30
3.1.2.3. СТРУКТУРА ГОЛОВНИХ ТЕКТОНІЧНИХ ЕЛЕМЕНТІВ 60
3.1.3. ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКА ЗАПАДИНА 71
3.1.4. ПІВДЕННОУКРАЇНСЬКА МОНОКЛІНАЛЬ 79
3.2. ЕПІОРОГЕННІ ЗОНИ.....80
3.2.1. РАВА-РУСЬКА ЗОНА 80
3.2.2. СКІФСЬКА ЕПІОРОГЕННА ЗОНА 81
3.3. СКЛАДЧАСТИЙ ДОНБАС 82
3.3.1. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ.....82
3.3.2. СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФІЧНІ (СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНІ) КОМПЛЕКСИ.....87
3.4. АЛЬПІЙСЬКІ СКЛАДЧАСТО-ПОКРИВНІ Й ОРОГЕННІ СПОРУДИ (МЕГАНАПНОРІЇ) 90
3.4.1. КРИМСЬКИЙ МЕГАНАПНОРІЙ 90
3.4.2. МЕГАНАПНОРІЙ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ.....93
3.4.2.1. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ.....93
3.4.2.2. ФОРМАЦІЇ ТА ФОРМАЦІЙНІ КОМПЛЕКСИ 97
3.4.2.3. ТЕКТОНІКА ГОЛОВНИХ ТЕКТОНІЧНИХ ЕЛЕМЕНТІВ.....104
3.5. ТЕКТОНІКА АКВАТОРІЙ.....107
3.5.1. АЗОВСЬКА АКВАТОРІЯ 107
3.5.2. ЧОРНОМОРСЬКА АКВАТОРІЯ.....107
Розділ 4. ГЛИБИННА БУДОВА ЗЕМНОЇ КОРИ 109
Розділ 5. ПРОБЛЕМНІ ПИТАННЯ ТЕКТОНІКИ УКРАЇНИ.....115

СКОРОЧЕННЯ

ВА – Воронежський авлакоген
ВПМ – Волино-Подільська моноклiналь
ВПП – Волино-Подільська плита
ВППр – Волино-Подільський прогин
ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування
ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина
ДСС – Донецька складчаста споруда
ЗЄП – Західноєвропейська платформа
К-Ar – калій-аргоновий метод визначення віку
ЛПП – Львівський палеозойський прогин
“М” – поверхня Мохоровичича – границя розділення між земною корою та верхньою мантією Землі
МП – Молдавська плита
МСГТ – метод спільної глибинної точки
ПдС – південний схід
ПнЗ – північний захід, північно-західний
ПнС – північно-східний
ПУГЗ – північноукраїнська горстова зона
ПП – Прип’ятський прогин
СТЛ – Сарматсько-Туранський лініамент
СФК – структурно-формаційний комплекс
СФО – структурно-формаційна область
СЄП – Східноєвропейська платформа
УЩ – Український щит
ТСК – тектоно-седиментаційний комплекс

ВСТУП

Високий рівень робіт, створених українською тектонічною школою, має європейське визнання. Розроблені в Україні методи побудови середньомасштабних карт, з відображенням будови глибинних обріїв земної кори, тепер широко використовують в інших країнах. Особливої популярності набули в нашій країні та за кордоном карти, що мають велике прикладне значення. Серед них – серії карт Українського щита, глибинних (до ~7000 м) зрізів нафтогазоносних регіонів, гідрогеологічні та інженерно-геологічні. Вперше у світовій практиці одним і тим самим авторським колективом одночасно (1987-1988) в одному масштабі 1:500 000, під єдиним редакційним керівництвом, створено два методично різних варіанти тектонічної карти, що охоплюють усю територію України. За оригінальною методикою була складена і видана у 1986 р. повноколірна "Тектоническая карта Украинских Карпат" масштаба 1:200 000 [147]. Вперше у світовій практиці у 1983 р. у масштабі 1:1 000 000 створено геодинамічну карту території всієї України [25]. Деяким картам, як по Україні в цілому, так і по окремих її регіонах, немає світових аналогів ні за ступенем насиченості їх фактичним матеріалом, ні за детальністю, ні за прикладною цінністю. Ці роботи були визнані гідними Державної премії України.

На жаль, в останні 10-15 років через економічні труднощі в країні робота з удосконалення та видання узагальнюючих карт геологічного змісту різко сповільнилася, хоча нагромадження цінної інформації, особливо в інтерпретаційній і теоретичній частинах, продовжується досить інтенсивно завдяки роботам зі створення нового покоління Держгеолкарти-200.

Постала необхідність втілення цих нових теоретичних і методичних підходів у сучасній тектонічній карті України масштабу 1:1 000 000, тому що остання карта такого масштабу, яка була видана, складена за матеріалами більш ніж 35-річної давнини, вже не відповідає рівню наших знань сьогодення. Вона навіть не містить якихось зведених даних про формаційний склад усіх фанерозойських утворень. На Українському щиті не відображена його структурно-формаційна поверховість. Карта базується на застарілих схемах тектонічного районування основних регіонів України та складена за методичними принципами, що не дають змогу належною мірою показати глибинну будову і всю розманітність структурних елементів України й автономність їх геодинамічного розвитку.

Створення нової карти зумовлено також необхідністю забезпечення тектонічною основою робіт, що розгорнулися, за відомчою програмою "Держгеолкарта-200", і завершенням престижного видання комплекту сучасних карт України масштабу 1:1 000 000.

Попереднє узагальнення нової інформації і нових принципів тектонічної картографії було виконано в Українському державному геологорозвідувальному інституті (Львів) у формі випереджувального складання макету тектонічної карти України в масштабі 1:1 000 000. У його основу покладено оригінальну легенду, що базується на структурно-формаційному принципі, з показом будови основних (найважливіших) структурних поверхів різних регіонів. Після розгляду Тектонічним комітетом зазначеного макету і схвалення його, для роботи над картою були залучені провідні спеціалісти різних геологічних галузей – геофізики, геологи-зйомщики, геологи-нафтовики та ін.

Роботи виконувалися в період 2001-2004 рр. в рамках теми 970 "Складання та підготовка до видання Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000".

Головним завданням робіт було вивчення й узагальнення геолого-геофізичних матеріалів, накопичених за час після видання останньої тектонічної карти масштабу 1:1 000 000, і

відображення його на новому варіанті карти того самого масштабу. Не менш важливе завдання полягало в розробці досконаліших сучасних принципів картографічного зображення узагальнених матеріалів на тектонічній карті з урахуванням специфіки геологічної будови України, ступеня вивченості глибинної структури основних її регіонів та масштабу карти.

Першорядне значення для створення ефективної тектонічної карти має вибір найбільш обґрунтованого принципу тектонічного районування, який, так чи інакше, має вплинути на розробку надалі прогнозних карт і схем на різні види корисних копалин у середньому та крупному масштабах.

Особливе завдання полягало в створенні такої легенди до карти, яка б дала змогу з одного боку, з максимальною детальністю відобразити структуру та формаційне виповнення кожного регіону України з показом його особливостей і, водночас, знайти художні засоби для показу визначених рис подібності в їхній будові та геодинамічному розвитку. Важливим є вирішення проблем, пов'язаних з неможливістю показу всіх особливостей геологічної будови України на одній карті. Адже найголовніший засіб – колір (розфарбовування) може відобразити якусь хоч і найголовнішу, але, на жаль, лише одну особливість будови регіону, тому що він переважає над усіма іншими технічними засобами картографії. Аби уникнути таких зовсім неминучих втрат, повстало завдання створити серію інших карт, але в дрібнішому масштабі (а в деяких випадках і крупнішому для окремих фрагментів карти), як додатків, так і у вигляді врізок по обрамленню основної карти. Для виконання цих завдань було створено невелику за численністю тематичну групу висококваліфікованих фахівців, які мають великий досвід картоскладальних робіт, для організації та виконання досліджень зі створення нової тектонічної карти України під керівництвом С. С. Круглова та В. Я. Веліканова. Усі роботи зі складання карти проводились у тісному контакті з Міжвідомчим тектонічним комітетом України, Міжвідомчим науково-методичним центром з координації регіональних досліджень. Загальновідомо, що інформаційна значущість і якість будь-якої карти визначається рівнем досконалості її легенди. Саме в ній закладаються основні ідеї карти і від неї залежить ступінь наочності і виразності майбутнього картографічного документа, за допомогою якого можливо з "пташиного польоту" зчитувати головні риси будови й історії розвитку того чи іншого геологічного регіону. Тому розробці легенди до нової тектонічної карти була приділено дуже велика увагу.

РОЗДІЛ 1.

МЕТОДИКА ТА ПРИНЦИПИ ПОБУДОВИ ТЕКТОНІЧНОЇ КАРТИ УКРАЇНИ

МАСШТАБУ 1:1 000 000. ЛЕГЕНДА

Найголовнішим здобутком синтезу сучасних уявлень про розвиток земної кори є тектонічні та геодинамічні карти. Залежно від їхньої галузевої спрямованості, масштабу, типу будови регіону та деяких інших особливостей (ступеня закритості території четвертинними відкладами тощо), складання таких карт ґрунтується на суттєво різних принципах. Однак, до цього часу навіть не розроблено такі критерії, які були б придатні для їх використання хоча б для картографування гірськоскладчастих і сусідніх з ними платформних областей. Для перших досить задовільно розроблено засоби відображення морфології структур і частково динаміки їх розвитку на виходах на дочетвертинну поверхню, але надзвичайно недостатньо засобів для відображення їх глибинної будови. Для
кожного поверху нездоланною проблемою залишається картографічне відображення будови кожного з них у працесі їх суміщення на одній площині карти.

Світове визнання одержав принцип тектонічного районування за часом консолідації геологічних утворень, а метод відображення таких областей різними кольорами, запропонований російською тектонічною школою, вважається універсальним. Його широко використовують донині в різних модифікаціях – за головною чи останньою епохою складко- і покривоутворення. Особливо ефектне його використання для відображення тектоніки гірськоскладчастих поясів континентів або Землі в цілому в дрібному масштабі. Водночас величезні за площею платформні області за цим критерієм не досить диференційовані. Однак вони можуть помітно і навіть різко відрізнятися в різних своїх частинах особливостями структури і формаційною розноманітністю своїх осадових та осадово-вулканогенних чохлів, і при показі їх в єдиній кольоровій гамі вони багато що втрачають.

Цей принцип взагалі не придатний для складання тектонічних карт середнього та особливо крупного масштабу, де геологічні об’єкти, відображені на карті, не відрізняються за часом складчастих і покривоутворювальних рухів (колізії), що тут відбувалися. Практично всі наявні нині методики тектонічного та геодинамічного картографування складчастих і платформних областей у межах однієї карти, не є досконалими і потребують або великої роботи з їх удосконалення, або розробки принципово нових. Одні з них є вдалими щодо гірськоскладчастих областей, а інші –платформних. Не відповідають цим вимогам також методи складання карт за формаційним критерієм, на підставі тектонічної поверховості (ярусності), часу становлення континентальної кори (за аналізом геологічних формацій як індикаторів тектонічних режимів – згідно з О. В. Пейве), за структурними особливостями регіону, часом формування домінуючого осадового комплексу (за Р. Є. Айзбергом та Р. Г. Гарецьким).

Поодинокі спроби побудови таких карт на принципах сучасної парадигми – тектоніки літосферних плит – не можна визнати великим успіхом. Для відображення різниці між окремими тектонічними суб’єктами (з метою найдетальнішого районування) потрібний вибір такого критерію, за яким можна було б відокремити максимальну кількість таких елементів. Таким вимогам не можуть відповідати принципи районування, які ґрунтуються на тектоніці літосферних плит, бо незважаючи на тридцятирічну практику їхнього використання, вони не

розроблені з таким ступенем детальності, як критерії, що ґрунтуються на інших, альтернативних геотектонічних гіпотезах.

Таким чином, принципи, розроблені понад півсторіччя тому, з деякими модифікаціями дуже часто використовують і нині. Але вони створювалися для картографічного відображення структури тільки верхніх (що виходять на денну поверхню) структурних поверхів, через те, що методи вивчення глибинної будови земної кори тоді тільки почали розроблятися. Тепер, коли вже є досить густа сітка глибоких параметричних і велика кількість надглибоких свердловин, створено досить надійну основу для прогнозу структури та складу земної кори на великих глибинах. Стрімкий розвиток різноманітних геофізичних методів дає можливість використовувати параметри кори, які одержують внаслідок буріння свердловин, і відтворювати об'ємне уявлення про будову не осадового чохла, а й древнього метаморфізованого фундаменту в межах континенту та багатокілометрових трьишарових утворень океанських басейнів. Таким чином, уже створено передумови для складання карт, особливо для добре вивчених районів, які б відтворювали будову не лише верхніх горизонтів кори, але й глибинних. Тобто дали можливість простежити динаміку осадконакопичення, магматизму, метаморфізму, розривних та складчастих дислокацій в усі доступні для аналізу геологічні епохи.

У процесі складання тектонічних карт головний засіб зображення – колір бажано надати такому принципу, за яким можуть бути виділені тектонічні елементи, які мають генетично пов'язані комплекси відмінних ознак. Більш придатними для цього є структурно-формаційні критерії районування, які з великим успіхом застосовують у процесі складання тектонічних карт різних масштабів у різних країнах. Спроби замінити цей критерій показом у кольорі (наприклад, геодинамічних умов певних структурних поверхів-зрізів) неодмінно призводять до втрати інформативності карти внаслідок нівелювання особливостей структурно-формаційних елементів, які були сформовані в однакових або близьких геодинамічних умовах. (Л. С. Галецький, В. Г. Пастухов, 1993 [2]).

Тобто, принципи складання геодинамічних карт спираються виключно на розманітності формацій як індикаторів тектонічного розвитку в процесі їх нагромадження, і цілком виправдано формаціям віддається головний образотворчий засіб у процесі складання будь-яких карт геологічного змісту – колір. А для відокремлення не менш важливої складової будь-яких карт, що відтворюють будову та історію розвитку кори нашої планети – с т р у к т у р н о ї, – залишаються зовсім неадекватні технічні засоби – лінії та надписи. На вказаній карті, наприклад, чверть території України займає Дніпровсько-Донецька западина, яка показана монотонною однокольоровою плямою, на якій зовсім не відтворено її поздовжню п'ятичленну історико-тектонічну зональність, не кажучи вже про серію крупних поперечних блоків. Із тих самих причин невиразно відображено на цій карті більшу частину території Волино-Подільської окраїни Руської плити, практично всі покриви Карпат, а приакваторіальні й акваторіальні райони України виглядають зовсім невпізнано – абсолютно втрачено звичні для всіх контури тектонічних елементів як суходолу, так і акваторій.

Тобто, принципи розчленування тих або інших регіонів на окремі самостійні елементи за структурно-формаційними ознаками дають змогу виконувати це детальніше, ніж на підставі наявних нині поки що грубих підрозділів на дуже загальні геодинамічні умови. Нині, ще важливішим, негативним чинником сучасного геодинамічного підходу до складання тектонічних карт є необхідність вибору для них дуже вузького вікового інтервалу, тому що геодинамічні умови можуть по-різному змінюватися в різний геологічний час. Отже, геодинамічні

карти вдалі (як і літолого-фаціальні і палеогеографічні), якщо їх складають для віку або декількох віків. І тоді, для відтворення геодинаміки регіону, необхідне складання великої серії карт. Спроба створення однієї узагальненої карти, на якій відтворено геодинамічні умови окремих геологічних нашарувань, магматичних і метаморфічних комплексів, що виходять на денну або дочетвертинну поверхню, не відображає історико-геологічного підходу, і такі карти взагалі не мають інформації про геологічне минуле будь-яких більш глибоких горизонтів.

Звичайно, набагато інформативнішими є згадані вище геодинамічні карти основних структурних поверхів, але й вони недосконалі і є "конгломератом" або навіть "брекчією" відокремлених блоків земної кори з відображеною в них історією на різних хроностратиграфічних рівнях.

Але щодо цього є деякі успіхи. Так, В. А. Буш, Я. Г. Кац і В. Ю. Хаїн (1988) розробили принципи тектонічного картографування на мобілістській основі, які вони використали в легенді для Середньоземноморського складчастого поясу [8]. Ці принципи дали змогу зобразити на картах горизонтальні рухи й тектонічні процеси на границях літосферних плит. Було розроблено класифікацію структурно-формаційних або (за В. Ю. Хаїним) літодинамічних (геолітодинамічних за О. Ю. Лукіним) комплексів, парагенетично пов'язаних осадочних, вулканічних і тектонічних формацій. Вони розрізняються за геодинамічними умовами свого формування, з одного боку, і за геологічним віком – з іншого. Серед умов формування структурно-формаційних комплексів визначають загальні геодинамічні, палеогеографічні та палеоструктурні. Як загальні геодинамічні умови авторами виділено: внутрішньоплитні континентальні, пасивних континентальних окраїн, розтягу континентальної кори (рифтогенні), розсування (дивергентних границь) літосферних плит, внутрішньоплитні океанські, зближення (конвергентних границь) та зіткнення літосферних плит (колізійна).

Як видно з викладеного, навіть ці найдосконаліші рекомендації з тектонічного картографування на мобілістській основі явно недостатні за детальністю їх розроблення для використання в процесі складання оглядових тектонічних карт України і зокрема окремих її регіонів.

Структурно-формаційний принцип дає змогу відображати на карті так би мовити "наскрізний" розвиток того або іншого тектонічного елемента земної кори. Звичайно, і за такого підходу до тектонічного картографування є чималіі недоліки, але вони менше вирізняють карту від ідеалу, порівняно з іншими критеріями, які нині використовують геологи.

Спроби удосконалити цей підхід через побудову безпосередньо на карті своєрідних формаційних профілів по окремих перетинах, у місцях їх контрастної зміни (І. Б. Вишняков та інші), самі по собі заслуговують на увагу, якби було знайдено задовільне технічне втілення цієї ідеї, що усуває велику громіздкість таких профілів. Також не можна визнати ідеальною пропозицію, коли на тектонічних картах малюють окремі "вікна" ("криниці") з показом в них формацій глибинних структурних поверхів або зображують вертикальні ряди формацій у вигляді винесених на врізки дрібномасштабних нормальних стовпчиків. Інформативність їх цілком задовільна, але просторове поширення тих чи інших формацій візуально не сприймається. Тобто всі ці "маленькі хитрощі" геологів виконують роль найімовірніше складовими частинами легенди, ніж безпосередньо елементами прямого навантаження тектонічних карт.

Авторами розроблено принципово нову легенду для побудови тектонічних карт середнього й дрібного масштабу, яка дає можливість картографувати сучасну структуру, формаційні комплекси та палеогеодинамічні умови не лише структурних поверхів, що виходять на

поверхню Землі, але й глибинних. Вона дає змогу створити серію карт-зрізів із показом будь-якої їх комбінації. Тобто, для кожного тектонічного елемента може бути автономно вибраний свій структурний поверх-зріз, найважливіший для нього в історико-геологічному розумінні або з погляду найбільших перспектив відкриття в ньому корисних копалин. Для платформних об'єктів інформацію подають окремо для чохла і фундаменту.

Легенда для Українського щита складена з урахуванням наведених вище засад побудови тектонічних карт. Вона має табличну (матричну) форму, що сприяє найповнішому розкриттю та полегшенню сприйняття змісту карти. Зверху, по горизонтальній її осі, показано в ієрархічному впорядкуванні структурні елементи Українського щита першого, другого та, в деяких його ланках, третього порядків, які дають чітке уявлення про його латеральну структурну неоднорідність. Свого часу в процесі складання оглядових тектонічних карт їх пропонували об'єднувати під назвою "регіональні тектонічні підрозділи" (Т. М. Спіжарський, 1973, Б. П. Бархатов, 1979 та ін.) [3, 139]. Такий термін є зручним для дрібномасштабних оглядових тектонічних карт, на яких окремі структурні елементи займають цілі регіони (наприклад, платформи, геосинклінальні пояси або системи, серединні масиви тощо). Але для крупномасштабніших карт (1:1 000 000, 1:500 000), які самі належать до групи регіональних, цей термін є непридатним. У легенді, що застосована авторами цієї праці, карти об'єднані під назвою "головні структурні елементи". Усі вони виокремлюються за особливостями будови (структурно-речовинними ознаками). Такий підхід виокремлення латеральних неоднорідностей дає змогу провести логічно витривалий за характером використаних ознак поділ Українського щита на такі структурні елементи першого порядку: Дністровсько-Бузький, Росинсько-Тікицький, Волинський, Кіровоградський, Середньопридніпровський, Приазовський мегаблоки (структурно-формаційні області – СФО) та Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс. У легенді вказано належність кожного мегаблока (СФО) Українського щита до певного типу мегаблоків. Їх конкретність подана у вигляді власних географічних назв. Найменування типів мегаблоків (СФО) – мігматит-гранулітовий (Дністровсько-Бузький), мігматит-амфіболітовий (Росинсько-Тікицький), граніт-зеленокам'яний (Середньопридніпровський), грануліт-зеленокам'яний (Приазовський), гранітоїдно-метаосадовий (Волинський та Кіровоградський) – успадковані з "Карты геологических формаций докембрия УЩ" (масштаб 1:500 000, голов. ред. Є. М. Лазько, видання 1991 р.).

У всіх мегаблоках виокремлюють латеральні неоднорідності (структурні елементи) другого порядку. Показники їх виділення, через різні особливості будови мегаблоків, 0 різні. У Дністровсько-Бузькому мегаблоці за особливостями формаційного наповнення, морфології складчастих форм та характеру поєднання тіл суперкрустальної і плутонічної складових гнейсо-гранітоїдних асоціацій (агматитовий або лінзово-пластовий морфологічні типи) виділено Подільський, Гайворонський та Голованіський блоки; в Росинсько-Тікицькому – Уманський і Фастівський блоки (переважно за особливостями насичення тілами гранітоїдів уманського типу); в Волинському – Новоградський і Тетерівський блоки (переважно за особливостями розміщення проявів гранітоїдів Осницького магматичного комплексу); у Кіровоградському мегаблоці – Західноінгулецьке й Західнокіровоградське крайові підняття та синклінорій (альтернативні терміни – "палеопротерозойський прогин" або "палеопрогин") з поділом на Новоукраїнський і Інгульський блоки (елементи третього порядку); в Середньопридніпровському мегаблоці – Дніпропетровський, Запорізький та Василівський блоки; в Приазовському – Оріхово-Павлоградську й Центральноприазовську синклінорні та Західноприа-

зовську і Східноприазовську антиклінорні зони. У Дніпропетровському та Василівському блоках Придніпровського "граніт-зеленокам'яного" мегаблока виокремлено також латеральні неоднорідності третього (стосовно щита в цілому) порядку – зони підвищеної проникності та області гнейсо-гранітоїдних блок-купольних структур з позначенням деяких із них на карті надписами цифр і переліком назв в умовних позначеннях). У всіх випадках виокремлення латеральних структурних неоднорідностей ґрунтується переважно на особливостях формаційного наповнення приповерхневих їх зон, доповнених у ряді випадків специфікою геометрії складчастих форм у їх межах.

Головними одиницями (структурних елементів першого порядку) поділу структури земної кори докембрію за віком формування є структурно-формаційні комплекси (СФК). У докембрії Українського щита виокремлюють послідовно сформовані чарнокіт-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний, гранітоїдно-метаосадовий, вулкано-плутонічний, плутонічний та вулканогенно-осадовий типи СФК. Утворення перших двох комплексів були фундаментом стратигенних і вмісним середовищем плутонічних складових інших СФК. Вони майже всюди по-різному повторно "метаморфічно-ультраметаморфічно" та місцями структурно змінилися. Такі СФК і форми їх прояву в різних мегаблоках різноманітні, що й визначило можливість їх виокремлення. Особливості внутрішньої структури, зокрема і морфології плікативних форм кожного СФК, показують за допомогою формаційних підрозділів вищих порядків (формацій та їх парагенезисів різного рангу – типів породних асоціацій). На тектонічній карті вони показані певними лінійними (стратигенні, плутонометаморфічні і деякі "конформно-конкордантні" плутонічні формації) та ізометричними (більша частина плутонічних формацій і стратигенні тоналіт-зеленокам'яного СФК) літологічними знаками. В усіх типах формаційних підрозділів (суперкрустальних і ультраметаморфічних формаціях) чарнокіт-гранулітових і плагіограніт-амфіболітових СФК літолічні знаки прийнято наносити певним (власним для СФК у цілому) кольором, відповідно *бузковим* (фіолетовим) і *синім*. Для стратифікованих утворень тоналіт-зеленокам'яного комплексу закріплено *зелений* колір, а для гранітоїдно-метаосадового – *коричневий*. На тілах плутонічних формацій використовують колір літологічних знаків відповідно до традиційних у геологічній картографії кольорів "за складом" (кислі, середні, основні, ультраосновні, лужні). Кольорове розмежування літологічних знаків різних СФК дає змогу "вичитувати" на карті їх площі поширення, незважаючи на наявність кольорового фону, того структурного елемента, в будові якого вони беруть участь.

Лінійні літологічні знаки ототожнено зі структурними лініями. Цим досягнута можливість тривимірного показу (сприйняття) позначених лінійними літологічними знаками на карті об'єктів та показу головних рис морфології (геометрії) плікативних форм як у плані, так і у вертикальному перетині. Знаки плікативних форм показано на карті потовщеннями окремих лінійних літологічних знаків і доданням до них бергштриха, спрямованого в сторону генерального нахилу площинних елементів текстури порід і їх асоціацій. Це вилучило необхідність введення додаткових спеціальних знаків (наприклад, осей складок) для тих чи інших різновидів плікативних форм, які б лише перезавантажили карту і не замінили чи доповнили закодовану в літологічних знаках інформацію.

Утворення СФК чарнокіт-гранулітового та плагіограніт-амфіболітного типів у всіх мегаблоках УЩ становлять самостійні підповерхи нижнього поверху. На етапах формування утворень верхнього поверху (стратигенні формації тоналіт-зеленокам'яного і гранітоїдно-

метаосадового СФК) і супутніх плутонічних формацій вони перетерпіли нерівномірно метаморфічно-ультраметаморфічно й деформаційно ускладнилися. Місцями краще збереглися властиві їм вихідні елементи внутрішньої тектонічної структури, а місцями – новоутворені. Це зумовило необхідність допустити використання різних підходів у процесі визначення найраціональніших речовинних підрозділів для їх відображення на карті. На етапі формування споруд верхнього поверху Середньопридніпровського мегаблока утворення нижнього поверху (плагіограніт-амфіболітового СФК) були значно ремобілізовані та структурно з ними узгоджені. Відтак у їх складі на тектонічній карті виокремлено й показано різними літологічними знаками тіла нерозчленованих суперкрустальних, плутонометаморфічних та ультраметаморфогенних плутонічних формацій. Особливості їх поширення є вагомою частиною підґрунтя для виділення в межах мегаблока латеральних однорідностей другого порядку. У Дністровсько-Бузькому й Приазовському мегаблоках найпоширеніші мають утворення чарнокіт-гранулітового СФК. У них досить повно збереглися власні елементи внутрішньої тектонічної структури. Для їх показу на карті самостійними літологічними знаками виокремлено відповідно чотири і два крупні стратиформні поліформаційні за складом тіла. Разом з лінійними літологічними знаками вони наочно “описують” геометрію плікативних форм і показують розбіжності морфології їхніх ансамблів на різних ділянках мегаблоків.

У табличній за формою легенді структурні елементи другої (“речовинної”) групи показано в лівій її частині. У самостійних стовпцях вертикальної “колонки” із загальною назвою “вікові тектонічні підрозділи” (за Б. П. Бархатовим, Т. М. Спіжарським та ін.) [3, 140] наведено схему тектонічної періодизації історії розвитку земної кори. Виділено тектонічні епохи (еогей, протогей, неогей) і тектонічні етапи (нечіткої тектонічної диференціації, чіткої тектонічної диференціації, тектоно-магматичної активізації кратонізованої земної кори, палеоавлакогенний та, за необхідності, в майбутньому можна додати плитний етап і графу для таких елементів структури древніх платформ, як фундамент, проміжний комплекс, чохол).

У самостійному вертикальному стовпці, в порядку знизу догори за відносними співвідношеннями, наведено поширені в межах Українського щита типи структурно-формаційних комплексів, і в наступних стовпцях – форми їх прояву (поверхи та плутонічні масиви). Вік формування СФК чарнокіт-гранулітового і плагіограніт-амфіболітового типів як елементів структури збігається лише з віком їх суперкрустального протоліту. Ультраметаморфічні переродження цього протоліту триває набагато довше. Тому в легенду введено додаткові вертикальні стовпці (графи), де показано вік підрозділів як елементів структури і вік набуття їхньою речовиною сучасного агрегатного стану.

Головну кольорову палітру на карті закріплено за латеральними структурними неоднорідностями, що і показано в легенді.

Штрихові умовні знаки літологічного навантаження карти в легенді наведено безпосередньо в “прямокутниках-символах” для вікових тектонічних підрозділів, що показуються на карті. У блоці “інші умовні позначення” показано розривні порушення першого (розмежовують мегаблоки), другого (розмежовують латеральні структурні неоднорідності другого порядку) та вищих порядків, а також ізометричні западини (астроблеми) й деякі інші.

Для фанерозойських утворень легенда карти також має матричну форму. Вона містить у собі практично всю інформацію про структуру та формаційний склад усіх виділених на карті тектонічних елементів. Легенда складена для основних структурних поверхів, в основу

вибору яких покладено принципи їх важливості в тектонічному формуванні регіону та поширенні в них корисних копалин, насамперед нафти й газу.

Для Карпат вибрано дочетвертинний зріз; для Рава-Руської епіорогенної зони й південно-західного краю Східноєвропейської платформи – домезозойський; Донбасу та Дніпровсько-Донецької западини – доверхньопермський; Переддобруджя – док рейдовий; Причорномор'я, акваторій Чорного та Азовського морів та Криму – доверхньонеогеновий; Українського щита – дофанерозойський.

Під час вибору зрізу перевагу було надано головним чином структурним поверхам, які мають великі перспективи для відкриття в них у майбутньому родовищ корисних копалин, порівняно з іншимими структурними поверхами. При цьому зважали і на технічну доступність їх для проведення пошуків і розвідки. Вказаний вибір добре узгоджується зі структурно-формаційними поверхами-зрізами, відображеними на "Геодинамічній карті України" масштабу 1:1 000 000, що дає змогу в комплекті доповнити останню суттєвою тектонічною інформацією, деякою мірою втраченою на ній через зображене не елементів тектоніки, а геодинамічних (палеогеодинамічних) умов.

Під час обговорення основних принципів складання нової тектонічної карти, викладених вище, на засіданні Міжвідомчого тектонічного комітету України було запропоновано компенсувати брак інформації щодо структури тих поверхів-зрізів, які розміщені нижче або вище вибраних для відображення їх на карті. Задля цього для багатоповерхових за своєю структурою районів у легенді передбачено систему лінійних кольорових знаків, які відображають контури як похованих тектонічних елементів, так і тих, що залягають вище вибраного поверху-зрізу, а також доповнення легенди-матриці "гніздами" умовних знаків структурно-формаційних комплексів цих невідображених на карті поверхів. Цією поправкою досить суттєво підвищується інформативність карти, яка з карти, що відображає тектоніку лише вибраних (хоча й основних і найбільш представницьких) структурних поверхів, зміниться на об'ємне відображення геологічної будови України та історії її геотектонічного розвитку.

Важливою особливістю легенди є її хроностратиграфічна ув'язка зі шкалою основних геотектонічних епох розвитку земної кори, що досягається розміщенням тих або інших формаційних комплексів різних тектонічних елементів на рівні, що фіксує їх положення щодо геотектонічних епох. По горизонталі матриці наводять тектонічне районування, а по вертикалі – геотектонічні епохи та хроностратиграфічну шкалу. Для кожного тектонічного елемента в матриці вмонтована його "візитна картка" – кольоровий прямокутник. Його колір відповідає кольору цього тектонічного елемента на карті.

Близькі за історією розвитку об'єкти відокремлюють відтінками або інтенсивністю одного й того самого кольору. Різко різновікові – контрастними кольорами, що відповідають епохам їхнього тектогенезу. Елементи, які накладають на різні за віком складчасті основи (молоді прогини на півдні України) замальовані різнокольоровими смугами з "просвітом" їх основ, чим досягається наочність гетерогенності останніх. Під "візитною карткою" вказується весь вертикальний формаційний ряд до найдревніших достовірно виявлених у цьому регіоні відкладів, від рівня прийнятого зрізу через рівень прийнятого поверху до наймолодших формацій. Там же вказується найголовніша морфологічна особливість усього тектонічного елемента.

Таким чином, розроблена легенда є наочним документом, який легко сприймається і з якого зчитуються всі найважливіші відомості про тектонічну будову різних регіонів країни,

яка містить, окрім тектонічного районування, інформацію про їх загальну структуру, формації та геодинамічні умови всіх геотектонічних епох прийнятого зрізу. Це матричний варіант пояснювальної записки до карти, що компактно відбиває всі головні риси будови й історії геологічного розвитку України.

Легенда-матриця містить у собі взагалі всю наявну інформацію про тектонічну будову України, а особливою ломаною лінією на ній показано хроностратиграфічні рівні покрівлі структурних поверхів-зрізів, відображених на карті. Такий варіант легенди може впродовж тривалого часу бути основою для використання її в процесі побудови тектонічних карт будь-яких масштабів і для будь-яких комбінацій вибраних структурних поверхів, зокрема і для серії карт з єдиним часовим рівнем.

Більше того, така легенда сама по собі має інформаційне значення як двовимірне зображення зміни структурно-формаційних комплексів і геодинамічних умов території України протягом усього фанерозою і докембрію.

Надзвичайно важливим (якщо не вирішальним) чинником для складання тектонічної карти є підбір гами кольорів для розфарбовування різних тектонічних елементів. Саме від уміння такого підбору залежить її інформативність і виразність. При цьому важливим є зображення певною мірою вже прийнятих у світі традицій вибору кольору залежно від часу консолідації того чи іншого структурно-формаційного комплексу або, іншими словами, від часу завершальної складчастості (байкальської, каледонської, герцинської, кімерійської, альпійської). Проте повністю цей принцип зберегти неможливо, тому що на карті в межах регіону, що перетерпів якусь одну чи дві головні епохи складчастості, виділяють декілька автономних тектонічних елементів, для відображення яких уже не вистачає відтінків кольору.

Складену карту побудовано на такому компромісному принципі, за якого загальноприйняте розфарбування (за часом складчастості) зберігається за тими регіонами, де наявних кольорів досить, аби витримати цей принцип повністю. А там, де структурно-формаційне розчленування виконано детально і наявних відтінків кольору не вистачає для їх індивідуалізації, доводиться запозичувати додаткову колірну гаму. На тектонічній карті України, завдяки прийнятій легенді та накопиченим новим геолого-геофізичним матеріалам, вдалося вперше в цьому масштабі картографічно виділити: прибортові зони в Дніпровсько-Донецькій западині (Донбас), чотири покриви в Гірському Криму (за даними І. В. Попа дюка, 1988 [124], і Є. Є. Смирнова), розчленувати дністровський перикратон на шість самостійних тектонічних елементів (за даними І. Б. Вишнякова).

Насамперед слід зазначити, що важливою особливістю розробленої легенди є її універсальність щодо використання матриці для складання карт з позицій різних, наявних нині основних геотектонічних концепцій розвитку земної кори. Тобто, в ній завжди все залишається незмінним, і лише трактування геодинамічних умов може бути змінене термінологічно залежно від прихильності тих або інших авторів до тієї чи іншої геодинамічної гіпотези.

РОЗДІЛ 2.

ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ

Як відомо, Українська тектонічна і геодинамічна картографія ґрунтувалася на ідеях тектонічного районування, втілених у багаточисленних різномасштабних картах території Радянського Союзу, складовою частиною якого була Україна. Величезні простори Радянського Союзу, розвиток тут практично всіх головних геоструктур вищого порядку, піонерські теоретичні тектонічні дослідження, пов'язані з практикою геологорозвідувальної справи, зробили радянську тектонічну школу однією з безперечних лідерів у світі. Роботи зі складання всіх або майже всіх міжнародних тектонічних і геодинамічних карт Європи, Євразії та світу очолювали представники саме радянської тектонічної школи. Великий внесок у розробку принципів тектонічного районування земної кори внесли й українські геологи, серед яких слід відзначити В. Г. Бондарчука, Г. І. Каляєва, Є. М. Лазька, Д. П. Рєзвого, М. П. Семененка, І. І. Чебаненко, А. В. Чекунова.

Геологічно Україна належить до тих країн, у яких є практично всі найголовніші тектонічні елементи земної кори. Ми маємо прекрасний природний полігон для проведення комплексних тектонічних та геодинамічних досліджень, які можуть відігравати аж ніяк не останню роль у створенні нової глобальної концепції виникнення та розвитку всієї земної кори. Окраїнні моря древніх континентів, передгірські та внутрішні гірські прогини разом зі своїми молодими складчастими поясами – меганапноріями, древніх складчасті системи, різновікові авлакогени, рифти та крупні депресії, древня платформа зі своїм величезним фундаментом, що виходить на денну поверхню, – ось перелік лише головних структурних елементів території України. Вони формувалися впродовж часу, починаючи з 4–3,5 млрд років тому на різних типах кори: океанському, перехідному, континентальному.

Територія України займає серединну частину Центральної Європи. Близько 90 % її площі входить до складу дорифейської Східноєвропейської платформи, яка визначає будову всієї Східної Європи. На заході й півдні України древню платформу обрамляють структури Середземноморського Альпійського складчастого поясу, де процеси формування земної кори продовжуються і нині. Це сейсмічно активні меганапнорії Карпат і Гірського Криму, що утворюють зовнішню гілку альпійських складчастих споруд Європи.

На стику цих тектонічних антиподів розміщені проміжні за своєю будовою феномени, так звані квазікратони, чи молоді платформи, області завершеної складчастості, метаплатформи або тектонічні пояси. У цій праці вони називаються епіорогенними зонами [88].

Ще М. В. Муратов під час виділення Скіфської плити підкреслював принципові її відмінності від древніх платформ, але двочленна їх будова (основа або фундамент і осадовий чохол) схилила його до думки про віднесення платформ до одного (спільного) тектонічного рангу в процесі побудови ієрархії подільності Земної кори. Проте з часом з'ясувалася складніша будова "молодих платформ", структурна багатоповерховість їх дислокованих основ, а звідси і багатоетапність тектонічного розвитку, величезна протяжність, лінійність, а не властива "нормальним" платформам ізометричність, алохтонний характер їх положення з вергентністю в сторону платформ і багато інших раніше невідомих особливостей.

Дуже важлива особливість епіорогенних зон, що облямовують платформу на заході й південному заході, полягає також у тому, що вони є не єдиним лінійним тектонічним елементом, насунутим на древній кратон, а цілою системою складнодислокованих лускоподібних тіл з цією самою вергентністю в сторону платформи, і яка оперізує останню у вигляді "припаяних" стрічок, очевидно, по всьому її периметру. При цьому (у будь-якому разі в межах України) "обростання" починається з утворень більш ранніх геотектонічних епох і закінчується альпійською. Там, де ніби така закономірність порушується, молодші за часом консолідації складчасті основи по лініях насувів або шар'яжів причленовуються до кратону безпосередньо, повністю перекриваючи занурені древніші епіорогенні зони.

Багаторічна дискусія з проблеми південно-західного краю Східноєвропейської платформи благополучно завершилася саме такою інтерпретацією природи відомої зони Торнквіста-Тейссейре. Складена у 1992 р. польськими геологами "Тектонічна карта Польщі вариської епохи" за редакцією В. Пожаріскі і П. Карнковскі, здається, надійно обґрунтувала цю концепцію фактичними картографічними матеріалами.

Проведення на території України великого обсягу регіональних геологічних, геофізичних та бурових робіт забезпечило високий ступінь геологічної вивченості окремих її регіонів, що дало змогу на цей час виконати для більшої частини країни тектонічні і геодинамічні побудови в середньому (а для деяких районів і в крупному) масштабі. Але розробка загальноприйнятої методики для цього, враховуючи істотні розбіжності в геологічній будові та історії розвитку регіонів, стикається з великими труднощями. Дійсно, методика побудови регіональних тектонічних карт, прийнята для одного регіону, може бути використана з істотними змінами і доповненнями для інших.

Першорядне значення при цьому відіграє тектонічне районування території. Від ступеня досконалості прийнятого тектонічного районування практично повністю залежить успіх складання всієї карти, тому що з яких би теоретичних позицій ми не складали тектонічну карту, найголовнішим на ній є визначення тектонічних регіонів із всіма властивими їх особливостями просторового положення, характеру співвідношення з сусідніми елементами, формаційного наповнення, морфології своєї внутрішньої структури, історії геодинамічного розвитку, комплексу корисних копалин. Для розробки ж самої схеми тектонічного районування визначальне значення має вибір критеріїв або принципів районування.

В основу наявних методичних прийомів складання тектонічних карт покладено принцип тектонічного районування території за комплексом критеріїв. Але для відображення їх на картах немає рівноцінних технічних засобів для кожного з них. Ідеальним у цьому разі був би прийом, відповідно до якого різними кольорами відображалися б тектонічні елементи, які відрізняються один від одного єдиним геологічним критерієм, головним за своєю інформативною цінністю.

Вибір головного критерію, який визначає тектонічне районування в процесі складання середньо-, крупномасштабних карт, залежить від багатьох чинників: ступеня детальності побудов, цільового призначення цієї карти, особливостей історико-геологічного розвитку досліджуваної території, ступеня її структурної контрастності, геодинамічної концепції прийнятої автором або авторами карти, та деяких інших.

Задовільного вирішення питання щодо вибору єдиного принципу районування в процесі середньо-, крупномасштабних досліджень для територій, які містять як гірсько-складчасті, так і платформні області (якою є Україна), поки що не знайдено. У дійсності кри-

терії районування для кожного з названих головних тектонічних елементів земної кори є автономними. Так, наприклад, найпоширеніший принцип, розроблений О. Д. Архангельським і Н. С. Шатським [1] і заснований на виділенні областей з різним часом прояву завершальної (або головної) фази складчастості, досить інформативний для гірсько-складчастих областей, тоді як для відображення тектоніки платформних районів він явно недостатній. При цьому для виділення останніх колір не може бути використаний, тому що він є загальним фоном, який відображає час завершальних складчастих дислокацій консолідованого фундаменту платформи, і для зображення дрібніших геоструктурних елементів у її межах (прогинів, синекліз, авлакогенів, виступів, валів, блоків тощо) потрібно використовувати інші, часто маловиразні прийоми (системи різних ізоліній, лінійні знаки, крап і т. і.).

Вдалим прикладом якраз такого підходу до тектонічного районування є "Тектонічна карта України" масштабу 1:1 000 000, видана у 1969 році під керівництвом Б. Л. Гуревича і М. В. Муратова [148]. Вона безумовно відіграла свою позитивну роль як перша карта, що охоплювала в такому масштабі всю територію України, з відображенням на ній наявних на той час панівних уявлень про її будову та історію геологічного розвитку. Але тепер, враховуючи великий прогрес у вдосконаленні світової, зокрема й української, тектонічної картографії, прийняті в ній принципи тектонічного районування явно поступаються сучасним альтернативним. Проте донині принцип тектонічного районування за часом прояву головної або завершальної складчастості є, мабуть, домінуючим. За цим принципом складено усі відомі монографії та інші публікації з регіональної геології території колишнього Радянського Союзу, як і практично всі підручники й навчальні посібники з регіональної геології світу, видані російською та українською мовами.

Найбільш вдалим у відображенні етапів розвитку чохла платформ є запропонований В. А. Разніциним (1978) показ хронології накопичення базальних комплексів чохла з допомогою відтінків загального фонового кольору чи ступеня інтенсивності фарбування [125]. З однієї сторони це дає змогу показати відому диференціацію плити під час розвитку її чохла, а з іншої - відповідає головному принципу тектонічного районування, заснованому на історико-геологічному підході до формування земної кори.

Саме цей шлях, за рекомендацією С. С. Круглова, був прийнятий колективом авторів "Тектонічної карти Української РСР і Молдавської РСР масштабу 1:500 000" (1988), на якій було відображено (за вказаним вище принципом) велику кількість тектонічних елементів, що сформувалися як у межах гірсько-складчастих областей, так і на платформах [149, 150]. Але

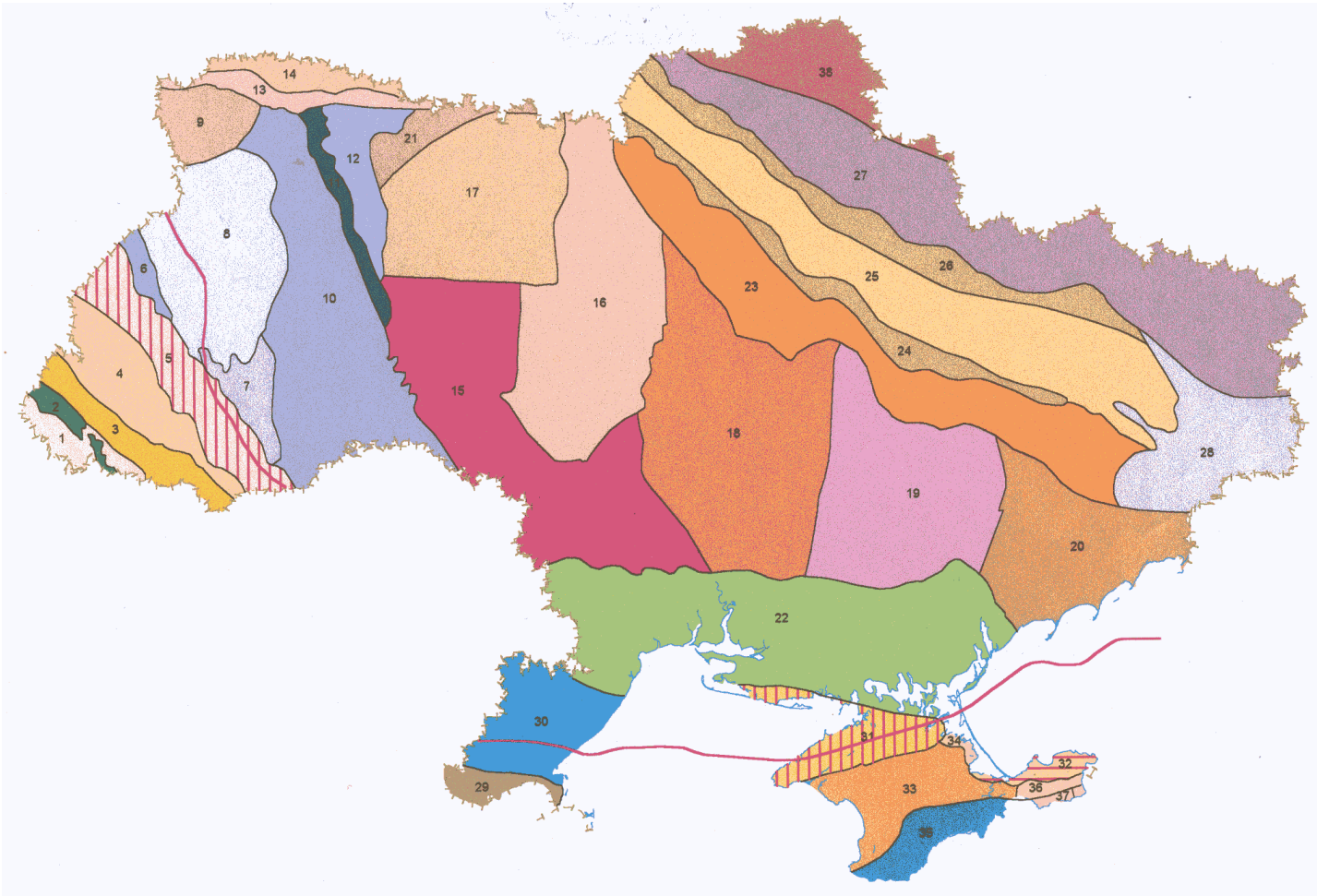


Рис. 1. Схема тектонічного районування України
(за С. С. Кругловим)

Карпатський меганапнорій (1-5): 1 - Закарпатський внутрішній прогин; 2 - Вигорлат-Гутинська вулканогенне (зона) пасмо; 3 - Мармароський масив, зона скель і внутрішні флішові покриви; 4 - зона Кросно та Скибовий покрив; 5 - Передкарпатський прогин; **Західноєвропейська платформа:** 6 - Рава-Руська епіорогенна зона; **Східноєвропейська платформа** (7-27): Волино-Подільська плита (7-14): 7 - Боянецький прогин; 8 - Львівський палеозойський прогин; 9 - Ковельський виступ; 10 - Волино-Подільська монокліналь; 11 - Волинські трапи; 12 - Волино-Поліський прогин; 13 - Північноукраїнська горстова зона; 14 - Поліська сідловина; **Український щит** (15-21): мегаблоки: 15 - Дністровсько-Бузький, 16 - Росинсько-Тікицький, 17 - Волинський, 18 - Кіровоградський, 19 - Середньопридніпровський, 20 - Приазовський, 21- Волино-Поліський плутонічний пояс; 22 - **Південноукраїнська монокліналь; Дніпровсько-Донецька западина** (23-27): 23 - Південна бортова зона; 24 - Південна прибортова зона; 25- Центральна зона; 26 - Північна прибортова зона; 27- Північна бортова зона; **Складчастий Донбас** (28); **Скіфська епіорогенна зона** (29-34): 29 - Нижньопрутський виступ; 30 - Переддобрудзький прогин; 31 - Каркінітський прогин; 32 - Ідольський прогин; 33 - Центральнокримське підняття; 34 - Азовський вал; **Кримський меганапнорій** (35-37): 35 - Таврійський та Яйлинський тектонічні покриви; 36 - Владиславівський тектонічний покрив; 37 - Краснопільський тектонічний покрив; **Воронезький масив** (38); — границя Східноєвропейської платформи

В процесі складання карти зі зменшенням її розмірів у чотири рази (масштаб 1:1 000 000), цей прийом став малоефективним і перевантажив карту умовними знаками.

Для відображення тектоніки багатоповерхових структурних утворень на перший погляд вдалим було б використання методики, запропонованої Р. Г. Гарецьким і Р. Є. Айзбергом у процесі складання ними "Тектонической карты Белоруссии масштаба 1:500 000" (1975) [24]. Ця методика заснована на виділенні головного чи переважного (за потужністю) комплексу в чохлі осадових і вулканічних утворень, які сформувалися протягом усієї (або, хоча б фанерозойської) історії розвитку території України. Закладений у цій методиці принцип з одного боку узгоджується із загальним призначенням тектонічних карт, а з іншого - об'єктивно і досить точністо дає змогу виділяти основний, визначальний етап розвитку різних структурних елементів регіону.

Цей принцип можливо, бутти основним для відображення та зіставлення між собою багатоповерхових тектонічних регіонів, особливо якщо до нього ввести поправку, що враховує швидкість утворення переважного комплексу (тобто частка від ділення потужності осадів на абсолютний час їх накопичення).

Застосування вказаного принципу в процесі складання "Тектонической карты нефтегазоносных областей юго-западада СССР масштаба 1:500 000", (1987) [146] з показом на ній формацій, контурів основних структурних елементів (обмежених білими облямівками) та кольорових границь інших (що залягають вище і нижче) структурних комплексів показало, що методика, запропонована Р. Г. Гарецьким і Р. Є. Айзбергом дає змогу створити для більшої частини території України досить інформативну карту.

Сукупність такої карти із середньомасштабною тектонічною картою, складеною за принципом показу віку основної складчастості, здається, відображає різні аспекти тектоніки України в масштабі 1:500 000.

Але якщо розглядати тектонічну карту, побудовану за принципом виділення переважного (за потужністю) комплексу окремо, то для гірсько-складчастих областей вона малоінформативна. В процесі її складання інколи в цих областях взагалі неможливо достовірно виявити переважний комплекс; крім того, в процесі його виділення тут можуть бути допущені великі похибки самої суті історико-геологічного розвитку району внаслідок процесів пізніших ерозійних розмивів, зокрема і в завершальний (орогенічний) етап.

З позицій же вимог до самих принципів тектонічного районування вказана методика далека від досконалості, її використання призведе до появи на карті більшої кількості границь, які оконтурюють ті чи інші переважні комплекси, що робить границі основних тектонічних регіонів невиразними, загубленими серед інших. І в умовах, коли колір віддається переважному комплексу, який "переливається" за границі тектонічних елементів, він "задавлює" ці границі і районування далі на головні геотектонічні геоструктури візуально не сприймається, що позбавляє карту основного її призначення - наглядності та виразності зображення основних рис геологічної будови об'єкта карти.

Запропонований О. В. Пейве і його учнями у 1969 р. принцип складання тектонічних карт на основі аналізу геологічних формацій, як індикаторів тектонічного режиму [120], дав змогу більш чітко, ніж історико-геологічний підхід, закладений у працях М. Бертрана, Е. Ога, Е. Зюсса, Е. Аргана, В. А. Обручева, Д. В. Налівкіна, М. М. Тетяєва, а пізніше А. Д. Архангельського, Н. С. Шатського, А. А. Богданова, В. Є. Хаїна, А. Л. Яншина, відобразити подібність і розбіжності тектонічного розвитку крупних регіонів світу та цілих континен-

тів. Але у своїй головній основі ця методика, що ґрунтується на мобілістських принципах, зводиться знову ж таки до визначення геологічного часу консолідації того чи іншого регіону. Це, у свою чергу, визначається часом переходу океанічної або перехідної кори в континентальну, тобто часом формування в ній гранітно-метаморфічного шару. Таким чином, ці уявлення групи тектоністів на чолі з О. В. Пейве можна розглядати як більш удосконалений підхід, заснований також на історико-геологічному принципі, але з дещо іншим методичним прийомом, що ґрунтується вже не на геосинклінальній концепції розвитку кори, а на висунутій ними гіпотезі розшарованої Землі. Щодо висунення критеріїв для тектонічного районування згадана гіпотеза близька до уявлень, які свого часу сформулювали А. Д. Архангельський і Н. С. Шатський. На карті, яка охоплює Північну Євразію, відповідно до цієї методики виділено структурні елементи, в яких континентальна кора утворилася до початку виділених авторами карти семи крупних часових етапів, починаючи від рифею і закінчуючи теперішньою епохою, впродовж якої цей процес ще не закінчився.

Отже, цей приклад демонструє певну успадкованість у розробці як самих принципів побудови тектонічних карт, так і висунення критеріїв для тектонічного районування земної кори від найраніших уявлень М. Бертрана і практично до наших днів. Їх підґрунтям залишається історико-геологічний підхід, який дає можливість відобразити на схемах і картах не лише сучасні геоструктури з їх речовинними комплексами (формаціями), але й динаміку розвитку як самих комплексів, так і областей, утворених цими комплексами.

Такий підхід дає можливість простежити безпосередньо на карті напрямок міграції визначальних тектонічних напружень і рухів не лише в просторі, але й у геологічному часі. Можна впевнено зарахувати такий методичний прийом пізнання розвитку земної кори до найважливіших у геології взагалі та вважати його фундаментальним або класичним. Та при цьому механізм формування самої земної кори у різних дослідників суттєво відрізняється. Можливо, саме такий історико-геологічний принцип тектонічного районування має бути основним і відправним для детальнішого і досконалішого поділу найважливіших геоструктурних елементів земної кори на окремі складові залежно від цільового призначення тектонічної карти, її масштабу, типу будови кори (тектонічного режиму) тощо.

Також на мобілістських принципах, але вже в межах теорії літосферних плит для Середземноморського поясу, В. А. Бушем, Я. Г. Кацем і В. Є. Хаїним у 1988 р. були розроблені основні критерії створення тектонічного районування до тектонічної карти “Принципы тектонического картографирования на мобилистских основах” [8]. Стосовно Середземноморського складчастого поясу вони створили легенду в табличній формі, яка дає змогу відобразити на картах значення горизонтальних рухів і тектонічних процесів, що відбуваються на границях літосферних плит.

В процесі побудови цієї легенди була прийнята класифікація структурно-формаційних (літодинамічних за В. Є. Хаїним) комплексів, парагенетично пов’язаних осадових, вулканічних та плутонічних формацій. Ці комплекси відрізняються за геодинамічними умовами свого формування, з одного боку, та за геологічним віком - з іншого.

У викладених пропозиціях чомусь немає ув’язки конкретних формацій-індикаторів геодинамічних умов з конкретними сучасними геотектонічними регіонами Середземноморського складчастого поясу. Також найімовірніше, що збудована на цих уявленнях карта буде геодинамічною, а не тектонічною. За рекомендованою авторами методикою загалом усе районування зводиться до виділення певних областей, що відрізняються лише своїми геодина-

мічними умовами, які, як відомо, змінюються впродовж різних геологічних епох. Зображення умов у вигляді кольорових площ зумовлює проблему вибору їхнього часового рівня, тобто якій епосі слід віддати перевагу для замальовки її геодинамічних умов на карті, якщо їх зміна відбувається не лише в латеральному, але одночасно й у вертикальному напрямках. Усе, що так досить легко здійснюється за цією методикою для вузького часового інтервалу (вік або декілька віків), ускладнюється в процесі складання не великої серії карт за певними часовими рівнями, а однієї (узагальненої) карти, яка має відображати геологічну історію обраного регіону світу впродовж щонайменше мільярд років. А для складання загальної (інтегральної) схеми геодинамічного розвитку тієї або іншої області ніяких чітких принципів не запропоновано. Тобто, в методиці, що розглядається, не викладаються ті "шифри", які б дали змогу визначити простий перехід від тектонічного районування до геодинамічного за класичними канонами.

Автори не будували макет тектонічної карти України в масштабі 1:1 000 000 за цією методикою, а лише намагалися викладені вище принципи застосувати до складання дрібномасштабної тектонічної схеми. Отриманий результат авторів не влаштував ні за ступенем детальності розчленування території України, ні за вірогідністю виділених індикаторів геодинамічних умов.

Безумовно, великим здобутком слід вважати створення "Геодинамической карты Украины масштаба 1:1 000 000Ф за редакцією Л. С. Галицького та В. Г. Пастухова в 1993 р. [25], в якій мобілістська концепція - тектоніка літосферних плит - також є основною. Але на відміну від пропозицій, щойно розглянутих, у пояснювальній записці й на карті вже значаться найголовніші геотектонічні елементи земної кори в межах України. І хоча основою самої карти також є геодинамічні умови а (показу яких відведено найголовніший виразний засіб – колір), проте її автори з неоднаково успішно змогли "заземлити" ці умови в конкретних загальноприйнятих тектонічних регіонах. У традиційне тектонічне районування (прийняте, наприклад, в "Тектоніческой карте УССР и Молдавской ССР", 1988 р.) [149, 150] редактором карти В. Г. Пастуховим внесено й деякі зміни, що заслуговують на увагу, хоча частина з них, імовірно, дискусійні.

Надання переваги відображенню на карті геодинамічних умов навіть за декларування частини тектонічного районування України за класичним принципом неминуче дещо змінило її інформативність через нівелювання індивідуальних структурно-формаційних елементів, але розвинутих в однакових чи близьких геодинамічних умовах, маючи на увазі сучасний рівень їх розчленування.

Від пропозицій з тектонічного районування, розглянутих вище, різко відрізняються погляди Т. Н. Спіжарського [139], який у своїй роботі розвиває, змінює та доповнює у своїх працях уявлення, висунуті свого часу В. В. Білоусовим у 1962 р., про визначальну роль у процесі тектонічного районування та складання тектонічних карт обліку режимів, що визначають формування того чи іншого регіону. Поняття про тектонічний режим Т. Н. Спіжарський у 1973 р. сформулював так: "Тектонічний режим – це сукупність тектонічних рухів, що проявляються під час взаємодії з іншими геологічними процесами на визначеній ділянці земної кори у визначений проміжок часу, під дією яких формується тектонічний регіон і властива йому структура" [139]. Цим же автором сформульовано також поняття про тектонічний регіон: "Тектонічний регіон - ділянка (блок) земної кори довільного розміру, що

є складним тектонічним тілом, яке характеризується властивою йому структурою та яке утворилося під дією певного тектонічного режиму".

Б. П. Бархатов у 1979 суттєво уточнив роль тектонічних режимів і цілком справедливо підкреслив, що вони не стільки зумовлюють сам регіон, скільки той структурно-формаційний комплекс, який створюється під час дії цього режиму. Він відзначає, що "структура тектонічного регіону зумовлена, як правило, не одним тектонічним режимом, а декількома (*розрядка ред.*). Кожен наступний режим деякою мірою *переробляв* раніше сформовані структурно-формаційні комплекси, і тому головні особливості комплексів, що відображають синхронний їм режим, можуть бути виявлені тільки зняттям тих впливів, які накладені на них наступними режимами. Отож, тектонічний режим – це сукупність геолого-тектонічних процесів у певній ділянці земної кори за певний проміжок часу, під дією яких, по-перше, формується відповідний структурно-формаційний комплекс (або його частина) з властивими йому речовинно-структурними особливостями та, по-друге, по-різному переробляються (*розрядка ред.*) попередні комплекси" [3].

На перший погляд здається, що цитовані формулювання з вичерпною повнотою відображають сучасні уявлення про характер зв'язків тектоніки регіонів і їх структурно-речовинних комплексів з тектонічними режимами, але можливо, що й ці положення потребують додаткових доповнень і уточнень. Такий висновок випливає з визнання чи то тільки латерального переміщення літосферних плит відповідно до сучасної парадигми – нової глобальної тектоніки, чи то латерального і вертикального - відповідно до гіпотез про Землі, що розширюється та пульсує. У дійсності, за умов визнання великої ролі латеральної складової (складових) вертикальних тектонічних переміщень окремих тектонічних регіонів або їх частин, здвоюються або строюються ("скучуюються" - за термінологією неомобілістів) їх речовинно-структурні комплекси в межах єдиної площі. У такому разі комплекси, що залягають нижче (автохтонні або параавтохтонні) не відчувають на собі повною мірою дії тектонічних режимів, які сформували структурно-речовинні комплекси алохтонної частини того чи іншого регіону, тому що режими відбувалися тут автономно й утворені ними комплекси перекрили один одного вже після завершення їх розвитку.

Роль тектонічних режимів у формуванні тектонічних регіонів, а звідси і їх врахування, в процесі розробки тектонічного районування дуже важливі. Інша справа – як практично використати для тектонічного районування розроблені В. В. Білоусовим, Т. Н. Спіжарським, Б. П. Бархатовим та іншими вченими поняття про тектонічні режими, а великою групою прибічників – нової глобальної тектоніки поняття про геодинамічні умови (які, до речі, дуже близькі за своїм призначенням до тектонічних режимів). З позицій як одних, так і інших тектоністів особливих проблем у процесі тектонічного районування земної кори світу немає. І такі карти й схеми систематично створюються і публікуються. Але в процесі переходу до тектонічного картографування окремих континентів або їх частин (як, зрештою, і акваторій) у середньому масштабі кількість карт, які ґрунтуються на врахуванні цих критеріїв, різко знижується, а за крупномасштабного тектонічного картографування вони практично лише декларуються або мають символічну роль.

Отже численні спроби (розглянуті і не розглянуті тут) висунути як основний критерій тектонічного районування – формаційну складову з наданням їй основного зображального засобу – кольору (розфарбування) – неодмінно перетворюють такі карти з тектонічних на формаційні.

Не буде перебільшенням думка про те, що для картографування в масштабі 1:1 000 000, а тим більше 1:500 000 і 1:200 000, ще не створені принципи тектонічного районування, які б задовольняли вимоги під час відображення на картах різних за своєю природою тектонічних феноменів. Тут різні за часом утворення, морфологією структур і формаційним виповненням тектонічні регіони районують за автономними критеріями. Створення єдиного принципу, придатного для всіх без винятку геотектонічних регіонів у процесі їх картування в середньому та крупному масштабах, - справа, ймовірно, не близького майбутнього.

Таким чином, завданням укладачів нової "Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000" було уникнення тих негативних наслідків районування в середньому та крупному масштабі, які, зважаючи на світовий досвід, випливають з тієї чи іншої геотектонічної гіпотези. Наведений вище критичний розгляд лише частини цих гіпотез з погляду їх використання для тектонічного районування в цих масштабах цілком очевидно вказує на їхню недосконалість. Автори не зазначали тут деяких інших відомих гіпотез розвитку земної кори і, зокрема, Землі, що розширюється і пульсує, з огляду на відсутність у світовій практиці втілення в конкретні карти (навіть оглядові) будь-яких принципів тектонічного районування через їх нерозробленість. Лише останнім часом невелика група вчених України (серед яких і укладачі нової тектонічної карти) робить перші спроби створення такої карти на принципах Землі, що пульсує.

Зважаючи на це, особливості геологічної будови території України та прийнятий масштаб тектонічної карти дещо обмеженують вибір принципів побудови такої карти. Але при цьому обов'язковою (за одностайним рішенням авторського колективу) є вимога побудувати карту так, щоб вона вміщувала в собі інформацію (навантаження), яка б задовольняла користувачів – прихільників суттєво різних геотектонічних концепцій розвитку земної кори. Тобто, в основу складання карти не закладається якась одна з багатьох сучасних геодинамічних гіпотез походження і формування земної кори, але, водночас, сама карта може інтерпретуватися її користувачами з альтернативних позицій. Таким чином, карта має містити сучасну інформацію про загальну будову (суттєво доповнюючи традиційні геологічної карти), якої б було досить для прийняття її з погляду всіх або, хоча б, головних геодинамічних концепцій. Таким принципом може бути *структурно-формаційний,* який найбільше відповідає вищезазначеним вимогам .

Проаналізувавши сучасний стан проблеми тектонічного районування (коротко викладений вище), на одному з перших засідань Міжвідомчого тектонічного комітету України переважна більшість його членів підтримала саме структурно-формаційний принцип складання нової тектонічної карти без суворої прив'язки її змісту (колір, растр, штрихове навантаження) і термінологічної основи до будь-якої сучасної геотектонічної гіпотези походження та геодинамічного розвитку земної кори. З погляду на це нагадаємо, що ще 30 років тому один із керівників складання Міжнародної Тектонічної карти Світу академік В. Є. Хаїн [154] наполягав на відображенні на ній лише загальноприйнятих або майже загальноприйнятих даних, не нав'язуючи її користувачам будь-яких своїх інтерпретацій. Він писав: "Думается, что если построить таким образом легенду океанической части тектонической карты Мира, мы тем самым учтем весь набор фактов, полученных в последние годы, используемый в концепции новой глобальной тектоники, не н а в я з ы в а я, однако, потребителям карты именно эту или какую-либо другую трактовку фактов и тем самым соблюдая обязательный принцип

о б ъ е к т и в н о с т и тектонических карт, тем более международных, и предоставляя читателю самому делать свои теоретические выводы". ([154], с. 180 – *розрядка ред.*)

Оскільки в запасі укладачів будь-яких карт геологічного змісту є лише три нерівнозначні засоби: колір, багатоколірний крап та різноманітні різноколірні лінійні знаки, то і навантаження карт складається з трьох груп умовних позначень, при чому колір є переважним, який "пригнічує" собою всі інші - виконуючи другорядну роль. Таким чином, найбільш відповідальним рішенням у разі розробки принципів складання карт (у нашому разі – тектонічної) є вибір об'єкта, якому надається колір. У такому разі він стає переважаючим і безальтернативно визначає головну суть карти. Зрозуміло, що в разі відмови від класичних підходів розфарбування карти альтернативними об'єктами стають або окремі цілісні елементи прийнятого тектонічного районування, або їх окремі історико-тектонічні складові – структурні, або тектонічні поверхи.

Щодо цього одностайної думки в укладачів карти немає. На думку С. С. Круглова і А. М. Лисака тут слід прийняти наступне рішення. Кольором треба виділяти окремі тектонічні елементи згідно з тектонічним районуванням, що є головним змістом будь-якої тектонічної карти. Другорядні складові частини цих елементів слід показати різною інтенсивністю того самого кольору або різними його растрами (що можна зробити лише за умов підготовки кольорової проби на картфабриці). Структурні поверхи головних тектонічних елементів позначаються лише системою різноколірних ізогіпс. За такого варіанта розмалювання карти вона більше підкреслюватиме різницю між окремими тектонічними елементами України, ніж риси, що їх об'єднують.

На думку ж, наприклад, В. П. Кирилюка, перевагу слід віддати структурним поверхам того чи іншого тектонічного елемента, і їх треба розфарбувати в окремі кольори – тоді карта буде більше відповідати головному своєму призначенню як карта основних структурних поверхів України. Дійсно, ця пропозиція більш виграшно дає можливість відтворити тектоніку Українського щита (УЩ) (див. карту-врізку масштабу 1:2 000 000). Але, досить використати цей принцип щодо неогейського облямовування УЩ, як помітною буде втрата під час зображення другорядних і головних тектонічних елементів, а також складових елементів одного й того самого структурного поверху, тому на карті втілено варіант головного редактора та А. М. Лисака.

Можливо, головною оригінальною ознакою тектонічної карти, що дуже відрізняє її від усіх попередніх, є селективне зображення на ній окремих структурних поверхів як найбільш важливих з погляду їх історико-геологічного розвитку або найбільших перспектив пошуку в їх межах різних корисних копалин. Тобто, карта побудована за принципом показу своєрідних глибинних зрізів по підошвах того чи іншого структурно-тектонічного поверху. Однак вона має одночасно якимись будь-якими іншими (крім кольору) зображальними засобами відтворювати хоча б головні риси структурних поверхів, які підстелюють або перекривають головний поверх, зображений на карті. Таким засобом можуть бути тільки лінійні знаки. У такому разі карта набуває вже риси своєї побудови, що наближають її до показу не лише окремих поверхів-зрізів, а й наскрізної глибинної структури регіонів.

Відповідно до вищевикладених критеріїв тут виділено Український щит, Волино-Подільську плиту та Південноукраїнську моноклiналь (разом утворюють структуру під назвою Волино-Азовська плита), Дніпровсько-Донецьку западину (авлакоген), які входять до складу Східноєвропейської платформи; Рава-Руську та Скіфську епіорогенні зони й складча-

сто-покривні споруди - Донбас, Кримський і Карпатський меганапнорії. Великі накладені структури - Передкарпатський, Переддобрудзький та Каркінітський прогини мають у своїй основі гетерогенні за часом консолідації фундаменти, а Індольський – накладений на фундамент Скіфської епіорогенної зони.

У межах Волино-Азовської плити на заході виділено Дністровський перикратон, який переходить на півдні країни в Південноукраїнську моноклiналь. Ця остання структура Одеським розломом поділяється на Західний (Молдавська плита) та Східний сегменти, які миттєво розрізняються своєю палеозойською історією розвитку. До складу Дністровського перикратону належать: область поширення волинських трапів, Ковельський виступ, Волино-Подільська моноклiналь, а також Волино-Поліський, Боянецький та Львівський прогини. Дніпровсько-Донецька западина (авлакоген) розділена на Бортові й Прибортові зони та на Центральну зону.

У Кримському меганапнорії виділено тектонічні покриви Яйли, Таврійський, Владиславівський та Краснопільський. Карпатський меганапнорій містить і Передкарпатський передовий прогин, у межах якого виділено Зовнішню або Більче-Волицьку автохтонну зону, Центральну і Внутрішню зони, або Самбірський і Бориславсько-Покутський покриви; Флішові Карпати розчленовані на Зовнішні Флішові та Внутрішні Флішові покриви; Мармароський масив; зони Мармароських і Пенінських скель, а також Закарпатський внутрішній прогин з накладеною Вигорлат-Гутинською вулканічною зоною, який поділяється на чотири окремі тектонічні елементи (рис. 3).

РОЗДІЛ 3. ТЕКТОНІКА

3.1. СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКА ПЛАТФОРМА

3.1.1. Український щит

Поняття “Український щит” (УЩ) як у суто тектонічному аспекті, так і щодо рубежів щита в плані, до останнього часу сприймається дослідниками дещо по-різному. У літературі УЩ значиться як: територія, в межах якої на денну поверхню виведено кристалічні утворення докембрію; обмежений системами скидів припіднятий блок кристалічного фундаменту; крупна позитивна структура Східноєвропейскої платформи (СЄП) з невеликою потужністю утворень чохла; ділянка платформи, по периферії обмежена певним максимальним значенням глибини залягання (зазвичай 500 м) фундаменту. Авторами Український щит сприймається як ділянка фундаменту СЄП в “антеклізному” його піднятті, що не перекрита утвореннями чохла в прийнятому для карти їх зрізі. УЩ, як виступ граніто-гнейсового шару земної кори, значно відрізняється особливостями будови від фанерозойських тектонічних споруд, які його оточують. Прийоми складання тектонічної карти в його межах мають певні власні особливості й нижче розглядаються самостійно.

3.1.1.1. Методика складання карти, її легенда, районування

Основним фактологічним підґрунтям складання тектонічної карти УЩ були: “Карта геологических формаций докембрия Украинского щита” масштабу 1:500 000 (голов. ред. Є. М. Лазько, 1991) [61], “Геологічна карта докайнозойських утворень України” масштабу 1:1 000 000 (голов. ред. В. І. Калінін, 2000) [29] та “Металогенічна карта України” масштабу

1:1 000 000 (голов. ред. Д. С. Гурський, 2002) [108]. Були використані також інші раніше складені тектонічні, металогенічні та геологічні карти масштабу 1:500 000 і 1:1 000 000 ("Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР", масштаб 1:500 000, глав. ред. В. В. Глушко, 1988 [149]; "Геодинамическая карта Украины", масштаб 1:1 000 000, ред. Л. С. Галецкий, В. Г. Пастухов, 1993 [25]; Комплект карт "Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы", масштаб 1: 1 000 000, ред. А. И. Зарицкий, Л. С. Галецкий, 1992 [74]) та нові матеріали геологічних зйомок і фактичні матеріали колективу дослідників Геофізичної експедиції ДП "Північукргеологія" та Інституту геофізики АН України "Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000" (В. А. Єнтін та ін, 2002 [44]). Незважаючи на високий рівень аргументованості та досконалість побудов, з основними з яких важко не погодитися, цей варіант результатів геологічної інтерпретації геофізичних матеріалів у повному обсязі в праці складання тектонічної карти не було використано. На думку авторів цей, варіант може бути самостійно картографічно виданий. У ньому дуже "рельєфно" відображено "розломний" аспект структури щита; інші ж виділені структурні елементи (мегаблоки, блоки, шовні зони) майже або й взагалі не охарактеризовані на підтвердження індивідуальності їх будови та автономного розвитку. Наявні геологічні матеріали дають підставу вважати, що розломні обмеження таких структур одного рангу (мегаблоків, шовних зон тощо) часто є змістовно різними. Одні з них – сингенетичні подіям (седиментогенез, вулканічний і плутонічний магматизм, метаморфізм, дислокаційні процеси) основного етапу геологічного розвитку цих структур, інші – накладені пізніше на консолідовану основу. Найбільш чітко це виражено у відслоненнях і геофізичних полях останніх, що зазначено й авторами "Схеми розломно-блокової тектоніки" (В. А. Єнтін та ін, 2002 [33, 44], О. Б. Гинтов, 2004). Стосовно попередніх (вихідних) латеральних неоднорідностей земної кори розломні системи можуть мати внутрішньоблоковий, міжблоковий та трансблоковий характер. Без порівняльного аналізу особливостей геологічної будови суміжних блокових структур, розпізнання розломних систем таких категорій є майже неможливим. Отже і "нарізка" мегаблоків і блоків, за надання переваги тим або іншим розривним системам, матиме суб'єктивний характер. Про це свідчать уже відомі варіанти мегаблокового поділу УЩ, досить повно наведені в одній із публікацій В. П. Кирилюка [67].

Авторами перевагу надано емпірично визначеним, насамперед засобами геологічного (формаційного зокрема) картування, особливостям будови приповерхневих зон різних ділянок щита. Слід зазначити, що для східної частини УЩ результати районування за різними підходами в основному збігаються, особливо щодо його елементів як тектонічної структури першого порядку, хоча є деякі розбіжності. Наприклад, південною ланкою східної межі Оріхово-Павлоградської зони за особливостями геологічної будови найвірогідніше є Корсацький розлом, проте за даними геологічної інтерпретації геофізичних матеріалів цією межею вважається Азово-Павлоградський розлом. Щодо західної частини УЩ, то розбіжності в результатах районування за різними підходами є суттєвими. Переважно це стосується виділеного за пріоритетністю геофізичних матеріалів Бузько-Росинського мегаблока, південна частина якого за особливостями будови має набагато більше спільного з Подільським мегаблоком, ніж зі своєю північною частиною. "Блоковий" підхід поділу щита (як і інших регіонів) задля його районування, на думку авторів, більш або менш коректно може застосовуватися для кожного етапу тектогенезу окремо; сучасний стан тектонічної структури УЩ є інтегральним варіантом багаторазової структурної перебудови земної кори.

На тектонічній карті “незадіяними” залишилися напрацьовані в процесі інтерпретації геофізичних матеріалів технічні засоби показу розломних систем [33, 44]. Замість широких (5–25 км) зон із нерозчленованим речовинним наповненням на ній показано осьові лінії розривних структур. Для цього використано традиційну для дрібномасштабних геологічних, металогенічних і тектонічних карт УЩ їх систему. Найповнішу вона відображена на “Карті розломно-блокової тектоніки Українського щита”. Масштаб 1:1 000 000 (ред. Г. І. Каляєв, 1984) [64]. Так, у процесі оцінки “розломного” навантаження використано принцип відповідності [76]: на карті показано розривні порушення першого (розмежовують мегаблоки), другого (розмежовують структури другого порядку) та, за необхідності, вищих порядків (розмежовують елементи структури відповідних порядків).

Структурне навантаження тектонічної карти розроблялося з урахуванням наявності в земній корі неоднорідностей двох типів. Одні з них виникають під час виділення умов, що визначили поділ кори у латеральному напрямку. Ці неоднорідності зазвичай стали об’єднувати під назвою “геоструктурні елементи” (не зовсім вдалою, але прийнято авторами цієї праці). Другу групу представляють речовинні геологічні тіла та їх комплекти, які з певною послідовністю нарощували геологічний простір серед латеральних неоднорідностей. Вони поділяються, насаперед, за належністю до певних епох тектогенезу (віком формування) та за особливостями речовинного складу.

Головними одиницями (елементами першого порядку) поділу структури земної кори за віком формування є структурно-формаційні комплекси (СФК). Загальновизнаного визначення це поняття поки що не має. Є численні приклади використання терміна “СФК” у процесі побудов карт тектонічного і металогенічного спрямування та в інших працях. Незважаючи на деякі розбіжності у формулюваннях визначень (якщо наводяться) і навіть незбігу назв, різні дослідники як головний віковий тектонічний підрозділ земної кори (впродовж останніх двох–трьох десятиліть зазвичай під назвою СФК) виділяють близькі за змістом одиниці – крупні речовинні тектоно-стратиграфічні категорії.

“На протяжении тектонических циклов формируются ассоциации геологических формаций, магматических тел и складчатых структур. Эти крупные ассоциации выделяются в качестве ***структурных (структурно-вещественных) или складчатых комплексов.*** *Под такими комплексами понимается совокупность тектонических структур, осадочных и магматических формаций, образовавшихся в определенный этап развития территории в определенной тектонической обстановке и связанных тем самым единством структурного плана и едиными условиями формирования”* [6]

*“****Комплекс структурно-формационный*** *– выделяемая в основном в складчатых областях характерная группа или ассоциация формаций осадочных и вулканических пород, образовавшихся в особых типах геологических структур (зонах структурно-формационных) при определенном тектоничесом режиме . . .. СФК, как правило, отделены друг от друга значительными региональными несогласиями”* [28].

*“****Структурно-формационный комплекс*** *– длительно формирующееся геологическое тело, сложенное специфическими ассоциациями осадочных, осадочно-вулканогенных, ультраметаморфических и (или) плутонических формаций, образовавшихся в определенных тектонических, термодинамических и ланшафтно-геохимических условиях*” [44].

Аналіз матеріалів різних дослідників показує, що ці найвищі за рангом таксони вікових тектонічних підрозділів під час узагальнень класифікують (типізують, об’єднують у гру-

пи) зазвичай за належністю до певних тектонічних епох та за особливостями складу або, як закодований його варіант складу, за належністю до певних типів тектонічних структур. Незмінною "подільною" ознакою для послідовно сформованих СФК лишається наявність між ними регіональних або й глобально проявлених незгідностей. Відтак структурний стан (структурна "мозаїка") земної кори на проміжках часу формування кожного з них був різним. Отже, СФК сприймаються, насамперед, як речовинні маси земної кори, що **наростили геологічний простір на відрізках історії її розвитку, чітко індивідуалізованих за особливостями її структурного стану**. СФК (абстрактні) є сукупністю проявів парагенетично пов'язаних геологічних формацій різної петрогенетичної належності, яка знаменує самостійний щодо тектонічної структури стан земної кори. Конкретні СФК, особливо синхронно сформовані в суміжних сегментах земної кори, відрізняються формаційним складом, внутрішнім упорядкуванням, формами прояву. Їхні об'єми не регламентуються кількістю в них геологічних формацій, у певних умовах конкретні СФК можуть бути представлені проявами лише однієї формації.

У докембрії Українського щита виокремлюють послідовно сформовані чарнокіт-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний, гранітоїдно-метаосадовий, вулкано-плутонічний, плутонічний та вулканогенно-осадовий типи СФК [61]. Перші два були фундаментом стратигенних і вмісним середовищем інтрузивних складових інших СФК та були по-різному повно повторно "метаморфічно-ультраметаморфічно" перетворені і дислокаційно перебудовані форми. Незважаючи на набутий їхніми речовинними масами новий агрегатний стан, "новоутворення" (ультраметагенні гранітоїди, діафторовані та діафторитові відміни порід суперкрустальних формацій) успадкували хімічний склад протоліту, тісно з ним просторово пов'язані і разом з ним, як "вторинні" його продукти, зараховані до відповідних СФК.

Провідні ознаки тектонічної структури УЩ визначили найбільш ранні (чарнокіт-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний, гранітоїдно-метаосадовий) СФК. Вони знаменують певні стадії кратонізації земної кори (фундаменту) СЄП у докембрії. При цьому сучасні розміри, конфігурацію, відносний ерозійний зріз, взаємне розміщення неоднорідностей, субмеридіональний план провідних розломних і більшої частини пластичних деформаційних систем УЩ набув після інтенсивних складчастих та розривних дислокацій, що завершили формування СФК гранітоїдно-метаосадового типу й охопили практично всю його територію. Формування інших (пізніших) СФК пов'язано з деструкцією фундаменту й утворенням на консолідованій тектонічній основі "накладених" структур. Автори в докембрійській тектонічній історії УЩ за особливостями структурного стану земної кори розрізняють такі етапи: доплатформний (з підетапами: нечіткої або ж догеоблокової тектонічної диференціації та чіткої геоблокової тектонічної диференціації), ранньоплатформний (тектоно-магматичної активізації кратонізованої земної кори) та платформний (палеоавлакогенна стадія).

СФК і форми їх прояву в різних частинах УЩ різні. Виділяють крупні, розмежовані глибинними розломними його системами, сегменти, які за особливостями будови мають по-

дібності на інших щитах [66]. Виділено такі типи мегаблоків*: мігматит-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний, гранітоїдно-метаосадовий та гранулітзеленокам'яний. Найменування типів мегаблоків перейняті з "Карты геологических формаций докембрия УЩ", масштаб 1:500 000 (голов. ред. Є. М. Лазько, 1991р.) [61]. У традиційній для УЩ термінології це відповідно Дністровсько-Бузький, Росинсько-Тікицький, Волинський, Кіровоградський (Інгульський), Середньопридніпровський та Приазовський мегаблоки.

Відповідно до наведених вище засад складання карти побудовано легенду до неї. Вона має табличну (матричну) форму. Зверху, по горизонтальній її осі, під загальною назвою "Геоструктурні елементи" (не зовсім вдалою) в ієрархічному впорядкуванні наведено структурні елементи щита першого, другого та, в деяких його ланках, третього порядків. Ці елементи виокремлюються за особливостями будови (за структурно-речовинними ознаками). Для мегаблоків у легенді наведено їх належність до певного типу, конкретність подана у вигляді власних географічних назв.

У кожному мегаблоці виокремлюються латеральні неоднорідності (структурні елементи) другого порядку. Показники їх виділення, через різні особливості будови мегаблоків, неоднакові. У Дністровсько-Бузькому мегаблоці за особливостями формаційного наповнення, морфології складчастих форм та характеру зчленування тіл суперкрустальної і плутонічної складових гнейсо-гранітоїдних асоціацій (агматитовий або лінзово-пластовий морфологічні типи) виділено Подільський, Гайворонський та Голованіський блоки; у Росинсько-Тікицькому – Уманський і Фастівський блоки (покищо, переважно за особливостями насичення тілами гранітоїдів уманського типу); у Волинському – розділені Тетерівською зоною розломів – Новоградський і Тетерівький блоки (переважно за особливостями розміщення проявів ранньоплатформних гранітоїдів осницького магматичного комплексу); у Кіровоградському мегаблоці - Західноінгулецьке і Західнокіровоградське крайові підняття та синклінорна зона з поділом на Новоукраїнський і Інгульський блоки (елементи третього порядку); у Середньопридніпровському мегаблоці – Дніпропетровський, Запорізький та Василівський блоки; у Приазовському – Оріхово-Павлоградська і Центральноприазовська синклінорні та Західноприазовська і Східноприазовська антиклінорні зони. У Дніпропетровському та Василівському блоках Середньопридніпровського мегаблока виділено також латеральні неоднорідності третього (відносно щита в цілому) порядку – зони підвищеної проникності (зеленокам'яних структур) та області гнейсо-гранітоїдних блок-купольних структур.

Структурні елементи другої (вікової, "речовинної") групи в легенді-таблиці "рознесені" за послідовністю формування (знизу вгору) по вертикальній її координаті. У першій графі зліва по цій же осі наведено також схему тектонічної періодизації докембрійської історії земної кори. Услід за В. І. Шульдінером авторами прийнято тричленний її поділ: мегахрони - еогей, протогей, неогей (Шульдинер, 1982). У наступних вертикальних графах із загальною назвою "Вікові тектонічні підрозділи" (за Спіжарським, 1973, Бархатовим та ін. [3, 139] за низкою ознак, на думку авторів провідних для побудови статичної тектонічної моделі, наведено класифікації наявних у докембрії УЩ структурно-формаційних комплексів. Це (зліва

* Автор цього розділу А. М. Лисак вважає більш придатним для них термін "структурно-формаційні області", оскільки блокова подільність щита часто має вторинний, накладений на вихідні структурні комплекси характер, і на різних етапах докембрійської історії становлення його земної кори була різною.

направо) - тектонічні етапи формування СФК, їх типи, форми прояву, вік утворення та вік завершення метаморфічно-ультраметаморфічних перетворень.

Особливості внутрішньої структури, зокрема й морфології плікативних форм кожного СФК, показано за допомогою їх підрозділів вищих порядків (формацій і їх парагенезисів різного рангу – типів породних асоціацій). Для цього використано систему літологічних знаків, лінійних та ізометричних, у залежності від структурно-текстурних особливостей порід. У легенді вони наведені безпосередньо в “прямокутниках-символах” вікових тектонічних підрозділів.

Літологічним знакам СФК кожного типу доплатформного етапу формування (чарнокіт-гранулітового, плагіограніт-амфіболітового, тоналіт-зеленокам’яного, гранітоїдно-метатеригенного) надано власний колір, відповідно бузковий (фіолетовий), синій, зелений та коричневий (лише в проявах стратигенної складової). Для літологічних знаків СФК ранньоплатформного етапу формування (переважають інтрузивно-магматичні формації) та для плутонічних формацій гранітоїдно-метаосадового СФК використано традиційні в геологічній картографії кольори “за складом” (кислі, середні, основні, ультраосновні, лужні). Таке розмежування літологічних знаків полегшує розпізнання на карті площ поширення утворень різних СФК у різнокольорових “полях” латеральних неоднорідностей.

Лінійні літологічні знаки ототожнені зі структурними лініями (з якісним варіантом стратоізогіпс). Завдяки цьому можливе тривимірне сприйняття позначених ними об’єктів. Знаки плікативних форм у необхідних випадках показано потовщеннями окремих лінійних літологічних знаків з доданням до них бергштриха, спрямованого в бік генерального нахилу площинних елементів текстури порід і їх асоціацій.

Утворення СФК чарнокіт-гранулітового та плагіограніт-амфіболітного типів у вертикальній структурній подільності щита представляють підповерхи (у відповідній послідовності) нижнього поверху. У процесі формування СФК тоналіт-зеленокам’яного та гранітоїдно-метаосадового типів, стратигенні складові яких утворюють верхній поверх, вони значно, але нерівномірно метаморфічно-ультраметаморфічно перетворилися і деформаційно ускладнилися. Зазвичай краще виражені мають елементи їх вихідної тектонічної структури, але нерідко переважають новоутворені. Для їх відображення на карті стало необхідним розділити речовинне наповнення нижнього поверху за різними ознаками. В аульському плагіограніт-амфіболітовому СФК Середньопридніпровського мегаблока доцільним стало показати елементи ультраметаморфічної зональності, тобто виокремити прояви суперкрустальних, плутонометаморфічних та плутонічних формацій. Особливості їх поширення є вагомою часткою підґрунтя для виділення в межах мегаблока латеральних тектонічних неоднорідностей другого прядку. В утвореннях нижнього поверху інших мегаблоків досить повно збереглися власні плікативні форми. Для їх показу на карті виокремлено стратиформні поліформаційні тіла (породні асоціації), що утворюють певні суперкрустальні та тісно пов’язані з ними особливостями складу супутні ультраметаморфічні формації. Разом з лінійними літологічними знаками вони окреслюють геометрію головних плікативних форм і показують розбіжності морфології їхніх комплексів на різних ділянках мегаблоків.

Латеральні структурні неоднорідності УЩ на карто показані власним кольором і надписом власних назв, а вікові тектонічні підрозділи – літологічними знаками та індексами. При цьому індекси СФК доплатформного етапу нанесено таким самим кольором, як і їх літологічні знаки, і мають вигляд дробу. У чисельниках розміщені традиційні за формою симво-

ли віку утворення тектонічних підрозділів (шрифт прямий, наприклад, AR_1), у знаменниках – символи віку завершення метаморфічних і ультраметаморфічних перетворень (курсив, наприклад, PR_1^1), справа на рівні лінії "чисельник–знаменник" – символи власних назв конкретних СФК. Вони утворені з першої та наступної за нею приголосної таких назв (або перших букв коренів складових слів), алфавіт латинський, написання курсивом (наприклад, *al* – аульський СФК, *sp* – середньопридніпровський СФК).

По-іншому зіставлені індекси СФК ранньоплатформного і платформного тектонічних етапів. Ці СФК утворюють накладені на попередні структурні комплекси власні, лише ними складені структури, отже їх індекси однаковою мірою стосуються як вікових, так і латеральних тектонічних неоднорідностей щита. Відтак стало можливим ці індекси за змістом і формою наблизити до індексів структур фанерозойского облямування щита. В індексах задіяні символи віку утворення СФК, а також символи їх власних назв (наприлад, PR_1^3 *kr* – ранній протерозой, третій його тектонічний під'етап, коростенський СФК).

3.1.1.2. Структурно-формаційні комплекси

У докембрії Українського щита виділяють, як уже було зазначено вище, послідовно сформовані чарнокіт-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний, гранітоїдно-метаосадовий, вулканогенно-плутонічний, плутонічний та вулканогенно-осадовий типи структурно-формаційних комплексів. Перші чотири знаменують етап утворення кратонізованої основи майбутньої древньої платформи, формування інших пов'язане з процесами її деструкції на початкових стадіях платфомного розвитку.

Структурно формаційні комплекси чарнокіт-гранулітового типу

Утворення СФК чарнокіт-гранулітового типу належать до найдавніших, відкритих ерозійним зрізом ланок земної кори УЩ. Вони відомі в усіх його мегаблоках, але найпоширеніші лише в Дністровсько-Бузькому та Приазовському. У західній частині щита їх об'єднують у **побузький СФК**, у східній - у **славгородський** (Середньопридніпровський мегаблок) і **приазовський СФК**. Серед них усюди визначаються вихідні мінеральні асоціації гранулітової фації, але в більшій частині мегаблоків (крім Дністровсько-Бузького) вони ускладнені або й повністю "витіснені" повторними метаморфічними й ультраметаморфічними перетвореннями в умовах амфіболітової фації. Особливості формаційного складу і вертикального впорядкування цього чарнокіт-гранулітового шару всюди близькі. Наявні розбіжності визначають, переважно, різною повнотою розкриття або денудації вертикального формаційного ряду та різними РТ-умовами і повнотою ультраметамофічних перетворень.

Найбільш повний розріз СФК чарнокіт-гранулітового типу розкритий в Дністровсько-Бузькому мегаблоці. Тут у вертикальному перетині **побузького СФК** виділяють чотири провідні породні асоціації (поліформаційні рівні, "горизонти"). Нижній, **гнейсо-кінцигітовий** рівень (потужність понад 2 000 м) займають утворення суперкрустальної кінцигітової та тісно з нею пов'язаної ультраметаморфічної кінцигіт-гранітової формацій. Першу утворюють біотит-гранатові та гранат-біотитові (місцями з силіманітом, кордієритом, графітом) плагіогнейси і гнейси з різко підпорядкованими прошарками біотит-гіперстенових кристалічних сланців (березнинська товща палеоархею), у другій переважають гранітоїди з успадкованим складом (біотит-гранатові відміни) та бриловими (заокругленими та кутастими) включення-

ми утворень кінцигітової формації. Гранітоїди (бердичівський тип, палеопротерозой) не мають повних відповідників серед інтрузивних магматичних порід, але найближчі до гранітів.

Гнейсо-кінцигітовий рівень розрізу надбудовує **гнейсо-ендербітова** асоціація (потужність близько 3 000 м). Вона містить утворення гіперстенової гнейсо-кристалосланцевої (гіперстенвмісні плагіогнейси і кристалосланці та двопіроксенові кристалосланці, місцями лінзоподібні тіла кальцифірів), а також гнейсо-ендербітової (переважно ендербіти з влученнями порід вищеназваної суперкрустальної формації, іноді чарнокіти) формацій. На Верхньому Побужжі гнейсо-ендербітова формація брилового морфологічного типу (включення округлі й кутасті), на Середньому Побужжі – лінзово-пластового.

До гнейсо-ендербітового "горизонту" побузького СФК належить також **кристалосланцево-діорит-тоналітова формація** (у стратиграфічній номенклатурі – гайсинський комплекс, палеопротерозой) прилеглої до Середнього Побужжя ділянки Росинсько-Тікицького мегаблока. Вона також виникла на місці гіперстенової гнейсо-кристалосланцевої формації, але плутонічна її частина характеризується мінеральними асоціаціями амфіболітової мінеральної фації (біотитові і роговообманково-біотитові діорити, кварцові діорити, тоналіти, плагіограніти), а вихідна суперкрустальна складова, що міститься в гранітоїдах у вигляді брилових включень, діафторована в умовах цієї фації.

Гнейсо-ендербітову асоціацію вгору за розрізом змінює **гнейсо-лейкогранітова (**потужність 3 000–4 000 м). Її утворюють латерально спряжені суперкрустальна лейкогранулітова й ультраметаморфічна гнейсо-аляскітова формації. Асоціація має успадковану від вихідної суперкрустальної формації двочленну будову і ритмічну внутрішню впорядкованість. Ритми переважно трикомпонентні. Нижній з них найчастіше утворюють амфіболіти та кристалосланці, середній – плагіогнейси та плагіогранітоїди (зазвичай з ортопіроксеном), верхній – двопольовошпатові, переважно лейкократові гнейси та граніти, нерідко гіперстенмісні. У нижній частині лейкогранулітової формації нижній компонент ритмів ускладнюють залізисті та безрудні кварцити, глиноземисті породи (з силіманітом, кордієритом, корундом, гранатом), кальцифіри, мармури, кристалічні сланці і плагіогнейси з графітом, кристалосланці ультраосновного складу. Тіла всіх цих відмін порід лінзоподібні. Відтак нижня частина формації по латералі невитримана за складом, мінлива також її потужність (від 100–150 м до 1 500 м). Верхня частина формації більш однорідна, у ній угору за розрізом зростає роль верхнього компонента ритмів (двопольовошпатових гнейсів і гранітів), а нижні члени ритмів ускладнені рідко, переважно відмінами порід з підвищеним вмістом глинозему (з силіманітом, кордієритом, гранатом).

Завершує розріз побузького СФК своєрідна за складом потужна товща суперкрустальних утворень, локально поширених (утворюють ядра окремих синформ) на Середньому Побужжі. Вона містить (знизу вгору за розрізом): *високоглиноземно-кварцитову* (кварцити з підпорядкованими їм силіманітмісними, часто з графітом, гнейсами і кристалосланцями та двопіроксеновими і роговообманково-піроксеновими кристалосланцями, потужність 800–1 200 м), *мармур-кальцифірову* (форстеритові кальцит-доломітові та кальцитові кальцифіри з прошарками доломітових мармурів, потужність 700–1 500 м), *кондалітову* (біотит-гранатові, часто з кордієритом і силіманітом, графітвмісні та графітові і біотит-графітові гнейси, кальцифіри, магнетит-гіперстен-гранат-кварцові породи, потужність 300–400 м) та *евлізитову* (гранатові і гіперстенові гнейси та плагіогнейси, двопіроксенові і роговообманко-двопіроксенові кристалосланці, а також кількісно різко підпорядковані гранат-гіперстен-

магнетит-кварцові породи – евлізити, потужність понад 2500 м) формації. Майже всі ці утворення (крім евлізитової формації) належать до бузької серії, яку в останній кореляційній стратиграфічній схемі (2003 р.) віднесено до неоархею. Проте є і інші уявлення. Автори її в разом із дністровсько-бузькою серією [89] зараховують до єдиного палеоархейского чарнокіт-гранулітового СФК як верхня частина його розрізу.

Значно менш повним розрізом характеризується СФК чарнокіт-гранулітового типу Приазов'я (приазовський СФК). Він утворений поліметаморфізованими (гранулітова мінеральна фація та діафторез в умовах амфіболітової фації) суперкрустальними та сформованими на їх місці з успадкуванням валового хімічного складу ультраметаморфічними (плутонометаморфічними та плутонічними) формаціями. Ступінь завершення діафторичних мінеральних перетворень у суперкрустальній складовій на різних ділянках поширення комплексу і в різних за складом породах різний. Місцями переважають різновиди з мінеральними асоціаціями гранулітової фації, але найчастіше в породах містяться різнофаціальні мінеральні парагенезиси або парагенезиси амфіболітової фації з реліктами лише окремих мінералів більш високотемпературної фації та зовсім без них.

У гранітоїдних складових СФК мінеральні асоціації переважно амфіболітової фації і лише ділянками гранулітової. Певні ультраметаморфічні складові СФК мають чітко виражений просторовий і речовинний зв'язок з певними суперкрустальними формаціями. У вертикальному перетині комплекс за особливостями складу поділяють на дві частини. Нижня з них майже повністю утворена лише різновидами порід плагіоклазового ряду, але формаційно вона досить строката. У південній частині Західноприазовської антиклінорної зони в ній виокремлюють три потужні переважно поліформаційні горизонти [61, 62]. Нижній (потужність понад 2 000 м)формують діафторитова кристалосланцева суперкрустальна та ультраметаморфічні кристалосланцево-діорит-тоналітова і діорит-тоналітова формації, середній (потужність 2,0–2,5 км) утворює мігматит-амфіболітова формація, верхній (2,0–2,5 км) – латерально спряжені діафторована плагіогнейсова, мігматит-плагіогнейсова, гнейсо-плагіогранітова та плагіогранітова формації.

У ділянках найбільш повного збереження мінеральних асоціацій гранулітової фації виділяють також прояви гнейсо-ендербітової формації, досить шириреної в чарнокіт-гранулітовому комплексі західної частини УЩ. Аналіз складу і закономірностей упорядкування СФК цього типу на Побужжі і в Приазов'ї дає змогу досить впевнено припускати, що нижня частина приазовського СФК відповідає гнейсо-єндербітовій асоціації в розрізі побузького СФК. У Приазов'ї рівень ультраметаморфічного переродження суперкрустального протоліту значно менший, що, мабуть, і уможливило детальніше формаційне розчленування нижньої частини розрізу.

Гнейсо-ендербітову асоціацію вгору за розрізом змінює гнейсо-лейкогранітова. За особливостями валового складу та впорядкування вона подібна гнейсо-лейкогранітній асоціації Побужжя [102, 118], лише суперкрустальна його складова (лейкогранулітова формація) значно діафторована, а гранітоїдна характеризується мінеральними асоціаціями амфіболітової фації. Крім того, рівень ультраметаморфічного переродження суперкрустального протоліту в цій асоціації Приазов'я набагато менший, основний її об'єм тут належить мігматит-лейкогранітовій формації.

Славгородський СФК чарнокіт-гранулітового типу Середньопридніпровського мегаблока представлений найменш повним розрізом. На площах поширення його утворень за-

звичай виокремлюють невеликі тіла дуже діафторованих суперкрустальної гіперстенової гнейсо-кристалосланцевої і плутонометаморфічної гнейсо-ендербітової формацій [61].

На ділянках з відносно добре збереженою суперкрустальною складовою для гранулітчарнокітового поверху (мегашару) усіх його виступів виявлено дуже складну (напружену) складчастість, яку місцями, особливо в Східному Приазов'ї дуже ускладнюють накладені розривні порушення. У більш або менш великих відслоненнях чи групах зближених відслонень майже всюди виявляють сильно стиснені, зокрема й ізоклінальні, нахилені та перекинуті складки, часто декількох порядків, з крутими та вертикальними нахилами плоскопаралельних текстурних ознак порід і їхніх асоціацій. Нерідко в суміжних пластах складчастість дисгармонійна, дуже поширені також дрібні складки та їх коиплекси з вертикальними шарнірами, які найімовірніше виникли в процесі горизонтального перетікання пластичних мас. Проте геометрія крупніших складчастих форм, які визначаються методом картування стратиформних тіл (підрозділів) великої потужності, зазвичай інша. На одних ділянках це майже ізометричні або дещо витягнені в субмеридіональному чи північно-західному напрямках брахіформні структури досить звивистої в плані конфігурації, які сильно ускладнені дрібними складками різних порядків розглянутої вище морфології. Нахил дзеркала дрібної складчастості, відповідно до геометрії ареалів поширення утворень різних частин розрізу СФК (чарнокіт-гранулітового мегашару), відносно пологий. На інших ділянках крупні структурні форми СФК належать до лінійного морфологічного типу, вони також ускладнені складками вищих порядів, але дзеркало їх складчастості все ж нахилене, мабуть, більш полого, ніж крила дрібних складчастих форм.

Формаційні комплекси плагіограніт-амфіболітового типу

Утворення СФК плагіогранітоїдно-амфіболітового типу на УЩ відомі в більшій частині (крім Дністровсько-Бузького та Приазовського) його мегаблоків. Найбільш поширені вони в Середньпридніпровському та Росинсько-Тікицькому мегаблоках, де й відомі відповідно як **аульський і тікицький СФК**. Загальним для них є належність за мінеральними асоціаціями всіх їх утворень (стратифікованих і плутонічних) до амфіболітової фації. Цю об'єднуючу їх ознаку доповнює однакове відносне положення в шаруватій структурі мегаблоків їх поширення та значне ультраметаморфогенне переродження нашарованих утворень у гранітоїди, з успадкуванням ними валового хімічного та якісного мінералогічного складу "метаморфічного" протоліту, а також повна узгодженість орієнтованих елементів текстури метаморфічних і плутонічних порід.

Утворення **аульського СФК** у сучасному ерозійному зрізі докембрію УЩ досить поширені в Середньопридніпровському мегаблоці і відомі в прилеглій до нього частині Кіровоградського мегаблока. У складі комплексу переважають ультраметагенні гранітоїди. Суперкрустальна складова серед них трапляється у вигляді різних за розміром лінзо- і пластоподібних реліктових включень з розпливчастими обмеженнями. В основі внутрішнього впорядкування комплексу лежить вихідний вертикальний ряд суперкрустальних формацій, які між собою відрізняються кількісним співвідношенням породних складових. Нижню його частину утворюють суперкрустальна кристалосланцево-гнейсова та латерально з нею спряжені ультраметаморфічні гнейсо-граніт-плагіогранітова (плутонометаморфічна) і плагіогранітова (плутонічна) формації, верхню – кристалосланцево-амфіболітова та гнейсо-діорит-плагіогранітова формації [61 та ін].

Суперкрустальні формації (загальна потужність понад 4,5 км) утворені біотитовими і роговобманковими (епідот, біотит, іноді карбонат) плагіогнейсами, кристалосланцями та амфіболітами. Їх об'єднує єдиний тренд внутрішнього впорядкування [101]. Його визначає ритмічне перешаровування порід та загальна тенденція зростання вгору за розрізом ролі все більш бідних на кремнекислоту і збагачених кальцієм утворень. Нижня його частина (кристалосланцево-гнейсова формація) є багаторазим повторенням у розрізі трикомпонентних ритмів. У їх підошві містяться, як правило, роговообманково-біотитові плагіогнейси, які у верхній частині верств іноді переходять у різновиди з карбонатом, середнім компонентом є роговообманкові (епідот, біотит) кристалічні сланці, завершують ритми амфіболіти. Є загальна тенденція зростання вгору за розрізом потужності верхніх компонентів ритмів та синхронне падіння, аж до повного зникнення, ролі нижніх компонентів. Верхня частина розрізу стратигенних утворень аульского СФК (кристалосланцево-амфіболітова формація) характеризується повторенням у розрізі головним чином, двокомпонентних (кристалічні сланці, амфіболіти) ритмів і загальною тенденцією зростання вгору за стратиграфічною вертикаллю ролі в них верхнього компонента (амфіболітів). У підошві окремих ритмів місцями є третій компонент, представлений плагіогнейсами.

Розглянуті риси вертикального впорядкування стратигенного протоліту аульского СФК (у стратиграфічній номенклатурі - базавлуцька товща аульсьої серії) в подальшому ускладнили процеси ультраметаморфічного їх переродження, близького до ізохімічного та нерівномірного за повнотою. У межах вихідних стратиформних тіл суперкрустальних формацій виникли вторинні латеральні неоднорідності – прояви ультраметаморфічних (плутонометаморфічних і плутонічних) формацій (у стратиграфічній номенклатурі дніпропетровський комплекс гранітоїдів).

Аульський СФК був фундаментом нашарованих утворень пізніших СФК (тоналіт-зеленокам'яного і гранітоїдно-метаосадового) і його вихідні елементи тектонічної структури майже повністю знівельовані. Утворення цього комплексу складають систему крупних гнейсо-гранітоїдних куполоподібних антиформ, які структурно майже повністю, особливо в периферійних частинах, узгоджені із зеленокам'яними синформами верхнього поверху. Лише в центральних частинах деяких із них трапляються релікти структурних ознак фундаменту, що не вписуються в "конформність" периферійних зон [100].

Утворення **тікицькиого СФК** найпоширеніші в Росинсько-Тікицькому мегаблоці й утворюють невеликі виходи переважно в пограничних з ним частинах Кіровоградського і Волинського мегаблоків. Питання стратиграфічного і формаційного їх розчленування поки вирішено недостатньо повно та надійно. У межах площ їх поширення виділяють ділянки, які дуже відрізняються наборами метаморфічних порід і супутніх їм гранітоїдів. Кількісні співвідношеннями між різними петрогенетичними групами порід мінливі, виокремлюються пов'язані поступовими переходами тіла суперкрустальних і плутонометаморфічних формацій. Найбільше поширення має кристалосланцевої-діоритова асоціація (гнейсо-кристалосланцево-амфіболітова та кристалосланцево-діоритова формації), великі площі займає також гнейсо-граніт-плагіогранітова асоціація, в якій метаморфічною складовою є плагіогнейси роговообманково-біотитові й підпорядковані їм кристалічні сланці та амфіболіти, а плутонічну – плагіограніти і двопольовошпатові з помірним вмістом мікрокліну граніти. Метаморфічна складова за наборами порід і виявленими в розрізнених реліктових тілах фрагментами вертикального впорядкування близька до гнейсо-кристалосланцевої формації аульсь-

кого СФК Придніпров'я. Кристалосланцево-амфіболітова формація останнього за якісним породним складом дещо нагадує гнейсо-кристалосланцево-амфіболітову формацію тікицького СФК, але в першій значно переважають різноманітні за структурно-текстурними особливостями і, мабуть, за природою амфіболіти, а в другій – досить одноманітні кристалічні сланці, вулканогенна природа протоліту яких майже ні в кого не викликає сумніву.

У тікицькому СФК співвідношення між різними породними асоціаціями до останнього часу не з'ясовано і, відповідно, особливості його вертикального впорядкування не розшифровані. Слід лише зазначити, що площі поширення цих асоціацій видовженими осями орієнтовані переважно субмеридіонально, так само орієнтовані осі дрібних плікативних форм і осі магнітних аномалій. Суперкрустальна складова комплексу в стратиграфічній номенклатурі відповідає росинсько-тікицькій серії (за схемою стратиграфії неоархей), гранітоїдна – тетіївському (неоархей) і звенигородському (палеопротерозой) комплексам.

Структурно-формаційні комплекси тоналіт-зеленокам'яного типу

Утворення СФК тоналіт-зеленокам'яного типу поширені в Середньопридніпровському та Приазовському мегаблоках, де, відповідно, відомі як **середньопридніпровський і косівцівський СФК** [61]. Невеликі їх тіла виділяють також у північно-східній частині прилеглої до Середнього Придніпров'я зони Кіровоградського блока, їх зараховують до середньоприніпровського СФК. Сформовані ці підрозділи в основному поліфаціально метаморфізованими в умовах зеленосланцевої і епідот-амфіболітової (рідко амфіболітової) фацій вулканогенними утвореннями та комагматичними їм формаціями базит-ультрабазитового і плагіогранітоїдного складу, у косівцівському СФК суттєва роль належить осадовим утворенням. Стратифікована частина комплексів зосереджена у "вкладених" у салічний фундамент (плагіограніт-амфіболітовий СФК у Середньому Придніпров'ї, чарнокіт-гранулітовий у Приазов'ї) просторово розмежованих або з'єднаних вузькими перемичками від'ємних структурах. У межах цих самих структур та в прибортових з ними зонах фундаменту розміщені також прояви його плутонічних формацій.

Середньопридніпровський СФК утворюють метаморфізовані коматиїт-толеїтова, дацит-андезит-толеїтова, джеспіліт-толеїтова, коматіїтова та ріодацитова формації загальною потужністю близько 8–9 км [72] та комагматичні їм невеликі прояви габро-діабазової, дуніт-гарцбургітової, габро-дуніт-піроксенітової та тіла тоналіт-плагіоіранітової формацій. Перші належать до конкської серії неоархею, гранітоїдну частину других об'єднують у сурській комплекс цього ж віку.

Косівцівський СФК займає в Приазов'ї відносно невеликі площі та поширений локально. Стратифікована його частина зосереджена у вузьких прирозломних структурах (грабен-синкліналях) і містить зонально метаморфізовані в умовах від зеленосланцевої до амфіболітової фації утворення коматіїт-толеїтової, конгломерат-пісковиково-сланцевої [5] та метадацит-андезит-базальтової (Зеленогайська грабен-сінкліналь) формацій. У межах цих структур та в пограничних з ними ділянках чарнокіт-гранулітового фундаменту розміщені також прояви плутонічних утворень комплексу – переважно тоналіт-плагіогранітової (Осипенківський масив і йому подібні) та діорит-гранодіоритової (волноваські, максимівські та піщевицькі гранодіорити) формацій.

Морфологія структур, виповнених утвореннями цих комплексів, різноманітна: розрізняються лінійні, амебоподібні та майже ізометричні в плані брахіальні зеленокам'яні синфо-

рми [5]. Вони дуже ускладнені складками вищих порядків і численними розривними порушеннями. Кожна із синформ характеризується власним напрямком видовженої осі в плані, орієнтація ускладнювальних плікативних форм підпорядкована конфігурації головних ("материнських") структур.

Структурно-формаційні комплекси гранітоїдно-метаосадового типу

Утворення СФК цього типу досить поширені майже в усіх мегаблоках УЩ (крім Дністровсько-Бузького) і всюди завершують "кратонізаційний" (доплатформний) етап розвитку земної кори. Загальним для них є переважання в стратифікованій складовій зонально метаморфізованих формацій осадового походження, а в плутонічній – двопольовошпатових гранітоїдних формацій. Їх стратигенна частина зі структурною незгідністю налягає на більш ранні СФК і у вертикальному перетині земної кори утворює самостійний структурний рівень. У різних мегаблоках він має цілу низку власних (індивідуальних) особливостей. Виокремлюють **тетерівський** (Волинський мегаблок), **інгуло-інгулецький** (Кіровоградський мегаблок), **криворізький і білозерський** (Средньопридніпровський мегаблок), **гуляйпільський** (Приазовський мегаблок) та **уманський** (Росинсько-Тікицький мегаблок) СФК. Згідно із затвердженою НСК України в 2003 р. схемою стратиграфії раннього докембрію УЩ утворення білозерського СФК належать мезоархею, інші – нижній половині палеопротерозою.

Тетерівський СФК містить зонально метамофізовані в умовах епідот-амфіболітової і амфіболітової фацій стратигенні (тетерівська серія) та плутонічні (житомирський комплекс) формації. Вертикальний формаційний ряд стратигенної його частини, загальну потужність якої оцінюють у 7–8 км, містить (знизу вгору за розрізом): метатрахіандезитову, метафлішоїдну (метаалевро-псамітову), метавапняково-теригенну, метакарбонатно-псамітову формації, а плутонічною складовою є гранітова, двослюдяна гранітова і гранітитова формації та позамасштабні прояви метаморфізованих дуніт-гарцбургітової, габро-піроксенітової, габродіабазової формацій [61]. Для комплексу характерним є поєднання близьких до лінійних та брахіформних синклінальних і антиклінальних структур субмеридіонального (у східній частині мегаблока) й північно-західного простягання. В антиформах іноді фіксують виступи фундаменту, до них приурочена і більша частина проявів гранітоїдних формацій комплексу.

Стратигенна частина **інгуло-інгулецького СФК** (у стратиграфічній номенклатурі - інгуло-інгулецька серія) зонально метаморфізована в діапазоні умов від зеленосланцевої до гранулітової фації і містить (знизу вгору за розрізом): метавуланогенно-крем'янисто-сланцеву, метапсаміто-карбонатну, метаграувакову (олігоміктових метапісковиків) та метаконгломератову формації [61]. У плутонічній складовій провідне місце належить гранітитовій (кіровоградський комплекс) та гранітовій і монцонітовій (сукупно - новоукраїнський комплекс) формаціям. Прояви першої з них своєю формою в площині ерозійного зрізу досить добре вписуються в генеральний субмеридіональний структурний план СФК і при цьому тяжіють переважно до антиклінальних структур, тіла ж інших плутонічних формацій структурний план порушують. Складчастість у стратигенній складовій комплексу досить напружена й характеризується поєднанням лінійних плікативних форм і близьких до ізометричних, дещо витягнених або "полівершинних" гнейсо-гранітних купольних структур, в ядрах яких часто, особливо в периферійних частинах мегаблока, ремобілізовані утворення фундаменту.

Криворізький і білозерський СФК мають дуже близькі за особливостями складу і внутрішньої впорядкованості нашаровані частини, які на карті позначені авторами одною назвою “метаконгломерат-джеспіліт-чорносланцева асоціація”. Обидві вони з перервою залягають на утвореннях середньопридніпровського тоналіт-зеленокам’яного СФК і приурочені головним чином до виповнених ними зеленокам’яних структур. Водночас, за чинними значеннями їх радіогенного віку та віку супутніх плутонічних утворень перші належать палеопротерозою, другі – мезоархею. Білозерський СФК містить також великі за об’ємами маси двопольовошпатових гранітоїдів різної формаційної належності - гранітитову, гранітову з токівським і мокромосковським підтипами, двослюдяну гранітова, апліто-пегматоїдну формації, формацію “розсіяних” гранітних тіл [103, 127], а криворізький СФК майже позбавлений гранітоїдної складової, за винятком поодиноких жил неясної формаційної належності та природи.

За даними І. С. Паранько [117] стратигенна складова криворізького СФК містить (знизу вгору за розрізом): метаконгломерат-сланцеву, метаконгломерат-пісковиково-сланцеву, метакоматіїтову, джеспілітові крем’янисто-сланцеву та залізисто-сланцеву, карбонатно-вуглецево-сланцеву, сланцево-метапісковикову, моласоїдні метаконгломератову і метапісковиково-сланцеву (дві останні латерально спряжені). У білозерському СФК стратигенна частина представлена (у послідовності формування) метаконгломерат-пісковиково-сланцевою, метакоматіїтовою, джеспілітовою крем’янисто-сланцевою та вуглицево-метаалевропсамітовою формаціями. В обох випадках вони зі структурною незгідністю надбудовують розріз зеленокам’яних синформ тоналіт-зеленокам’яних СФК і зазвичай становлять у них “вкладені” синклінальні структури лінійного типу, простягання видовжених осей яких зазвичай підпорядковане орієнтації в просторі основної структури або її окремих ланок. Водночас субмеридіональний структурний план криворізького СФК, особливо в час формування вищих частин його розрізу, оформлювався під впливом Криворізько-Кременчуцької глибинної розломної системи.

Гуляйпільський СФК своєю стратигенною частиною (зонально метаморфізовані літогенні формації) з перервою нарощує в Приазовському мегаблоці розріз тоналіт-зеленокам’яного СФК грабен-синклінальних структур або залягає на утвореннях чарнокіт-гранулітового фундаменту. Серед останніх розміщені також прояви плутонічної складової комплексу – гранітової та аляскіт-лейкогранітової формацій.

Уманський СФК виокремлюється в Росинсько-Тікицькому мегаблоці. Він містить лише одну формацію - гнейсо-гранітову плутонометаморфічну [61]. Її утворення становлять Уманський, Богуславський і низка манших дискордантних масивів та незначних за розмірами “розсіяних” тіл, розміщених у чарнокіт-гранулітовому та плагіограніт-амфіболітовому структурних рівнях розрізу докембрію мегаблока. Основні їхні об’єми належать біотитовим гранітам, переважно порфіробластичним, у них всюди численні включення (переважно брилові, заокруглені й кутасті) вмісних утворень. До гнейсо-гранітоїдного типу Уманський СФК віднесений певною мірою умовно, основними посиланнями для цього були – дискордантність щодо утворень вмісних СФК та зіставність за складом і віком формування його гранітної частини з гранітоїдами СФК гранітоїдно-осадового типу суміжних мегаблоків.

Структурно-формаційні комплекси вулканогенно-плутонічного типу

До цього типу належить **осницький СФК.** Утворення його поширені в крайній північно-західній частині УЩ, де в площині сучасного ерозійного зрізу докембрію майже повніс-

тю займають Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс та у вигляді невеликих розрізнених інтрузивних тіл трапляються в суміжній з ним частині Волинського мегаблока. Основний об'єм стратигенної його складової належить у різному ступені зміненим контактовим метаморфізмом (місцями динамометаморфізмом) вулканогенним утворенням (базальти, андезити, дацити, трахіріодацити, ріоліти, інколи пікритобазальти), у підпорядкованій кількості трапляються перетворені зазвичай у сланці (кварц-мусковітові, кварц-серицитові, серицит-хлоритові, біотит-хлоритові) відміни порід осадової природи. Услід за М. І. Хатунцевою всі ці утворення об'єднують у лептітову формацію (клесівська серія верхнього палеопротерозою за схемою стратиграфії 2003 року). До осницького СФК належать також субплатформні сланці і кварцитопісковики пугачівської товщі, ксеноліти яких трапляються в гранітоїдах Коростенського масиву. Плутонічною складовою осницького СФК є діорит-гранодіоритова і гранітова формації (осницький комплекс за стратиграфічною номенклатурою), а також, можливо, своєрідний за складом букинський комплекс гранітоїдів (кварцові монцоніти, монцодіорити, піроксенвмісні й амфібол-біотитові діорити, гранодіорити, граніти), у літературі відомий як формація чарнокітів і гранітів [38].

Структурно-формаційні комплекси плутонічного типу

До цього типу СФК належать коростенський, корсунь-новомиргородський та східноприазовський комплекси.

Коростенський та корсунь-новомиргородський СФК представлені одноіменними плутонами великих розмірів (тисячі квадратних кілометрів) у Волинському і Кіровоградському мегаблоках відповідно. Вони характеризуються майже ідентичним формаційним складом, обидва дискордантні щодо вмісних СФК гранітоїдно-метаосадового типу, земна кора в ділянках їх розміщення зменшеної, порівняно з прилеглими територіями, потужності. Вони сформовані утвореннями послідовно сформованих габро-анортозитової, рапаківігранітової та лужносієнітової формацій. Остання представлена дрібними, переважно жилоподібними тілами, і в об'ємі плутонів має різко підпорядковане значення. До коростенського СФК дещо умовно, услід за К. І. Свєшніковим, віднесено гранітоїди пержанського комплексу (сублужногранітитової формації), прояви якого тяжіють до розломної зони між Волинським мегаблоком і Волино-Поліським вулкано-плутонічним поясом.

Східноприазовський СФК об'єднує чітко дискордантні щодо вмісного приазовського чарнокіт-гранулітового СФК інтрузії підвищеної лужності Приазовського мегаблока. Це прояви лужноультраосновної (чернігівський інтрузивний комплекс), граніт-граносієнітової (хлібодарівський комплекс), габро-сієнітової (південнокальчинський комплекс), нефелінлужносієнітової (октябрський комплекс) та сублужної лейкогранітової (кам'яномогильський комплекс) формацій. Упрдовж тривалого часу їх вважали близькими за віком формування і за сучасного тричленного поділу протерозою відносили б до мезопротерозою. За останньою схемою стратиграфії раннього докембрію (2003 р.) їх поділяють на зближені за часом формування палеопротерозойські (чернігівський і хлібодарівський комплекси) та мезопротерозойські.

Структурно-формаційні комплекси вулканогенно-осадового типу

До цього типу на Українському щиті відносять овруцький СФК. Він майже повністю складений осадовими і вулканогенними утвореннями, які в північній частині Волинського

мегаблока виповнюють у цілому широтно орієнтовану Овруцьку грабен-синкліналь з її спрямованими до південного заходу Білокоровицьким і Вільшанським кінцевими відгалуженнями. Комплекс містить також низку дайок діабазів, габро-діабазів та трахіандезитів. Стратифікованою його частиною (топільнянська та овруцька серії) є пісковиково-алевролітова, трахіандезит-пісковикова, кварцито-пісковикова та алевроліт-сланцева формації [117].

3.1.1.3. Головні геоструктурні елементи Українського щита

Український щит – це виступ гнейсо-гранітного шару земної кори, що характеризується дуже складною будовою. Його тектонічна структура, речовинне наповнення та агрегатний стан останнього сформувалися внаслідок багаторазового поновлення активності геологічних процесів. Наявні відомості дають можливість вважати, що деформаціями й ендогенною переробкою нерідко одночасно охоплювалася земна кора всього щита. Інтенсивність і форми прояву різних процесів, як екзогенних, так і ендогенних, могли відрізнятися значною неоднорідністю по латералі, причому на різних етапах з різним розмежуванням у просторі. Нинішній структурний стан щита є сукупним (інтегральним) варіантом його структурної перебудови, коли в різних ділянках щита виразніше збереглися споруди різних етапів активності. Сучасні розміри, конфігурацію, ерозійний зріз та особливості взаємного розміщення **основні з них** набули після інтенсивних метаморфічно-ультраметаморфічних і деформаційних процесів, що в кінці раннього палеопротерозою (згідно з останнім варіантом схеми стратиграфії) завершили формування СФК гранітоїдно-метаосадового типу та кратонізацію земної кори щита в цілому. Оформлений того часу структурний стан щита протягом наступних етапів докембрійської тектонічної його історії суттєво всеосяжно не змінювався. Активізацією тектоно-магматичних і седиментогенних процесів охоплювались лише окремі ділянки щита, що визначило появу накладених лише на окремі елементи попередньої структурної основи ускладнень у вигляді інтрузій, вузьких прирозломних западин, вулкано-плутнічних поясів.

Отже, провідними для виокремлення головних латеральних тектонічних неоднорідностей УЩ є доплатформні (“кратонізаційні”) етапи його розвитку. За особливостями будови створеної в той час і виведеної на ерозійний зріз докембрійської ланки земної кори в його межах виділяють мігматит-гранулітовий, мігматит-амфіболітовий, граніт-зеленокам’яний, грануліт-зеленокам’яний та гранітоїдно-метаосадові типи мегаблоків або, відповідно, *Дністровсько-Бузький, Росинсько-Тікицький, Сердньопридніпровський, Приазовський та Волинський + Кіровоградський мегаблоки*. Крім того, у крайню північно-західну частину щита невеликою ділянкою “заходить” накладений на кратонізовану основу Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс.

Усі ці елементи латеральної неоднорідності УЩ обмежені розломними системами, переважно глибинними. Волино-Поліський пояс з північного заходу прилягає до Волинського мегаблока по Сущано-Пержанському розлому; Волинський мегаблок відділений від Росинсько-Тікицького Брусиловським розломом, а від Дністровсько-Бузького – Андрушівським; по Первомайсько-Трактемирівській розломній системі зі сходу до Росинсько-Тікицького й Дністровсько-Бузького мегаблоків прилягає Кіровоградський, котрий у свою чергу на сході по Криворізько-Кременчуцькому разлому межує з Середньопридніпровським мегаблоком, останній відділений від Приазовського мегаблока Оріхово-Павлоградським розломом; Дністровсько-Бузький і Росинсько-Тікицький мегаблоки межують на південному

сході й півдні по Тальнівському і Бузькому (Хмільницькому) розломам, а на заході - по Звіздаль-Заліському і Немирівському.

Упродовж останніх 20–25 років як однорангові з мегаблоками структурні елементи щита багато дослідників схильні виділяти **міжблокові шовні зони,** переважно це Голованівська, Західноінгулецька та Оріхово-Павлоградська, іноді інші, зокрема між блоками другого порядку. За будь-яких умов формаційним наповненням та іншими ознаками будови вони різко відрізняються від одного із суміжних мегаблоків і мають багато спільних рис з іншим. Від прилеглих до них елементів структури останніх вони також відрізняються, але зазвичай лише напруженістю дислокацій. Ці зони майже не супроводжуються власним формаційним наповненням, наявні ж у деяких з них дрібні тіла формацій основного й ультраосновного складу найімовірніше свідчать про сягаючий великих глибин розломний характер їх обмежень. Отже, такі неоднорідності структури УЩ в основному, на думку авторів, є не одноранговими з мегаблоками самостійними структурно-формаційними зонами, а належать одному з них як його самостійні **структурні зони**, що і прийнято авторами в процесі районування щита. Розбіжність поглядів на карті відображена подвійними, (“шовна зона”) найменуваннями цих структур.

Дністровсько-Бузький мегаблок

Цей мегаблок характеризується всеосяжним поширенням утворень СФК чарнокіт-гранулітового типу та мінеральними серед них асоціаціями майже виключно гранулітової фації. В межах мегаблока ерозійним зрізом відкрито найбільш повний на УЩ їх розріз (побузький СФК). Утворення, що їх підстеляють, авторам невідомі, відтак мегаблок сприймається як одноповерхова споруда. У різних ділянках мегаблока чарнокіт-гранулітовий поверх (СФК) представлений різними частинами розрізу. Особливості їх розміщення в площині ерозійного зрізу дають підставу вважати, що побузький СФК (поверх) у мегаблоці має загальний нахил, зокрема з елементами “розломної” східчастості, у південно-східному напрямку. Виділяють розмежовані глибинними розломами **Подільський, Гайворонський та Голованівський блоки**. Подільський (найбільший з них) займає північно-західку частину Дністровсько-Бузького мегаблока, до нього з південного сходу по Немирівському розлому прилягає Гайворонський блок, його межею з Голованіським блоком є Одеська розломна система.

Подільский мегаблок у площині ерозійного зрізу докембрію формують утворення найнижчих частин розрізу побузького СФК - кінцигіт-гранітова та гнейсо-ендербітова асоціації. Різко переважають ультраметаморфогенні гранітоїди, а асоціації в цілому тут належать до глибового (агматитового) морфологічного типу. Особливості взаємного розміщення площ поширення різних асоціацій дають змогу вважати, що крупні плікативні структури належать до брахіформного морфологічного типу. Дрібніші складчасті форми зазвичай не реставруються через майже всеосяжне переродження суперкрустальної складової в гомогенні, майже масивні “дискордантні” гранітоїди.

Гайворонський та Голованівський блоки відрізняються від Подільського поширенням серед них вищих частин розрізу побузького СФК і майже повною відсутністю виступів нижнього кінцигіт-гранітового його “рівня”. Крім того, в їхніх межах гнейсо-гранітоїдні асоціації в усіх частинах розрізу належать до лінзово-пластового морфологічного типу. Між собою Гайворонський і Голованівський блоки відрізняються морфологією складчастих форм першого порядку. У першому вони мають переважно брахіформний характер, у другому – належать до лінійного морфологічного типу з північно-західним простяганням осей. Але місцями

в блоці ніби “просвічуються” релікти попередніх брахіформних структур, “лінійність” - наслідок накладених дислокацій. Можливо, Голованівський є потужною “параавтохтонною” скибою, преміщеною щодо інших частин Дністровсько-Бузького мегаблока з елементами правосторонньої зсувної компоненти в західному напрямку.

Росинсько-Тікицький мегаблок

Росинсько-Тікицький мегаблок відрізняється переважним поширенням у його приповерхневій зоні СФК плагіограніт-амфіболітового типу, представленого тут тікицьким СФК. У південно-західній, прилеглій до Дністровсько-Бузького мегаблока, його частині великі площі займають утворення СФК чарнокіт-гранулітового типу. Тут вони всюди зазнали значно діафторично змінилися і ультраметаморфічно перетворилися в умовах амфіболітової мінеральної фації. Досить поширені у Росинсько-Тікицькому мегаблоці також утворення уманського СФК, який ми зараховуємо (як зазначено вище – деякою мірою умовно) до гранітоїдно-метаосадової їх групи. Цей комплекс не має власної стратифікованої частини, він представлений лише гнейсо-гранітовою плутонометаморфічною формацією. Отже мегаблок у сучасному стані ерозійного зрізу докембрію є двоповерховою спорудою. Прояви уманського СФК поширені серед утворень як нижнього (чарнокіт-гранулітового), так і верхнього поверхів, і мають з ними чітко виражений “дискордантний” характер співвідношень. Спостерігається набагато більша насиченість цими проявами відділеної Немирівським розломом південно-східної частини мегаблока. В її межах, крім характерного для мегаблока в цілому “розсіяного” розміщення переважно позамасштабних тіл, розміщені великі за розмірами Уманський (площа понад 1500 км^2) і Богуславський масиви, які супроводжуються обширними ареалами великої концентрації “розсіяних” тіл. У цій же частині мегаблока розміщена своєрідна для чарнокіт-гранулітового поверху всієї західної частини щита діафторитова гнейсо-діорит-тоналітова формація (гайсинський комплекс гранітоїдів).

Наведені особливості будови різних частин Росинсько-Тікицького мегаблока дають можливість виділяти в його межах розділені Немирівською розломною системою **Фастівський** (північно-східна частина мегаблока) та **Уманський** блоки. Їх появу мабуть визначив етап формування уманського СФК. Взагалі тектонічна структура Росинсько-Тікицького мегаблока розшифрована поки що недостатньо і потребує довивчення, насамперед, методами геологічного картування з одноразовим охопленням великих територій. Навіть “всеосяжна” субмеридіональність структурного плану Росинсько-Тікицького СФК не на всіх ділянках мегаблока виглядає переконливою. В Уманському блоці осі магнітних аномалій частіше підпорядковані північно-західному напрямку, який міг бути вихідним для структур комплексу або ускладнив їх на “уманському” етапі тектогенезу.

Волинський мегаблок

Волинський мегаблок характеризується чітко вираженою двоповерховою будовою виведеної на ерозійний зріз докембрійської ланки його земної кори. Така вертикальна її подільність сформована протягом доплатформного ("кратонізаційного") етапу докембрійської тектонічної історії регіону. Нижній структурний поверх утворюють чарнокіт-гранітовий (побузький) і плагіограніт-амфіболітовий (росинсько-тікицький) типи СФК, верхній – стратигенна частина тетерівського гранітоїдно-метаосадового СФК. Виступи утворень нижнього поверху тяжіють переважно до периферійних ділянок мегаблока, при цьому "чарнокіт-гранулітова" його складова (нижній підповерх) фактично продовжує виступ чарнокіт-гранулітового СФК Дністровсько-Бузького мегаблока, лише у Волинському мегаблоці ці утворення діафторовані (переважно в умовах амфіболітової фації). У північно-західній, відділеній Тетерівською розломною зоною частині мегаблока нижній поверх взагалі більш припіднятий і трапляється в ядрах антиклінальних структур у різних її ділянках. Найбільш занурений цей поверх у крайній південно-східній частині мегаблока, тут, у Кочерівській синклінальній структурі потужність розкритого профільним бурінням розрізу верхнього поверху сягає понад 8 км.

"Плікативний" дислокаційний стан мегаблока визначив, переважно, етап формування верхнього поверху. У південній частині мегаблока на фоні субширотного простягання границі поверху спостерігається низка субмеридіональних та орієнтованих до північного заходу синклінальних і антиклінальних зон, ускладнених складками вищих порядків лінійного морфологічного типу. Пластично деформовані також прилеглі до верхнього поверху зони фундаменту. У північно-західній частині мегаблока суттєва роль у складчастій структурі верхнього поверху можливо належить невеликим овальним і близьким до ізометричних формам. У ядрах таких антикліналей місцями виступає ремобілізований фундамент.

Своєрідним для верхнього поверху Волинського мегаблока є поєднання субширотного простягання південної його границі і північ–північно-західного плану дислокацій. В. Д. Колій [70] у тектонічній еволюції поверху виділяв дві стадії, які розрізнялися, на його думку, різним характером взаємодії блоків літосфери по периферійній ортогональній системі розломів. Раніші деформації визначили загальний субширотний план басейну формування верхнього поверху. Вони були зумовлені підняттям, можливо спочатку склепінчастого типу, Подільського блока вздовж широтного Андрушівського розлому. Деформаційні напруги другої стадії були орієнтовані субширотно. Вони виникли внаслідок переміщень, зокрема й сходжень, Волинського і Росинсько-Тікицького мегаблоків по Брусиловській розломній системі.

Структурна основа Волинського мегаблока, що сформувалась протягом "кратонізаційного" етапу розвитку земної кори, протягом наступного значною мірою була ускладнена структурними елементами, локально накладеними на неї на початкових стадіях платформного етапу розвитку. Відбулися три послідовно проявлені у верхньому палеопротерозої та мезопротерозої акти активізації тектонічних і магматичних процесів. З першим із них пов'язаний поділ Волинського мегаблока Тетерівською розломною системою, субпаралельною Сущано-Пержанському розлому, на два блоки – Тетерівський і Новоградський. Останній з них можна вважати **зоною впливу** закладеного в той самий час протяжного Волино-Поліського вулкано-плутонічного поясу. В межах блока сформувалася низка розрізнених

проявів осницького вулканогенно-плутонічного СФК. У південно-західній частині Новоградського блока – це невеликі масиви плутонічної складової, у північно-східній – субплатформна осадова пугачівська серія та “розширення” власне Волино-Поліського поясу північніше Коростенського анортозит-рапаківігранітного плутону, що сягає Тетерівського розлому.

Другий акт активізації ознаменував поліформаційний Коростенський плутон. У сучасному ерозійному зрізі докембрію він займає більше третини (понад 12 тис. км^2) площі Волинського мегаблока й охоплює майже всю його північно-східну частину. Плутон “захопив” або перекрив велику ділянку Тетерівської розломної зони. Конфігурація його зовнішніх обмежень у плані дає змогу вважати, що він був порушений підновленими переміщеннями по зоні. Коростенський масив супроводжується кільцевою і радіальною системами розломів [34], частина яких розміщена за його межами і створює загальний близький до кільцевого вигляд структури північно-східної часини мегаблока.

У завершальну стадію цього акту активізації сформувалися із суттєвим впливом лужного і крем’янистолужного метасоматозу гранітоїди пержанського типу. Їх прояви тяжіють до Сущано-Пержанської розломної системи, яка з північного сходу обмежує Волинський блок.

З третім (“палеоавлакогенним”) збудженням процесів активізації пов’язане формування Овруцької грабен-синкліналі з її Білокоровицьким і Вільшанським відгалуженнями. Вони розміщені вздовж північної границі Коростенського масиву і в певній мірою успадкували створену в процесі його формування кільцеподібну геометрію тектонічної структури північно-східної частини Волинського мегаблока.

Кіровоградський (Інгульський) мегаблок

Кіровоградський (Інгульський) мегаблок займає центральну частину УЩ і відмежований Криворізько-Кременчуцькою та Первомайсько-Трактемирівською розломними системами відповідно від Середньопридніпровського та Росинсько-Тікицького й Дністровсько-Бузького мегаблоків. За основними ознаками будови він дуже близький або й повністю зіставний з Волинським мегаблоком. Він також характеризується чітко вираженою двоповерховою будовою, сформованою протягом “кратонізаційного” етапу розвитку земної кори і ускладненою структурами платформної стадії розвитку. Верхній поверх утворює стратифікована складова інгуло-інгулецького гранітоїдно-метаосадового СФК, вона інтенсивно деформована і вміщує великі маси гранітоїдів цього ж комплексу. План складчастих дислокацій переважно субмеридіональний з відхиленнями місцями до північного заходу (так звана Братська зона на південному заході мегаблока) або північного сходу. Нижній поверх гетерогенний, його формують утворення СФК чарнокіт-гранулітового (переважно на південному заході мегаблока) та плагіограніт-амфіболітового типів. У крайній північно-східній частині мегаблока у фундаменті останнім часом виділяють також невеликі тіла стратигенної складової СФК тоналіт-зеленокам’яного типу.

Виступи фундаменту широко представлені в приграничних із заходу і сходу зонах мегаблока, в їхніх межах ерозійним зрізом відкрито також найнижчі ланки розрізу верхнього поверху і спостерігається купольна морфологія антиформних структур. Ці зони дослідники здавна виділяють як елементи тектонічної структури мегаблока, останнім часом переважно під назвою “шовні зони”. У них власні “шовні” формації не виявляється, а розповсюдженість

нижніх частин розрізу верхнього поверху пояснює, на думку авторів, загальне припідняте тут "стояння" фундаменту. Відтак, виділяють субмеридіонально орієнтовані **крайові підняття – Західноінгулецьке** і **Західнокіровоградське**. Між ними широка **синклінорна зона** з більш опущеним фундаментом і напруженою складчастістю верхнього поверху. У ній виділено розмежовані субмеридіональною Кіровоградською розломною системою **Новоукраїнський і Інгульський блоки.**

Західноінгулецьке крайове підняття займає східну частину Кіровоградського мегаблока. У вигляді смуги завширшки від 10 до 40 км воно простягається вздовж Криворізько-Кременчуцького розлому (прилягає до нього із заходу) на всій розміщеній у межах щита його ланці. Західною його межею є переважно Західноінгулецький розлом, лише на крайній півночі та крайньому півдні границя менш чітка. Провідні особливості тектонічної структури цього структурного елемента визначають порівняно невеликі (переважно 8–10 км у плані), майже ізометричні, іноді "полівершинні" та досить протяжні куполоподібні підняття нижнього структурного поверху (фундаменту) та вузькі синформи, що їх облямовують і складені утвореннями верхнього поверху [56, 155].

У ядрах більшої частини антиформ утворення СФК плагіограніт-амфіболітового типу зіставні з аульским СФК Середньопридніпровського мегаблока. Але в ряді таких структур, особливо розміщених між периферійними розривами Західноінгулецької зони, ядра формують ремобілізовані утворення чарнокіт-гранулітового СФК, які в них представлені гнейсолейкогранітовою асоціацією.

Західнокіровоградське крайове підняття вивчене поки що найменше і менш надійно визначається і його границя з прилеглою зі сходу сінклінорною зоною мегаблока. Воно також простягається безперервною смугою завширшки від 4–5 до 10 км (ділянками до 20–25 км) західного краю мегаблока і характеризується частими виступами фундаменту в ядрах невеликих купольного типу структур або в обмежених розривами блоках. Східне його обмеження нечітке і на великих за протяжністю ділянках прийняте як умовне.

Синклінорна зона займає переважну за площею внутрішню частину Кіровоградського мегаблока. У площині ерозійного зрізу докембрію вона складена, головним чином, утвореннями інгуло-інгулецького гранітоїдно-метаосадового СФК, стратигенна частина якого є верхнім поверхом мегаблока. Тектонічна структура поверху розшифрована недостатньо повно, для нього визначається напружена складчастість з переважним лінійним типом складок, місцями з ними комбінують невеликі куполоподібні форми. До антиклінальних структур тяжіють прояви більш ранньої генерації гранітоїдів (кіровоградський комплекс) інгуло-інгулецького СФК, місцями в їхніх ядрах виявляють утворення фундаменту. Загальний структурий план близький до меридіонального, у крайній південно-західній частині мегаблока спостерігається підпорядковане його розломному обмеженню північно-західне простягання складчастих форм.

Кіровоградською розломною системою синклінорна зона поділена на два блоки – **Новоукраїнський і Інгулецький**. В останньому з них збереглися вищенаведені особливості тектонічної структури синклінорної зони, в Новоукраїнському блоці вони порушені формуванням, можливо на завершальній стадії "інгуло-інгулецького тектогенезу", склепінного підняття з Новоукраїнським масивом гранітоїдів площею близько 3,5 тис. км^2 у приосьовій частині. Додатково структура цього блока була ускладнена накладеним протягом ранньої стадії

вже платформного етапу розвитку регіону Корсунь-Новомиргородським анортозит-рапаківігранітним плутоном.

Із накладених у пізніші стадії платформного розвиту структур у Кіровоградському мегаблоці слід зазначити виповнені мезозойськими відкладами невеликі ізометричні западини, які переважно вважають метеоритними кратерами (астроблемами).

Середньопридніпровський мегаблок

Середньопридніпровський мегаблок за особливостями будови відповідає широко відомому на древніх щитах граніт-зеленокам'яному типу областей. Він має чітко виражену двоповерхову будову, в кожному поверсі виділяють два підповерхи. Характерними ознаками тектонічної структури мегаблока є поєднання великих за розмірами куполоподібних антиформ, складених утвореннями нижнього поверху, та підпорядкованих їм за площею синформ, виповнених утвореннями верхнього поверху.

Як елемент тектонічної структури щита першого порядку Середньопридніпровський регіон у наведених межах услід за Г. І. Каляєвим [57, 58 та ін.] традиційно виділяють різні дослідники і, залежно від прийнятих принципів районування, визначають як блок, геоблок, мегаблок [35, 59 68], структурно-геологічний район [38 та ін.], структурно-формаційна область [61 та ін.).

Основи сучасних уявлень щодо внутрішньої тектонічної структури мегаблока закладені головним чином працями М. П. Семененка [129, 130 та ін.] та Г. І. Каляєва [56, 57 та ін.]. Спочатку виявлені особливості структури пояснювали з позиції геосинклінальної моделі розвитку земної кори [56, 57, 85, 86, 134, 135, 136], останнім часом стали залучати концепцію тектоніки літосферних плит [21, 35, 60 та ін.]. Водночас незмінно вважалось, що головні риси структури визначає система субмеридіонально орієнтованих елементів - зеленокам'яних і граніто-гнейсових поясів [71 та ін.] або синклінорних та антиклінорних зон [60], структурно-формаційних зон [85], синклінорїв (синклінорних систем) і серединних масивів [129, 130]. Висловлено також думку, що на фоні субмеридіонального структурного плану є поперечна структурно-формаційна зональність [71 та ін.].

Як можна міркувати з публікацій, у праці побудови цих моделей переважно аналізувалися особливості речовинного складу та просторового розміщення стратигенних утворень і менше враховувалися або й зовсім не аналізувалися, закономірності локалізації різноманітних плутонічних формацій, особливо переважних у регіоні - гранітоїдних. Вважалося, що утворені гранітоїдами широкі території Середньопридніпровського регіону розміщені в приосьових частинах великих антиформ, які розмежовують розрізнені зеленокам'яні синформні структури. Особливості розміщення останніх та результати аналізу геофізичних матеріалів дали змогу припустити, що синформи є збереженими від ерозії реліктовими ланками протяжних субмеридіонально орієнтованих зеленокам'яних синклінорних зон (синклінорїв, поясів). Проте ретроспективні побудови з реконструкції таких поясів далеко не завжди збігаються, на попередніх тектонічних картах пояси часто не відображали. Особливо це стосується Сурської і Дерезуватської син форм [56]. У процесі реконструкції поясів Дерезуватська синформа нерідко взагалі не розглядалася, а Сурську зеленокам'яну структуру вважають розміщеною в межах не синформного поясу, а в осьовій для Середнього Придніпров'я антиформній зоні. У "сурській" її ділянці за даними глибинного сейсмічного зондування поверхня Мохоровичича ("М") піднята на мінімальну для Українського щита глибину (28–35 км) і двосторонньо в субширотних напрямках зануррюється (до 60–65 км) у периферійних части-

нах Середньопридніпровського регіону [135, 136 та ін.]. Підняте в районі Сурської структури положення поверхні “М”, за даними З. О. Крутиховської [85], продовжується в північному і південному напрямках, у межі, відповідно, Петровського й Томаківського гравітаційних максимумів. Вважається, що в широтних напрямках від цієї осі потужність земної кори всюди в регіоні набагато збільшується.

Ці особливості рельєфу поверхні “М” та розробки Г. І. Каляєва і його співавторів [56, 35 та ін.] про симетричну зміну в широтних напрямках структурно-формаційних зон стали основою уявлень про чітко виражений субмеридіональний план тектонічної структури регіону. Ці особливості визначили наявні розбіжності поглядів на природу деяких елементів поверхні та історію їх розвитку. Так, осьову субмеридіональну зону Середнього Придніпров’я свого часу вважали центральним орогеном архей-ранньопротерозойської геосинклінальної системи [56], а з появою відомостей про відносно малу потужність земної кори в районі Сурської зеленокам’яної структури, - необерненим серединним її прогином [85] або серединним масивом [135, 136 та ін.]. Прихильники концепції тектоніки літосферних плит схильні допускати наявність тут реліктів мікроконтиненту [21], на який обдукований офіолітовий покрив (Сурська структура), або успадкування “хребтом” сучасного рельєфу поверхні “М” відповідної форми її рельєфу в спрединговому басейні архейського минулого [35].

Отже наявна поліваріантність ретроспективних побудов є явищем природним. Однак, недостатньо переконливою, на думку авторів, залишається вихідна для них субмеридіонально-поясова модель тектонічної структури Середнього Придніпров’я. Особливості локалізації ранньодокембрійських утворень різної формаційної належності, зокрема й плутонічних, дають змогу вважати, що основні риси локалізації визначили зароджені на етапі формування зеленокам’яних товщ різнонаправлені зони розтягнення з супутніми розривними порушеннями глибокого проникнення (зони підвищеної проникності для мантійних магм) та виокремлені ними полігональні блоки дозеленокам’яного фундаменту. Вони стали структурною основою для головних елементів сучасної структури регіону – виступів (блок-діапіроїдів, антиформ) гнейсо-гранітоїдного дозеленокам’яного фундаменту та кільцеподібних зон розміщення зеленокам’яних структур (синформ) і певних супутніх плутонічних формацій у їх облямуванні [5, 59, 103]

Двоповерхова будова Середньопридніпровського мегаблока визнається зараз майже всіма дослідниками. Нижній поверх становлять утворення славгородського чарнокіт-гранулітового (нижній підповерх) та аульського плагіограніт-амфіболітового (верхній підповерх) структурно-формаційних комплексів, а верхній - нашаровані складові середньопридніпровського тоналіт-зеленокам’яного (нижній підповерх) та білозерського і криворізького гранітоїдно-метатеригенних (верхній підповерх) комплексів. Вони містять стратигенні й плутонічні утворення. У перших двох комплексах останні переважають і представлені переважно ультраметаморфогенними гранітоїдами. Вони успадкували основний склад суперкрустального протоліту і разом з ним утворюють відповідні його вихідному обмеженню стратиформні тіла. Ступінь ультраметаморфічного переродження протоліту в різних частинах таких тіл різний, серед них виділяють пов’язані між собою поступовими переходами суперкрустальні, плутонометаморфічні та плутонічні формації. За особливостями розподілу проявів різних формацій і їх асоціацій у сучасному ерозійному зрізі докембрію мегаблока виділено **Дніпропетровський, Запорізький** та **Василівський блоки**.

Запорізький блок діагональний щодо до загального субмеридіонального видовження Середньопридніпровського мегаблока. Він орієнтований у північно-східному напрямку і від суміжних Дніпропетровського і Василівського блоків відмежований зонами відповідно Дерезуватського (на північному заході) та Малокатеринівського (на південному сході) глибинних розломів [64]. У його межах на рівень сучасного ерозійного зрізу докембрію всюди виведено лише утворення нижнього поверху, зокрема нижнього чарнокіт-гранулітового підповерху. Площі поширення останніх досі недостатньо надійно оконтурені, є міркування, що вони поширені і за межами давно відомого тут славгородського їх виходу.

На інших ділянках Запорізького блока переважають утворення аульського плагіограніт-амфіболітового СФК. При цьому великі площі займають прояви плагіогранітової формації – крайнього члена ультраметаморфічного переродження суперкрустального протоліту. Автономність блока підкреслюють також відомі лише в його межах прояви гранітової (мокромосковський тип) та двослюдяслюдяної гранітової формацій білозерського гранітоїдно-метатеригенного СФК.

Внутрішня тектонічна структура Запорізького блока лишається погано розшифрованою. Численними розривними порушеннями він розбитий на блоки вищих порядків. Щодо геометрії плікативних форм наявні відомості дають змогу лише припустити, що в межах площ поширення аульського СФК у Запорізькому блоці суттєва роль належить різним за розміром куполоподібним антиформам, внутрішні частини яких займають утворення плагіогранітової формації.

Дніпропетровський і **Василівський блоки** розмежовані Запорізьким блоком і займають відповідно північно-західну й південно-східну частини Середнього Придніпров'я. Вони характеризуються близькими особливостями будови і суттєво відрізняються приповерхневими зонами докембрію від Запорізького блока. У їхніх межах поширені утворення плагіограніт-амфіболітового (верхній підповерх нижнього поверху), тоналіт-зеленокам'яного та гранітоїдно-метаосадового СФК. Перші утворюють куполоподібні антиформи великих розмірів (тисячі квадратних кілометрів), інші зосереджені переважно в міжкупольних ділянках. Нашаровані складові останніх (верхній підповерх) тут збереглися в низці розрізнених або з'єднаних вузькими перемичками синформ. У незайнятих ними міжкупольних ділянках розміщені прояви (тіла) мафіт-ультрамафітових і тоналіт-плагіогранітової формацій тоналіт-зеленокам'яного СФК та гранітової (токівський тип) і гранітитової формацій білозерського гранітоїдно-метатеригенного СФК. Разом вони утворюють овальні за морфологією зони, що облямовують крупні виступи дозеленокам'яного фундаменту. Характерною є повна структурна узгодженість деформаційних елементів цих зон і периферійних частин гнейсо-гранітоїдних антиформ. Своєрідність конфігурації і формаційного виповнення зон дає підстави вважати, що вони виникли на своєрідній структурній основі. Нею можливо була система з'єднаних між собою різнонаправлених **зон підвищеної проникності,** що заклалися в земній корі (у дозеленокам'яному фундаменті) на зеленокам'яному етапі розвитку регіону та були шляхами підняття мантійних магм і місцями накопичення найпотужніших товщ вулканітів, які збереглися в низці широко відомих синформ – Чортомлицькій, Софіївській, Верхівцівській, Сурській, Конкській, Білозерській, Дерезуватській, Кобеляцькій [60]. Зони стали закриватися від проникності на етапі формування гранітоїдно-метатеригенного СФК, але залишалися сприятливими для розміщення басейнів осадконакопичення (мабуть залишкових) та зародження і локалізації певних типів формацій двопольовошпатових гранітоїдів (граніто-

вої токівського типу та гранітитової). Ознаки субмеридіонального плану внутрішньої тектонічної структури Середнього Придніпров'я, зокрема рельєфу поверхні "М", мабуть і виникли на етапі формування гранітоїдно-метатеригенних СФК, особливо палеопротерозойського криворізького, субмеридіонально орієнтована лінійність структури якого особливо чітко виражена.

Гнейсо-гранітоїдні антиформи Середнього Придніпров'я можливо полігенної природи, провідні з них у процесі розвитку змінювали способи формування. Вихідною була блокова природа, у наступному вони перероджувалися і набували діапіроїдних ознак. У деяких із них виявлено структурну автономність ядерних частин, яка не вписується в конформність периферійних зон, структурно повністю узгоджених із зеленокам'яними синформами [100]. Поряд із зонами підвищеної проникності такі блок-купольні гнейсо-гранітоїдні антиформи створюють основу внутрішньої структури Дніпропетровського та Василівського блоків. Зона сучасного ерозійного зрізу Саксаганської блок-купольної структури [56, 100] на етапі формування білозерського гранітоїдно-метатеригенного СФК за режимом розвитку відрізнялась від інших "відкритих" ерозійним зрізом ділянок дозеленокам'яного фундаменту Середнього Придніпров'я. У ній сформувалися численні дискордантні щодо вмісного аульского СФК жилоподібні тіла апліто-пегматоїдної формації. Вони визначили загальний агматитовий вигляд породних асоціацій. У інших виступах дозеленокам'яного фундаменту проявлена "конкордатна" формація розсіяних гранітних тіл.

У зонах підвищеної проникності Дніпропетровського і Василівського блоків також є відносно невеликі куполоподібні гнейсо-гранітоїдні антиформи, мабуть суто діапіроїдної природи. Вони розмежовують і ускладнюють зеленокам'яні синформи, а до їх ядерних частин місцями приурочено прояви гранітитової формації (Демуринський, Кудашівський масиви) білозерського СФК. Невизначеним залишається час виокремлення Запорізького блока. Можливо, він міг розмежовувати дві близькі за режимами розвитку частини граніт-зеленокам'яної області вже на етапі її зародження або ж став припіднятим її елементом, що виділився на інших стадіях розвитку регіону.

Приазовський мегаблок

Приазовський мегаблок належить до такого відомого на інших щитах тектонотипу докембрію, як грануліт-зеленокам'яні області [11]. Він займає крайню східну частину Українського щита і як елемент тектонічної структури першого порядку значиться майже в усіх відомих схемах його районування. Проте, західним його обмеженням одні дослідники вважають зону Оріхово-Павлоградського розлому [Гурский, 2002; 108, 35, 60, 68, 61 та ін.], а інші - Азово-Павлоградського чи Західноприазовського глибинних розломів [42, 64, 86. 149]. Отож, розміщений між ними субмеридіонально орієнтований структурний елемент зараховують до Приазовського мегаблока або вважають їх за рангом зіставлюваними і надають йому, особливо останнім часом, статус міжблокової шовної зони (Оріхово-Павлоградська шовна зона). За особливостями будови структурний елемент виявляє ознаки повної спорідненості з іншими частинами Приазов'я і різко відрізняється від суміжного із заходу Придніпровського мегаблока. Це дає можливість зараховувати його до Приазовського мегаблока.

У таких межах у Приазовському мегаблоці виділено чотири субмеридіонально орієнтовані елементи тектонічної структури першого (щодо УЩ) порядку. Їх виділяють майже всі дослідники з однаковими власними назвами, але часто з різним розумінням тектонічної суті. У сучасному ерозійному зрізі докембрію вони, нарівні зі спільними рисами будови, дещо ві-

дрізняються формаційним наповненням та особливостями геометрії плікативних форм і, відповідно, сприймаються як достатньо індивідуалізовані зони. Із Середньопридніпровським мегаблоком межує Оріхово-Павлоградська зона, відділена від блока одноіменним глибинним розломом. Їй у літературі надано найбільш різноманітного геотектонічного статусу – зовнішня зона протогеосинкліналі Великого Кривого Рогу [56, 59, 60 та ін], міжмегаблокова шовна зона [27, 30, 149], акреційна сутура [35], синклінорій [78], геосинклінальний трог [112]. На схід від неї послідовно розміщені Західноприазовська (Салтичанська), Центральноприазовська та Східноприазовська зони. Другу з них вважають синклінорієм або міжблоковою зоною, інші - антиклінорями або блоками. Східноприазовській зоні іноді надають значення геоструктурного елемента щита першого порядку (рухомий пояс) нарівні з Волинським, Кіровоградським, Поліським рухомими поясами та Дністровсько-Бузьким, Придніпровським і Приазовським кратонами [29]. На думку авторів, найприйнятніші для них найменування - Оріхово-Павлоградська і Центральноприазовська синклінорні та Західноприазовська і Східноприазовська антиклінорні зони.

Розбіжність уявлень щодо природи головних елементів тектонічної структури Приазовського мегаблока значною мірою пов’язана з різним розумінням режиму його розвитку.

Регіону надавали значення архей-палеопротрозойського протоплатформного блоку [60 та ін.] або масиву [136], зони стиснення [110], структури тектонічного колажу [25], протопротерозойської активної континентальної окраїни [35] тощо. Уже з цього стає очевидним, що йдеться про своєрідний сегмент ранньодокембрійської земної кори, який за особливостями будови не має аналогів на Українському щиті. Він є особливим типом геотектонічних елементів докембрію щитів, який почали виділяти протягом останніх 15–20 років під назвами “грануліт-зеленокам’яна область” [109, 11, 49, 61] або “грануліт-діафторитовий” мегаблок [66, 68]. Автори надають перевагу першій назві, в якій ніби закодовано дійсні і ознаки спорідненості з таким широко відомим типом геоструктурних елементів раннього докембрію, як граніт-зеленокам’яні структурно-формаційні області.

У будові Приазовського мегаблока беруть участь (за послідовністю формування) приазовський чарнокіт-гранулітовий, косивцівський тоналіт-зеленокам’яний, гуляйпільський гранітоїдно-метаосадовий та східноприазовський плутонічний структурно-формаційні комплекси. У площині ерозійного зрізу докембрію переважають утворення приазовського СФК; стратигенна складова тоналіт-зеленокам’яного і гранітоїдно-метаосадового СФК зосереджена у вузьких структурах трогового типу, до них тяжіють також плутонічні формації більш раннього з них. Прояви ж гранітоїдів гранітоїдно-метаосадового СФК майже всюди трапляються серед утворень “чарнокіт-гранулітового” поверху. Інтрузиви східноприазовського СФК дискордантні щодо вмісних більш ранніх СФК і знаменують етап тектоно-магматичної активізації складеної ранніми СФК кратонізованої земної кори. Згідно з останнім варіантом схеми стратиграфії (2003) вони сформувалися на рубежі раннього і пізнього палеопротерозою.

Розподіл у площині ерозійного зрізу проявів різних СФК, а також різних складових найдревнішого з них чарнокіт-гранулітового, нерівномірний. Виділяють названі вище **Оріхово-Павлоградську і Центральноприазовську синклінорні та Західноприазовську (Салтичанську) і Східноприазовську антиклінорні зони.** У сучасному, інтегральному щодо історії їх розвитку стані, вони розмежовані здебільшого зонами глибинних розломів. Оріхово-Павлоградська синклінорна зона, яка займає найзахіднішу частину Приазовського мегаб-

лока, межує із Західноприазовською антиклінорною зоною по Корсацькому (південна ланка межі) і Павлоградському (північна ланка межі) глибинним розломам. Східноприазовську антиклінорну зону від Центральноприазовської синклінорної зони відділяє Малоянісольська розломна система, зчленування Західноприазовської антиклінорної і Центральноприазовської синклінорної зон розломами також порушене, але вони не є безпосередньою межею зон. Аналіз складу, потужностей та особливостей поширення стратигенних утворень чарнокіт-гранулітового СФК дає можливість вважати, що ці елементи структури вже були на етапі формування верхньої частини їх розрізу. Це правільніше визначається завдяки строкатій за складом нижній частині лейкогранулітової формації. У межах антиклінорних зон її потужність становить 100–250 м, а в синклінорних зонах зростає до 1 200–1 500 м. В останніх нижня частина лейкогранулітової формації містить великі за потужністю горизонти залізистих кварцитів, порід з підвищеним вмістом графіту, високоглиноземних та карбонатних утворень.

Чітко вираженою є різна геометрія складчастих форм чарнокіт-гранулітового СФК синклінорних і антиклінорних зон. У синклінорних зонах це парагенезис різнопорядкових вузьких, нерідко ізоклінальних (особливо більш вищого порядку) лінійного типу складок субмеридіонального простягання, ускладнених численними поздовжніми, поперечними та діагональними розривними порушеннями. В антиклінорних зонах складчасті форми першого порядку переважно близькі до брахіальних. Їх ускладнюють системи стиснених складок вищих порядків з крутими нахилами осьових поверхонь та відносно пологим, як правило, заляганням дзеркала складчастості. В антиклінорних зонах, крім цього, в сучасному ерозійному зрізі чарнокіт-гранулітового СФК набагато більші площі займають утворення нижньої (гнейсо-ендербітової) частини його розрізу, а в суміжних синклінорних – верхньої (гнейсо-лейкогранітової).

Виділені на “чарнокіт-гранулітовому” етапі елементи тектонічної структури Приазовського мегаблока зберегли відносну автономність і протягм наступних етапів розвитку регіону. У процесі формування косівцевського тоналіт-зеленокам’яного та гуляйпільського гранітоїдно-метаосадового СФК у межах антиклінорних зон були закладені вузькі прирозломні западини (Косівцевська, Сорокинська, Федорівська в Західноприазовській та Павлівська і Зеленогайська в Східноприазовській антиклінорних зонах), що заповнились вулканогенними й осадовими утвореннями. На цих етапах були сформовані також великі маси гранітоїдів - тоналіт-плагіогранітова, діорит-гранодіоритова, гранітова, аляскіт-лейкогранітова і аляскітова формації та формація розсіяних гранітних тіл. Із них лише прояви формації розсіяних гранітних тіл поширені в межах різних типів структурно-формаційних зон, інші ж приурочені до антиклінорних зон. Є припущення, що антиклінорні зони на “тоналіт-зеленокам’яному” і “гранітоїдно-метаосадовому” етапах були успадковані підняттями склепінно-блокового типу з властивими їм ускладнювальними поздовжніми і діагональними прирозломними западинами. Блокові переміщення земної кори й інші супутні їм геологічні процеси супроводжувалися явищами ремобілізації та повторного пластичного деформування утворень чарнокіт-гранулітового СФК. Але інтенсивність метаморфічно-ультраметаморфічної і складчасто-дислокаційної “переробки” фундаменту незрівнянно нижча, ніж у суміжному із заходу Придніпровському мегаблоці (граніт-зеленокам’яний тип), де морфологія зеленокам’яних структур значною мірою визначена формуванням у фундаменті гнейсо-гранітоїдних антиформ діапіроїдного характеру, зокрема й блок-діапірів. У Приазов’ї зеленокам’яні структури є пере-

важно лінійними синформами з розломними границями, які мають чітко виражений “січний” характер відносно структурного плану “чарнокіт-гранулітового “ фундаменту.

Основні ознаки розглянутого вище (сформованого протягом доплатформного етапу) структурного стану Приазовського мегаблока не були суттєво порушені на етапі формування східноприазовського плутонічного СФК. Різні за формаційним складом його прояви певною мірі поглибили (доповнили) ознаки автономності антиклінорних і синклінорних зон. До перших тяжіють лужноультраосновна (Західноприазовська антиклінорна зона), граніт-граносієнітова, габро-сієнітова та нефелін-лужносієнітова (Східноприазовська антиклінорна зона) формації, до синклінорних зон приурочена сублужногранітова формація. Її прояви поки що відомі лише в Центральноприазовській зоні (Кам’яно-Могильний, Стародубівський, Малоянісольський та Катеринівський масиви).

Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс

У межах УЩ розміщена лише незначна за розмірами ділянка Волино-Поліського вулкано-плутонічного поясу, який, у свою чергу, є повздовжнім фрагментом трасконтинентальної докембрійської структури фундаменту Східноєвропейської платформи, відомої як Волинсько-Двінський вулкано-плутонічний пояс. Ця ділянка поясу займає крайню північно-західну частину щита і від суміжного Волинського мегаблока відділена Сущано-Пержанською розломною зоною. В її межаж переважають утворення осницького СФК, особливо його плутонічна складова. Внутрішня тектонічна структура розміщеної в межах щита частини поясу, як і поясу в цілому, залишається невивченою.

3.1.2. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА ПЛИТА

3.1.2.1. Тектонічне районування

Волино-Подільська плита (ВПП) розглядається в традиційному розумінні як самостійна окраїнна структура Східноєвропейської платформи, що відзначається тривалою багатостадійною історією розвитку седиментаційних басейнів, які існували в її межах, і переважанням стійких занурень над висхідними тектонічними рухами для більшої частини структур. З усіх геоструктур, що оточують УЩ, ВПП є найдревнішою. Більша частина границь ВПП певною мірою умовні. Природною і чіткою може вважатися лише одна – східна, яка збігається з ерозійним контуром поширення рифейських і вендських відкладів. На півночі ВПП межує зі структурами, представленими на території Білорусі (Брестська западина, Поліська сідловина, Прип'ятський прогин), за умовну границю з якими можна прийняти Північноратнівську зону розломів, герцинська активізація якої призвела до формування структур Північноукраїнської (Луківсько-Ратнівської) горсто-грабенової зони. На північному заході ВПП поширюється за межі державного кордону України з Польщею, а на заході і півдні разом із своїм продовженням – Молдавською плитою (МП) межує з Ростоцькою і Рава-Руською епіорогенними зонами, що приєднувалися до Західноєвропейської платформи, і Прутським виступом Північної Добруджі. Структурами, що сформовані на основі ВПП і МП, є Причорноморська западина у своїй західній частині та Івано-Франківсько-Чернівецький фрагмент Передкарпатського прогину.

Як окраїнна область добайкальської платформи ВПП після консолідації її фундаменту розвивалась під безпосереднім впливом Галиційської геосинкліналі спочатку в режимі розтягнення, утворення палеорифтів і прогинів авлакогенного типу, що супроводжувався магматизмом і завершився утворенням трапової формації нижнього венду, а потім, на ранніх стадіях плитного етапу, – у режимі перикратонного опускання просторово пов'язаних або роз'єднаних окраїнних платформних прогинів типу Боянецького, Львівського і Переддобрудзького палеозойських, що змінюють один одного.

У складі ВПП на геологічному зрізі, який подано на карті, за структурою, морфологією фундаменту та будовою домезозойського чохла в повних контурах або фрагментарно виділяють рифейський *Волино-Поліський прогин*, ранньовендський траповий покрив, що безпосередньо перекриває його, пізньовендсько-ранньодевонський *Дністровський перикратонний прогин* і структурні елементи, сформовані на його основі внаслідок каледонського (*Боянець-*

кий прогин, Волино-Подільська моноклiналь) й герцинського (*Львівський палеозойський прогин, Волинське або Ковельське палеозойське підняття, Північноукраїнська горстова зона*) циклів.

За історією тектонічного розвитку зі структурами Волино-Подільської плити тісно пов'язана система грабен-синкліналей (*Овруцька, Білокоровицька, Вільчанська*), яку звичайно характеризують у процесі розгляду УЩ. Зважаючи на спільність їх походження і розвитку автори розглядають їх разом з іншими структурами ВПП.

3.1.2.2. Структурно-формаційні комплекси

Завдяки окраїнному положенню Волино-Поділля тут розвинуто найповніші порівняно з іншими регіонами України розрізи платформного вулканогенно-осадового чохла, потужність якого в пришовній з молодою платформою зоні сягає 8–10 км.

Основна частина стратиграфічних підрозділів чохла накопичувалася в умовах суміжного розміщення геосинклінальних і платформних структур у межах єдиного морського басейну. Це, з одного боку, зумовило перехідний характер формацій і деформаційних структур, що ускладнює визначення місцеположення межі платформи, з іншого – дає змогу проводити кореляцію одновікових платформних і геосинклінальних структурно-формаційних (структурно-стратиграфічних) комплексів і на основі цього реконструювати стадійність геотектонічного розвитку.

Згідно із загальноприйнятою європейською схемою тектонічної періодизації на Волино-Поділлі на доальпійському етапі виділяють чотири структурно-формаційних комплекси, які за віковим обсягом відповідають структурним поверхам геосинклінально-складчастих областей:

I. Ранньобайкальський (рифей);

II. Пізньобайкальський (венд – кембрій);

III. Каледонський (родовик – нижній девон);

IV. Герцинський (середній девон – карбон).

Ранньобайкальський структурно-формаційний комплекс (рифей).

Накопичення рифейських відкладів (поліської серії) на Волино-Поділлі структурно пов'язано з формуванням Волино-Поліського поперечного прогину, який є південно-західним флангом протяжного Волино-Оршанського ранньо-пізньорифейського палеопрогину (авлакогену). Потужність поліської серії змінюється від перших метрів на краях прогину до 800–900 м у центрі.

Нагромадження поліської серії відповідає авлакогенному етапу доплитної стадії розвитку СЄП і пов'язано з дальсландською (ранньобайкальською) епохою тектогенезу. Переважання в її складі олігоміктових, іноді поліміктових пісковиків, алевролітів та наявність у розрізах пластових габро-діабазів дає деяким дослідникам підстави для зіставлення поліської серії з спарагмітовими, або моласоїдними комплексами. Проте найпоширенішою є думка про відповідність білоруської серії та її аналогів теригенній формації, що формувалась у широкому діапазоні палеогеографічних умов і нечітко диференційованих фаціальних зон – від відкритих мілководних морських акваторій до умов прибережних рівнин і алювіально-пролювіального осадконакопичення.

У розміщенні Волино-Поліського прогину, подібно до інших рифейських авлакогенів СЄП, простежується просторова приуроченість до більш рухомих блоків палеопротерозойської консолідації фундаменту (Волино-Поліський вулкано-плутонічний пояс), затиснутим між стабільнішими архейськими блоками. Формування прогину супроводжувалося глибокими розколами фундаменту і неодноразовими проявами базальтового вулканізму. Найдавніший спалах вулканізму за калій-аргоновим датуванням пластових габро-діабазів має дальсландський вік – 1178–1041 млн років [144]. Зв'язок закладання Волино-Поліського прогину з дальсландською епохою тектогенезу узгоджується з палеонтологічними визначеннями. За знахідками акритарх (Є. О. Асєєва, Т. П. Міхницька та ін.) вік поліської серії оцінюється як середній–верхній рифей.

Упродовж тривалого часу поліська серія розглядалася як структурно і літологічно однорідна червоноколірна товща, що характеризується монотонним перешаруванням трьох основних типів порід – пісковиків, алевролітів та аргілітів. Протягом останніх 15 років на основі застосування ритмостратиграфії в поєднанні з аналізом каротажних діаграм ця товща поділена на ромейківську (до 300 м), полицьку (до 110 м) та жобринську (до 270 м) світи [32]. Вони розділяються базальними строкатоколірними тонковерствуватими аргілітпісковиковими горизонтами, що ототожнюються з похованою корою вивітрювання.

Згідно з цими стратиграфічними побудовами, у розвитку Волино-Поліського прогину протягом усього поліського часу простежується успадкованість структурного плану в часі та прискорення коливальних рухів на завершальному етапі осадконакопичення: для всіх підрозділів характерно нарощування розрізу до центру прогину з редукцією в прибортових (Ратнівській і Подільській) зонах і помітне ускладнення будови верхньої - жобринської світи внаслідок збільшення кількості ритмопачок.

Пізньобайкальський структурно-формаційний комплекс (венд – кембрій).

Пізньобайкальська епоха знаменує перехід Волино-Поділля, як і всієї СЄП, на якісно новий (плитний) етап розвитку. Її початок (кінець рифею – ранній венд) проявляється у різкій структурній перебудові через закладання вздовж південно-західного краю СЄП Галицької геосинклінальної системи. З цього часу в розвитку регіону проявляється чітка повздовжня (північно-західна) тектонічна зональність і трансгресивно-регресивна циклічність осадконакопичення, резонансно пов'язана зі стадійним розвитком суміжних геосинкліналей фанерозойського типу. Це відображається як у просторовому співвідношенні структурних елементів платформи й складчастого обрамлення, так і в складі та спрямованій послідовності латеральних і вертикальних рядів формацій.

На думку більшості дослідників, утворення пізньобайкальського (санського) геосинклінального трогу на Волино-Подільській окраїні СЄП супроводжувалося активізацією розломно-блокової тектоніки в умовах нестримного розтягнення, а також регіональним платобазальтовим вулканізмом (формування Передгалиційської вулканічної крайової системи, за А. Я. Радзівіллом). Унаслідок структурної перебудови переважний упродовж поліського часу північно-східний структурний план осадконакопичення в межах Волино-Поліського прогину впродовж пізньоволинського часу змінився ортогонально накладеним північно-західним через закладання вздовж крайового шва СЄП Дністровського перикратонного прогину.

Різнофаціальні продукти базальтового вулканізму більшість дослідників відносять до трапової формації і об'єднують в єдину волинську серію. У сучасній стратиграфічній схемі

вулканогенна товща має трихчленну будову в складі заболоцької ефузивної (75–125 м), бабинської ефузивно-пірокластичної (80–100 м) та ратнівської ефузивної (40–200 м) світ.

Результати геологозйомочних робіт останніх двох десятиріч (В. Л. Приходько, В. Ф. Судовцев, В. В. Матеюк, Я. О. Косовський та ін.) дають підставу для висновків про суттєву різницю геодинамічних і структурних умов накопичення різних частин розрізу волинської серії. Про неоднорідність волинської серії свідчить зокрема і надмірно велика за часом епоха безперервних вулканічних процесів, з якою пов'язуються її накопичення. На основі зазначених робіт зроблено висновок про успадкованість ранньоволинського структурного плану від поліського, зумовлену тектоно-магматичною активністю північно-східних розломів. Магмоконтролююча роль північно-західних розломів у межах Волино-Поділля простежується лише наприкінці волинського часу. Такий характер структурних перебудов зафіксований на Поділлі (В. Я. Веліканов, В. Я. Іванченко), Ратнівському виступі (В. Л. Приходько). Відповідно до різноплановості вулканітів різних частин волинської серії зроблено висновок про наявність на Волино-Поділлі двох структурно-стратиграфічних рівнів трапів [151].

Проведений поетапний палеоструктурний аналіз волинської серії [48] дав змогу уточнити час найвиразніших перебудов її структурних планів. Виявилося, що площа поширення нижньої частини волинської серії (заболоцька й бабинська світи) практично не виходить за межі Волино-Поліського прогину, і лише ратнівська світа, на відміну від древніших вулканітів, незгідно перекриває Волино-Поліський прогин і має вже чітко виражений північно-західний план. Тобто, у формуванні базальтоїдів Волино-Поділля простежуються дві стадії, кожна з яких відображає різні етапи геологічного розвитку Волино-Поділля. Ранньоволинській стадії відповідає ефузивно-пірокластична товща (заболоцька + бабинська світи), накопичення якої відбувалося в геодинамічних умовах, подібних до умов формування моласоїдної (орогенної?) поліської червоноколірної серії та одновікових габро-діабазових силів. Із цим висновком узгоджуються дані про переважання на цій стадії вулканізму центрального (щитоподібного) типу з нарощуванням у часі потужних експлозій пірокластики і газів, що характерно для умов регіонального стиснення. Упродовж ратнівського часу (на Поділлі – грушкинського) найпоширенішими формами базальтового вулканізму були тріщинні виливи вздовж розломних зон розтягнення, по яких край СЄП почав втягуватись у перикратонне прогинання. Протягом останнього часу за даними детального пошукового буріння виявлено також складніший характер будови ратненської світи і запропоновано [107] її поділ на два підрозділи, нижнім з яких є типовий для древніх платформ еволюційний ряд: пікрити – олівінові базальти – толеїтові базальти – лужні базальти і трахіандезити, а верхній представлений титанистими базальтами, пізніше яких, можливо, формувалися інтрузії габро-долеритів, які рвуть поліську серію. Зв'язок різновікового вулканізму волинської серії з різними геодинамічними обстановками свідчить про різну рудно-геохімічну спеціалізацію її підрозділів, що має важливе значення для металогенічних прогнозів. З наступною епохою осадконакопичення пов'язано формування потужної теригенної товщі, що об'єднує відклади венду та кембрію і відповідає першій широкій морській трансгресії з боку сусідньої Галиційської геосинкліналі.

З цього часу північно-західна структурно-фаціальна зональність Дністровського перикратонного прогину, узгоджена з простяганням крайового шва СЄП, вже є переважною. У розвитку трансгресії простежуються певна стадійність, яка фіксується послідовним накопиченням структурно-стратиграфічних підрозділів, представлених різновіковими і різнофаціальними

серіями (формаціями): могилів-подільської континентально-морської теригенної, морських канилівської глинисто-алевритової (венд), балтійської алевритово-глинистої, бережківської і смолярської алеврито-піщаної (кембрій). Загальна потужність теригенної товщі в пришовній зоні - понад 1,5 км. На початковій (могилів-подільській) стадії, що передувала широкій трансгресії, осадконакопичення було пов'язано з напівзамкнутими басейнами. Найповніший розріз могилів-подільської серії картується у пологому Рівненсько-Кишинівському прогині, витягнутому вздовж УЩ. Упродовж канилівського і балтійського часу трансгресія сягає максимуму. У цей час морський басейн з'єднувався з морями внутрішніх районів платформи. З бережківського часу відбувається скорочення меж морського басейну.

Каледонський структурно-формаційний комплекс (ордовик – нижній девон).

Початок каледонської тектонічної епохи знаменується зміною теригенного осадконакопичення карбонатним. Завершення кластичного макроциклу і початок карбонатного збігається з салаїрською (коханівською в Українських Пракарпатах) фазою складчастості. В ордовику на Волино-Поділлі був мінливий за розмірами мілководний басейн, який залишив малопотужні (3–10, до 50 м) неоднорідні за складом мілководні теригенно-карбонатні відклади зі слідами повсюдних міжформаційних розмивів. Найпоширенішим розвитку карбонатне осадконакопичення було в силурі. Характерну особливість силурійського басейну визначала чітка повздовжня зональність: відклади платформного шельфу, представлені карбонатним типом розрізу (Ковельсько-Хотинська структурно-фаціальна зона), у бік суміжного геосинклінального прогину змінюються карбонатно-глинистими і глинистими (Львівсько-Коломийська структурно-фаціальна зона). Уздовж меж зчленування різних структурно-фаціальних зон на різних етапах скорочення морського басейну загальний план осадконакопичення зберігається. Проте осадконакопичення стає переважно теригенним. У розрізах тіверської серії спостерігається вертикальна і горизонтальна міграція фацій внаслідок заміщення по вертикалі та в бік платформи розрізів морських відкладів субконтинентальними, а також підвищення швидкості осадконакопичення, типове для передорогенних етапів. Поза межами платформи (у "залишковій геосинкліналі") в силурі та ранньому девоні накопичується потужна (понад 2 км) одноманітна товща граптолітових карбонатно-глинистих "сланців".

На рубежі лохківського і празького віків унаслід завершальної фази каледонського орогенезу (рава-руська фаза) вздовж крайового шву перед фронтом складчастих споруд формується глибокий (понад 1,0 км) лінійний асиметричний прогин (Боянецький), виповнений континентальною червоноколірною теригенною формацією (подільським "олдредом") і зіставляється з крайовими прогинами каледонід інших регіонів.

Герцинський структурно-формаційний комплекс (середній девон – карбон).

З герцинською епохою пов'язано формування Львівського палеозойського прогину – крупної негативної структури, що перекриває пізньодевонський прогин і є центриклінальним закінченням крупнішого і протяжнішого Львівсько-Люблінського. На думку багатьох

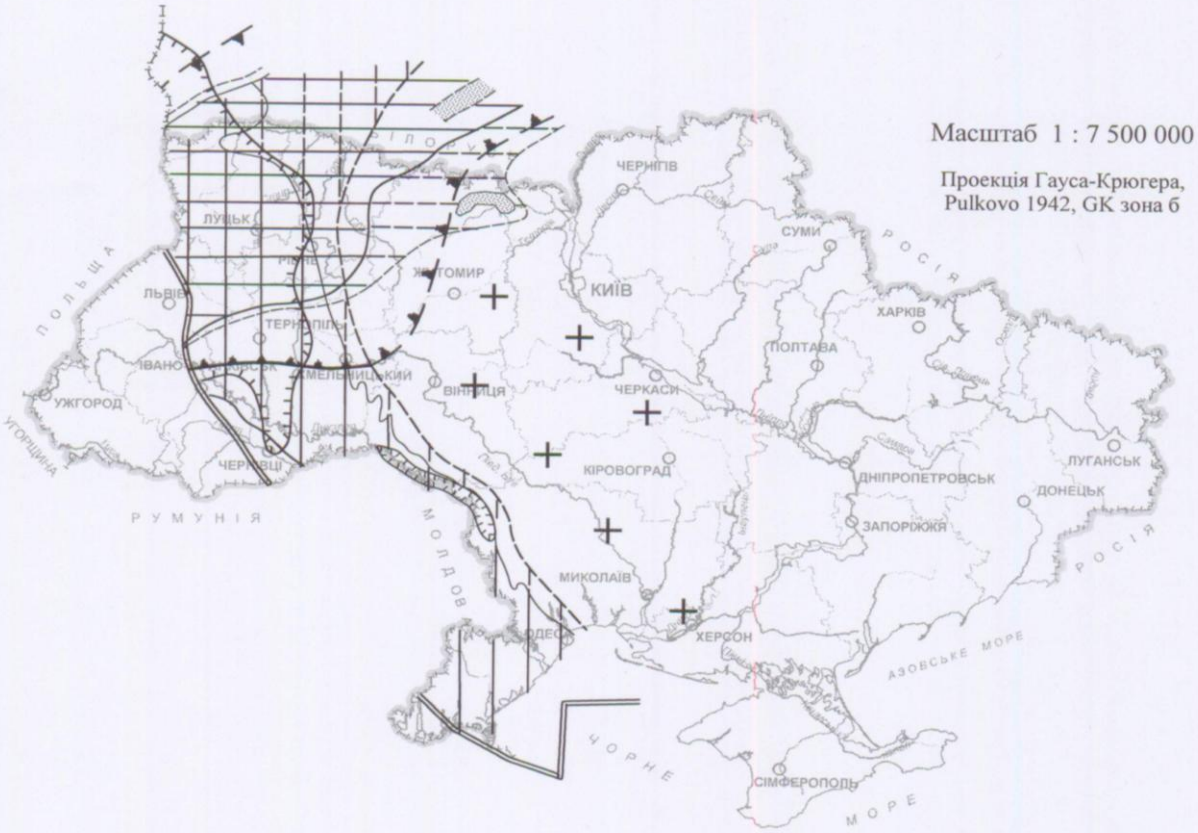
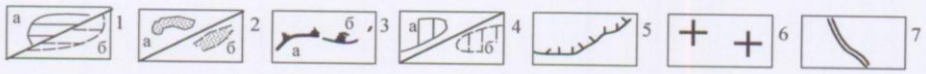


Рис.2 Структурні перебудови площ осадконакопичення і вулканізму в рифеї-венді Волино-Поділля



1- Волино-Поліський прогин у сучасних (а) і реконструйованих (б) границях; 2- Овруцько-Вільчанський (а) і Бобруйський (б) палеорифти; 3- Границі Волино-Поліського прогину в ранньому венді: сучасні (а) і реконструйовані (б); 4- Пізньовендський Дністровський перикратон у сучасних (а) і реконструйованих (б) границях; 5 - границі розповсюдження верхньоволинських базальтів (ратненської і грушкинської світ); 6- Сарматський щит; 7- Границя Східноєвропейської платформи

дослідників [47, 32], цей прогин зберігав ознаки крайового (передового) протягом усього девону і в карбоні. Проте, велика тривалість розвитку Львівського прогину та відсутність характерної для передових прогинів фаціальної і структурної зональності є підставою для віднесення його до типу субплатформних постумних шовних прогинів [144].

У розвитку Львівського прогину, що наближає його до передових, простежується зміщення осі прогинання у бік платформи та зміна у часі складу формацій, що виповнюють його синхронно з проявами герцинських орогенічних фаз. Для відновленого після континентальної перерви ейфельського басейну осадконакопичення характерне чергування мілководноморських і лагунних умов з накопиченням у низах розрізу строкатоколірних теригенних фацій та сульфатизованих доломітів, що залягають на "олдреді" з кутовою незгідністю. Середньодевонським відкладам у цілому властива порівняно невелика мінливість потужності вхрест простягання прогину при загальному її збільшенні біля краю СЄП (лінія Львів – Дубляни – Нестерів – Перемишляни) від 140 до 200 м.

Проте вже в живеті простежується тенденція до переміщення занурень на північний схід.

У пізньому девоні після помітного обміління та опріснення басейну (внаслідок акадської фази складчастості у середньоєвропейських герцинідах) вісь максимальних занурень мігрує далі на північний схід і збігається з Белз-Балучинським розломом (лінія Белз – Вел. Мости – Кам'янка-Буська). У приосьовій частині прогину формується потужна (понад 960 м) евапорито-карбонатна формація, представлена товщею доломітизованих і бітумінозних (у франському ярусі) вапняків у переверствуванні з первинними доломітами.

Одночасно з міграцією басейну на схід у внутрішній (Нестерівській) зоні прогину починають збільшуватися антиклінальні структури, свідченням чого є конседиментаційні брекчії на різних рівнях середнього (?) і верхнього девону, а також коротка перерва на межі франу і фамену.

Наприкінці девону – початку карбону Нестерівська зона зазнає інтенсивних складчасто-насувних дислокацій синхронно з бретонською фазою в середньоєвропейських герцинідах. З її підняттям на більшій частині Львівського прогину пов'язаний глибокий розмив верхнього девону, випадіння з розрізу більшої частини турне і нижнього візе, а в суміжному Люблінському прогині - виверження діабазів і туфів. На платформі це час різкої активізації розломно-блокової тектоніки, що відбилося найвиразніше у формуванні поперечного Ковельського (Волинського) підняття та високоамплітудних широтних локальних горстів і антиформ – Ратненського, Овадненського та інші, що ускладнюють його Найповніші розрізи та максимальні (понад 560 м) потужності верхнього фамену представлені лагунно-морською сульфатно-карбонатно-теригенною формацією, фіксуються в крайовій північній частині Львівського прогину біля підніжжя Овадненського горсту, обмеженого з півдня високоамплітудним (2,0–2,5 км) Володимир-Волинським підкидом. У їх складі переважають середньота грубоуламкові конгломерати, гравеліти, пісковики.

Подальший розвиток Львівського прогину в карбоні визначався накопиченням вугленосної формації і формуванням Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Визначальним чинником вугленакопичення було суміжне розміщення складчасто-гірської області, що зазнавала час від часу активізації висхідних рухів, та компенсаційного прогину перед її фронтом.

З нарощуванням орогенічних піднять упродовж астурійської фази пов'язано закриття Львівського прогину, яке супроводжувалося насуванням на нього передових складок каледонід Рава-Руської зони та складчасто-насувними дислокаціями товщ, що виповнюють його.

Таким чином, тектонічний аналіз різновікових структурно-формаційних комплексів доальпійського платформного чохла Волино-Подільської окраїни СЄП дає підстави для виділення двох тектоформаційних комплексів. Перший відповідає доплитному етапу розвитку платформи і представлений орогенним моласоїдними вулканогенно-теригенним комплексом дальсландид (поліська серія, заболоцька + бабинська світи волинської серії). Його історичний зв'язок з орогенною стадією розвитку дальсландид підкреслюється перевжаанням вулканічних вивержень центрального типу та поперечною до краю платформи структурною зональністю Волино-Поліського прогину, контрольованого північно-східними (поперечними) розломами, роль яких, як відомо, різко зростає на завершальних стадіях тектонічних циклів в умовах переважного стиснення.

Другий - плитний формаційний комплекс містить спрямований ряд тектоформацій, подібний до типового ряду формацій завершеного тектонічного циклу. Від доплитного він відділяється різким структурним неузгодженням і історично відповідає завершеному циклу тектонічного розвитку суміжної Галиційської геосинкліналі, на місці якої на межі палеозою і мезозою сформувався фундамент епігерцинської Західноєвропейської платформи.

Початкова стадія утворення формаційного ряду фіксується накопиченням базальтової формації (ратненська світа волинської серії) внаслідок структурної перебудовои, зумовленою закладанням уздовж південно-західного краю СЄП Галиційської геосинкліналі і накопиченням у ній сланцево-граувакової формації (санської серії). З кінця волинського часу розвиток Волино-Подільської окраїни СЄП внаслідок резонансного втягування її у перикратонне занурення вже підпорядковувався повздовжній (північно-західній) структурній зональності та седиментаційній циклічності, що контролювалася стадійним розвитком Галиційської геосинкліналі.

Базальтова формація закономірно перекривається потужним трансгресивним комплексом, що об'єднує відклади верхнього венду і кембрію. Зміна складу формацій у розрізі збігається з лежайською фазою складчастості. Оскільки трансгресії на платформі, як правило, запізнюються порівняно з їх розвитком у геосинклінальному прогині (правило Карпинського), власне трансгресивна формація починає накопичуватися лише в канилівський час, коли в суміжній геосинкліналі почали відбуватися інверсійні процеси, внаслідок чого море було витиснуто на платформу. Накопиченню трансгресивної формації передувало відкладання в напівізольованих локальних прогинах базальної континентально-морської формації (могилів-подільської серії).

Завершення трансгресивного теригенного етапу осадконакопичення збігається з салаїрською (сардською) фазою складчастості, що зумовлювала інверсію флішоїдної Коханівської зони і переміщення геосинклінального морського басейну в Рава-Руську "залишкову геосинкліналь". Після цього в умовах відносного тектонічного вирівнювання на Волино-Поділлі в ордовику і силурі починає накопичуватися карбонатна формація. Її геосинклінальним подібністю є карбонатно-теригенна формація "граптолітових сланців" Рава-Руської зони.

Регресивна теригенна формація (нижньодевонська тіверська серія) і завершення розвитку Дністровського перикратонного прогину визначає перехід Галиційської геосинкліналі до орогенної стадії розвитку.

Таким чином, інтервалу від пізньоволинського часу до раннього девону на Волино-Поділлі відповідає спрямований ряд формацій, який характеризувався єдністю структурного плану та геодинамічної обстановки в умовах перикратонних занурень, що свідчить про те, що формування Галиційської геосинкліналі впродовж байкальської та каледонської епох мало "наскрізний" характер і відповідало розтягнутому в часі єдиному циклу. На південно-західній окраїні СЄП це час формування вздовж крайового шву протяжного Балтійсько–Придністровського прогину.

Байкальсько-каледонський ряд формацій завершується орогенною формацією подільського "олдреду", структурно приуроченої до компенсаційного пришовного Боянецького прогину. Особливості наступного розвитку краю ВПП у межах Львівського палеозойського прогину дозволяють віднести середньо-верхньодевонську лагунно-морську евапорито-карбонатну і карбонову вугленосну формації до віддалено-орогенного комплексу. Геотектонічний режим розвитку суміжного складчастого обрамлення СЄП свідчить про те, що каледонська складчастість не була завершальною (платформоутворювальною). Ознаки епігерцинської Західноєвропейської платформи галиціди набувають лише на початку тріасу. У Львівському прогині та поза його межами платформоутворювальні процеси герцинського тектогенезу позначилися у вигляді складчасто-насувних дислокацій, найбільш інтенсивних в астурійську фазу, і різкої активізації високоамплітудної розломно-блокової тектоніки.

3.1.2.3. Тектоніка головних тектонічних елементів

Процеси деструкції жорсткої консолідованої архей-палеопротерозойської кори і формування осадового чохла на південно-західній окраїні СЄП слід пов'язувати із завершенням розвитку Волино-Поліського вулкано-плутонічного поясу, що розміщувався поряд з Волинським мегаблоком УЩ. Залишками найдревнішого квазіплатформного чохла є ксеноліти кварцитів із прошарками філітів і кварц-хлорит-серицитових сланців, які трпаляються в західному і південно-західному ендоконтактах Коростенського плутону (пугачівська товща).

Власне платформний (доплитний) етап еволюції південно-західної окраїни СЄП пов'язаний з утворенням палеорифтів, прогинів типу грабенів та авлакогенів. На Волино-Поділлі цей етап виражений *Волино-Поліським прогином* (ВППр), який на південному заході переходить у байкальську Галиційську міогеосинкліналь, а на північному сході через прогин, що був на місці східної частини Брестської і західної - Прип'ятської западин, а також через Оршанську западину поєднувався з розгалуженою системою грабенів і авлакогенів центральних і північно-західних районів СЄП. Просторове положення і простягання прогину контролювалося крупними міжблоковими і внутрішньоблоковими глибинними зонами розломів – Стоходського, Луцького, Вижівського, Горинського, Сущано-Пержанського, які виділяють по фундаменту на основі інтерпретації геофізичних даних. На відміну від багатьох подібних структур ВППр у сучасних контурах немає чіткого центрального грабена, але про первинну відсутність у межах усього Волино-Оршанського прогину не йдеться. Явно рифтова природа властива западинам, що є по суті первинними елементами ВППр, хоч у сучасному вигляді здаються незалежними та ізольованими структурами, якими вони стали в подальшій палеозойській історії геологічного розвитку. Такими структурами є Овруцька грабен-синкліналь і суміжні з нею складно деформована Білокоровицька і слабо вивчена Вільчанська грабен-синкліналі. Давно відомі незаперечні палеонтологічні дані про палеозойський вік верхньої частини їх розрізу (верхньобілокоровицька підсвіта, озерянська світа, вірогідно товкачівська

світа). Але низи розрізу є рифейськими, напевно навіть нижньорифейськими утвореннями. Подібності їх у більш скороченому розрізі в межах Бобруйського похованого виступу в Білорусі виділено в бобруйську серію, яка зіставляється з бурзянієм Уральського стратотипу Рисею. На думку О. С. Махнача і М. В. Веретеннікова [106], бобруйська серія виповнює грабеноподібні структури типу Овруцької, що і зумовлює її локальне поширення. Характерні для розрізів бобруйської серії і збраньківської світи кварцові порфіри ідентичні за мінералого-петрографічними і петрохімічними особливостями і близькі за ізотопним (К-Ar) віком – відповідно 1318±50–1380 млн р. і 1355–1460 млн р. [65].

Зазначені вулканічні утворення і пов'язані з ними осадові породи є не що інше, як залишки доплитного чохла, і просторово пов'язані з ранньорифейським структуроутворенням. Вірогідно саме вони маркують центральну рифтогенну зону Волино-Оршанського прогину, морфологічний вигляд, просторове положення і умови залягання порід якої були докорінно змінені пізнішими, головним чином герцинськими рухами. Наслідком більш ранніх із них (бретонська фаза) стали утворення субширотних структур - Північноукраїнської горстової зони і Прип'ятської западини, а також відокремлення від ВПП Овруцького палеорифту з відгалуженнями, що сталося завдяки підняттю північно-західного краю УЩ і повному зруйнуванню на ньому великих площ поширення рифейських відкладів (поліської серії).

Наслідки пізніших з герцинських рухів (астурійська фаза) були відображені в інтенсивній дислокованості білокоровицьких кварцито-пісковиків, утворенні системи шарьяжно-насувних структур уздовж західного тектонічного контакту Білокоровицької грабен-синкліналі з насуванням у східному напрямку пластин докоростенських гранітоїдів і кварцито-пісковиків білокоровицької світи на різні рівні озерянської світи, що залягає вище. Приблизна амплітуда насування за даними "Кіровгеології" становить 2,0–2,5 км.

Є.І. Паталахою (2003) теоретично обгрунтована інше міркування щодо походження системи структур Овруцької грабен-синкліналі. Остання розглядається як компенсаційний прогин, що утворився внаслідок діапіризму глибинних мас Коростенського плутону.

Як цілісна дальсландсько-байкальська структура ВППр сформований в пострифтогенного етапу рифейського структуро- і осадкоутворення. На території України він виповнений червоноколірною континентальною теригенною формацією поліської серії. Утворена в умовах нестабільного басейну з часто змінюючимися фаціальними умовами (мілководно-морськими, озерними, пролювіальними та ін.) поліська серія перекривала майже весь Волинський блок УЩ і територію Волино-Поліського палеопротерозойського поясу. Потужність серії в найбільш зануреній центральній частині палеопрогину перевищує 900 м. Ця частина прогину, яка розміщена між Володимир-Волинським (по фундаменту Стоходська зона) і Луцьким (по фундаменту Горинська зона) розломами відповідає за деякими міркуваннями [144] центральному грабену. Але прямих даних для характеристики морфології цього елемента внутрішньої будови ВППр недостатньо, наявні геофізичні матеріали теж не дають підстав виділяти чіткий грабен, подібний до центрального грабена ДДЗ.

Для центральної, північно-східної та північно-західної частин ВПП характерна висока геофізична проникність земної кори, що виявилася у трьох фазах магматизму і наростанні інтенсивності магматичної діяльності в часі [10]. Початкові вулканічні події зафіксовано за проявами туфових пачок у середній частині ромейківської світи, стратиграфічно нижче найнижчого з відомих рівнів залягання пластових інтрузій габро-долеритів. Виділення другої фази магматизму обгрунтовано наявністю у верхній частині середньої зі світ (полицької) ба-

зальтових тіл і туфів. До цієї фази магматизму відносять вірогідно також інтрузії габро-діабазів району міст Дубровиця і Горохів з найдревнішими з відомих для Волині значеннями K-Ar віку (1041±28–1175 млн р.). Чітко простежується просторовий зв'язок проявів цієї фази зі структурами північно-східного напрямку (Луцька, Горинська зони). Третя фаза магматизму стратиграфічно зафіксована наявністю сингенетичної пірокластики в жобринській світі (дані Я. О. Косовського). До цієї фази напевно відносять і всі інтрузії, що виходять на докрейдовий зріз або перекриті волинською серією венду у вузькій смузі вздовж сучасної східної границі її поширення. Вікові K-Ar дати інтрузій цієї фази різко відрізняються від значень радіометричного віку габро-діабазів і габро-долеритів попередньої фази. Вони утворюють досить щільну й численну групу значень (від 740 до 580 млн р.), що характеризують інтрузивні тіла, які розкриті свердловинами на різних ділянках ВПП (м. Ковель, села Ратно, Острівці, Гута Степанська, Кухотська Воля, Бережці, Конотопи, Конобель та ін.) у верхній частині найповніших розрізів. Інша інтерпретація даних щодо локалізованих в поліській серії магматичних утворень належить Б. Я. Воловник [32], яка вважає, що в межах ВПП гіпабісальний комплекс утворений єдиним сіллом, що інтрудує поліську серію на різних стратиграфічних рівнях. Автор розглядає всі прояви магматичних процесів як комагматичні з багатофазним волинським (ранній венд) вулканізмом, виділяючи в послідовному ряді вулканічних процесів утворення сіллу як прояв найбільш ранньої фази трапового магматизму і зіставляючи наступні фази активізації вулканічної діяльності з заболотівською, бабинською та ратненською світами волинської серії.

Як самостійна палеотектонічна структура в своїх рифейських контурах ВППр існував до середини раннього венду. Це підкреслює поширення вдовж осьової лінії його покривно-льодовикової формації (бродівська світа), з якої починається розріз венду, і особливо пірокластичної бабинської світи волинської серії, під час накопичення якої прогин розширив свої границі, але залишив свій основний поперечний до краю кратону напрямок (рис. 2). Наприкінці раннього венду, одночасно з останньою фазою трапового магматизму, прогин зник. Завдяки подальшій деструкції окраїни платформи почалася докорінна перебудова структурного плану Волино-Поділля, перехід до плитного етапу розвитку та формування принципово нової негативної структури – перикратонного прогину.

Генетична природа ВППр не має однозначної інтерпретації, завдяки чому в літературі донині застосовують такі визначення його походження і морфології, як "крайовий прогин", "авлакоген", "грабен", "западина". Більшість дослідників визнає безпосередній просторовий і генетичний зв'язок його з Галиційською міогеосинкліналлю, розвиваючи уявлення М. С. Шатського про поперечні прогини на границях різновікових платформ, обгрунтовані відносно Донбасу і Дніпровсько-Донецького авлакогену в цілому. Таке тлумачення ВППр вперше запропонував М. В. Муратов із співавторами (1962). Такі самі погляди пізніше були відображені в працях В. М. Утробіна (1966), А. В. Хижнякова (1966), І. Б. Вишнякова (1978–1988) та ін. У більш конкретизованому плані природа ВПП розглядалась В. С. Заіка-Новацьким (1970), А. Я. Радзівіллом (1974), Т. О. Знаменською (1990). Усі вони вважали, що за особливостями геологічної будови ВППр може розглядатися як крайовий прогин Галиційської складчастої області. Окремо слід привернути увагу до поглядів Є. І. Паталахи [119], який, аналізуючи співвідношення СЄП та її орогенічного оточення, дійшов висновку про належність ВППр до особливого тектонічного елемента земної кори, до складу якого входять і крайові прогини, - буферної зони - фронтальної частини форланду, що зазнає деформації

стиску і розтяжіння, які супроводжують формування суміжного з кратоном орогенічного поясу на всіх етапах його еволюції.

Усупереч з переліченими є думка [126], згідно з якою структури і басейни седиментації ВППр і Галиційської геосинкліналі розвивалися незалежно й не були пов'язані. Але пояснити відсутність такого зв'язку окраїнних структур СЄП від геодинамічних умов суміжного рухомого поясу дуже важко.

Час накопичення верхньовендських відкладів відповідає початку формування плитного чохла Волино-Подільської плити й утворення нової тектонічної структури – *Дністровського перикратону*. Геотектонічно вона належить до трансрегіональної Балтійсько-Придністровської системи перикратонних опускань, утворюючи її південну частину. У межах останньої кристалічний фундамент поступово, без різких уступів занурюється від УЩ на захід і південний захід, досягаючи біля краю древньої платформи 6,5–7,0 км. Перетворення структурного плану з волинського в пізньовендський відбувалося протягом трансгресії на кристалічний масив, що поступово збільшувався спочатку з південного сходу і півдня (могилівсько-нагорянський час), а потім – з південного заходу і півночі (канилівський, балтійський час). Формування перикратону на початку пізньовендської епохи охопило майже всю територію Волино-Поділля (за винятком Львівсько-Чернівецького палеопідняття, яким перикратонна депресія відмежовувалась від рухомої області. У процесі подальшої вендської седиментації прогин деградував, перетворившись під час найбільш регресивної стадії (нагорянсько-колківську) у залишковий басейн із застійним гідродинамічним режимом і сірководневим зараженням. В умовах останнього на всій його площі на рівні калюських верств сформувалася дуже своєрідна конкреційна фосфоритова мінералізація, що супроводжувалася в палеоструктурних пастках поліметалічним зруденінням. У розрізі перикратону, крім вендської системи (могилів-подільська і канилівська серії потужністю до 500 м були на Подільському схилі УЩ і до 900 м у західному Причорномор'ї), розвинуті відклади кембрію (балтійська, бережківська, смолярська серії потужністю до 800 м), ордовика (молдовська і вижівська серії до 80 м), силуру (яругська, малиновецька та скальська серії та їх подібності потужністю до 400 м). Після тривалої ордовицької перерви, починаючи з венлокського віку силуру і протягом раннього девону, в перикратонні опускання була втягнута вся західна окраїна СЄП, у межах якої виразно проявилась поперечна зональність прогинів – Балтійська, Брестська і Придністровська зони, а в межах останньої досить чітка поздовжня диференціація з максимумом прогинів у зоні, що відповідає внутрішній частині Львівського палеозойського прогину.

Область геосинклінального оточення південно-західної окраїни СЄП зазнала складчастих перетворень та інверсії, наростивши байкаліди Лежайського масиву та Коханівської зони смугою епікаледонської консолідації – Рава-Руською зоною. Орогенічні рухи в межах зазначених структур зумовили перетворення Дністровського перикратону в передгірний прогин (*Боянецький* за І. Б. Вишняковим), що побудований червоноколірною континентальною моласою дністровської серії нижнього девону (до 1 200 м). Прогин охоплює територію Ростоцького блока Західноєвропейської платформи і безпосередньо прилеглі ділянки СЄП.

Розформований на рубежі раннього і середнього девону, Дністровський перикратон у подальшій історії був істотно перебудований з утворенням у його межах відокремлених накладених структур різного знаку. Ознаки первинної структури зберегла за собою лише *Волино-Подільська моноклiналь (ВПМ)*, на частку якої припадає в прийнятому на карті зрізі мен-

ше половини площі перикратону. Моноклiналь є типовим елементом перикратону і вивчена порівняно з іншими краще завдяки проведеним на багатьох її ділянках крупномасштабним зйомкам. Кристалічний фундамент у межах моноклiналі має регіональний нахил на захід та південний захід і занурюється від 0 м на сході до – 1,5–2,0 км на ПнЗ і ПдС, підвищуючись (до відміток – 1 км) в області Подільського докембрійського виступу. Середній градієнт занурення 9–10 м/км, на захід від р. Збруч – 20–22 м/км. Поверхня фундаменту ускладнена ерозійними формами долинного типу, які були закладені вздовж древніх доплатформних розломів і функціонували як транспортні шляхи впродовж волинського та могилівського часу, а також досить чіткими підняттями і западинами відкритого і замкнутого контуру із заглибленнями або перевищеннями над навколишнім рельєфом у перші десятки метрів, іноді (наприклад, Проскурівське підняття в Середньому Придністров'ї) до 150–170 м. Ерозійний рельєф фундаменту в межах Подільського виступу має значення найважливішого чинника, який контролював утворення і літолого-фаціальний склад нижньої частини вендського чохла та впливав на локалізацію стратиформного флюоритового й поліметалічного зруденіння. Тектонічні ускладнення структурної поверхні фундаменту (головним чином герцинського та альпійського віку) порівняно з палеогеоморфологічними елементами довендського рельєфу мають підлегле значення. До них відносять локальні блокові структури і продольні малоамплітудні розривні порушення. Протяжних, великої амплітуди тектонічних ступеней до глибин – 500–700 м практично не має. Занурення схилу УЩ відбувається завдяки незначним зміщенням уздовж скидів, які не перевищують перших метрів і тому звичайно не фіксуються свердловинами. Характер підкиду з амплітудою до 25–30 м має лише Подільський розлом, який простежений свердловинами і відслоненнями більш як на 200 км у напрямку мм. Сороки – Могилів-Подільський – с. Галайківці – смт Нова Ушиця – сс. Майдан Морозівський – Сутківці і виник як наслідок альпійської активізації фрагменту глибинної міжблокової зони дорифейського фундаменту.

Відклади, якими й утворена власне моноклiналь, характеризуються більш пологим падінням, ніж уклін поверхні фундаменту. Лише на бортах локальних структур нахил товщ збільшується до 25–30 м/км. На фоні регіонального нахилу на захід (ПнЗ) моноклiналь має незначні перекоси з падіннями від осьової лінії склепіння Подільського виступу (сс. Гусятин – Чемерівці – Виньківці) у різні боки, відповідно на ПнЗ і ПдС.

За умовами залягання в розрізі Волино-Подільської моноклiналі виділяють венд-кембрійський і ордовик-нижньодевонський структурні поверхи, які є платформними еквівалентами складчастих байкалід і каледонід. Підпорядковані йому підповерхи характеризуються власними особливостями структурних планів, вони відділені перервами, зонами короутворення. Значними змінами структурного плану щодо до залеглого нижче характеризується, наприклад канилівсько-балтійський структурний підповерх. Вони проявлені в зрізанні канилівською серією і послідовному наляганні її на більш древні рівні розрізу і навіть кристалічний фундамент у напрямку від осі Кишинівсько-Ковельського прогину до Галиційської геосинклiналі та Прип'ятського валу. У межах Подільського виступу азимутальна та стратиграфічна незгідність підошви канилівсько-балтійських відкладів доповнюються перервою і короутворенням у покрівлі підстеляючих калюських верств.

Бережківський структурний підповерх має свої особливості структурного плану через зміщення зони максимальних прогинань у внутрішню частину майбутнього Львівського палеозойського прогину та прилеглі території Польщі. Від залеглого нижче він відділений

стратиграфічною та азимутальною незгідністю, чітко вираженим базальним горизонтом, у якому, крім місцевих порід, трапляються уламки яшм і крем'янистих порід, що свідчить про участь у творенні бережківської серії віддалених джерел зносу. Випадки залягання бережківської серії безпосередньо на канилівських відкладах (з випадінням усієї балтійської серії), що трапляється в ряді локальних структур (Куриловецьке і Соломнинське підняття, район м. Волочиськ), свідчать про прояв передбережківської тектонічної активності, пов'язаної із завершенням байкальського тектогенезу в області складчастих галицід.

У розрізі всіх домезозойських структурно-стратиграфічних підрозділів Волино-Подільської моноклінали розвинуті структурні елементи, різноманітні за морфологією та генезисом, що ускладнюють риси їх загального структурного плану (куполоподібні локальні підняття, локальні западини, горсти, грабени, прирозломні складки, флексури, різні за морфокінематикою розривні порушення – скиди, підкиди, розсуви, зони дроблення і тріщинуватості, екзотектонічні форми – діапіри, долинні роздуви, гравітаційні деформації тощо). Характеристику їх наведено раніше [32].

Найбільш характерним і поширеним елементом із ускладнень регіонального плану моноклінали є локальні підняття, серед яких переважають такі, що тісно пов'язані з позитивними формами похованого рельєфу фундаменту, які утворюють ядра таких структур. У межах Подільського виступу закартовано декілька десятків таких структур. У їх розвитку розпізнаються дві стадії: 1) пов'язану з осадконакопиченням і утворенням складок обволікання над виступами похованого рельєфу, іноді підсилених конседиментаційним ростом; 2) постседиментаційну, що виявилась у деформації осадової товщі внаслідок вертикальних переміщень блоків-штампів фундаменту.

У зоні переходу ВПМ до прилеглих структур (Львівського палеозойського та Боянецького прогинів) локальні форми більш контрастніші (Устечківська дислокація), напрямки лінійних структур збігаються з їх контурами. Прикладом є Устечко-Пелчанський субмеридіональний розлом – довгоживуча структура, що контролює площу прояву пізньоволинської фази трапового магматизму, обмежує поширення подільського "олдреду". Проявлений також як перегин палеозойської поверхні з амплітудою 60–70 м. Порушення Заболотів-Устечківської зони, що ускладнили зазначений розлом, стали передумовою закладення дуже своєрідної ерозійно-тектонічної форми - рифтоподібної долини, яка "уходить" вглиб Передкарпатського прогину і вік якої датується баденієм. Подібні за морфологією і природою структурні форми закартовані вздовж границі СЄП на ПнЗ (Ходорівська долина та ін.)

Волинське палеозойське підняття (Ковельський виступ) – позитивна структура, яка відокремлює однорангові негативні структури – Львівський палеозойський прогин на півдні і (разом Північноукраїнською горстовою зоною, що ускладнює її) Брестську западину – на півночі. У фундаменті його обмеженнями є глибинні мантійно-корові Володимир-Волинська і Стоходська зони розломів, у домезозойському зрізі – відповідні скиди з амплітудою до 2 км у районі м. Володимир-Волинського. Покрівля кристалічного фундаменту вздовж його східної і південної меж залягає на глибині від 0 до 3 км. У складі платформного домезозойського чохла бере участь низка вулканогенних і осадових формацій однотипних для всієї Волино-Подільської плити. Суттєві відміни має лише трапова вулканогенно-осадова формація нижнього венду, в складі якої на відміну від інших районів її розвитку переважають ефузивні породи, а загальна потужність її дорівнює 400–450 м.

Характерною ознакою внутрішньої будови Волинського палеозойського підняття є наявність крупних антиклінальних структур, розміщених поряд з розломами. З півночі на південь це Шацьке (тяжіє до широтного Південноратнівського розлому), Любомльське (у зоні Вижівського розлому), Оваднівське (зрізається з півдня Володимир-Волинським скидом). На формування субмеридионального Турійського валу впливав Радехівський розлом фундаменту, відображенням якого є конседиментаційна флексура в нижньокембрійських відкладах.

Формування Волинського підняття і його структур, що його ускладнюють, пов'язано з бретонською (межа девону і карбону) фазою герцинського тектогенезу. Їй відповідає і подальша перебудова всієї Балтійсько-Придністровської системи перикратонних опускань з утворенням Північноукраїнської горстової зони і початком формування кам'яновугільної западини Львівського палеозойського прогину. Бретонські рухи не вплинули на утворення нижнього карбону, про що свідчить їх трансгресивне налягання на структури Волинського підняття і девонські відклади Львівського прогину. Системи обмежувальних розривних порушень, а також властивих осадочному чохлу Волинського підняття за своїми морфологічними рисами свідчать, що формування його відбувалося в умовах інтенсивного стиску на границях блоків фундаменту різного порядку в процесі їх взаємних вертикальних переміщень.

Північноукраїнську горстову зону (ПУГЗ) можна вважати невід'ємною частиною Волинського палеозойського підняття та суміжного Волино-Поліського прогину, і лише власний морфологічний стиль структур (на противагу останньому переважання горстів і грабенів над брахіформами, що можливо пов'язано з більш глибоким ерозійним зрізом чохла) дає підстави розглядати ПУГЗ як самостійний елемент тектонічного районування. ПУГЗ як позитивна лінійна субширотна структура простежується (з урахуванням територій Польщі та Білорусі) більш як на 300 км, її обмежують Північно- і Південноратнівський розломи, амплітуди яких по фундаменту збільшуються в західному напрямку від 100 до 1 000–1 400 м. Певною передумовою формування ПУГЗ була *Поліська сідловина*, яка проявлялась як позитивна конседиментаційна структура протягом рифею–силуру. На герцинському етапі розвитку вона сформувалася у сучасному палеогеоморфологічному вигляді як структура, що відокремлює Прип'ятський прогин від Брестсько-Подляської западини.

Поперечні порушення зумовлюють складну блокову структуру всієї зони. Найбільш піднятими блоками є Дубровицький, Гірницький (Ратнівський), Хотешівський, у деяких з них під крейдою залягають на глибині близько 100–150 м утворення фундаменту (с. Ратне) або пластові інтрузії габро-діабазів (м. Дубровиця), найбільш зануреними є Перекальський блок, Бродичівський грабен. Блокові структури ПУГЗ обмежені розломами ПнС, ПнЗ, субширотного і субмеридіонального напрямків, розломи ПнС простягання успадковують план дорифейських і рифейських структур. На герцинському етапі виникли розломи субширотного напрямку, здебільшого вони зміщують структури ПнС простягання. Субмеридіональні порушення проявлені слабо, вони характеризуються відносно невеликими амплітудами вертикальних переміщень, часто зовсім безамплітудні. Найбільш контрастними є розломи субширотного простягання, саме їх або зони їхнього впливу вважають сприятливими для локалізації трубок вибуху і пошуків алмазів. Прикладом таких структур є Кухотська зона, що проявлена в поверхні фундаменту порушеннями з амплітудою вертикальних зміщень до 200–400 м при ширині 0,1–0,5 км, а в докрейдовій поверхні – у вигляді зон скидово-зсувних деформацій, брекчіювання та інтенсивної тріщинуватості (ширина до 1км). За даними геологозйомочних робіт (Судовцев, 1982), площина скиду нахилена на північ (70–85°, амплітуда

зміщення від 200 м на сході до 450 м). У зоні Кухотського розлому і розміщених південніше субширотних розломів (Бельський, Чарторийський, Куликовицький) виявлені різні за морфологією (подібні до трубок вибуху, тектоно-магматичні депресії, зони просідання, грабеноподібні) структурні форми, побудовані гетерогенними брекчіями, в складі яких беруть участь уламки порід фундаменту, чохла від рифею до девону включно, з переважанням уламків вмісних порід, що зміщені нижче рівня їх нормального залягання на 50–100 м. У брекчієпроявах Серхів, Кухотська Воля виявлено уламки кімберлітів з характерними мінералами-супутниками алмазу.

Усі закартовані широтні зони є безпосереднім результатом процесів, пов'язаних з утворенням ПУГЗ як крупної регіональної структури. Здебільшого вони не досить чітко фіксуються геофізичними методами навіть по фундаменту або простежуються фрагментарно. У домезозойському чохлі виявлено їх складну клавішно-блокову будову в смугах завширшки до 5–6 км за вертикальних переміщень окремих блоків до 50 м (Бельська зона), 100–120 м (Чарторийська зона).

Формування ПУГЗ за віком відповідає бретонській фазі герцинського тектогенезу і пов'язано з крупними структурними перебудовами, що сталися на південному заході СЄП (перебудова системи Овруцького рифту, закладення Прип'ятського прогину й Центрального грабену ДДЗ).

Львівський палеозойський прогин – структура герцинського етапу розвитку, що успадкувала Боянецький передгірний прогин і значною мірою найбільш занурену частину Дністровського перикратону та активно формувалася в середньому-пізньому девоні і карбоні. При цьому складчасті споруди геосинклінального обрамлення тривалий час (до ранніх фаз альпійського тектогенезу) проявляли тенденцію до стискання і насувів у межі суміжного ЛПП, разом із його зонами, що розвинуті на СЄП. Розміщення ЛПП між зоною каледонід (Рава-Руська) і перикратоном зумовило інтенсивну переробку найбільш стабільної епібайкальської його частини (Розтоцька зона) та південно-західне його обмежування Рава-Руським розломом внаслідок завершальних рекурентних герцинських складчасто-насувних рухів [32].

У сучасному вигляді ЛПП на півночі по Володимир-Волинському розлому межує з Волинським палеозойським підняттям, на сході і південному сході умовним контуром його є границя поширення герцинського структурного комплексу – дністровської серії нижнього девону і відкладів середнього девону, що трансгресивно перекривають її на південному сході.

У будові домезозойського чохла ЛПП спостерігаються три поверхи, що відповідають, за І. Б. Вишняковим, трьом стадіям його розвитку: 1) нижній (дністровська серія) утворює структуру трогоподібного крайового прогину перед фронтом каледонід, що відображає заключення перикратону і появу нової системи шовних депресій; 2) середній (середньо-верхньодевонський) утворює положисту западину синеклізного типу північно-східного напрямку, яка за палеогеографічними реконструкціями і наявними фактами була пов'язана з Прип'ятським прогином; 3) верхній (кам'яновугільний) – шовний прогин, що формувався в умовах прояву рекурентних інверсійних рухів у суміжній складчастій області (Львівсько-Волинський вугільний басейн). Максимальна потужність усіх трьох структурно-стратиграфічних поверхів спостерігається в межах Ростоцького блоку ЗЄП (відповідно 1 000, 1 100 і 1 200 м), при цьому ранньодевонський прогин відрізняється північно-західним простяганням; середньому поверху властиві риси як північно-західної зональності (для Ростоць-

кого блока), так і північно-східної (для частини прогину, розміщеної на дорифейській платформі); верхній поверх (кам'яновугільний) трансгресивно перекриває структури середнього й характеризується подібними особливостями. Враховуючи зазначені риси будови осадового чохла, І. Б. Вишняковим [32] запропоновано районування ЛПП з виділенням Зовнішньої (на фундаменті СЄП) і Внутрішньої (на Розтоцькому блоці ЗЄП) зон. Для Зовнішньої зони характерними структурними формами є сингенетичні валоподібні підняття, серед яких найбільш контрастно виділяється Локачинський вал північно-західного простягання, який сформувався одночасно зі структурами Волинського підняття і Північноукраїнської горстової зони. У сучасному плані Локачинський вал представлений лінійно-витягнутою формою з відносно похилим ПнЗ крилом і крутим ПнС, ускладненим Локачинським розломом. Ширина валу до 6 км, довжина понад 60 км. Амплітуда структури в центральній частині її по покрівлі середнього девону понад 100 м. У північній крайовій частині ЛПП (між Володимир-Волинським і Вітоніжським розломами) розвинуті прискидові синкліналі.

У внутрішній зоні ЛПП виділено дві підзони – синклінорно побудовану Бузьку й антиклінорно – Нестерівську. Для першої характерні широкі синкліналі, що розділені вузькими лінійними антикліналями, ускладненими насувами невеликої амплітуди (до 1,5 км). У Бузькій підзоні виявлено дві головні дислокації підкидо-насувного типу – Белз-Балучинська і Хлівчани-Перемишлянська. На схід від першої в межах Зовнішньої зони ЛПП свердловинами і шахтами також виявлено ряд підкидів і насувів, найбільшими з яких є Іванівська і Цебривська луски на ПнЗ Белз-Балучинської дислокації, Велико-Мостівська складка. У Нестерівській підзоні поєднані з насувами складки мають ще більш контрастні форми, вони дуже наближені одна до одної, у загальній структурі переважними є позитивні, витягнуті вздовж дислокацій (у ПнЗ напрямку) антиклінальні форми. Ступінь дислокованості за висновком І. Б. Вишнякова [32] на порядок вище, ніж у Бузькій підзоні, амплітуди окремих складок перевищують 400 м.

Для перехідної смуги складчасті форми чохла ЛПП І. Б. Вишняковим поділені за площовими розмірами на складки крупні (першого порядку) і дрібні, або другого порядку, за морфологією – на валоподібні і терасоподібні брахіформи. Крупні валоподібні структури західної частини ЛПП, що сполучаються і повністю зумовлені розривними дислокаціями північно-західного простягання, а також валоподібні структури східної частини ЛПП розвинуті вздовж дислокацій північно-східного напрямку. Терасоподібні форми овального контуру проявляються внаслідок різкої зміни градієнта занурення моноклiналі. Типом таких структур є малоамплітудні підняття (Сокальське, Літовизьке) та більш високоамплітудні підняття в смузі глибинного Радехівсько-Рогатинського розлому (Локачинське, Загорівське, Лудинське) і в піднятому крилі Володимир-Волинського розлому суміжного з ЛПП Волинського підняття (Овадненська і Стенжарицька структури).

Дислокації вищого порядку класифікуються подібно. Вони можуть розвиватися окремо на загальному фоні моноклiналі або ускладнюють плікативні форми першого порядку. Їхню характеристику розглянуто раніше [32].

Аналіз співвідношень структурних планів плікативних форм для R-V, Є-D_2 і D_3-C рівнів розрізу свідчить, з одного боку, про їх наскрізний і успадкований характер, і, з іншого, про зміщення контурів (у середньому на 2–4 км) структур, зафіксованих у верхній частині розрізу відносно планового положення їх у нижніх стратиграфічних рівнях, що пояснюється їх багатостадійним розвитком.

З виявленими загальними закономірностями структуроутворення, властивими ЛПП і зокрема зовнішній зоні його, не узгоджується ряд проявів тектоніки, що контролюються розломними зонами, виділеними за геофізичними даними по фундаменту. До них відносять Пелчанську дислокацію складної будови, остаточну природу якої не визначено. У структурних поверхах середньодевонських відкладів вона представлена брахіантикліналлю близькою до ізометричної форми з амплітудою понад 100 м і розмірами близько 10 км у перетині. Склепінчаста її частина порушена грабеном завглибшки понад 200 м, який заповнений верхньокрейдовими відкладами, за межами якого в склепінні складки вони розмиті. Наявні матеріали свідчать про постійний розвиток структури – формування локальної брахіформи внаслідок бретонської фази та ускладнення її грабеном в результаті альпійські рухи (австрійська фаза). Деякі особливості будови Пелчанської дислокації (наявність глибових брекчій, обрушення склепіння складки та ін.) дають підстави декотрим дослідникам допускати можливість її астроблемного походження.

Свідченням альпійської тектонічної активізації є також прояви підкидо-насувних структур, що були виявлені картувальними свердловинами в зоні Шумського розлому на відстані 20–25 км на ПнС від Пелчанської дислокації [39]. Амплітуда насування верхньодевонських відкладів на середньоюрські дорівнює приблизно 15 км, товщина покриву близько 40 м. Вік дислокації відповідає часу утворення грабену, що ускладнює Пелчанський купол (сеноман).

Кімерійським і ранньоальпійським комплексами побудовані структури, які на прийнятому на карті зрізі відображені лише контурно. До них відносять Стрийський юрський прогин – шовна структура, яка розвинена головним чином на Коханівській, Рава-Руській та Розтоцькій зонах ЗЄП і лише своїм східним крилом перекриває вузьку смугу прилеглої окраїни СЄП, а також Львівський крейдовий прогин, який сформувався вздовж зони зчленування різновікових платформ і відокремлений від альпійської Карпатської геосинкліналі блоками зі стійкою тенденцією до підняття (Лежайський масив).

Розривні порушення. Узагальнення різнобічної інформації стосовно розломно-блокової тектоніки, накопиченої проягом тривалого часу геологічних досліджень Волино-Поділля подано в праці [32]. Тому основні закономірності планового положення розривних структур, їх роль у формуванні крупних геоструктур чохла і тектонічному районуванні, зв’язок з етапами тектонічної еволюції вивчені цілком задовільно. Упродовж останніх років для дослідження їх вперше цілеспрямовано і системно було застосовано тектонофізичні методи (О. Б. Гінтов, 1999–2001). При цьому визначення морфокінематичних характеристик розломів, класифікація їх ґрунтувалися для дорифейських утворень на аналізі гравімагнітних даних у поєднанні з даними ГСЗ і прямими геологічними даними, а для відслонених відкладів венду і фанерозою було проведено спеціальні дослідження, які дали змогу визначити етапи деформацій під впливом різновікових тектонічних процесів.

Враховуючи стан вивченості розломної тектоніки Волино-Поділля і результати досліджень О. Б. Гінтова, можна констатувати таке.

1. На рівні поверхні кристалічного фундаменту спостерігається картина розломно-блокової будови, властива і УЩ. Глибинні міжблокові і мантійно-корові внутрішньоблокові розломи та зони розломів продовжуються без особливої зміни геофізичних характеристик і мають близьку кінематику.

2. Більша частина розломів платформного чохла успадковує системи міжблокових і внутрішньоблокових зон розломів у фундаменті. З ранньобайкальським тектонічним етапом пов'язана система розломів північно-східного напрямку, яка контролювала формування Волино-Поліського прогину – Вижівський, Локачинський, Стоходський, Луцький, Сущано-Пержанський – і була (за О. Б. Гінтовим) розсувами або правосторонніми зсуво-розсувами. З байкальським етапом тектонічного розвитку пов'язано закладання системи субширотних розломів (Північно- і Південноратнівські, Андрушівський, Хмельницький). Усі вони були конседиментаційними і контролювали розміщення центрів поліського та волинського магматизму або площі поліського й ранньоволинського осадконакопичення. За даними тектонофізичних досліджень О. Б. Гінтова всі вони були лівими зсуво-розсувами. З пізньобайкальськими рухами пов'язані розсувні деформації північно-західного простягання, що відіграло вирішальну роль у закладенні Дністровського перикратонного прогину (Подільський, Придністровський, а також Белз-Балучинський, Рава-Руський, Перемишлянський, Городоцький розломи) що тяжіють, до Галиційського складчастого поясу.

3. Каледонський тектонічний цикл, за даними О. Б. Гітова, відзначився розсувами північно-східної системи розломів, формуванням скидів, положистих складок та флексур північно-західного напрямку. Наслідки каледонських рухів – складчастість у Рава-Руській зоні та активізація розломів, що обмежують причленовані до СЄП структури епібайкальської платформи (Рогатинський, Рава-Руський, Городоцький).

4. Герцинський тектонічний цикл відзначився активізацією практично всіх закладених раніше систем. Найбільш контрастних рухів зазнала система субширотних розломів, по якій, за О. Б. Гінтовим, проходили ліві зсуви і яка контролювала утворення Північноукраїнської горстової зони. Мобільними були і північно-східні розломи – Вижівський, Стоходський, Локачинський, Луцький, Горинський, Сущано-Пержанський, які активізувалися як власне розсуви. Саме з цими рухами пов'язано формування Львівського палеозойського прогину, Волинського палеозойського підняття, його внутрішніх ускладнень (Овадненської і Любомльської антиформ, Турійського валу та ін.), Володимир-Волинського високоамплітудного скиду.

5. Упродовж кімерійського і альпійськиого етапів активізувалися розломи всіх систем. Особливо активними були деформації в Прикарпатській частині регіону, де сформувалося північно-східне крило Стрийського прогину, а також Львівський крейдовий прогин (розсуви і скиди в зонах Рава-Руського, Городоцького та інших розломів). Контрастно проявлено альпійську активізацію розломів північно-західного і меридіонального простягання та в межах зовнішньої зони Львівського і Боянецького палеозойського прогинів, Волино-Подільської моноклiналі. Це здебільшого розсуви, підкиди з піднятим висячим крилом (Подільський, Красилівський розломи), іноді розірвані флексури (Устечко-Пелчанський). Перші трансформовані іноді в насуви, що супроводжуються утворенням глибоких локальних грабенів (зона Шумського розлому – Пелчинська структура). Ці деформації відповідають австрійській фазі; більш молоді фази альпійського циклу фіксуються слабо за винятком карпатської (середина міоцену), з якою пов'язано формування Передкарпатського прогину. Відгуки цих рухів проявлені в малоамплітудних переміщеннях мозаїки дрібних блоків у межах усього Волино-Поділля. Лінійні протяжні порушення карпатського напрямку, за даними О. Б. Гінтова, були розсувами і правосторонніми зсуво-розсувами, субмеридіональні – лівими зсувами, субширотні – правими.

Підсумовуючи викладене, спираючись на висновки тектонофізичних досліджень О.Б. Гінтова та інші відомості, можна зробити висновок: система субширотних розломів була найбільш активною в рифеї, ранньому венді, середньому палеозої (бретонська фаза), субмеридіональна система – протягом бретонської фази герцинського й австрійської фази альпійського циклів. Система розломів північно-східного простягання найбільш активною була в рифеї і середньому палеозої, а система північно-західного напрямку – у пізньому венді, середньому палеозої, пізній крейді, міоцені.

3.1.3. ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКА ЗАПАДИНА

Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) - накладений осадовий басейн, який виповнює глибоко занурену частину консолідованого архейсько-нижньопротерозойського кристалічного фундаменту. Вона ланкою входить до складу західного сегмента Сарматсько-Туранського лінеамента (СТЛ). Останній у межах Східноєвропейської платформи відсікає УЩ від Руської плити. ДДЗ упродовж свого розвитку була генетично пов'язана з такими самими сусідніми ланками СТЛ: Прип'ятським прогином (ПП) на північному заході і Донецькою складчастою спорудою (ДСС) на південному сході. Вивчена частина осадової товщі (від середньодевонських до четвертинних відкладів) за потужністю збільшується із заходу на схід від 0,5 км у районі Брагинсько-Лоївського виступу на кордоні з ПП до 18-19 км на межі з ДСС. Подібне швидке збільшення товщин осадових утворень відбувається зі схилів УЩ і Воронезької антеклізи в бік осьової частини регіону. Багатоетапне формування западини пов'язане зі змінами тектонічних режимів, що разом з активним галокінезом зумовили її складну багатоповерхову структуру. На тектонічній карті подано характеристику сучасної будови палеозоя, оскільки він, по-перше, займає в розрізі фанерозоя значно більшу частину, ніж усі інші відклади разом взяті, по-друге, саме в цю еру визначалась принципова будова регіону і, по-третє, у відкладах палеозою містяться майже всі відомі промислові скупчення вуглеводнів, які займають є провідними серед корисних копалин регіону. При цьому слід зауважити, що тектоно-геодинамічні події мезозойської і кайнозойської ер залишили відповідний слід у структурі палеозою, але вони не внесли в неї суттєвих змін.

Структурно-формаційна характеристика вивченої частини розрізу осадового чохла ДДЗ є основним джерелом інформації про динаміку умов її формування. Спираючись лише на цю частину розрізу, деякі фахівці [159, 7, 9, 138 та ін.] дають закладення западини середньодевонською епохою, тобто віком найдревніших відкладів, розкритих тут свердловинами. Інші спеціалісти [136, 158, 157, 99 та ін.] пов'язують виникнення ДДЗ з визначеними геодинамічними подіями, що відбувалися на межі прото- і неогею. На принципове значення перебудов цього часу в Європі першим звернув увагу Г. Штілле в 1944 році. Ці дві найдовші геохронологічні одиниці він запропонував розглядати як дві стадії розвитку Землі і дав їм згадані назви. Таких поглядів на значення рифейського етапу для СЄП дотримувався в принципі і М. С.Шатський (1955), хоч за браком інформації він тоді ні ДДЗ, ні ДСС не відніс до геоструктур, що виникли в рифеї. Спираючись на сучасний рівень знань було б безпідставно зону активної смуги міжконтинентального СТЛ вважати більш інертною, ніж Пачелмський, Овруцький або Волинсько-Оршанський палеоавлакогени, які оточують ДДЗ і ДСС. Інша справа, що очікувані в них релікти рифейських утворень швидше за все знаходяться в самих занурених їх частинах. За своєю петрофізичною характеристикою вони мають бути близькими

до кристалічних порід кратона, а тому не дивно, що не знаходять виразного відображення як окреме геологічне тіло в хвильових розрізах сучасних сейсмічних зйомках МСГТ. Існують і речовинні свідчення про наявність зруйнованих рештків рифею у відкладах палеозою.

Основні етапи розвитку Прип'ятсько-Донецького прогину і, зокрема, ДДЗ як його найбільш репрезентативної в тектоно-формаційному відношенні ланки, чіткj відображені в структурі осадового чохла.

Послідовність досить повно задокументованих етапів розвитку ДДЗ у фанерозої починається з середнього девону і завершується в пліоцені-квартері (актуотектонічний етап, природно, ще не має відповідного сформованого тектоно-седиментаційного комплексу). Вона містить: середньодевонський дорифтовий, пізньодевонський рифтовий, турнейсько-ранньовізейський епірифтовий, кам'яновугільний міогеосинклінальний, ранньопермський відроджено-рифтово-синеклізний, мезозойський синеклізний та кайнозойський епісинеклізний етапи.

Кожному з цих етапів відповідає тектоно-седиментаційний комплекс (ТСК), що містить низку формацій, пов'язаних певною єдністю літогеодинамічних показників, і водночас, досить чітко відокремлених різними типами міжформаційних границь (від різко неузгоджених до змінних у часі градаційних).

1. Середньодевонсько-нижньофранський дорифтовий ТСК містить в собі: пярнусько-нарівську сульфатно-карбонатно-теригенну сіроколірну (потужність до 60 м), пярнусько-нарівську та живетсько-пашійсько-кинівську теригенну строкатокольорову (до 110 м) формації. На території ДДЗ вони, на відміну від Прип'ятської западини, характеризуються "клаптевим" поширенням, що відображає складну конседиментаційну розломно-блокову тектоніку.

2. Верхньодевонський рифтовий ТСК, що містить основну частину франу та фамен, характеризується великим формаційним рядом, що відображає складний характер середньопалеозойського рифтогенезу. Члени цього ряду, які змінюють один одного в розрізі та по латералі, представлені: саргаївсько-семилуцькою сіроколірною (до 200 м), алатирською вулкано-теригенною червоноколірною (до 500 м), воронезько-євланівською ефузивно-базальтовою темно-сіроколірною (до 800 м), воронезько-євланівською туфогенно-глинисто-сульфатно-карбонатною сірокольорною (до 600 м), ливенською вулканогенно-андезитовою сіроколірною (до 600 м), верхньофранською соленосною сіроколірною (до 1 500 м), нижньофаменською теригенно-карбонатно-вулканогенною сіроколірною (до 1 000 м), задонською глинисто-рифогенно-карбонатною темно-сіроколірною (до 600 м), єлецькою теригенною флішоїдною темно-сіроколірною (до 3000 м), верхньофаменською вулканогенною строкатоколірною (до 2000 м), лебединською соленосною сіроколірною (до 800 м), верхньофаменською вулканогенно-теригенною червоноколірною (до 1 000 м), верхньофаменською вулканогенно-карбонатно-теригенною строкатоколірною (до 2 500 м), верхньофаменською (руденківською) теригенно-карбонатною темно-сіроколірною (до 1 500 м) формаціями.

3. Турнейсько-нижньовізейський епірифтовий ТСК на відміну від верхньодевонського утворений суто осадовими формаціями з телевулканічними проявами. Він містить у собі: турнейсько-нижньовізейську теригенну кварцово-каолінову вугленосно-бокситоносну строкатоколірну (до 600 м), турнейсько-нижньовізейську теригенно-рифогенно-карбонатну (до 1 000 м), нижньовізейську сіроколірну та нижньовізейську крем'янисто-рифогенно-карбонатну (до 200 м) формації.

4. Кам'яновугільний (верхньовізейсько-серпухівсько-середньо-верхньо-кам'яновугільний) міогеосинклінальний ТСК утворений: верхньовізейсько-серпухівською паралічною вугленосною сіроколірною (до 2,5 км), що в приосьовій зоні південно-східної частини ДДЗ заміщується алевро-глинистою флішоїдною темноколірною (до 3 000 м) формаціями, вище залягають; нижньобашкирська теригенно-туфоглинисто-рифогенно-карбонатна зелено-сіроколірна (до 500 м), середньо-, верхньокам'яновугільна паралічна вугленосна сіро-строкатоколірна (до 5 500 м) та верхньокам'яновугільна теригенна червоноколірна (до 600 м) формації.

5. Нижньопермський відроджено-рифтогенно-синеклізний ТСК у нижній частині утворений картамиською теригенною міденосною червоноколірною (до 1 200 м), а вище – микитівсько-слав'янсько-краматорською соленосною (до 2 200 м) формаціями.

6. Мезозойський синеклізний ТСК включає у себе: нижньотріасову (дронівську) моласоїдно-теригенну червоноколірну (до 800 м), нижньо-, середньотріасову серебрянську туфоглинисту червоноколірну (до 200 м), верхньотріасову (протопівсько-новорайську) теригенну сіроколірну (до 200 м), нижньоюрську (тоарську) карбонатно-теригенну сіроколірну (до 90 м), середньоюрську (аален-байоську) паралічну вугленосну сіроколірну (до 200 м), середньоюрську (батську) туфогенно-теригенну сіроколірну (до 250 м), верхньоюрську теригенно-рифогенно-карбонатну сіроколірну (до 200 м), нижньокрейдову теригенну кварц-глауконіт-каолінову бокситоносну строкатоколірну (до 160 м), нижньосеноманську (буромську) теригенну глауконітово-фосфоритоносну зелено-сіроколірну (до 60 м) та верхньокрейдову (верхньосеноманськo-маастрихтську) карбонатну біло-ясноколірну (крейдово-мергельну – до 800 м) формації.

7. Кайнозойський епісинеклізний ТСК утворений: палеоценовою піщано-глинисто-мергельною темно-сіроколірною (до 100 м), еоцен-олігоценовою крем'янисто-теригенно-мергельною глауконіто-фосфоритоносною блакитно-зеленувато-сіроколірною (до 60 м), міоценовою крем'янисто-піщано-глинистою маршаліт-кварцово-каоліновою буровугленосною сіро-ясноколірною (до 40–150 м), верхньоолігоценовою глинистою строкатокольоровою (до 20–40 м), пліоцен-еоплейстоценовою глинистою червоноколірною (до 60 м), антропогеновою теригенно-грунтово-лесовою (до 50 м) формаціями.

Основою для тектонічного районування ДДЗ, крім наведеної структурно-формаційної характеристики нашарувань палеозою, стали середньомасштабні карти останніх 10-15 років. Вони синтезували практично весь набутий фактичний матеріал за минуле півстоліття. Це – тектонічна карта ДДЗ по відкладах верхньопалеозойського структурного поверху (1980, масштаб 1:200 000, Б. П. Кабишев); структурні карти покрівлі продуктивних горизонтів В-16 і В-19 верхньовізейських відкладів ДДЗ (1989, масштаб 1:200 000, Г. М. Гатіатуліна, Н. Г. Жарко, О. К. Ципко та інші), тектонічна карта ДДЗ, побудована за принципом переважного комплексу (1996, масштаб 1:200 000, О. К. Ципко та інші); геологічні карти зрізів ДДЗ на рівнях –3, –4, –5, –6 та –7 км (1998, масштаб 1:200 000, О. К. Ципко, Ю. О. Арсірій, А. Б. Холодних та інші); структурно-геологічна карта доверхньовізейських відкладів ДДЗ (2000, масштаб 1:200 000, А.Б. Холодних та ін.). Підґрунтям також були узагальнені побудови, створені за результатами різнопланових геофізичних досліджень і розробок, які, на думку авторів, на сучасному рівні знань висвітили глибинну будову регіону. Це – карти вивченості палеозойських відкладів ДДЗ сейсморозвідкою МСГТ (1988, масштаб 1:200 000, О. П. Самойлюк, М. Г. Турчаненко, Л. В. Смекаліна, Г. Д. Забелло та ін.); регіональні профілі

МСГТ ДДЗ (1988–1999, ГМ 1:100 000, ВМ 1:50 000, С. М. Стовба, В. А. Редколіс, М. Т. Турчаненко та ін.); структурно-тектонічна карта ДДЗ (1998, масштаб 1:200 000, Є. С. Дворянин); схема розломно-блокової тектоніки дорифейського фундаменту України (2002, масштаб 1:1 000 000, О. Б. Гінтов, В. А. Єнтін, Л. М. Шимків та ін.); карта гіпсометрії поверхні докембрійського фундаменту ДДЗ (2003, масштаб 1:500 000, С. М. Стовба, М. Г. Манюта та ін.). Переважна більшість перелічених картографічних матеріалів містяться лише у фондах різних наукових і виробничих організацій, бо нині через зменшення можливостей публікації картографічних матеріалів і вони своєчасно не доведені до відома широкого кола геологічної громадськості.

У процесі створеннія тектонічної карти ДДЗ було також прийнято до уваги численні розробки останніх років. У них з різних принципових позицій розглядалися ті чи інші особливості структури западини, прояви різних тектонічних рухів і процесів, розломно-блокова тектоніка, галокінез, співвідношення структурних планів окремих горизонтів тощо (В. К. Гавриш, О. Ю. Лукін, Б. П. Кабишев, О. М. Істомін, І. В. Височанський, О. В. Кривошея, Н. Т. Пашова, В. Т. Кривошеєв та багато інших). Таким чином, автори тектонічної карти намагалися залучити весь інаявний фактичний матеріал і сучасні наукові дослідження з тектоніки палеозою. Їх компанування на карті було підпорядковувано основній меті – в межах картографічних можливостей найповніше дати характеристику геологічним тілам палеозою, що були утворені під час основних етапів формування ДДЗ цієї ери.

За сучасним станом розвитку ДДЗ слід розглядати як синеклізу СЄП. Від ПП вона відокремлюється системою великоамплітудних порушень, закартованих сейсмікою вздовж західного схилу Брагинсько-Лоєвського виступу. Розмежування з ДСС має значно складніший характер, хоч ву його основу покладено простий принцип. Ця границя має визначатися такими ознаками будови осадового чохла, які б якомога чіткіше і в найпростішій формі окреслювали рубіж зміни тектонічного режиму ДСС після заальської фази складчастості. Після цього Донбас продовжував переважно здійматися аж до кайнозойського періоду включно, а западина натомість, за винятком невеликих перерв, потрапила знову під вплив нисхідних рухів і стала місцем накопичення досить потужних товщ мезозойсько-кайнозойських відкладів. Для найбільш зануреної частини грабена такою границею є лінія виклинювання нижньопермських відкладів. Далі на південь від східної перикліналі Кальміус-Торецької улоговини вона трасується вздовж західного кордону смуги поперечних дислокацій ДСС (флексури і поперечні складки лінійного типу) аж до виходів на денну поверхню кристалічних порід Приазовського мегаблока УЩ. Таким чином до території западини віднесено так звану Красноармійську моноклiналь, де кам’яновугільні відклади перекриті малопотужними мергелями верхньої крейди. На північ від східної перикліналі Бахмутської улоговини і до державного кордону вона визначається межею поширення відкладів юрської системи. Границя ДДЗ і Воронезького авлакогену (ВА) вздовж визначається поширенням нашарувань башкирського ярусу середнього карбону. На півдні межа западини і УЩ на великій відстані проходить так само вздовж виклинювання тих самих відкладів аж до меридіана Мар’їнської депресії, але далі до Криворізько-Павлівського скиду проводиться авторами вздовж лінії виклинювання кам’яновугільних відкладів у цілому.

У процесі тектонічного районування ДДЗ за основу було прийнято схему, запропоновану рішенням Наради з класифікації платформних структур. При цьому автори насамперед користувалися визначальними ознаками, які стосувалися будови осадового чохла. Це зміни

потужності товщ та їх речовинний склад, ступінь і характер дислокованості напластувань, тип структур нижчих порядків та їх просторова орієнтація, активність і характер галокінезу тощо. В процесі визначення меж окремих тектонічних елементів бралися до уваги також тектонічні режими, за яких відбувалося формування геологічних тіл кожного палеозойського етапу, та характер тектонічних рухів, яких вони зазнавали як у процесі свого формування, так і протягом наступного часу.

У межах кристалічного ложа ДДЗ продовжуються основні тектонічні елементи УЩ вищих рангів (глибинні міжблокові шовні зони та мегаблоки), які на півночі виходять на схили ВА. Здебільшого це структури субмеридіонального напрямку, закладення яких відбулося на ранніх етапах утворення СЄП. У самій западині закартовано дві переривисто-зміщені зони розломів північно-західного простягання. Ці зони приблизно збігаються із сучасними границями грабена, хоч їх складові частини в багатьох місцях окреслюють більш вузьку смугу. Визначено також ще одну пару таких самих переривистих порушень і такої ж орієнтації. Вони ще більше зближені між собою, однак нижчі за рангом. Усі елементи північно-західного простягання молодші за віком від субмеридіональних і пов'язані, найімовірніше, з пізньопротерозойським рифтогенезом Сарматського палеощита.

Структурою поверхні докембрійського фундаменту завершується інформація про ложе регіону. Вона дає уявлення не лише про його морфологію і тенденції в змінах загальної потужності всього осадового наповнення, але й висвітлює мережу висококоамплітудних диз'юнктивів, що продовжуються в осадовій товщі. Порівнюючи ці порушення з субмеридіональними архейсько-нижньопротерозойськими зонами глибинних розломів легко дійти висновку, що останні прямого не відображені чітко в морфології ложа, а також в осадовому чохлі. Лише за непрямими ознаками, стосовно напрямків простягання окремих структур нижчих порядків, та під час зіставлення геологічної структури деяких сусідніх тектонічних елементів западини можна помітити їх опосередкований вплив. Панівне положення займають висококоамплітудні порушення північно-західного простягання. Разом з тим фрагментарне детальне вивчення цієї поверхні виявляє розгалужену систему різнонаправлених скидів менших амплітуд. Усі диз'юнктиви загалом створюють складну систему блоків, особливо в північно-західній половині регіону. Тут, усередині грабена, вони утворюють численні виступи різної величини. Певна їх частина групується в два пасма, що витягнуті вздовж грабена. Далі на південний схід ці пасма нівелюються. Проникнення порушень в осадовий покрив неоднакове. Вони обмежуються поверхами неузгоджень, насамперед, приурочених до меж геологічних тіл, сформованих у палеозої. Більша частина з них зникають, а інші поновлюються в революційні періоди розвитку западини, однак зі зменшенням амплітуди. Дуже мала кількість скидів сягає передпалеогенового неузгодження (ларамійська фаза складчастості).

ДДЗ складається з таких структур першого порядку: грабена та симетрично розміщених уздовж нього північного і південного бортів. Ці тектонічні елементи розмежовані так званими крайовими розломами. Здебільшого вони по суті є системами вузьких східчастих блоків, що через високоамплітудні скиди швидко занурюються в бік осьової частини западини. Можливо, серед них підкиди часів ларамійської і, менш вірогідно, заальської фази складчастості. На картах крайові розломи трасуються по першому прямому скиду зі сторони бортів, який здебільшого має велику амплітуду. На Остапівсько-Білоцерківському та Самарсько-Волчанському виступах виразність цього порушення губиться, і в їх межах поширюються зворотні скиди. За таких умов границя грабена визначається умовно за різким збільшенням

градієнта потужності та регіонального нахилу залягання відкладів усіх підрозділів палеозою в бік осі западини.

Північний і південний борти западини вивчені значно гірше, ніж грабен, за винятком їх південно-східних частин. На північному борті цей виняток пов'язаний з пошуками і розвідкою родовищ вуглеводнів, а на південному - кам'яного вугілля. Вони характеризуються повільним наростанням товщини осадового чохла в бік грабена. Кути нахилу кристалічного ложа збільшуються в тому самому напрямі від часток градуса до 2–3°, а поблизу крайових розломів місцями досягають 6–7°. У розрізах з'являються нові стратиграфічні підрозділи, поява яких приурочена як до трансгресивного, так і регресивного залягання напластувань. Загальна кількість неузгоджень та їх стратиграфічні діапазони мають на бортах більші значення порівняно з грабеном. Симетричне розміщення бортів допускає наявність асиметричних рис їх будови. По-перше, є різниця в потужностях осадового чохла. Фундамент північного борту загалом більш занурений, особливо його південно-східна частина (понад 5 км). Південний має менші потужності, але його північно-західна частина опущена майже на такі самі глибини, як і південний схід північного борту. По-друге, у їх найбільш вивчених частинах закартовано щільну мережу малоамплітудних прямих і зворотних скидів, але різної орієнтації. Якщо на півночі вони відносно крайового розлому за простяганням майже паралельні йому, то на півдні – діагонально притикаються до нього. По-третє, за кількістю, щільністю та розміщенням структур IV порядку вони також різні. Це невеликі малоамплітудні брахіантикліналі. На півночі їх значно більше і вони переважно групуються в пасма, які приурочені до порушень та часто мають зірвані північні крила. На півдні відомі лише поодинокі підняття. По-четверте, північний борт не має таких виразних виступів уздовж границі з грабеном, як південний (Самарсько-Волчанський, Остапівсько-Білоцерківський, Гнилицький, Старохутірський). Вони вклинюються в грабен і східчасто звужують його від 165 км на південному сході до 60 км на північному заході. І, нарешті, по-п'яте, ширина і площа північного борту помітно більша за південний.

Грабен є основним тектонічним елементом середньопалеозойського рифта, в межах якого збереглися найпоширеніші розрізи відкладів цього етапу розвитку ДДЗ. Борти теж часом були втягнуті у процеси рифтогенезу, але їх наслідки були меншими і мали інші форми прояву. Крім того, після подальших численних процесів денудації на бортах залишилися екзотичні рештки напластувань цього етапу на обмежених ділянках і невеликої потужності. Саме в грабені завдяки переміщенню мас євлано-лівенської солі франського віку був активний галокінез, тоді як в ПП пластичною була лебедянська сіль фаменського віку. Як випливає з формаційної характеристики відкладів середньопалеозойського рифта, їх седиментація відбувалася в умовах постійних низхідно-висхідних рухів складної системи блоків. "Клавішний" характер їх переміщень і пізніше впливав на форми дислокацій і потужність молодших за віком нашарувань, але їх слід розглядати як постумні. Вони з часом згасали і вже в мезозойській товщі якщо і мали відбиття, то лише у вигляді плікативних зміщень. Упродовж наступних етапів формування ДДЗ грабен залишався місцем прояву найактивніших тектонічних дій і накопичення максимальних потужностей як палеозойських, так і мезозойсько-кайнозойських відкладів.

Різний характер дислокацій, їх специфічні морфологічні форми, закономірності зміни потужностей і формацій різновікових відкладів дали змогу виділити в грабені три зони (структури II порядку) з їх підзонами. Це - дві прибортові зони, що симетрично облямували з

півдня і півночі приосьову зону майже на всьому її простяганні. Прибортові зони в поперечному перетині характеризуються стрімким зануренням східчасто-блокового докембрійського фундаменту. Одночасно нарощуються потужності всіх стратиграфічних підрозділів осадового чохла. Їх границі з приосьовою зоною мають умовний характер і проводяться за різким спадом показників градієнта збільшення потужностей і, насамперед, палеозою. Здебільшого ці границі збігаються зі скидами північно-західного простягання. Вздовж північно-західних і центральних частин прибортових зон регіональне поступове збільшення товщин часто ускладнюється невеликими стрибкоподібними змінами. Вони утворені завдяки діагональним скидам, що обмежують невеликі за розміром грабеноподібні форми. У приосьовій зоні в бік ДСС відбувається швидке нарощування потужностей. Тут зафіксовано лише два помітних перепади. Один з них пов'язаний із суттєвим збільшенням кам'яновугільних відкладів на східному схилі Срібнянської депресії, а другий – до Брагинсько-Лоєвського поперечного виступу, де стоншується вся товща осадового чохла. Ці перепади слід розглядати як перше і друге замикання западини.

Південна прибортова зона має три підзони: складних дислокацій, моноклінальну і відкриту моноклінальну. Перша з них бере свій початок від східного схилу Старохутірського виступу і продовжується до Левенцівської структури включно. Для неї властиве велика різноманітність морфологічних форм складок, поширення активного галокінезу, наявність виступів докембрійського фундаменту у вигляді невеликих горстів, а іноді і їх пасм, започаткованих розломною тектонікою ще в рифтогенний етап, строкатість змін переважних комплексів. Далі на схід, уздовж схилу Сарматсько-Вовчанського виступу розміщена моноклінальна підзона (Близнюківська моноклiналь). Тут немає виразних замкнених піднять і проявів галокінезу, а також горстоподібних виступів фундаменту. Палеозойські відклади порушені палеозойськими скидами різних типів та перекриті слабо дислокованою досить потужною товщею мезозойсько-кайнозойських порід. Відкрита моноклінальна підзона має, в принципі, таку саму будову, але на відміну від попередньої не має потужного мезозойського перекриття і лише подекуди породи карбону перекриваються малопотужним шаром мергелів верхньої крейди. Палеозой тут порушений не лише скидами, але й підкидами, які заходять сюди з відкритої частини ДСС. Останній тип порушень у попередніх підзонах не виявлено. Від південної зони дрібної складчастості ДСС (за В. С. Поповим), продовженням якої вона є, відрізняється наявністю відкладів крейди та відсутністю лінійних складок.

У межах північної прибортової зони грабена виділяють також три підзони: складних дислокацій, моноклінальної і перехідної. Перша з них починається зі східних схилів Брусилівського виступу фундаменту і закінчується Валківською соляною структурою включно. Її будова, в принципі, така сама, як і однойменної підзони південної прибортової зони. За характером дислокацій венд відрізняється лише наявністю досить великих брахіантикліналей з великими амплітудами (Більська, Качанівська, Рибальська та ін.), а також широких компенсаційних мульд (Бобрицька, Синівська та інші) поряд із соляними діапірами з високими рівнями підйому солі (Дмитрівський, Роменський та інші). Далі на схід розміщена моноклінальна підзона, подібна за будовою до такої самої підзони на півдні. Вони різняться між собою двома відмінностями. Перша полягає в тому, що північна підзона поділена перехідною на дві окремі частини: західну Зміївську і східну Сватівську моноклiналі. Друга відмінність зводиться до наявності у Сватівській моноклiналі північних закінчень двох структурних пасм північно-східної орієнтації, але без чітко виражених у цих закінченнях замкнених піднять.

Перехідна підзона переймає частково ознаки моноклінальної і складних дислокацій. На її території проявляються активний галокінез і закартовані невеликі за розміром замкнені підняття, що можуть групуватися в короткі пасма. Північна прибортова зона є продовженням північної зони дрібної складчастості і перехідної зони ДСС (за В. С. Поповим).

Як борти відносно грабена, так і прибортові зони щодо приосьової зони в самому грабені, займають симетричне положення, але відомі ще деякі риси асиметрії крім згаданих вище. По-перше, кристалічний фундамент південної зони займає значно вище положення, особливо в північно-західній половині, що яскраво ілюструє порівняння геологічних карт зрізів на різних абсолютних рівнях. По-друге, в цій же зоні завдяки виступам фундаменту з боку борту відбувається згадане вище східчасте звуження ширини грабена. По-третє, моноклінальна підзона цієї зони значно коротша за подібний тектонічний елемент північної зони.

Приосьова зона складається з п'яти поперечних підзон: північно-західної центрокліналі, складних дислокацій, великих валів і депресій, передмезозойських соляних діапірів, та південно-східної центрикліналі. Північно-західна центрокліналь – найвищий елемент осьової зони. Переважне положення в ній належить утворенням девону, в розрізі яких чимале місце займають вулканогенні породи. До неї приурочений найбільший в западині Чернігівський максимум тяжіння, в її межах розміщений і найбільший за розміром Кошелівський виступ, що інверсійно перекривається в апікальній частині безпосередньо верхньовізейськими відкладами. Активного галокінезу практично немає. І, нарешті, за гіпсометрією поверхні докембрійського фундаменту тут спостерігається інверсія асиметрії западини – південна частина грабена занурена глибше, ніж північна. Підзона складних депресій за будовою принципово не відрізняється від однойменних елементів прибортових зон, за винятком наявності тут поодинокої в западині кільцевої соляної структури, що обрамляє Гужівську терасу (депресію) і ввійшла в геологічну літературу під назвою Ічнянська група соляних структур. Ця підзона на півночі і півдні контактує з подібними підзонами, що ще раз підкреслює наявність заданого вище першого замикання западини. Основну площу підзони великих валів і депресій займають саме ці великі за розміром структури III порядку разом із сідловинами між ними. Поза межами валів і їх схилів закартовано обмежену кількість виразних локальних замкнених піднять. Підзона передмезозойських соляних діапірів принципово відрізняється тим, що на зміну широким структурам III порядку приходять видовжені вузькі складки, вісь яких ундулює і утворює ланцюг структур IV порядку. Це соляні діапіри з передмезозойським рівнем підйому мас солі, що чітко фіксуються в структурі мезозою у вигляді куполів. Між ними розміщені так звані "міжкупольні" підняття, поховані під тими самими мезозойськими відкладами. Франська сіль у куполах взаємодіє з солями краматорської світи нижньої пермі й утворює з ними грибоподібні морфологічні форми. Південно-східна центрокліналь – найбільш заглиблена частина грабена. В її осьовій частині розміщена вузька видовжена складка, що по суті є продовженням головної антикліналі ДСС. З двох боків її облямовують дві видовжені депресії, відомі в літературі як Бахмутська і Кальміус-Торецька улоговини. Апікальна частина осьової складки, а також інших крупних піднять центрокліналі не мають мезозойських нашарувань, і тому цю частину западини часто-густо називають "зоною відкритих палеозойських структур". За своїм положенням вона відповідає зоні великих лінійних складок ДСС (за В. С. Поповим).

Більшу частину структур III порядку відображено на карті. Серед позитивних – це вали, які мають чіткі замкнені форми в морфології підошви верхньовізейських відкладів, та па-

сма, що є ланцюгами структур IV порядку, але за стратоізогіпсами кам'яновугільних поверхонь воєдино не оконтурені. До незамкнутих форм відносять такі внутрішньограбенні виступи III порядку, як Нехворощанський, Талалаївський та інші, але не всі вони показані на карті. Серед негативних структур III порядку закартовані найбільші так звані великі палеозойські депресії (Срібнянська, Жданівська та інші) та великі за площею компенсаційні мульди. За браком місця, на жаль, не відображено на карті сідловини між валами й депресіями. З локальних піднять (структури IV порядку) оконтурені лише ті, що мають великі розміри і відомі як великі родовища нафти й газу.

Активний галокінез найпоширеніший на великій території западини від південно-східної центрокліналі до її першого замикання. Тут більша частина структур III і IV порядків пов'язана з ним. За одних умов соляна тектоніка була структуроутворювальним чинником (Глинсько-Розбишівський, Солошинсько-Диканський вали та інші), за інших – такою, що ускладнювала будову складок (пасма південно-східних підзон приосьових зон грабена). Разом ці два процеси створили велику морфологічну різноманітність соляних структур. На карті відображено практично всі соляні діапіри зі стратиграфічними рівнями підйому солі від доверхньосерпухівського неузгодження до відкритих штоків включно.

Наприкінці характеристики тектоніки ДДЗ необхідно підкреслити, що вона сама і її тектонічні елементи різних порядків формувались завдяки дії як вертикальних, так і горизонтальними рухами, серед котрих провідне місце треба віддати першим. Наглядніше дії горизонтальних здвижок зафіксовано в південно-східній частині регіону. Це зміна панівного північно-західного простягання структур всіх порядків на субширотний в підзоні домезозойських соляних діапірів, наявність на півночі південно-східної центрокліналі пасм північно-східної орієнтації (як в зоні дрібної складчастості ДСС) та деякі інші ознаки.

3.1.4. ПІВДЕННОУКРАЇНСЬКА МОНОКЛІНАЛЬ

Південноукраїнська моноклiналь охоплює область поширення осадових товщ, що перекривають фундамент Східноєвропейської платформи. Її північна межа відповідає межі поширення неогенових відкладів, що перекривають південний схил Українського кристалічного щита. Південну межу моноклiналі в північній частині регіону проводять по регіональному порушенню (Головному Азовському розлому), що є одночасно північною межею Скіфської епіорогенної зони, далі на захід по північному борту Каркінітського прогину, а в Західному Причорномор'ї – по північному борту Переддобрудзького прогину.

За стратиграфічною повнотою та потужністю розрізів у межах моноклiналі розрізняють дві частини: західну та східну. У західній частині, західніше меридіана м. Одеса, розріз осадового чохла містить відклади від венду до антропогену, тоді як у східній – практично лише від крейди до антропогену.

Структурний план як західної, так і східної частин моноклiналі загалом простий і характеризується пологим падінням осадових товщ у південно-західному та південному напрямках. Ізопахіти чохла витримують переважно субширотне простягання з окремими ускладненнями у формі напіввиступів, малоамплітудних піднять та локальних западин.

3.2. ЕПІОРОГЕННІ ЗОНИ

3.2.1. РАВА-РУСЬКА ЗОНА

Згідно з прийнятою схемою тектонічного районування під назвою “Рава-Руська епіорогенна зона” на карті відображено блок фундаменту Західноєвропейської плити (ЗЄП), що межує з Розтоцьким блоком байкалід, який нарощує Волино-Подільську окраїну СЄП. Проте прямих геологічних даних про цей блок байкалід нема, і його будова реконструюється лише геофізичними методами. У структурі фундаменту ЗЄП Рава-Руську зону виділяють як невеликий фрагмент протяжної зони каледонської складчастості, більша частина якої, як і решта частини молодої платформи, в сучасній структурі перекрита складчасто-орогенним комплексом Передкарпатського переднього прогину. Північно-східну її межу визначає фронт Рава-Руського насуву, по якому каледонські складчасті комплекси частково перекривають Львівський палеозойський прогин. З південного заходу на Рава-Руську зону по Городоцькому розлому насунута Коханівська зона салаїрської складчастості, що підтверджено параметричними свердловинами Парище-14, Каменна-15 та 16. Коханівська зона, у свою чергу, по Краковецькому розлому ускладнена насувом з боку Лежайського масиву байкальської складчастості [147], а на думку С. С. Круглова – каледонської (Геодинаміка, 1999, № 12, стор. 72).

За даними свердлування Рава-Руська зона утворена потужною (понад 1 000 м) інтенсивно дислокованою товщею темно-сірих аргілітів (“граптолітових сланців”) з поодинокими тонкими проверстками вапняків. У ядрах окремих антикліналей (район Ставчан) виявлено кембрій – флішоїдну строкату складчасту товщу (переверствування аргілітів, алевролітів та кварцитоподібних пісковиків) потужністю понад 530 м. Ступінь дислокованості помітно зменшується в південно-східному напрямку. За визначенням залишків фауни граптолітів, брахіопод та остракод вік аргілітової товщі датується силуром – раннім девоном. Її накопичення пов’язують з вузьким міогеосинклінальним трогом (Рюген-Поморського) в складі Добрудзько-Північноморського лінеамента [23] в умовах його інтенсивного прогинання і значного надходження в басейн переважно тонкого теригенного матеріалу. Найповніший розріз розкрито св. Рава-Руська-1 (інт. 1 227–2 960 м). Тут аргілліти залягають під кутами до 55–85° і місцями ускладнені зонами сколів з дзеркалами ковзання.

З епохою каледонської складчастості пов’язано закриття Рава-Руського міогеосинклінального трогу. У сучасній структурі зона каледонської складчастості в обрамленні СЄП має найбільш підняте положення. Домезозойська поверхня Рава-Руської зони фіксується на глибинах від –0,5 до -1,5 км і має чітку синклінальну форму, ускладнену брахіскладками. У сусідній Коханівській зоні глибини перевищують 4 км. Плитний чохол Рава-Руської зони представлений лише утвореннями мезозою (теригенно-карбонатною верхньою юрою та крейдою відповідно Стрийського й Мазовецько-Львівського прогинів) і палеогену.

Після каледонської фази складчастості Рава-Руська зона разом з Лежайською та Коханівською зонами древніших епох консолідації в складі майбутньої (епігерцинської) Західноєвропейської платформи вже була відносно жорсткою брилою, що подібно до “буферних” структур гасила резонансний ефект західно-європейських герцинських геосинкліналей, що продовжували розвиватися. На завершальному етапі герцинського тектогенезу зони пізньопротерозойсько-ранньопалеозойської консолідації зазнали інтенсивних складчасто-насувних дислокацій, обернених у бік древньої СЄП, після чого набули ознак зовнішнього краю гетерогенного фундаменту епігерцинської Західноєвропейської платформи (плити) або епіорогенної зони.

3.2.2. СКІФСЬКА ЕПІОРОГЕННА ЗОНА

Скіфська епіорогенна зона витягнута субширотно і більшою частиною похована під водами Чорного та Азовського морів. На суходолі вона охоплює південну частину Західного Причорномор'я та Рівнинний Крим.

Північною межею Скіфської епіорогенної зони є насуви, що трасуються від Західного Причорномор'я через північно-західний шельф Чорного моря (північніше Кілійського та Голіцинського піднять), центральну частину Рівнинного Криму та Азовське море (північніше Азовського валу). Уздовж цих порушень з вертикальною амплітудою 1,5–2,0 км і горизонтальною складовою порядку перших кілометрів породи зеленосланцевого фундаменту з чохлом палеозойських та мезозойсько-кайнозойських (до еоценових включно) порі, що перекривають зелено сланцеві породи, насунуті на південну частину Південноукраїнської моноклінали.

На півдні Скіфська епіорогенна зона межує з Кримсько-Керченськими альпідами або ж із Західночорноморською глибоководною западиною.

Фундамент Скіфської епіорогенної зони утворений зеленосланцевим комплексом протерозою і на більшій частині перекритий різновіковими осадовими товщами чохла. Внутрішня будова зони ускладнена насувами північної вергентності, сформованими на альпійському етапі еволюції, на рубежі еоцену – олігоцену.

Нижньопрутський виступ. Займає південно-західну частину межиріччя Пруту та Дністра і в структурно-тектонічному відношенні є продовженням структур Північної Добруджі, перекритих у цій частині району майже повсюдно малопотужним чохлом неоген-антропогенових відкладів. Північно-східною межею виступу є Кагул-Ізмаїльський розлом насувного характеру. Найдревнішими утвореннями в межах виступу є породи комплексу "зелених сланців", розкриті низкою свердловин, а також відслонені в околицях с. Орлівка.

У північній частині виступу розріз зелених сланців нарощується стратиграфічно вгору алевроліт-аргіліт-вапняковою товщею силуру – нижнього девону та карбонатними утвореннями середнього–верхнього девону. На цих відкладах неузгоджено залягають пермо-тріасові червоноколірні теригенні відклади. Внутрішня будова виступу складна і в цілому виступ насунутий на прилеглі з півночі утворення Переддобрудзького прогину.

Переддобрудзький прогин локалізований між Добруджею та Східноєвропейською платформою, що і визначає складний характер його фундаменту, який у морфологічному відношенні занурюється в межах локальних депресій до глибин 7–9 км, тоді як на їх периферії підіймається до відміток 2,8–4,0 км. Розріз чохла починається теригенно-туфогенними утвореннями могилів-подільської серії венду, потужність яких досягає 1 500 м. Над цими відкладами залягають кембрійсько-нижньодевонські теригенно-глинисті та карбонатні, середньо-верхньодевонські сульфатно-карбонатні, нижньокам'яновугільні вугленосні утворення. З кутовим неузгодженням цей комплекс порід перекритий потужними (локально близько 4 000 м) червоноколірними товщами, ймовірно нижньої пермі, великою кількості ефузивних і вулканокластичних порід (східна частина прогину, Татарбунарський "грабен") та карбонатно-сульфатними відкладами, що зіставлялися з європейським цехштейном (північно-західна частина прогину) [144]. Над цим складно побудованим комплексом венду–палеозою заляга-

ють мезозойські утворення тріасу–верхньої юри, що формують доволі складні поліфаціальні товщі морського та лагунно-морського генезису.

Центральнокримське підняття. Охоплює центральну та південно-західну частини Рівнинного Криму. Підняття має субширотне простягання і насунуте на південний борт Каркінітського прогину. Підняття характеризується відносно неглибоким заляганням фундаменту, що перекритий малопотужним чохлом крейдових-еоценових відкладів, місцями еродованих у домайкопський час і неузгоджено перекритих майкопськими або ж надмайкопськими відкладами. Глибина залягання складчастого фундаменту змінюється від 100 м (у межах Сімферопольського підняття) до 2 000 – 2 500 м.

Каркінітський прогин. Охоплює північну частину Присивашшя, Рівнинного Криму та прилеглу частину північно-західного шельфу Чорного моря. Його північну межу певною мірою умовно проводять північніше берегової лінії Каркінітської затоки, де ізогіпси поверхні фундаменту перевищують –2 500 м, і де крейдові-палеогенові відклади характеризуються достатньо повними розрізами. Прогин є субширотною депресією, виповненою потужною товщею нижньокрейдових теригенно-глинистих, верхньокрейдових-еоценових глинисто-карбонатних, олігоцен-міоценових глинисто-теригенних та міоцен-пліоценових карбонатно-глинистих утворень. Прогин локалізовано в зоні зчленування Східноєвропейської платформи та Скіфської епіорогенної зони, чим і зумовлена його структурно-тектонічна асиметричність. Північний борт прогину, розміщений на Східноєвропейській платформі, є, по суті, пологою монокліналлю з падінням порід на південь. Монокліналь ускладнена виступами, структурними носами, підняттями, що проявляються переважно в нижній частині осадового чохла. Південний борт, що розміщений на Скіфській епіорогенній зоні, ускладнений насувами, вздовж яких сформовано локальні підняття, переважно брахіформні, асиметричні, з північними крилами, що більш круто залягають.

Індольський прогин. У суходільній частині розміщене лише його центриклінальне замикання, тоді як більша частина прогину похована під водами Азовського моря. Прогин виповнений крейдовими та палеогеновими утвореннями, що перекриті дуже потужною майкопською серією та надмайкопським комплексом. Північна межа прогину збігається з південною межею Азовського валу, тоді як південна проводиться по фронтальній лінії Владиславівського покриву. У південній частині прогину в будові майкопських та надмайкопських відкладів велика роль належить глинистим криптодіапірам та діапірам, ускладненим вдавленими синкліналями.

3.3. СКЛАДЧАСТИЙ ДОНБАС

3.3.1. ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ

Складчастий Донбас на Тектонічній карті України масштабу 1:1 000 000 відображено за сучасним станом поверхні переважно кам’яновугільних структурно-стратиграфічних комплексів і їх взаємозв’язків упродовж доранньопермського часу, що виходить на рівні неоген-четвертинного, доальпійського та докімерійського рельєфів. Таким чином, доранньопермською структурою чітко визначаються тектонічні рубежі власне Складчастого Донбасу, у складі Дніпровсько-Донецького прогину (Великого Донбасу) як частини Східноєвропейської

платформи. Асиметрія в глибинній будові Донбасу зумовила різкі відмінності в контурах і тектонічних особливостях його південної та північної границь.

Південна межа має надзвичайно складний контур, виражений ламаними лініями мережі конкордантних і дискордантних тектонічних порушень на зчленуванні південної зони дрібних лінійних складок і блоків вулканогенно-осадового крайового комплексу верхнього девону з докембрійськими комплексами Приазовського масиву УЩ.

Північна межа Складчастого Донбасу, якою відокремлюється від Старобільсько-Міллеровської моноклiналі Воронезького масиву крайова зона малих складок та насувів Північнодонецьким скидом та Мар'їнським насувом північно-західного простягання, має чіткі лінійні форми. Вони визначають північну межу власне Складчастого Донбасу як самостійного регіонального елемента внутрішнього кута Східноєвропейської платформи. З іншого боку, ці два регіональні розломи визначають північну і південну межі Північної зони дрібної складчастості, перетворюючи її розгалуження меншими за розмірами дизюктивами в складчасто-блокову міжрозломну зону з інтенсивною флюїдодинамікою. Разом з тим вугленосні відклади карбону і поклади вугілля простежуються і на південну частину Старобільсько-Міллеровської моноклiналі, що ускладнена скидами і має активнішу розломно-блокову тектоніку порівняно з її північною частиною. Вона входить до складу вугільно-промислового Донбасу.

Західна межа Складчастого Донбасу на його зчленуванні зі структурами Дніпровсько-Донецької западини проведена по південно-східних контурах Кальміус-Торецької та Бахмутської котловин та їх зчленування з центроклінальним північно-західним замиканням Головної антикліналі та північно-західними флангами південних зон малої складчастості і блокових структур, а також з Північними зонами малої складчастості і Старобільсько-Міллеровською моноклiналлю.

В основу тектонічного районування Складчастого Донбасу покладено схему, запропоновану В. С. Поповим (1962), загальновизнану та найбільш вдалу. У структурі Складчастого Донбасу виділяють такі тектонічні елементи другого та третього порядків:

= Центральна приосьова структура – зона крупних (протяжних) лінійних складок:

= Південна зона дрібних (малих) лінійних складок;

= Південна зона блокових структур;

= Північна зона дрібної (малої) складчастості;

= Крайові малі складки та насуви, що відділяють Північну зону малої складчатості - Північна зона блокових структур.

Центральна приосьова структура або Серединна структура Донбасу – зона крупних (протяжних) лінійних складок, охоплює основну площу відкритого басейну, представлена субширотними Головною та Південною синклінальними складками, які простежуються вздовж усього басейну й розділені Головною антиклiналлю з крутими кутами нахилу крил (60–80°). Західна частина склепіння Головної антикліналі ускладнена поздовжнім Осьовим насувом; інші частини – розсувами та дрібними формами дислокацій. У східній частині – Сулино-Костянтинівський насув. Головна антикліналь і обидві синкліналі розділені зоною Ровеньківського поперечного глибинного розлому на західну та східну частини. Осьові розривні порушення Головної антикліналі контролюють магмо-гідротермальні процеси, які формують поліметалеві зруденіння Нагольного кряжа та Микитівки.

Головна і Південна синкліналі також розділені на менші за розмірами частини структур, що мають свої назви: Довжансько-Садківська, Боково-Хрустальська, Чистяково-Сніжнянська, Шахтинсько-Несвєтаєвська і, у свою чергу, ускладнюються дрібними синклінальними та антиклінальним структурами і в зоні поперечної Ровеньківської зони глибинних розломів пристосовуються до напрямку її простягання.

Основні протяжні лінійні структури центральної зони витримані не лише на всьому простяганні в межах відкритого Складчастого Донбасу, але продовжуються в північно-західному та південно-східному напрямках під молодшими нашаруваннями. Ця тенденція особливо виражена на південно-східному фланзі ДДЗ.

На півночі та півдні від Центральної зони крупних лінійних складок розміщені зони дрібної (малої) складчастості. При цьому спостерігається виразна відмінність складчастості північної з перевагою плікативних дислокацій з великою різноманітністю складок за формою та розмірами, а також південної, де переважають розривні форми (скиди) субмеридіонального й субширотного простягання та прискидові складки. Останню можна назвати зоною складчасто-брилових (блокових) дислокацій з активними флюїдодинамічними змінами.

Особливості Південної та Північної зон блокових структур коротко було розглянуто вище під час обґрунтування відповідних меж Складчастого відкритого Донбасу.

Природа глибинної тектоніки Складчастого Донбасу визначається за взаємодією структури та рельєфу фундаменту з товщиною і формаційним складом виповнювальних грабен у докембрійських утвореннях неогею (рифею-венду та фанерозою). Докембрійський фундамент, рельєф якого відображено на тектонічній карті, представлений вірогідно як метаморфічними, так і магматичними комплексами кристалічних порід архейського і протерозойського віку, а також рифей-вендськими вулканогенно-осадовими товщами. За закономірністю високої просторової успадкованості тектоно-магматичних подій фанерозою від рифей-вендських тектоно-магматичних ореолів [124] прогнозується в складі нерозчленованого фундаменту Донецького прогину (грабену) значна кількість магматичних утворень цього віку і ознак впливу їх на тектоніку, магматизм, седиментогенез та процеси метаморфізму пізніших стратиграфічних комплексів. Очікується близькість за фізичними характеристиками прогнозованих високометаморфізованих утворень рифею-венду до фізичних (геофізичних параметрів або показників) товщ глибокого докембрію.

За даними ГСЗ товщі рифею-венду та глибоког докембрію не розмежовуються достатньо чітко як на попередніх профілях, так і на останньому Міжнародному профілі “Добре”, але є деякі підстави для їх стратифікації, за М. І. Бородуліним, А. К. Міхальовим, М. Т. Хохловим та за наявними побудовами по профілю “Добре”, і обмеження їх поширення на матеріалі рифейсько-вендських утворень на ширину грабена (від 50 до 100 км), що має стрімкі схили. Звуження грабена відбувається в напрямах на північний захід і дещо менше на південний схід від максимальної ширини на траверсі Донецьк – Дебальцеве.

Це зона поперечного відносно грабена Великого Донбасу підняття, закладеного, вірогідно, у рифеї-венді, яке протягом усього фанерозою контролювало неперервно-переривистий процес осадконакопичення, зокрема й вугільно-вуглеводневих товщ карбону та буровугільних покладів мезозою і кайнозою.

Ширина зони, обмежена на карті двома паралельними лініями головних ймовірних розривних порушень, досягає 10 км. Вона перетинає всі структурно-фаціальні зони. Її визначальну роль у структурі та вуглеутворенні показано в працях І. О. Майдановича. Крім того,

це – важлива для Донбасу міжблокова глибинна структура, яка контролювала активні тектоно-магматичні та процеси рудоутворення як протягом пізнього палеозою, так і впродовж мезозою і кайнозою.

Зона підняття також відіграє визначальну роль у розмежуванні структур власне Складчастого Донбасу та розміщеного північно-західніше південно-західного флангу ДДЗ. Її ширина за ознаками існування розривів у докембрійському фундаменті досягає 15–20 км і значною мірою збігається зі смугою розвитку поперечних (дисгармонічних) плікативних і диз'юнктивних деформацій Донецько-Макіївського району.

Північно-західніше цієї поперечної, видовженої в північно-східному напрямку, структури розміщена овальна, занурена на найбільшу глибину понад 16 км депресія в поверхні допалеозойського фундаменту. Її розміри 40×70 км. Вірогідно, це рифей-вендська тектоно-магматичне осідання, що можливо було успадковано девонськими тектоно-магматичними процесами і процесами осадконакопичення в девоні(?) та пермі.

До меридіана м. Харкова за тими самими ознаками виділяють ще три овальні контури, вірогідно подібних структур, розміри яких зменшуються в північно-західному напрямку відповідно до: 25×35 км, 15×35 км, 10×20 км.

Найважливішим результатом в складанні Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 є досягнення принципової домовленості виконавців про визначення і показ межі складчастого Донбасу та ДДЗ. За наявним сучасним геолого-геофізичним матеріалом найбільш вірогідно вона проходить по південно-східних контурах Бахмутської та Кальміус-Торецької котловин – потужних пермських соленосних структур, закладених у пізньогерцинську епоху, а також північно-західному зануренню Центрального Донецького антиклінорію. Контури цієї межі мають складну в плані хвилясту форму, що визначається природними геолого-структурними контурами цих, поєднаних генетично, контрастних тектонічних елементів.

Контури грабена (рифту) або внутрішнього кута платформи, за М. С. Шатським, як найбільш давньої і найтривалішої за геологічним часом розвитку структури, що формувалася протягом усього неогею, відповідають контурам Центральної зони протяжних лінійних складок Донбасу.

У межах контуру рифейського-девонського грабена використано сірий колір і його відтінки для виділення складчастих товщ карбону та жовто-коричневий колір для пермських товщ. Їх взаємодія в плані відображає будову Донецької складчастої споруди на кінець герцинської епохи тектогенезу. Сірим кольором і його відтінками, крім зони крупних лінійних складок центральної частини Донбасу, забарвлено і решта зон, виділених внаслідок його тектонічного районування В. С. Поповим і депоширений як вугленосний, так і невугленосний карбон, що сягає далеко на схил Воронезького масиву та межує з УЩ. Для цих складових структури витримано принцип відображення, з одного боку, часу максимального осадконакопичення і максимальної трансгресії, а з іншого – головні епохи складчастості і структурне районування.

До структурного комплексу Донбасу на новій тектонічній карті України масштабу 1:1 000 000 внесено лише частково визначені та прогнозовані тектоно-магматичні утворення, різні за рангом, віком та генезисом.

Локальні магматичні вогнища (або осередки), що містяться на глибині від 2 до 5 км, – інтрузивні тіла, переважно середні за речовинним складом, як, наприклад, Амвросіївський купол, – не відображено на Тектонічній карті через її навантаженістю та невиразністю показу.

Найбільш виразними границями, що позначені зонами високих градієнтів геофізичних полів, є межа центральної частини власне Складчастого Донбасу, який закладений і розвивався в межах рифей-вендського(?) і девонського грабена, із Старобільсько-Міллеровською моноклiналлю схилу Воронезького масиву (ВМ). Інтенсивність і контрастність зони зчленування в гравітаційному полі, за даними побудов Т. С. Нечаєвої, Л. М. Шимківа, В. А. Єнтіна, В. В. Дроздецького (2002р.), на думку авторів, свідчать про велику вертикальну аномальність і, найімовірніше, не про насувну, а про скидову природу тектонічних розривів. Великі, порівняно з сусідніми спокійнішими за гравітаційним полем площами, значення аномальної лінійної зони можуть також свідчити про наявність у ній щільніших і важчих порід, можливо магматичного походження, які не відображені, чим знижується інформативність щодо структуроутворення і еволюції структур як названих, так і інших регіонів України, де магмотермальні процеси відігравали велику роль у формуванні певних характерних рис геологічної будови кожного з них. Питання показу тектоно-магматичних елементів, особливо похованих, може бути вирішене в майбутніх варіантах і версіях Тектонічної карти.

На особливу увагу заслуговує інформативність та інтерпретація глибинного розрізу по профілю “Добре”, складання якого за даними ГСЗ завершено в 2003 році. Підтверджено ся виділення глибокого, зі стрімкими бортами, грабена Центральної частини Складчастого Донбасу, в межах якого – найскладніші лінійні плікативні форми, а також розривна тектоніка зі зсувами та скидами. Спостерігається тенденція їх затухання на глибину.

Дані глибинного розрізу по профілю “Добре” підсилюють наші припущення авторів про наявність під складчастими спорудами осьової зони Відкритого Донбасу з глибин понад 5–6 км під Головною антикліналлю гігантської зони (лінзи) розущільнення у вулканогенно-осадових комплексах девону і карбону, яка може бути крупним резервуаром вуглеводнів [105, 124 та ін.].

При цьому варто особливо наголосити на виявленні авторами профілю “Добре” аномально розущільнених порід у центральній частині лінзи під антикліналлю до глибини поверхні фундаменту. Форма їхнього прояву діапіроподібна й умовно виділена на профілі як девонська сіль. Незважаючи на дискусійність такого визначення, сам факт розущільнення (чи наявності тут порід низької щільності) не викликає сумніву. Він надзвичайно важливий і не має залишатися поза увагою в праці подальшого вивчення глибинної будови Донбасу.

Якщо нижня частина розрізу (з глибин понад 5–6 км), що представлена переважно осадовими товщами карбону і девону, відображена на профілі як пологоскладчаста, то верхня (від глибини 5–6 км і вище) має виразну складчасту будову з нахилом крил складок у кілька десятків градусів, часто з крутими їх падіннями, особливо в прирозломних зонах. Це характерно для товщ, які виповнюють грабен і мають максимальні потужності верств. Для південної зони блокових структур та Старобільсько-Міллеровської моноклiналі властиві досить невеликі кути нахилу пластів і товщ у цілому.

Для складчастих структур центральної частини Донбасу характерна вища метаморфізованість вугільних пластів і більші катагенетичні перетворення порід, хоча ця закономірність і має кілька винятків, особливо для Південної зони блокових структур та для Північної зони дрібної складчастості, де можливий вплив локальних магмотермальних і флюїдотермальних чинників.

Ще одна важлива риса постседиментаційних дислокацій осадових товщ грабена Складчастого Донбасу – це система (переважання) розривних дислокацій, що затухають з глибиною. На розрізі вони показані поза зв'язком із розривами фундаменту. Водночас горизонтальні та субгоризонтальні зсуви та насуви, які в основному показано на поверхні розділу осадового покриву і фундаменту, непереконливі і можуть виявитися нереальними, проведеними під певну ідею.

Взагалі, профіль "Добре" демонструє в поперечному перетині Складчастого Донбасу стиль його структурно-стратиграфічного формування внаслідок переважних вертикальних рухів земної кори та мантії, що контролюють процеси структуроутворення. Про це свідчить відображене на профілі значне зменшення потужності земної кори під грабеном Донбасу (до 5–7 км) і збільшення її товщини в напрямку Українського щита (Приазовського масиву) та Воронезького масиву.

Важливою рисою тектоніки Складчастого Донбасу та ДДЗ є їхні різноспрямовані (північно-західні та північно-східні) лінійні зони розломів та тектоно-магматичних структур.

Для Складчастого Донбасу, при його чітких північно-західних простяганнях плікативних і диз'юнктивних дислокацій, найвиразнішими поперечними структурами є ті, що проходять, як було заззначено вище, у напрямку Донецьк – Дебальцеве і контролюються смугою відносно піднятого докембрійського фундаменту. Протягом усього фанерозою ця смуга контролювала процес седиментогенезу і формування вугільно-вуглеводневих покладів карбону та локальних буровугільних покладів мезозою та кайнозою. Вона розмежовує структури власне Складчастого Донбасу та перехідні форми дислокацій від нього до південно-західного флангу ДДЗ.

Друга поперечна структура – це рубіж Складчастого Донбасу та ДДЗ, що є однією з найвиразніших поперечних структур Доно-Дніпровського прогину, або Великого Донбасу.

Поперечні структури – чергування підняттів фундаменту і депресій – також виділяються в межах ДДЗ від її південно-східного флангу до Чернігівського виступу. Вони показані не на всіх картах, але мають великий вплив на седиментаційні процеси та формування корисних копалин, насамперед – нафтогазових та вуглегазових покладів.

3.3.2. СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФІЧНІ (СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНІ) КОМПЛЕКСИ

До завдань зі створення Тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 входило відтворення і показ тектоніки верхнього структурного поверху чохла південно-західної частини Східноєвропейської платформи та його співвідношення зі структурою і рельєфом її кристалічного фундаменту. До складу верхнього структурного поверху входять структурно-стратиграфічні (структурно-формаційні) комплекси неогею, які відповідають у геологічному часі структурним поверхам складчастих поясів: рифейському (галицькому), каледонському, герцинському, кімерійському та альпійському. Невиразними є представлені надзвичайно скороченими розрізами каледонський і кімерійський структурно-стратиграфічні комплекси.

Насичені геологічними подіями, досить активно проявлені галицький, герцинський та альпійський етапи розвитку платформи [2, 46, 114 та ін.].

Наплатформні структури активних тектонічних етапів – пізньопротерозойського (галицького), герцинського та альпійського – представлені чіткими контрастними внутрішніми та зовнішніми (крайовими) прогинами і їх системами, а також тектоно-магматичними структурами. Донбас належить до найглибшого внутрішнього прогину платформи протягом неогею, що виходить на систему геосинклінально-складчастих структур Кримсько-Кавказької області і має продовження в північно-західному напрямку в депресіях ДДЗ та Прип'ятському прогині.

У взаємодії тектонічний седиментогенез–літогенез–діапіризм (насамперед – магматичний) визначальними є тектонічні рухи. Тектонічні процеси автори розглядають як першопричину всіх геологічних, зокрема і насамперед, – седиментаційних процесів.

На цьому варто зупинитися через наявні великі розбіжності між мобілістами і фіксистами в розумінні переважних тектонічних рухів.

Тектоніка і стратиграфія – взаємопов'язані, нерозривні явища (сформовані в процесі взаємодії геологічні тіла є їхніми спільними природними об'єктами, що зумовлені направленими незворотними змінами тектоносфери). Різке розмежування їх, що властиве концепції мобілізму в її крайньому варіанті, заводить тектонічні побудови в глухий кут, коли горизонтальне переміщення породних мас гіпертрофоване до ігнорування в багатьох випадках седиментогенезу і стратиграфічних утворень. Седиментогенез у тектоніці плит замінений значною мірою меланжоутворенням. Протиставляючи тектоніку стратиграфії, мобілісти практично зводять нанівець можливість аналізу процесу осадконакопичення і вивчення історії геологічного розвитку земної кори.

З огляду на викладені міркування, слід зазначити, що на порегіонних тектонічних картах, складання яких стає завданням не такої далекої перспективи, доцільно зображувати регіональні тектонічні елементи негативного знаку тривалого або наскрізного розвитку (Донецький прогин – Складчастий Донбас, Дніпровсько-Донецьку западину, Волино-Подільську плиту, Переддобрудзький прогин, Причорноморську западину) прийнятими для геологічних або тектонічних карт кольорами часу їх закладення (початку прогинання чи занурення кристалічного фундаменту платформи, накопичення найдревніших осадових товщ, починаючи з рифею).

За такого підходу для Великого Донбасу (Складчастий Донбас та ДДЗ) стане можливим показати в кольорах: умовно виділений, невеликий за розмірами субширотно орієнтований рифейський (галицький) грабен у районі Чернігова та рифей(?)-вендський грабен центральної частини Донбасу і ДДЗ за даними ГСЗ; грабен середнього-пізнього девону та прогин карбонового віку.

Розкриття і розширення палеорифту відбувалося протягом рифею – пізнього девону в напрямках від внутрішнього кута платформи з південного сходу на північний захід та від осьової частини до бортів з послідовним наляганням на кристалічний дорифейський фундамент базальних товщ рифею, девону, а на стадії прогину – карбону, які утворили послідовну трансгресивну серію теригенних, карбонатних, вулканогенних та хемогенних нашарувань. Кожна зі стадій розвитку, як і кожний із виділених тектонічних елементів у складі ДДЗ, мають свою специфіку розвитку і розділяються парними глибинними розломами. Найбільш значним серед них є, мабуть, Дніпровський глибинний розлом (зона розломів), що відділяє

УЩ від ДДЗ і Складчастого Донбасу. Він простежується за тектоно-магматичними та рельєфоутворюрювальними подіями від рифею до антропогену. Його можна було б продовжити як північну межу УЩ і Прип'ятського прогину вздовж р. Прип'ять до м. Брест і цю гігантську дугу назвати Дніпровсько-Прип'ятською зоною глибинного розлому.

Регресивна стадія в герцинському структурно-стратиграфічному комплексі Великого Донбасу, що почала формуватися з кінця карбону і утворилася в умовах переважно континентального режиму протягом пермі та тріасу як червоноколірна товща, вміщується в межі девонського грабена. Вона відображена відповідними позначками.

На Тектонічній карті відображено гіпсометрію сучасного рельєфу кристалічного фундаменту в межах плит і прогинів внутрішньоплатформних та її крайових систем за допомогою ізогіпс і ліній розривних порушень.

Для платформної частини території України таким способом розмежовують структури першого порядку, що ускладнюють її, – підняття та опускання (відповідно – регіональні структури денудації та акумуляції в неогеї), які є резонансними щодо геосинклинально-складчастих рухомих поясів облямування. Відображено загальну потужність верхнього структурного стратифікованого поверху платформи, а також амплітуду диференційних рухів кристалічного фундаменту протягом неогею.

Складовими верхнього структурного поверху платформи є, за В. Г. Бондарчуком та ін. (1978), ті структурно-стратиграфічні комплекси, що виділяються, як уже зазначалося, за принципом вікового і просторового порівняння та зіставлення їх зі структурними поверхами складчастих зон. Вони показані на карті кольоровими контурами та крапом.

Стиль розвитку систем внутрішніх і крайових прогинів різний. Виразність або активність певних етапів не збігаються. І це особливо видно з порівняння структури та історії розвитку Волино-Подільскої плити та Великого Донбасу.

На Тектонічній карті відображено структури зчленування регіональних елементів блоків (як негативного, так і позитивного знаків) не абстрактною лінією осьової усередненої зони розлому, а конкретними супідрядними тектоно-магматичними елементами, різними за віком і природою активізації. Лінеаменти не однорідні на всьому простяганні.

Структурно-стратиграфічні комплекси фанерозою і їх формаційні різновиди для Складчастого Донбасу й суміжних структур відображено кольорами, а для складчастих деформацій – використано позначки осьових зон антиклінальних і синклінальних складок.

Зону крупних лінійних складок забарвлено у світло-сірий колір у контурах рифейського(?) – девонського грабена. Південна та Північна зона дрібної складчастості забарвлені в темно-сірий колір. При цьому Північна зона дрібної складчастості розмежована контуром північного борту центрального грабену – Мар'їнським насувом, Південна – контуром центрального грабена та розривами на межі південної зони блокових структур. Темно-сірим кольором виділено Південну та Північну зони блокових структур, що межує на півдні, на зчленуванні з УЩ, по розривних тектонічних порушеннях.

Бахмутська і Кальміус–Торецька котловини, виділено на карті чітко стратиграфічною межею пфальцького – структурного поверху, забарвленого в жовто-сірий колір.

Літофаціальні характеристики товщ подано за наявністю порід, що переважають.

Для побудови карти і легенди використано всі наявні тектонічні карти та узагальнення по Складчастому Донбасу, а також по Великому Донбасу й суміжних територіях [124, 105 та ін.]. Використано також матеріали Державних геологічних карт масштабу 1:200 000 та тек-

тонічні схеми до них, а також матеріали більш крупних за масштабом геологічних карт по регіону і суміжних регіонах. Використано всі матеріали, що надійшли до бази даних для Тектонічної карти масштабу 1:1 000 000 в УкрДГРІ.

3.4. АЛЬПІЙСЬКІ СКЛАДЧАСТО-ПОКРИВНІ

Й ОРОГЕННІ СПОРУДИ (МЕГАНАПНОРІЇ)

3.4.1. КРИМСЬКИЙ МЕГАНАПНОРІЙ

Кримський ороген – меганапнорій завдовжки майже 170 км та завширшки близько 50 км є надзвичайно важливим для розуміння геологічної еволюції Півдня України та Чорноморського регіону в цілому. Ще наприкінці 80-х років XX століття ця альпійська гірська споруда розглядалася як кімерійський мегантиклінорій, у складі якого виділялися типові для таких структур “антиклінорії” та “синклінорії” [144]. За побудовами авторів ороген є альпійською покривно-складчастою спорудою, в будові якої беруть участь два покриви північної вергентності: покрив Яйли і Таврійський. Обидва покриви сформовані на рубежі альбу та сеноману. Покриви утворюють алохтонний комплекс, насунутий на автохтон, наймолодшим елементом якого є нижньокрейдові відклади апту-альбу. Покриви перекриті післяпокривним чохлом, найдревнішим елементом якого є сеноманські утворення, котрі з кутовим неузгодженням перекривають алохтон і стратиграфічно вгору нарощують практично безперервно розріз турон-маастрихтських, палеоцен-еоценових відкладів. Суттєво відмінні від цієї інтерпретації варіанти покривної будови орогену були запропоновані Ю. В. Казанцевим (1982) та В. В. Юдіним (2001), однак обговорення цих моделей не є завданням цієї праці.

У процесі досліджень за темою зі складання нової Тектонічної карти побудови авторів були суттєво деталізовані з урахуванням нових даних. Зокрема був розроблений новий варіант тектонічної схеми Кримського орогену.

Алохтонний комплекс. Гіпсометрично та структурно найвище положення в складі алохтону займає *покрив Яйли,* утворений переважно верхньоюрськими та неокомськими (крейда) карбонатними відкладами. Покрив на сучасному топографічному зрізі суттєво еродований і зберігся у формі окремих фрагментів початково єдиного покриву. Із заходу на схід можна виділити декілька таких фрагментів. Перші з них простежуються від мису Айя через Ай-Петринську, Ялтинську Яйли до Бабуган-Яйли на відстані понад 60 км. Другий займає центральну частину орогену, де утворює гірські масиви Чатир-Дагу та Карабі-Яйли. Загальна довжина цієї групи масивів понад 30 км. Східніше Карабі-Яйли розмір фрагментів покриву суттєво зменшується. У цій частині Кримського орогену найбільшими масивами-фрагментами покриву Яйли є масиви Агармиш і Тарахташ. На схід від масиву Агармиш покрив Яйли занурюється під чохол альб-майкопських відкладів, виходячи на денну поверхню лише на мисі Іллі в околицях Феодосії. На північний захід від Феодосії верхньоюрські відклади покриву Яйли розкриті Південновідненською, Відненською та Журавкінською параметричними свердловинами, які, однак, з покриву не вийшли за глибини 2 500 м.

Таврійський покрив займає гіпсометрично нижче положення ніж покрив Яйли. Покрив утворений інтенсивно дислокованим “флішем” таврійської серії, що локально містить грубоуламкові товщі з віком екзотичних блоків від кам’яновугільних до ранньокрейдових. У захі-

дній частині орогену ширина Таврійського покриву близько 40 км, що набагато більше, ніж ширина збереженого від розмиву в цій частині покриву Яйли. Східніше долини р. Салгир смуга Таврійського покриву суттєво звужується і не перевищує 10–12 км, а його фронтальна лінія відступає на південь, унаслідок чого, на відміну від західної частини, покрив Яйли залягає безпосередньо на нижньокрейдових відкладах допокривного автохтону. Таким чином, беручи до уваги цей факт, слід припустити, що покриви Яйли і Таврійський насувалися автономно, тому амплітуда їх латерального переміщення різна. Якщо в західній частині орогену латеральна амплітуда переміщення Таврійського та Яйлинського покривів була пропорційною або більшою для Таврійського покриву, ніж для покриву Яйли, то на схід від долини р. Салгир покрив Яйли був переміщений на 15 км північніше Таврійського.

Післяпокривний комплекс. Післяпокривний комплекс починається відкладами сеноману і нарощується стратиграфічно вгору молодшими відкладами верхньокрейдового, палеоцен-еоценового розрізу, добре відслоненого від басейну р. Чорна на заході до басейну р. Мокрий Індол на сході. Найбільш контраверсійним є трактування нижньої частини післяпокривного чохла. Так, у басейнах рік Кача та Альма цю частину розрізу чохла відносили до готериву-барему. На північний захід від масиву Чатир Даг, де поширені так звані байраклинські конгломерати, відклади низів постпокривного чохла датували оксфордом – раннім кімериджем [31], хоча ще А. С. Моісєєв наводив дані про знахідки валанжинських фауністичних решток з цієї товщі (Моисеев, 1930). Між долинами рік Малий Салгир (на заході) та Сари-Су (на сході) нижня частина післяпокривного комплексу представлена мазанською світою, що датувалася готеривом [31]. Товща представлена конгломератами, що містять блоки рифогенних вапняків верхньої юри, пісковиками та пісками. Мазанська світа залягає на еродованій поверхні вапняків титону-валанжину, а далі на північ - на різновікових утвореннях допокривного автохтону.

Таким чином, літологічний склад порід нижньої частини післяпокривного чохла суттєво залежить від літологічного складу локальних джерел постачання кластичного матеріалу. Так, східніше басейну р. Салгир, де ці відклади перекривають безпосередньо покрив Яйли, в складі кластичного матеріалу суттєву роль відіграють породи верхньоюрського карбонатного комплексу, що складають цей покрив. Далі на захід, у басейнах річок Качі та Альми, де постпокривний комплекс з виразним кутовим неузгодженням перекриває безпосередньо дислоковані породи таврійської серії, що формують однойменний покрив, у складі кластики є уламки чорних аргілітів і алевролітів з таврійської серії. Наявність в обох випадках кластики з локальних джерел зносу пояснює наявність фауністичних решток барему, готериву, валанжину чи юрського віку як перевідкладених у молодших відкладах, які можна датувати за положенням у розрізі – сеноманом.

Комплекс допокривного автохтону. Відслонюється в басейнах рік Чорна, Салгир та Тонас. У басейнах рр. Чорна та Салгир відслонюються лише апт-альбські відклади, представлені глинами зеленувато-сірими з лінзами поліміктових пісковиків. У басейні р. Чорна, крім того, на рівні альбу з'являється потужна товща туфогенних пісковиків. У басейні р. Тонас розріз допокривного автохтону представлений флішоподібними відкладами валанжину-барему, які стратиграфічно вгору нарощуються товщею глин апту-альбу. Древніші рівні допокривного автохтону на сучасному ерозійному зрізі в межах орогену не відслонюються.

За виконаними авторами побудовами у західній частині орогену під покривом Яйли, залягає Таврійський покрив, потужність якого перевищує 4 000 м, на що може вказувати ро-

зріз свердловини Качинська-2, яка, за наявними даними, не вийшла з таврійської серії при глибині 4 032 м. Під Таврійським покривом залягає автохтонний комплекс, верхнім елементом якого є нижньокрейдові, ймовірно апт-альбські, теригенні відклади. Стратиграфічно вниз розріз допокривного автохтону нарощується, можливо, неокомськими та верхньо-, середньоюрськими утвореннями. Автохтон, ймовірно, ускладнений нормальними скидами з амплітудою зміщення приблизно 2,0–2,5 км, внаслідок чого протерозой-палеозойський(?) фундамент з чохлом мезозойських відкладів, що перекриває його східцеподібно занурюється з півночі на південь від 2,0 до 3,0–3,5 км.

У центральній частині орогену під покривом Яйли, відслоненим на денну поверхню на Бабуган-Яйлі, залягає Таврійський покрив, товщина якого не перевищує, імовірно, 2 км, а в північній частині становить перші сотні метрів. На це може вказувати той факт, що в басейні р. Салгир відслонюються нижньокрейдові апт-альбські відклади допокривного автохтону. Зважаючи на те, що потужність апт-альбських відкладів, імовірно, не перевищуватиме 1 000 м, у цьому перетині докрейдові відклади автохтону можуть залягати на глибинах від 1 000 м у басейні р. Салгир до 3 000 м у басейні р. Альма. Як і в описаному вище західному перетині, автохтон ускладнений нормальними скидами субширотного простягання.

На геологічному розрізі, що перетинає ороген майже меридіонально (західніше меридіана м. Білогорськ) масив Карабі-Яйли, що є фрагментом покриву Яйли, залягає безпосередньо на допокривному автохтоні і лише у південній частині підстелюється Таврійським покривом. Зважаючина те, що розріз автохтону нарощується в цьому перетині доаптськими відкладами, глибина залягання докрейдових утворень є відносно невеликою, менше 1 000 м.

У східній частині орогену будова алохтону ускладнена наявністю ерозійних форм, виповнених кайнозойськими (олігоцен-міоцен-пліоценовими) відкладами. Це підтверджують дані перегляду геологічної інформації зі свердловин Планерської, Тамбовської, Гончаровської площ [45]. За цими даними відклади, розкриті згаданими свердловинами, містять перевідкладені фауністичні рештки юри, крейди, палеоцену, що дає підстави відносити їх до майкопських чи більш молодих. Це, у свою чергу, дає підстави вважати, що алохтонний комплекс орогену, а частково і комплекс допокривного автохтону, був еродований упродовж домайкопського часу. Глибина залягання нижньокрейдових відкладів автохтону в цьому перетині змінюється, імовірно, від 2 000 до 3 000 м, що суттєво більше, ніж у перетині м. Білогорськ.

Таким чином, наведені побудови дають підстави вважати, що нижньокрейдові відклади автохтону Гірського Криму можуть залягати на абсолютних відмітках від 800–1 000 до 3 000–5 000 м. У складі допокривного автохтону, крім нижньокрейдових відкладів, можуть бути верхньо- та середньоюрські відклади. Будова автохтону, ймовірно, ускладнена скидами (субширотного простягання), які могли певною мірою контролювати поведінку фронтальних частин покривів Яйли та Таврійського, внаслідок чого їх конфігурація просторово не збігається; в одних випадках більшою є амплітуда латерального переміщення Таврійського покриву (західна частина орогену), в інших – покриву Яйли (східна частина орогену).

На схід від Феодосії ні Таврійський, ні Яйлинський покриви не простежуються. Головну роль у будові Керченського півострова відіграють два покриви північної вергентності, а саме – Краснопільський та Владиславівський. У будові цих покривів беруть

участь нижньокрейдові (апт?-альбські?) теригенні, верхньокредові карбонатні та палеоцен-еоценові теригенно-карбонатні відклади, місцями суттєво еродовані в домайкопський час і перекриті майкопськими та в східній частині надмайкопськими відкладами. Покриви сформовані на рубежі еоцену–олігоцену і ускладнені на рубежі міоцену – пліоцену.

3.4.2. МЕГАНАПНОРІЙ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

3.4.2.1. Тектонічне районування

Карпатська дуга, що простягнулася на півтори тисячі кілометрів у центрі Європи від Віденського басейну на північному заході до Балкан на південному сході, є фрагментом північного відгалуження альпійського Середземноморського поясу Євразії (рис. 3). Відокремлюючись від Північних Альп тільки накладеною, переважно неогеновою депресією Віденського басейну, круто вигнутою спочатку до півночі, потім до сходу і, нарешті, до півдня, Карпатська дуга своїм зовнішнім краєм дискордантно причленовується до істотно різних за історією розвитку геоструктурних елементів Центральної Європи.

По своїй зовнішній периферії Карпатська дуга далеко наповзає спочатку на Чеський кристалічний масив, Східні Судети і Верхньосілезький кам'яновугільний басейн, потім на систему лінійних зон дислокацій каледонід і байкалід. На сході, в межах українського сегмента дуги, повністю перекриває ці складчасті облямування, що припаялися до древньої платформи, і далеко "виплескується" на перикратон дорифейської Східноєвропейської платформи. На паралелі гирла Дунаю і румунських міст Галац і Бра шов дуга різко змінює своє простягання на широтне – Південні Карпати. Тут її обрамляє Переддобрудзький пізньопалеозойський прогин, структури Добруджі і молода Мізійська плита (або за термінологією автора (С. К.) – Мізійська епіорогенна зона), які відокремлюють Південні Карпати від Балкан.

Тилову частину дуги займає найбільша в Європі депресія міоценових, пліоценових та четвертинних відкладів, яка відокремлена румунським гірським масивом Апусені на дві тектонічні западини: більшу за розмірами Панонську і меншу – Трансільванську. Потужний неоген-четвертинний чохол ховає від спостереження характер структурних співвідношень донеогенової основи, що зумовлює багатоваріантність загальної моделі будови цього району. Панонську западину звичайно трактують як серединний масив, проте історія геологічного розвитку, як це довів О. Л. Яншин (1965), протирічить такому висновку. На заході вона

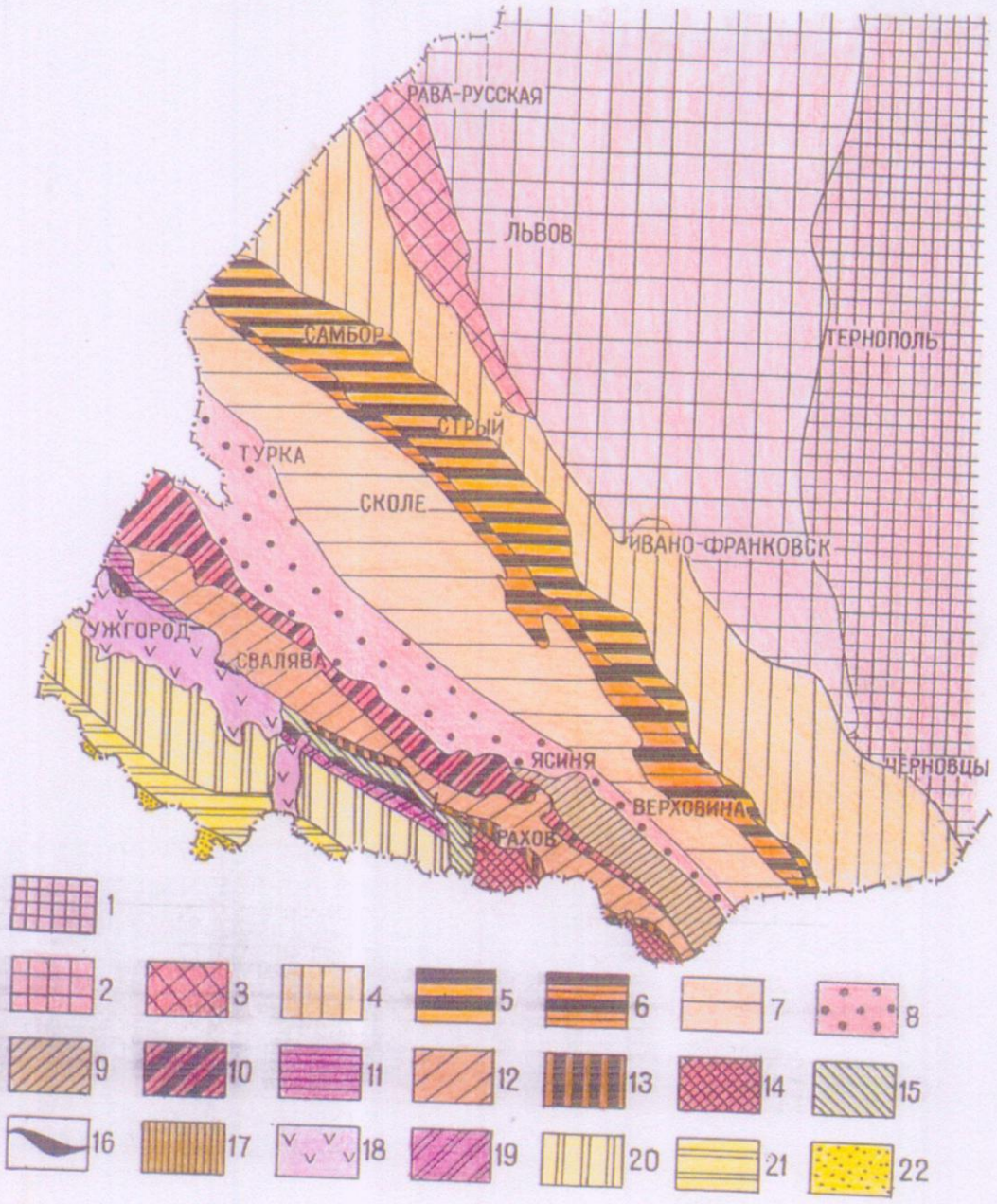


Рис. 3 Схема тектонічного районування західних областей України (за С.С. Кругловим, С.Є. Смірновим, А.В. Хижняковим)

Волино-Подільська окраїна Східноєвропейської платформи: 1 – Український щит; 2 – західний схил Українського щита; 3 – Рава-Руська епіорогенна зона; 4–6 – Передкарпатський передовий прогин: 4 – Зовнішня зона, 5 – Центральна зона, 6 – Внутрішня зона; 7–16 – Карпати: 7 – Скибовий покрив, 8 – зона Кросно, 9 – Чорногорський покрив, 10 – Дуклянський покрив, 11 – Магурський покрив, 12 – Поркулецький покрив, 13 – Рахівський покрив, 14 – Мармароський кристалічний масив, 15 – зона Мармароських стрімчаків, 16 – зона Пенінських стрімчаків; 17–21 – Закарпатський внутрішній прогин: 17 – зона Підгаля, 18 – Вигорлат-Гутинська вулканогенна гряда, 19 – Крайова зона, 20 – Центральна зона, 21 – Припанонська зона; 22 – Панонська западина.

облямовується Юлійськими і Карнійськими Альпами, до яких прилягає система Динарид, що обмежує Панонську западину на південному заході на всім її простяганні. На півдні вона межує з Сербсько-Македонським масивом, затиснутим між Внутрішніми Динаридами і Південними Карпатами, які занурюються під молодий чохол на широті Белграда. Система тектонічних покривів Зовнішніх Динарид має моновергентну будову, але, на відміну від Карпатської дуги, з їх насуванням на захід і південний захід, тобто в бік Адріатичного моря (Апулійської плити).

Таким чином, утворюється майже кільцева вергентність складчасто-покривного донеогенового обрамлення Панонської міжгірської западини з багатокілометровим наповзанням його на навколишні гетерогенні тектонічні зони древньої платформи, епіорогенні зони та крайові прогини. Первинне (допокрівне) розміщення алохтонних комплексів в умовах майже кільцевої їх вергентності визначити під час палінспастичних реконструкцій дуже важко. Ось чому цей регіон привертав і привертає до себе таку пильну увагу тектоністів різних шкіл, які намагалися пояснити його природу з позицій найрізноманітніших геодинамічних концепцій.

Створені до цього часу схеми тектонічного районування Карпатської дуги (якщо не згадувати дуже застарілі й еклектичні) ґрунтувалися переважно на єдиних критеріях, що були розроблені російською тектонічною школою. Основою цих критеріїв були особливості розвитку тих чи інших районів та різниця в часі їх консолідації, що контролюється головними чи завершальними фазами складчастості. Цей принцип зберігає своє значення і за нового підходу до районування, розробленого О. В. Пейве у 1969 році та його співробітниками [120]. Він полягає у відображенні на картах районів з різним часом перетворення океанської кори в континентальну. Тут на перше місце висувається аналіз уже формаційних комплексів, які фіксують зміну океанських геодинамічних умов континентальними. Останні обставини тісно пов'язані з відновленням геодинамічної активності, що проявляється в прискоренні темпів стиснення, виникненні фаз складко- та покривоутворення. А ці критерії саме збігаються з тими, що покладені в основу тектонічного районування з позицій класичної геології.

Для більш дрібного розчленування регіонів з майже однаковою історією геологічного розвитку, в сенсі часу проявлення в них фаз складчастості, використовують уже інші, менш принципові відміни в їх будові. Це останнє, на жаль, неминуче призводить до появи поліваріантних схем районування, які відрізняються одна від одної кількістю та географічним поширенням елементів, і появи великої кількості місцевих тектонічних термінів, які звичайно утворюються з використанням не структурних, а географічних назв.

Таким чином, за різкими структурно-формаційними та історико-геологічними відмінами уся дуга ділиться на *Внутрішні* чи *Центральні* та *Зовнішні* чи *Флішові Карпати*. Внутрішні Карпати – область прояву крім міоценової також і доміоценових складчастостей. При цьому деякі їх райони тільки в альпійську епоху зазнавали складчастість неодноразово. Зовнішні Карпати – область тільки міоценової складчастості з деякою міграцією її в часі від найбільш внутрішніх одиниць до платформного обрамлення. Рубежем між ними є зона Пенінських скель, яка до палеогену розвивалася по типу Внутрішніх Карпат, а потім – Зовнішніх.

Крім відмін за часом прояву і кількістю фаз складчастості, ці області різко відрізняються і за їх формаційним виповненням. Зовнішні Карпати є областю поширення виключно флішової формації великої потужності (крейда – нижній міоцен) і скрізь є практично амагма-

тичними (міогеосинклінальними за термінологією, що зовсім недавно дуже широко використовувалася). Внутрішні Карпати відзначаються “набором” різноманітних формацій. Особливе положення займає Мармароський кристалічний масив і зона Мармароських скель, що розміщена на його північно-західному продовженні. Ці тектонічні одиниці вклинюються між Зовнішніми Карпатами і зоною Пенінських скель. До палеогену історія їх геологічного розвитку була дуже близькою до Внутрішніх Карпат, а в палеогені їх частина затягується до флішового режиму розвитку.

На зазначених принципах тектонічного районування ґрунтується виділення в Карпатах усього п’яти структурно-формаційних зон: Внутрішні Карпати, з накладеними на них міоцен-пліоценовими депресіями, які відіграють роль внутрішніх (тильних) моласових прогинів; зона Пенінських скель; Мармароський пояс; Флішові Карпати і Передкарпатський передовий або крайовий прогин.

Виділення дрібніших тектонічних елементів у межах Флішових Карпат (які займають більше половини усієї площі дуги) ґрунтується на структурно-фаціальних (звичайно структурно-літологічних) ознаках, і головною одиницею районування тут вже є структурно-фаціальна зона. Майже всі ці зони в міоцені трансформовані в самостійні тектонічні покриви, які зчленовуються один з одним кулісоподібно. Лише зона Кросно, яка займає серединне положення у Флішових Карпатах на південно-західному зануренні Силезького покриву, пасивно пересунута в бік платформи разом зі Скибовим (на території Польщі – Скольським) покривом.

Загальна монотонність розрізу флішової формації і відсутність будь-яких різких контрастів у різних районах її поширення створили об’єктивну основу для суб’єктивного розчленування різними дослідниками української частини цього регіону всіх Флішових Карпат на окремі структурно-фаціальні одиниці – тектонічні покриви.

Одні геологи за основу розчленування Флішового поясу приймають диференційованість верхньокрейдового розрізу, другі – палеоцен-еоценового, треті – нижньокрейдового. За більш детального вивчення таких розрізів виявляється ціла серія перехідних типів, поширення яких не контролюється основними насувами (природних обмежувачів структурних зон – тектонічних покривів), і цей критерій стає дуже розпливчастим. У таких випадках перевага надається вже структурному критерію.

Таким чином, за сучасними уявленнями, самостійні структурно-фаціальні зони Карпат характеризуються певною мірою автономністю свого розвитку в крейдовий і палеогеновий час (і, частково, у ранньоміоценовий) і формувалися в декількох відокремлених флішових трогах. Упродовж передорогенного етапу вони були зірвані зі своєї основи вздовж прикордільєрних розломів з повним перекриттям надводних чи підводних кордільєр, що їх роз’єднували. Ці останні, на відміну від традиційних уявлень, слід розглядати не як якісь глибинні кореневі блоки субстрату, а як окремі алохтонні пластини – тектонічні покриви. Вони характеризуються більшими швидкостями й амплітудами переміщення, порівняно з сусідніми зонами – областями накопичення осадків, зокрема іноді і олістостромів.

Структурно-фаціальною підзоною називають тектонічний покрив другого порядку, який разом з іншими підзонами входить до складу тектонічного покриву першого порядку або зони. Підзони в складі покривів першого порядку мають деякі загальні літологічні ознаки але й деякі відміни. Загальна монотонність флішових товщ звичайно зумовлює розвиток у

них близьких за морфологією розривних і складчастих дислокацій. У межах ще дрібніших алохтонних тектонічних одиниць – лусок, іноді також помічаються деякі літолого-фаціальні зміни, але вже набагато меншого рангу (значення), ніж між зонами і підзонами. Таким чином, здавалося б на загально погоджених принципах тектонічного районування для Українських Карпат все ж таки було запропоновано декілька схем районування, які відрізняються одна від одної невеликими деталями або досить принципово. Частину таких схем використовують донині в геологічній літературі. Найбільш сучасною і найбільш обґрунтованою схемою є схема, яка покладена в основу складання нового покоління Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 (рис. 3).

Для всіх покривів Зовнішніх Карпат характерне їх лускувате (черепичне) налягання одного на другий з вергентністю в бік платформного обрамлення, і на картах вони зображуються (за винятком крайнього південного заходу) лінійними смугами, які перемежовуються, з кулісоподібними зчленуванням. Складніше на площині зображуються покриви Внутрішніх або Центральних Карпат. Тут в одному вертикальному розрізі відокремлюються декілька безкореневих покривів, що горизонтально залягають і не мають, на відміну від покривів Зовнішніх Карпат, лінійної форми; в умовах розчленованого рельєфу на картах вони виглядають плямами іноді чудернацької конфігурації. У такому разі її розчленовують за структурним положенням і за відмінами в “наборах” допалеозойських, палеозойських, мезозойських та кайнозойських відкладів, що їх утворюють.

У межах Передкарпатського крайового прогину за особливостями структури і формаційного виповнення виокремлюють від двох до чотирьох елементів другого порядку. У цій праці наведено систему районування на три окремих структруно-формаційних зони: Внутрішню, або Покутсько-Бориславську; Центральну або Самбірську, і Зовнішню, або Більче-Волицьку. Дві перші є тектонічними покривами в сучасній структурі, а третя сформована автохтонними утвореннями.

Закарпатський внутрішній прогин у прийнятій схемі районування розділяється на Крайову, або Моноклінальну; Центральну, або Зону солянодіапірових та брахіантиклінальних складок; Припанонську та Панонську.

3.4.2.2. Формації та формаційні комплекси

Загальноприйнятої класифікації формацій Карпатського регіону поки що в Україні немає. Нема її також і в інших карпатських країнах, хоча, як уже зазначалося [80] будь-яких вагомих проблем зіставлення структурних і структурно-формаційних елементів тут немає. Усі ці елементи практично дуже добре корелюються і в прикордонних районах. Але зовсім інша справа з кореляцією формацій та їх номенклатурою через різні підходи до їх виділення серед геологів цих країн і навіть серед фахівців у межах однієї країни. Останнє особливо характерне для геологів, що вивчають Українські Карпати.

За винятком дуже незначних за площею зон Скель та Мармароського масиву, поверхневі шари всіх Карпат утворені всього двома формаціями. Зовнішні Карпати навіть називають з цієї причині Флішовими, а Передкарпатський і Закарпатський прогини цілком утворені моласовою формацією.

Особливо багато розбіжностей у номенклатурі та класифікації флішової формації. Так, словацькі геологи, особливо їх багаторічний лідер – академік Міхал Магель, широко використовують у процесі формаційного аналізу введене ним поняття про так звані тектонофа-

ції, чітке визначення яких, на жаль, не дається. На тектонічних картах Чехії та Словаччини кольором традиційно відображають час дислокацій (фази чи етапи тектонегенезу), а кольоровими растрами – матеріальне наповнення цих тектонічних одиниць. Вони постійно підкреслюють генетичний зв'язок між літологічним або тектонофаціальним складом відкладів і тектонічним "стилем" сформованих із них структурних елементів. Цей вищий рівень геологічних категорій, який вказує і на зміст, і на форму матеріалізацій у вигляді конкретних структурних форм, М. Магель пропонує називати "тектоногрупою". Він дає наступне визначення цього поняття: "Тектоногруппа является совокупностью горных пород, отражающей (типом фаций, их взаимоотношениями и видом складчатости) тектонические условия образования или же тектонофации (палеотектонический тип), а с другой стороны, обнаруживающейся в тектоническом стиле своими данностями (видимо особенностями – ред.) для складкообразования" [104, с. 27].

У процесі виділення та розчленування окремих тектонофацій велику увагу словацькі та чеські геологи звертають на фізичні (механічні) властивості гірських порід, що їх утворюють, та на місце їх первинного накопичення в палеотектонічних зонах. Так, наприклад, М. Магель вважає, що мергельній тектонофації найчастіше властивий стиль складок або дигітацій, строкатим вапнякам кордильєрного типу, залежно від ступеня реформованості, – лінзоподібний або кліповий стиль, сланцевим євксинського типу товщам – лускоподібний або стиль моноклiналей, дрібноритмічному флішу – слабоскладчасті тектонічні одиниці, масивним карбонатним комплексам – слабо складчасті "плити".

На думку цього дослідника Карпат, вирішальним чинником, що визначає тектонічний стиль, крім механічних властивостей та інтенсивності складкоутворювальних процесів, є ступінь компетентності окремих комплексів порід і їх палеотектонічний тип. Він вважає, що тектонічні одиниці, "... смятые в складки из трогов, отличаются от единиц, возникших из порогов, не только степенью компетентности, своим материальным содержанием, но также другими данностями (*особенностями* – ред.), имеющими значение для формирования тектонического стиля, прежде всего разным положением в геосинклинальной системе, разной толщиной коры. Не менее значительной для формирования структурных единиц является стадия развития с различиями в положении и временных отношениях к складчатости и к толщине коры" [104, с. 27].

Водночас словацькі та чеські геологи користуються і термінами "флішова", "моласова" та іншими, використовуючи їх за одних умов у звичайному формаційному розумінні, а за інших, де вони оперують тектоногрупами – у стадійному (історико-геологічному). У працях міжнародного рівня використовують як одну, так і іншу термінологію.

Не важко помітити, що поняття "тектонофації" і "тектоногрупи", запропоновані словацькими та чеськими геологами, хоча й близькі до широко відомих у нас і в інших країнах уявлень про формації та їх ряди, однак вони мають і значні відміннності. Принципи їх класифікації можна деякою мірою, на думку авторів, порівняти з тим, що у нас береться за основу визначення фацій у седиментології. Там це поняття обіймає конкретну гірську породу або їх асоціацію з усіма властими їм мінеральними, рослинними і тваринними залишками, які свідчать про фізико-географічні умови їх накопичення. Так, "тектонофації" і "тектоногрупи" М. Магеля містять у собі дуже об'ємне поняття високого теоретичного рангу, яке об'єднує в собі дві, звичайно нарізно досліджувані сторони єдиного тектонічного процесу – перманентного відносно пасивного розвитку (стадія накопичення осадків), що відповідало би

стійкому тектонічному режимові, та активного (стадія складко- і покривоутворення), що відповідало би передколізійному або колізійному режимам.

Вірогідно, запропонований підхід є вищою формою будь-якого тектонічного і, зокрема, формаційного аналізу, та в майбутньому займе помітне місце в науках про Землю взагалі. Однак для використання цих ідей повною мірою для розчленування формацій в Українській частині Карпат у нас немає необхідних даних, які можна було б одержати вже зараз. Вони можуть бути одержані в разі сумісних польових досліджень і дискусій зі словацькими, чеськими, польськими та румунськими фахівцями. З української сторони підґрунтя для таких зіставлень і розчленування флішової формації на окремі "тектонофації" і "тектоногрупи" вже є, оскільки авторами вже давно складено карту районування за типами розвитку складчастих і розривних дислокацій – карту морфологічних типів структур Українських Карпат та їх обрамлення – й у вигляді схеми опубліковано [82].

Великою прогалиною у вказаних уявленнях про флішову формацію є, насамперед, діагностика тектонічних режимів палеотектонічних зон. Тут можна легко помітити деякий дуалізм у принципах самого аналізу. Так, напевно ні в кого немає будь-якого сумніву в тому, що для виявлення характеру розвитку палеотектонічної зони можна використати тільки вже сформований в ній комплекс осадових, осадово-вулканогенних та магматичних утворень з усіма особливостями його сучасної структури. Але ж перенесення цих спостережень на інтерпретацію палеотектонічних умов режимів не є моноваріантним. Як відомо, одні й ті самі формаційні комплекси, у найширшому розумінні, можуть бути тлумачені з позицій різних геодинамічних концепцій, які ґрунтуються на зовсім різній понятійній термінології.

Проте, під час вирішення прикладних геологічних завдань, зокрема й складання різномасштабних тектонічних карт і схем, карпатські геологи широко користуються конкретнішими і, як правило, однаково або майже однаково зрозумілими термінами формаційного змісту. Найпоширенішими з них є так звані субформації, близькі за своїм змістом до літофацій у їх широкому розумінні.

Іноді їх виділяють у вигляді окремих типів розрізу, які називають або за географічними (що взагалі дуже незручно, оскільки назви як такі не несуть у собі "матеріально-змістового" навантаження), або за літологічними ознаками, що дуже зручно для цілей кореляції, тим більше територій, які належать різним державам.

Отже, власне, такі добре вивчені й однозначно виділені формаційні одиниці – субформації і стали основою міждержавної кореляції мезозойських і кайнозойських комплексів. Однак, крупніші підрозділи осадово-вулканогенних комплексів, тобто власне формації, в Українських Карпатах виділяють усе ще неоднозначно.

Так, наприклад, Г. М. Панов (1982) запропонував виділяти в Українських Карпатах, у межах тріасу-неогену, п'ять окремих формацій, які утворюють вертикальний ряд геоформацій (знизу вверх): офіолітову, спарагмітову, флішову, шлірову та моласову. Вітаючи одну з перших, досить сміливу спробу диференціювати монотонні формації Українських Карпат, яку зробив Г. М. Панов, слід відзначити помилковість деяких її положень.

Тріас-юрські відклади, сполучені з підводними основними вулканічними утвореннями явно мілководного походження, навряд чи треба включати до офіолітової формації. "Тріада" Г. Штеймана зібрана воєдино зовсім штучно з різних і заздалегідь різновікових тектонічно обмежених фрагментів, які до того ж належать різним сучасним структурно-формаційним одиницям. Безпідставно до спарагмітової формації віднесено відклади практично всієї ниж-

ньої крейди внутрішніх покривів Флішових Карпат (кам'янопотіківська, буркутська, білотисенська та інші світи). Поняття про шліри аж ніяк не асоціюється з товщами карпатського олігоцену. О.С. Вялов більше як 30 років тому цей термін закріпив за міоценовими різноколірними, часто засолоненими і загіпсованими глинами нижньої моласи Передкарпатського прогину.

Формаційна схема мезозойських і кайнозойських стратифікованих утворень півдня Карпат деяких геологів Закарпатської геологорозвідувальної експедиції досить конкретна і пов'язана з визначними стадіями розвитку території в альпійському тектонічному циклі. Її недоліком є віднесення до моласової формації у Флішових Карпатах практично всього палеогену, а до аспіднофлішоїдної – строкатоколірної крейди (верхній альб – турон). Навряд чи виправдане віднесення до ранньоорогенної стадії часу накопичення потужних товщ маастрихту-олігоцену в Зовнішніх Карпатах.

Особливого розгляду заслуговують спроби, якщо так можна висловитися, фаціально-формаційної уніфікації крейда-палеогенових товщ флішу Карпатської дуги. Одна з перших таких спроб належить корифеям карпатської геології академікам О. С. Вялову і Д. М. Андрусову [11, 19, 20] а також польському геологу Л. Кошарському [164, 165]. Вони виділили своєрідні "серії", які мали не географічні назви, а похідні від народностей, що населяли Карпати в глибокій давнині.

Ці серії не тотожні стратиграфічним одиницям, які б відповідали серіям, що узаконені чинними стратиграфічними кодексами. Це ймовірніше "надсерії", які об'єднують у собі велику кількість зовсім різних за літологічним складом та обсягом серій і світ у їх прямому (стратиграфічному) розумінні. Мабуть, для уникнення такого зміщення понять пізніше [13] вони були замінені на "комплекси (серії)". Так, усі різновидності товщ олігоцену (менілітова, кросненська, поляницька, дусинська, грибовська, мальцевська та інші світи) були об'єднані в *омбронську* серію, а ще більш строкатий набір світ усього палеоцену – еоцену в *карпійську* серію. Такий поділ, але вже в розумінні виділення етапів осадконакопичення, раніше за О. С. Вялова і Д. М. Андрусова, запропонував Л. Кошарський [164, 165]. Цей поділ ґрунтувався на генеральних (на думку автора) "змінах у характері пелітових, автохтонних осадків". (Koszarski, 1965, с. 62).

Зовсім слушно відзначаючи відсутність літологічної границі між крейдою і палеогеном (вона проходить у більшої частини структурно-фаціальних зон усередині потужної товщі товстошаруватого піщаного флішу), Л. Косарський логічно запропонував опустити нижню границю карпійської серії до початку верхньої крейди, з розділенням її на "верхньокарпійську серію" (палеогенова частина) і на "нижньокарпійську серію" (верхньокрейдові частина). Для нижньої крейди, що залишилася ніяк не названою, він запропонував назву *"котинська* серія", яка також охоплює велику кількість місцевих стратиграфічних підрозділів – світ, які заміщують одна одну як угору за розрізом, так і по латералі.

Дещо пізніше О. С. Вялов [12–17] поняття карпійської серії (або вже "комплексу") залишає всеж-таки незмінним у своєму первісному обсязі (палеоцен-еоцен), а замість нижньокарпійської серії, за Л. Кошарським, пропонує виділяти *антійську* [12], яку незабаром [13] він заміняє на *русичанську* (в обсязі верхньої крейди). За нижньою крейдою (у повному її обсязі) він зберігає назву карпійської серії (комплексу).

Поступово в карпатській літературі ці поняття, що взагалі дублюють підрозділи загальної стратиграфічної шкали, трансформуються вже в особливі палеогеографічні (історико-

геологічні) категорії, які позначаються вже то як “віхи”, то як “етапи”, то як “стадії” розвитку флішевої геосинкліналі, що виконують роль молодших синонімів “ранньокрейдової”, “пізньокрейдової”, “палеоцен-еоценової” і “олігоценової” історії формування флішової формації.

Можливо, можна було б погодитися з таким останнім варіантом використання цих термінів, якби він дійсно сприяв розчленуванню історії накопичення флішової формації за її природними комплексами або субформаціями. Однак у дійсності прийняті в такій класифікації принципи розчленування флішу не диференціюють цю історію за природними рубежами, а скоріше об’єднують те, що не об’єднується, і ділять єдине. Можливо з цієї причини вказаний поділ флішової формації не був широко підтриманий у карпатськими геологами, а в “Стратиграфическом словаре УССР” [140] його укладачі не дуже погрішили супроти істини, вказавши, що вони “не потребляються” (хоча це і не зовсім точно).

Так, нещодавно з’явилася стаття І. Д. Гофштейна [36], яка присвячена омбронській серії, верхня границя якої автором піднімається із захопленням частини нижнього міоцену, на підставі літературних даних про нижньоміоценовий вік верхніх горизонтів менілітової і кросненської світ. Виділення автором цієї статті вищевказаних “серій” вітається і їх введення вважається першою спробою укрупнення стратиграфічних підрозділів. У статті зовсім слушно вказується, що з причини великої кількості місцевих світ “... стало вже важко орієнтуватись у загальних питаннях стратиграфії Карпат” [36, с. 96]. Такий висновок вже давно став очевидним, і тому проблемі уніфікації присвячено вже велику кількість публікацій.

Однак, навряд чи є якась перспектива виконання на геологічних і тектонічних картах відмічених “серій” (комплексів, стадій тощо). Обґрунтованішим для геологічного картування є підхід до виділення крупних стратиграфічних одиниць завдяки “... слияния отдельных, считающихся сейчас самостоятельными, стратиграфических подразделений, занимающих принципиально одинаковый возрастной объем и имеющих определенное литолого-фациальное сходство” [83, с. 54]. Тому авторами виділено у верхньокрейдовому розрізі (і, частково, у палеогеновому) внутрішніх флішових покривів усього чотири світи: – нефлішову строкатоколірну – поркулецьку (верхній альб – турон); – сіроколірну тонкоритмічну флішову – яловичорську (коньяк – кампан); піщану – чорноголівську (кампан – еоцен); – зеленувато-сіру тонкоритмічну флішову – сольську (еоцен). Ось такий підхід до уніфікації стратиграфічних підрозділів флішової формації Карпат був після чвертьстолітньої жорсткої дискусії офіційно визнаний і затверджений в Україні для складання геологічних карт нового покоління, що вже частково виконано.

Запропонована схема поділу флішової формації стала основою для структурно-формаційної та геодинамічної кореляції мезозойських і кайнозойських комплексів прикордонних районів Українських, Словацьких і Польських Карпат [80], яка ґрунтується на сучасних геодинамічних уявленнях розвитку Землі та її кори з використанням відповідної термінології.

Втілення класифікації як флішової і моласової, так і всіх інших формацій Українських Карпат у конкретні тектонічні карти і схеми залежить, насамперед, від прийнятого масштабу картографічного матеріалу. Так, наприклад, під час складання “Тектонічної карти Українських Карпат масштабу 1:200 000” [147] усю флішову формацію можна було поділити на п’ять окремих субформацій і відобразити їх безпосередньо на карті чорно-білим крапом. У розрізі нижньої крейди – нижнього міоцену було відображено наступні субформації: теригенно-

карбонатного флішу ($К_1$), піщано-глинистого флішу ($К_1$-$П_3$), глинистого флішу ($К_1$-N_1^1), строкатоколірного флішу ($К_1$- $П_2$), піщаного флішу ($К_1$- $П_3$).

Але вже на “Геодинамической карте Украины” масштабу 1:1 000 000 [25] у межах поширення флішової формації Карпат було показано дещо інші формаційні категорії. Окрім власне флішової формації, тут виділено ще райони, утворені нерозчленованими флішовою і флішово-моласовою формаціями, а також райони, де одним умовним знаком показано формації бітумінозних аргілітів, аргілітові флішоїдну, глинисто-піщану, вапняково-піщану формації. На відміну від усіх попередніх, на “Геодинамической карте Украины” вперше зі складу флішової формації було окремо виділено хаотичні комплекси в олістостромову формацію в районах її потужного розвитку.

На цій тектонічній карті України, масштабу 1:1 000 000 більш обґрунтованим є рішення відобразити в Зовнішніх Карпатах три окремі формації: теригенного флішу флішоїдну, флішоїдну-бітумінозну та олістостромову.

Другою за площею свого поширення в Українських Карпатах є моласова формація, яка займає територію Закарпатського внутрішнього прогину та Передкарпатського передового прогину. Тут також у фахівців є розбіжності в розумінні класифікації цієї формації, її поширення і поділу на окремі субформації, але набагато менші, порівняно з флішовою формацією. Тут головна розбіжність у розумінні площі поширення формації полягає в тому, що занурена в міоцені територія древнього кратону (Східноєвропейська платформа) та його байкальського, каледонського та герцинського обрамлення більшістю зарубіжних геологів не зараховується до складу Передкарпатського передового прогину. Ця область визначається як “фор ланд” і тому відклади міоцену-пліоцену (особливо пліоцену в Румунії) різної потужності далеко не всіма дослідниками зараховуються до прогину і тому не вважаються моласовою формацією.

У вітчизняних фахівців до останнього часу був безальтернативний поділ моласової формації Передкарпатського прогину на дві парагенетично пов’язані групи. Та її частина, що належала дислокованій області прогину (Внутрішня зона в розумінні двочленного районування Передкарпатського прогину) відносилася до так званої нижньомоласової формації. Зовнішня зона прогину, в основі якої залягає чохол Східноєвропейської платформи та її епіорогенного облямування, вважалася складеною верхньомоласовою формацією. Якщо районування прогину проводити слідом за В. І. Славіним [131] не на дві, а на три частини – зони: зовнішню, центральну та внутрішню або за іншими дослідниками – Більче-Волицьку, Самбірську та Бориславсько-Покутську, то проміжна центральна зона, або Самбірський тектонічний покрив, має і проміжний характер розвитку молас.

Сучасні дослідники Передкарпатського прогину дещо по-різному розглядають ці питання, аж до повної ліквідації прогину як такого (наприклад, П. Ю. Лозиняк та його співавтори в багаточисленних публікаціях, рукописах та публічних виступах). Критичний огляд останніх уявлень нещодавно було оприлюднено [81]. Різними дослідниками дещо по-різному приймається й сама схема стратиграфії молас у всіх її зонах, але майже загальним для них усіх є положення про міграцію частин прогину (тобто від Карпат) до зовнішніх (тобто до платформи).

Таким чином, у Бориславсько-Покутській (внутрішній) зоні осадконакопичення молас у деяких її частинах йшло безпосередньо без перерви від флішової формації, а в деяких частинах починається потужною товщею конгломератів, які залягають з розмивом на флішовій

формації. У проміжній (Самбірській) зоні моласа почала накопичуватися дещо пізніше (з різним проміжком у часі в різних дослідників), але і пізніше (порівняно з Бориславсько-Покутською структурно-фаціальною зоною) тут завершилося її накопичення. Найпізніше (аж в баденії) моласа мігрувала на край платформи з її палеозойським складчастим облямуванням, формування якої продовжувалося в більшій частині Карпатської споруди, зокрема в пліоцені, а в румунському Передкарпатті – навіть плейстоцені і голоцені.

З викладеного випливає пропозиція деяких геологів (наприклад, С. Є. Смірнова) про доцільність виділення не двох, а вже трьох генетично пов'язаних груп передкарпатських молас: нижньої в межах Бориславсько-Покутської зони – покриву, середньої – Самбірської зони – покриву і верхньої – Більче-Волицької автохтонної зони передового міоценового прогину.

У загальному вигляді (у зведеному вертикальному розрізі) весь орогенний комплекс – моласова формація Українського Передкарпаття за В. М. Утробіним [152] може бути поділена на дев'ять окремих субформацій (знизу вгору): флішоїдно-піщано-глинисту (егер), нижню теригенно-соленосну (еггенбург), піщано-глинисту строкатоколірну (оттнанг), верхню теригенно-соленосну (оттнанг), піщано-глинисту озерно-дельтову (карпат), піщано-глинисту морську (баден), соленосно-гіпсо-ангідритову (баден), піщано-глинисту морську (баден), піщано-глинисту морську опріснілу (сармат). Нижня теригенно-соленосна субформація в свою чергу поділяється на дві частини: конгломератову (нижню) і піщано-глинисту сіроколірну флішоїдну (верхню). Найвища – піщано-глиниста морська опрісніла – також поділяється на дві частини: теригенно-вугленосну (нижню) і вапняково-піщану (верхню).

У Закарпатському внутрішньому прогині також помітна міграція в часі моласової формації. Тут вона протікала з південного сходу на північний захід, тобто майже вздовж простягання української частини Карпатської споруди. Більш досконало стратиграфічне і структурне її розчленування виконано у 1968 р. М. І. Петрашкевичем [121]. На цій основі В. Г. Свириденко у 1986 р. запропонував її розподіл на декілька субформацій [128]. В одному вертикальному розрізі потужність усієї моласової формації сягає 2,5 км. Вертикальний ряд субформацій закарпатських молас такий: глиниста морська (егенбург?), конгломератова морська (нижній баден), соленосна (нижній баден), флішоїдна (баден), піщано-глиниста морська (верхній баден-сармат), вулканогенно-осадова вугленосна (панон), вугленосна лімнічна (верхній панон-левантин), наземна вулканогенна (левантин), глинисто-галечна алювіальна (пліоцен-плейстоцен). Віковий поділ окремих субформацій нині переглядається через нові визначення абсолютного віку деяких вулканічних утворень та інші відомості, одержані, головним чином, в Словаччині й Угорщині. За попередніми даними вік моласових утворень (порівняно з сусідніми карпатськими країнами) дещо занижений. Але і тепер під час кореляції молас Передкарпатського прогину і Закарпатського чітко визначається пізніше закладання останнього. Це положення має дуже велике геодинамічне значення для відтворення історії геологічного розвитку всієї Карпатської дуги.

Вищевказані геологічні формації займають понад 90 % площі Українських Карпат разом з переднім і внутрішнім прогинами. Усі інші формації мають дуже обмежене поширення і зосереджені лише в межах двох окремих фрагментів Мармароського кристалічного масиву та в зонах Мармароських і Пенінських скель. Але тільки по цих формаціях можна реконструювати дофлішову геодинаміку Карпат.

Характерною особливістю вказаних внутрішніх зон Складчастих Карпат є те, що вони, на відміну від Зовнішніх Карпат, були втягнуті в процес накопичення флішової формації лише в еоцені. Більш древні відклади тут формувалися в інших геодинамічних умовах.

У зонах скель Закарпаття доеоценові відклади розвинуті у вигляді малопотужних– карбонатній і карбонатно-вулканогенній – формацій (крейда), карбонатній і карбонатно-вулканогенній (юра-тріас). Дві останні формації постають тут у вигляді окремих рівновеликих ізольованих один від одного фрагментів. Це "тектонічні стрімчаки" в зоні Пенінських скель у мергелевій оболонці крейди, а в зоні Мармароських скель – олістоліти та олістоплани в складі соймульської олістостроми (альб-сеноман).

Такими самими формаціями представлений мезозой і на Мармароському кристалічному масиві. Тут немає лише червоноколірних мергельних відкладів верхньої крейди (пухівська світа), які дуже характерні для зон скель. Відтворення формаційного ряду домезозойських відкладів Мармароського масиву спричиняє значні труднощі через те, що майже всі вони метаморфізовані до зеленосланцевої або, навіть, до амфіболітової фацій. Тому доцільніше на новій тектонічній карті ці відклади показати у вигляді сланцево-гнейсової формації (білопотіцька серія верхнього протерозою) і кварцито-сланцевої формації (діловецька серія протерозою – середнього палеозою).

Плутонічні формації мають в Українських Карпатах мізерне поширення. Це досить динамометаморфізована гранітоїдна формація палеозою на Мармароському масиві та субвулканічні пліоценові утворення основного і кислого складу в Припанонській зоні Закарпатського внутрішнього прогину.

3.4.2.3. Тектоніка головних тектонічних елементів

Передкарпатський передовий або крайовий прогин у свою чергу ділять на три зони одна з яких зовнішня) автохтони, а дві більш внутрішні – покривні. **Більче-Волицька** (або **Зовнішня**) зона закладена на древній платформній основі та її епіпалеозойському складчастому оточенні (рис. 3). Вона має багатоповерхову будову, загальне моноклінальне занурення під Карпати, східчасті блоки її доміоценової основи занурюються в цьому ж напрямку. Туворена вона неогеновим комплексом верхніх молас, які мають типово платформну брахіформну складчастість. За відмінностями молас і їх складом та, меншою мірою, за структурою і будовою основи тут розрізняють Крукеницьку, Косівсько-Угерську, Станіславську, останніми роками ще і Лопушнянську підзони. Остання, на відміну від усіх, не має в собі міоценових утворень.

Центральна або Самбірська зона – покрив, що займає проміжне (серединне) положення між Більче-Волицькою і більш внутрішньою зоною – Бориславсько-Покутською, і багатьма геологами разом з останньою все ще об'єднується у Внутрішню зону прогину. Але там, де вона розбурена глибокими свердловинами, під нею ніде не виявлено флішової основи. Припущено, що теригенні, суттєво галогенні, середньомоласові утворення, які її формують, взагалі не відкладались на фліші, а утворювалися в умовах рухливої шовної зони, що виконувала буферну роль області зчленування платформи з молодою флішовою міогеосинкліналлю. Загальна структура зони – тектонічний покрив чохла з переміщенням, як мінімум, на 15 км та загальною синклінальною внутрішньою структурою, яка обтяжена лінійними складками і мілкими насувами.

Бориславсько-Покутський покрив закладався вже на геосинклінальній флішовій основі, має складну покривну багатоярусну будову і є крупним покривом, насунутим, як мінімум, на декілька кілометрів на Самбірський покрив. До його складу входять верхньокрейдові і палеогенові флішові товщі, а також теригенна й соленосна нижня моласа егенбурга-отнанга, які утворюють до чотирьох ярусів складок у будові субпокривів: Бориславського, Майданського, Покутського та Рунгурського. Внутрішня структура субпокривів складчасто-луската. Складки перекинуті і лежачі, північно-східної вергентності, зазвичай з редуційованими лежачими крилами.

Зовнішні, або Флішові Карпати замкнені між передовим прогином на північному заході та Мармароським поясом і зоною Пенінських скель на південному заході. За особливостями розвинутих тут крейдових і палеогенових флішових відкладів та, меншою мірою, за стилем їх внутрішньої структури виділяють серію структурно-фаціальних зон, які на орогенному етапі майже всі були трансформовані в тектонічні покриви.

Від зовнішньої частини Карпат до внутрішньої виділяють наступні основні структурно-фаціальні одиниці: Скибову, Кросненську, Черногірську, Дуклянську, Поркулецьку, Рахівську і Магурську. Усі вони, за винятком Кросненської, трансформовані в міоцені в тектонічні покриви. Їх утворюють крейдові, палеогенові та найнижчих горизонтів міоцену товщі, які мають флішовий вигляд і лише невеликі за потужністю і поширенням відклади міоцену олістостромового походження, які, ймовірно є моласою. Сумарна їх потужність сягає 10 км.

Мілководні нефлішові біогермного типу породи неоком-апту, разом із вторгненими в них зеленокам'яними ефузивами, виходять лише у вигляді ланцюжка тектонічних відторженців або, на думку деяких геологів, олістолітів уздовж фронтальних частин деяких покривів. Це свідки підводних випливів типу базальтів уздовж розломів у прикордільєрних частинах флішових трогів.

Літологічна одноманітність розрізу флішу, близькість механічних властивостей гірських порід зумовили подібні риси морфології розвинутих тут складчастих і розривних дислокацій – складчасто-лускатий стиль внутрішньої структури з чітко визначеною моновергентністю в бік платформного обрамлення. Деякі покриви, мінімальна амплітуда горизонтального переміщення яких досягає 15 і більше кілометрів, характеризуються індивідуальними особливостями морфологічних типів дислокацій. **Скибовий покрив** – система крупних, протягнутих на сотні кілометрів моноклiналей, які ускладнені лусками і більш дрібними складками. **Кросненська зона** має загальну депресійну зовнішність і не є покривною, а як одне ціле насувається до північного сходу разом із Скибовим покривом. Чорногірський покрив не має олігоцену, а одна із його підзон – палеогену. Для **Дуклянського покриву** характерні поперечні розриви і зворотна вергентність, яка тут трапляється.

Для **Поркулецького покриву** характерно ундулювання його нижньої поверхні не тільки вхрест простяганню, але й за простяганням. Тому східні його райони повністю позбавлені відкладів, молодших альбу, а на заході розріз закінчується олігоценом. Тектонічний напівостанець (гора Петрос) цього покриву облямовується ланцюжком відторженців біогермних порід неокома – апта з імпрегнаціями туфолав основного складу. Зважаючи на напівостанець, Поркулецький покрив насунутий, як мінімум, на 12 км. У **Магурському покриві**, який виклинюється в басейні Латориці, відомі тільки еоценові відклади, у **Рахівському покриві** – тільки трикомпонентний фліш неокому темного кольору.

З внутрішньої сторони Флішові Карпати обмежені **Мармароським поясом**, який складається з однойменного кристалічного масиву та зони **Мармароських скель**. Кристалічний масив довгий час трактувався як фундамент Флішових Карпат, але це потребує перегляду. Історія його розвитку вказує на його автономність, принаймні, протягом всієї крейди, палеогену, неогену. За своєю структурою це – складний покрив, який має також і покривну внутрішню будову. На відміну від Зовнішніх Карпат, де розвинуті винятково покриви чохла, **Мармароський масив** – покрив основи. В його утворенні беруть участь кристалічний комплекс рифея – юри, карбонатні й теригенні формації тріасу – сеноману і флішові – еоцену. Олігоцен – потужна мергельна товща дусинської світи. За особливостями чохла і фундаменту тут виділяють **Білопотіцький покрив** (нижній) і насунутий на нього майже по горизонтальній площині зміщувача – **Діловецький покрив** (верхній). По фронту цього масиву древніх комплексів виявлено вузьку зону тектонічних клинів і блоків, насунутих один на одного і на флішовий Рахівський покрив – **Кам'янопотіцький покрив**, який іноді необґрунтовано зараховують до Зовнішніх Карпат. Сформувалися покриви Мармароша до альбу.

Зона **Мармароських скель** – оригінальний структурний елемент, який не має аналогів по всій Карпатській смузі. Вона представлена **Вежанським** (зовнішнім) і **Монастирецьким** (внутрішнім) покривами північної вергентності і простежується від однойменного кристалічного масиву до басейну р. Боржава. Особливістю зовнішнього покриву є розвиток різновеликих, аж до гігантських (до 1 км і більше) олістолітів в олістостромі і великої кількості екзотичних брил карбонатних порід тріасу, юри та неокому (крейда), а також валунів екзотичних порід (ультрабазитів і гранітоїдів) у конгломератах альбу. Уся крейда тут представлена вказаною олістостромовою формацією і її мергельною товщею червоноколірних відкладів верхньої крейди, що перекриває її. Флішем тут представлений лише еоцен. Олігоцен – мергельна чорноколірна товща (дусінська світа). Верхній покрив – ускладнена складками й розломами моноклінал тонкоритмічного і піщаного еоцену.

Зона **Пенінських скель** – за своєю структурою надзвичайно складна одиниця, яка пройшла багатофазний і різнотиповий за характером тектонічних рухів розвиток, насунута в сторону Флішових Карпат, за деякого зворотнього відкиду. Тут виразно, крім міоценових, проявилися і ларамійські рухи. За складністю будови зона не має аналогів і в тектонічних регіонах світу. Її структурний вигляд визначають безладно розсіяні у складно дислокованій строкатоколірній товщі антських – маастрихтських мергелів, тверді вапняки юри, неокому, які утворюють при вивітрюванні екзотично піднесені безкореневі тектонічні відторженці. Це зона типового тектонічного меланжа, яка розділяє Зовнішні Карпати і Мармароський пояс від Внутрішніх Карпат і Закарпатського прогину. Вона трасує собою Припенонський глибинний розлом, можливо допалеозойського закладання.

Закарпатський внутрішній прогин є неогеновою депресією, яка накладена на складно дислокований гетерогенний фундамент, що займає область кулісоподібного зчленування Внутрішніх Карпат і Мармароського поясу. Більше ніж трикілометровий орогенний комплекс теригенних молас дислокований у пологі складки, обтяжені соляними штоками. За структурою чохла тут, услід за М. Й. Петрашкевичем, з північного сходу на південний захід виділяють зони: **Крайову** (моноклінальну), **Центральну** (соляно-діапірову і брахіантиклінальну) та зону **Припанонського глибинного розлому.** Крайнє внутрішнє положення займає **Панонська міжгірська западина**, часто невдало трактована як серединний масив. Накладеною на прогин є неогенова багатофазна за розвитком **Вигорлат-Гутинська гряда** вулкано-

генних утворень, здебільшого основного складу, явно тріщинного і центрального типу, яка трасується на заході вздовж зони Пенінських скель, а на сході – уздовж **Припанонської зони.**

3.5. ТЕКТОНІКА АКВАТОРІЙ

3.5.1. Азовська акваторія

У межах Азовської акваторії виділяють три основні структурно-тектонічні елементи, а саме Північноазовський прогин, Азовський вал, Індольський прогин. *Північноазовський прогин* виповнений крейдовими, палеоцен-еоценовими, майкопськими та надмайкопськими відкладами потужністю приблизно 1,5 км. Він приурочений до області зчленування Східноєвропейської платформи зі Скіфською епіорогенною зоною, однак, на відміну від розміщеного західніше Каркінітського прогину, повністю закладений на древній платформі. Його південною межею є Головне Азовське порушення (насув), амплітуда якого по поверхні фундаменту становить близько 2 км.

Азовський вал. Простягається через усю Азовську акваторію і так званою Нижньогорською перемичкою відділяється від Центральнокримського підняття. Глибина залягання фундаменту в межах валу змінюється від 600–700 м до 1,5–2,0 км, на ділянках його максимально піднятого залягання в розрізі немає крейдових і палеоцен-еоценових відкладів.

Індольський прогин у межах Азовської акваторії виповнений потужним комплексом майкопських і надмайкопських відкладів, що моноклінально занурюються у південному напрямку. У південній частині акваторії сейсморозвідкою картуються криптодіапірові складки, формування яких пов’язують з глиняним діапіризмом майкопських глинистих відкладів.

3.5.2 Чорноморська акваторія

У межах Чорноморської акваторії, в зоні економічних інтересів України, виділяють шельфову та глибоководну частини. У межах північно-західного шельфу виявляють елементи суходолу, формування яких пов’язують зі Східноєвропейською платформою, Скіфською епіорогенною зоною, зоною їх зчленування та меганапнорієм Гірського Криму.

Зокрема, у шельфовій частині на схід продовжується Тузловська депресія Переддобрудзького прогину, що в акваторіальній частині має назву Криловської западини. Продовженням структурних елементів Переддобрудзького прогину є вали Кілійський та Губкіна. З іншого боку, на шельфі на захід продовжується структурно-тектонічні елементи Центральнокримського підняття (підняття Голіцина, Каламітське підняття, Альмінська западина) та Каркінітського прогину.

Серед структур глибоководної западини в зоні економічних інтересів України виділяють Західночорноморську та Східночорноморську западини, западину Сорокіна, північні частини валів Андрусова та Шатського з розміщеним у ділянці їх зчленування підняттям Тетяєва.

Підняття Андрусова (вал), що розділяє Західно- та Східночорноморську западини, було виявлено за результатами регіональних сейсморозвідувальних робіт МСГТ, що проводилися обєднанням “Южморгеология” в 1978–1982 рр. Вал має довжину близько 200 км. В українському секторі Чорного моря розміщена його північно-західна частина завдовжки бли-

зько 130 км. Ширина склепінчастої частини від 10 до 30 км, амплітуда валу (по покрівлі крейдових? відкладів) становить 5–7 км. У будові валу беруть участь мезозойські (юрські? та кредові?) відклади, які в периферійних частинах валу перекриваються палеоцен-еоценовими відкладами та майкопською серією (олігоцен – міоцен). У апікальній частині валу відклади палеоцену, еоцену та майкопу немає, і мезозойські відкладів тут безпосередньо перекриваються пліоцен-антропогеновими утвореннями. Поверхня мезозойських відкладів в межах валу ускладнена окремими локальними підняттями. Таким чином, вал є типовим похованим під чохлом пліоцен-антропогенових відкладів палеопідняттям.

Вал Шатського відділяє Східночорноморську западину від прогинів Сорокіна та Туапсинського. Ця структура, як і вал Андрусова, була вперше виділена за результатами регіональних сейсморозвідувальних робіт МСГТ, проведених об'єднанням "Южморгеология" в 1978–1982 рр. Загалом довжина валу понад 450 км. В українському секторі Чорного моря розміщена західна частина цієї структури завдовжки до 100 км. Ширина склепінчастої частини валу від 30 до 70 км. Амплітуда південного крила по покрівлі крейди (?) 4–7 км, північного – близько 2 км. У будові валу беруть участь мезозойські (юрські? та кредові? відклади), які перекриваються палеоцен-еоценовими відкладами, відкладами майкопської серії та надмайкопським комплексом порід. Відкладів палеоцену, еоцену та майкопу немає, за попередніми даними, лише в південній прибортовій частині валу. Поверхня мезозойських відкладів у межах валу ускладнена окремими локальними підняттями. Таким чином, вал Шатського, як і вал Андрусова, є типовим похованим під чохлом пліоцен-антропогенових відкладів палеопідняттям.

Вал Тетяєва розміщений у зоні зчленування валів Андрусова та Шацького. Довжина валу близько 60 км. На відміну від валів Шатського та Андрусова, підняття Тетяєва повністю розміщене в українському секторі Чорного моря. За геологічною будовою підняття Тетяєва близьке до обох описаних вище валів.

Західночорноморська западина завдовжки трохи більше 600 км та завширшки 150–300 км майже трикутної (у плані) форми, западина виповнена переважно кайнозойськими відкладами, що залягають субгоризонтально, потужністю до 13–14 км.

Співмірна за довжиною із Західночорноморською, Східночорноморська западина є дещо вужчою, 100–150 км завширшки. Потужність кайнозойських відкладів теж дещо менша, ніж у Західночорноморській западині і оцінюється в 10–11 км. Як і в Західночорноморській западині, кайнозойські відклади в межах Східночорноморської западини залягають субгоризонтально.

Западина Сорокіна простежена від меридіана Ялти до меридіана мису Чауда і має довжину 150 км при ширині 45–50 км. Південний борт западини пологий, північний крутий. Западина виповнена потужним комплексом середньоміоценових-пліоценових, майкопських та палеоцен-еоценових відкладів, що зім'яті у високоамплітудні складки та з півдня обмежені насувами. Вергентність складчасто-насувних структур південна. Ці структури за характером близькі до складок Керченсько-Таманської зони й Туапсинського прогину.

РОЗДІЛ 4.

ГЛИБИННА БУДОВА ЗЕМНОЇ КОРИ

Тектонічна карта території України супроводжується схемою-врізкою “Глибинна будова земної кори України”, на якій зображено потужність гранітного шару і земної кори, а також надструктурні лінеаменти, зокрема й літосферні, що свого часу було виділено й описано В. Б. Соллогубом [132]. Схема складена на основі даних ГСЗ уздовж профілів і геотраверсів, точкових зондувань, МОХЗ-ОГТ та інтерпретації потенційних і теплового полів. Основоположними роботами в цьому напрямі є перші дослідження методом ГСЗ, виконані в 1959 році під керівництвом В. Б. Соллогуба сумісними зусиллями Інституту геофізики АН УРСР і Міністерства геології УРСР, яке фінансувало ці роботи. Результати досліджень були надруковані у численних виданнях, схемах, використовувалися в тектонічних дослідженнях, у процесі розв’язання прикладних задач та ін. Можна вважати фундаментальними праці щодо вивчення окремих тектонічних регіонів [94, 96, 97, 132, 133, 156, 157, 158]. Упродовж останнього часу побудовано декілька варіантів схем рельєфу поверхні “М”. Однак, незважаючи на досить густу сітку профілів ГСЗ та окремих точкових зондувань, така схема не може бути створена за всіма правилами картографії і кожен раз вона є своєрідною інтерпретацією отриманих даних.

Наведена схема рельєфу підошви кори є тектонічною інтерпретацією даних про її залягання і була побудована за Схемою глибинної будови літосфери південно-західної частини Східноєвропейської платформи [157], сейсмічними даними вздовж профілів ГСЗ [94, 95, 97], за результатами переінтерпретації деякі з них [50, 53, 54] та з урахуванням результатів ГСЗ уздовж міжнародних геотрансектів EUROBRIDGE і DOBRE [37, 51].

Вивчення глибинної будови земної кори південно-західної частини СЄП – Сарматії – [161] дало змогу зробити висновок [157], що в її межах можна виділити надструктури-сегменти (Західний, Центральний та Східний), трансрегіональні тектонічні шви, які розділяють ці сегменти - Херсон-Смоленськ, розміщений в центрі Інгульського мегаблока УЩ, і Донецьк-Брянськ, який картується між Східно- і Західноприазовським блоками УЩ, Донбасом та Дніпровським сегментом ДДЗ і простежується далі на південний схід та північний захід. Як надрангові структури можуть розглядатися літосферні лінеаменти “Г”, “Д” і “Е” північно-східного простягання та внутрішньокоровий лінеамент “В”, які виділено В. Б.Соллогубом [132]. Перші фіксують зони зміни потужності літосфери, простягаються як наскрізні за межі СЄП, є довговічними і, незважаючи на умовність їх трасування, з часом виявляється все більше і більше опосередкованих проявів цих лінеаментів у тектониці верхньої кори та її металогенічної спеціалізації. Лінеамант “В”, як границя регіонів з різною структурою кори, субпаралельний границі СЄП і має, імовірно, тектонічну природу. У платформній частині СЄП накладені структури (ДДЗ і Волино-Оршанський рифт) субпаралельні вищезгаданим лінеаментам, що також свідчить про їх зв’язок із формуванням структури кори і платформним магматизмом. Лінеаменти “А” і “Б” розглядаються, відповідно, як границя товстої

та тонкої кори і як границя СЄП [132]. Вищезгадані сегменти відрізняються за такими провідними ознаками, як середня потужність кори, її склад, структурний план та диференційованість рельєфу границя розділення “М”. У їх межах глибинні магнітні неоднорідності мають різний структурний план і різну намагніченість.

Для Західного сегмента, що містить Волинський, Подільський, Росинсько-Бузький мегаблоки, Голованівську шовну зону й західну частину Інгульського мегаблока УЩ та їх продовження на його схилах властива диференційована потужність земної кори з максимальними глибинами до границі розділення “М”, що сягають 67 км. Склад кори, що оцінюється за співвідношенням потужностей шарів кори, змінюється від граніт-діоритового до нормальних базальтів. У ньому чітко виділяють структури границі розділення “М” північно-західного простягання вздовж південно-західної границі УЩ і паралельно границі СЄП. Найвищі положення поверхні М (38–39 км) збігаються з Коростенським та Корсунь-Новомиргородським платформними плутонами анортозитів і гранітів рапаківі. На крайньому північному заході УЩ структури границі розділення “М” різко обриваються формами його рельєфу північно-східного напрямку, які пов’язані з Волино-Полісським вулканоплутонічним поясом і Волино-Оршанським палеорифтом, що простягаються за межі УЩ на південний захід та північний схід. Ці структури розглядають як спряжені з довговічною зоною зчленування двох сегментів СЄП – Фенноскандії і Сарматії [161, 163].

На відміну від Західного, Центральний сегмент різко диференційований як за складом кори, так і щодо структур границі розділення “М”. Він охоплює східну частину Інгульського блока, Середньопридніпровський мегаблок і Західне Приазов’я. Тут переважають субмеридіональні прогини і підйоми границі розділення “М”, які здебільшого розділяються глибинними ступенями цього поділу. Потужність кори коливається від 33 до 57 км. Її склад в цьому сегменті змінюється від гранітного до лейкобазальтового. Однак у цілому кора є менш потужною і менш основною, ніж у Західному сегменті. У Східному сегменті середня потужність кори зменшується ще більше, а її склад стає ще кислішим. Шов Донецьк - Брянськ фіксується слабким лінійним підняттям границі розділення “М”. У його межах майже повністю лежить Східноприазовський платформний лужний масив.

Відмінність структурних планів форм рельєфу границі розділення “М” платформної частини території України підкреслюється різними структурними планами глибинних магнітних неоднорідностей, які тяжіють на УЩ і його схилах або до прогинів границі розділення “М”, або до різких змін глибин його залягання. Винятком є субмеридіональний глибинний магнітний блок у межах Волино-Подільської плити, який фіксується плоским рельєфом границі розділення “М”, і магнітний блок Західного Приазов’я, де границі розділення “М” підіймається до 34 км.

Субмеридіональний структурний план форм рельєфу границі розділення “М”, що є характерним для УЩ і його схилів, із наближенням до Дніпровсько-Донецького авлакогену (ДДА) змінюється на північно-західний, узгоджений з його простяганням, з різким зменшенням потужності кори до 34 км у Дніпровській частині авлакогену. Найбільш виразний рельєф підошви кори у вигляді її підйому відзначаються в центральній частині авлакогену. Саме тут, південніше ДДА, зафіксовано узгоджені з простяганням авлакогену підйом і прогин границі розділення “М”, що може бути пов’язано з особливістю формування цієї частини авлакогену. У Чернігівському блоці границі розділення “М” є плоскою, а потужність кори становить близько 37–40 км.

Донбас характеризується невиразними формами рельєфу границі розділення “М” з тенденцією до збільшення потужності кори на крайньому сході цієї структури. Деякі слабовиразні форми рельєфу підошви кори мають північне-північно-західне простягання, що узгоджується з простяганням докембрійських структур Воронезького масиву та Приазовського блока УЩ і трансрегіонального тектонічного шва Донецьк - Брянськ.

Щодо складу консолідованої кори авлакогену, то це базальтоїдна кора з підвищенням потужності базальтового шару в південно-східному напрямку. У Донбасі вона класифікується як базальтова. При цьому показовим є асиметричне положення глибинних магнітних тіл щодо Центральнодонецького розлому і концентрація їх на північному борту, а їх конфігурація визначається морфологією крайових розломів.

Дніпровсько-Донецький грабен має диференційованість щодо намагніченості. Найбільш магнітними є глибинні частини Чернігівського блоку і центральної частини ДДА. У межах грабена, за винятком Чернігівського блока, спостерігають високошвидкісну частину розрізу кори з великою густиною, відомою як коромантійна суміш.

У Донбасі під границею розділення “М” зафіксовано лінзу низькошвидкісної мантії, а в розрізі кори зафіксовано пологі розломи, характерні для розломів, що створюються в режимі розтягання, які пов’язані з формуванням саме басейну та його складчастої частини [37, 88].

Структура земної кори та її потужність у молодих складчастих спорудах Карпатського і Кримського регіонів мають специфічні ознаки простягання форм рельєфу границі розділення “М”, узгоджені з простяганням цих тектонічних одиниць. У Карпатському регіоні вздовж лінеамента “А” потужність кори змінюється від 28 км у Закарпатському прогині до 68 км під самими Карпатами, причому так званий “корінь” гір має асиметричну будову й максимальну амплітуду під північно-східною частиною Карпатських гір. Склад кори суттєво неоднорідний, максимальна основність її належить до складчастих Карпат, головним чином завдяки потужній (до 26 км) коромантійній суміші.

У Кримському регіоні мінімальна потужність кори фіксує південний край СЄП, а прогин границі розділення “М” до 52 км пов’язаний з гірськими спорудами. Специфічним елементом рельєфу границі розділення “М” у Криму є структура типу грабена, що зафіксована на геотраверсі V, північно-західного простягання і обмежена ступенями цього поділу. В її межах границя розділення “М” залягає на глибині 62 км і лише на південному сході піднімається до 53 км.

Подібну грабеноподібну структуру з глибиною до границі розділення “М” 52–55 км зафіксовано на Керченському півострові, але обидві ці структури, на думку авторів, не можуть бути безпосереднім продовженням Крупецько-Криворізької та Оріхово-Павлоградської структур, як вважав В. Б. Соллогуб [132], тому що вони розділені неузгодженою з ними зоною підйому границі розділення “М” під Каркінітською западиною (Одесько-Джанкойським рифтом за В. Б. Соллогубом).

Таким чином, рельєф границі розділення “М” і відповідно потужність кори, з одного боку – фіксують тектонічні одиниці території України – південно-західну частину Східноєвропейської платформи і молоді споруди Крима та Карпат, з іншого – в межах платформної території відзначаються як мінімум три структурних плана рельєфу цієї границі розділення, що відповідають різним етапам розвитку кори: субмеридіональному Придніпровського та Інгульського геоблоків УЩ і його схилів, північно-східному Волино-Поліського вулканічно-

го поясу і Волино-Оршанського рифейського рифта; північно-західному Дніпровсько-Донецького авлакогену з Донбасом. Зв'язок приповерхневих і глибинних структур СЄП неоднозначний. Насамперед це серія прогинів границі розділення "М" північно-західного простягання, паралельна границі платформи і простяганню ДДА, роздроблена поперечними ступенями розділення "М" і обмежена також різкими ступенями цього розділення. У цілому це не відображено в тектонічному районуванні УЩ. Крім того, найбільш інтенсивні прогини границі розділення "М" належать до міжмегаблокових шовних зон, але вони, як правило, зміщені відносно границь зон на докембрійському фундаменті. Таким чином, шовні зони фіксуються над ступенями границі розділення "М", а глибинна структура кори під ними може бути пов'язана з проявом підсувно-насувних тектонічних порушень уздовж пологих розломів, визначених за даними ГСЗ і за результатами гравітаційного та магнітного моделювання [44, 98, 122, 132, 133] які можуть зумовлювати аномально велику потужність кори з лежачого, підсувного боку зон. Прикладом можуть бути Голованівська й Інгулецько-Криворізька шовні зони, в яких прогини підошви кори зміщені відповідно на захід і схід від центральних частин шовних зон. На докембрійському фундаменті в крайових частинах проекцій прогинів границі розділення "М" спостерігаються області максимального прояву архей-ранньопротерозойського базит-ультрабазитового магматизму, тоді як молодші магматичні утворення зафіксовано в блоках із плоским або антиклінальним характером рельєфу границі розділення "М" (Коростенський і Корсунь-Новомиргородський плутони та Східноприазовський масив, Волино-Оршанський рифт).

Отже, якщо вилучити з розгляду аномально великі прогини границі розділення "М", що пов'язані з шовними зонами, а також підйоми цього розділення в ДДА, то в цілому в платформній частині України середня потужність земної кори має невеликі коливання (40–45 км), що відзначалося і в праці для УЩ [52].

Таким чином, можна припустити, що серія прогинів північно-західного простягання (згаданих вище), що містить блоки, утворені гранулітами, також є фрагментами древньої шовної зони, яка розділяла гранулітову область південного заходу УЩ від області, активізованої в пізньому протерозої. Тепер „слідом" такої шовної зони може розглядатися лінеамент "В", що розділяє кору різної структури та складу [132].

Прогин границі розділення "М" під Карпатською і Кримською спорудами, зважаючи на їх асиметричну форму та зміщення відносно центральних частин складчастих споруд, можна розглядати як прояв своєрідних молодих шовних зон.

Щодо складу і структури кори, то на території України вони вивчені вздовж ряду геотраверсів, частина з яких перетинає всі тектонічні регіони. Комплексні геофізичні моделі, що побудовані раніше на основі даних ГСЗ уздовж цих геотраверсів [94, 95], були доповнені результатами тривимірного магнітного і гравітаційного моделювання, що дало можливість створити структурні розрізи та спрогнозувати речовинний склад діоритового і базальтового шарів у корі та коро-мантійної суміші. Основні шари кори було виділено за швидкісними параметрами [157] й умовно названо гранітним (V_p< 6,3 км/с), діоритовим (6,3 < V_p< 6,8 км/с), базальтовим (V_p>6.8 км/с). Розчленування розрізу земної кори за швидкісними параметрами узгоджено зі щільнісною характеристикою [79], відповідно: $\rho_{гранітн.}$< 2,75 г/см^3, 2,75< $\rho_{діорит.}$< 2,9 г/см^3 , $\rho_{базальт.}$>2,9 г/см^3. До складу базальтового шару входить і коро-мантійна суміш. Вона є важливою характеристикою не лише з погляду речовинного складу, а й з позиції розвитку земної кори. До неї віднесено частину кори, що міститься між поверхнею К-М і границею

розділення “М” або за відсутності поверхні К-М характеризується V_p > 7,2 км/с і ρ > 3,04 г/см^3. Потужність гранітного шару за даними гравітаційного тривимірного моделювання наведено на схемі-врізці до карти сумісно зі схемою рельєфу границі розділення “М”.

Природно, що в тих блоках, де значення густини по поверхні кристалічної кори були 2,75 г/см^3 і вище, потужність гранітного шару становила 0 км. На більшій частині УЩ потужність гранітного шару становить 5–10 км за наявності низки аномальних зон. Потужність гранітного шару сягає 20 км у межах Коростенського плутону, а в Інгульському мегаблоці - понад 15 км. Найменша ж його потужність – у Голованіській міжмегаблоковій шовній зоні, у Бузькому і Подільському мегаблоках – там, де зафіксована потужність кори понад 50 км. Дещо знижена потужність цього шару також у Росинсько-Тікицькому мегаблоці, де він зовсім виклинюється, але в зоні, що супроводить із заходу Ядловсько-Трахтемирівський розлом, його потужність становить понад 10 км. У цілому західна частина УЩ, західніше Первомайського та Ядловсько-Трахтемирівського розломів, за винятком Коростенського плутону, характеризується меншою потужністю гранітного шару в зіставленні зі східною частиною УЩ.

У межах Волино-Подільської плити під Волино-Оршанською западиною зафіксовано меншу потужність гранітного шару, ніж у її південно-східній частині, при цьому спостерігається поступове нарощення гранітного шару в бік Карпатської складчастої споруди.

У межах Донбасу і ДДЗ виділено чітку вузьку лінійну зону зниженої, аж до виклинювання, потужності гранітного шару, тоді як у межах північного схилу ДДЗ і Донбасу відзначено смугу підвищеної (понад 10 км) потужності.

Гранітний шар у межах складчастих споруд Карпат і Криму має диференційовану потужність. Вона, на відміну від платформної частини території, не має зворотного зв’язку з потужністю кори і сягає значень 15-17 км в області максимальних прогинів границі розділення “М”.

Діоритовий і базальтовий шари, які також є складовими розрізу земної кори, мають великі коливання потужностей, але базальтовий шар відрізняється найбільшим їх діапазоном. Найпотужніший він у Голованівській шовній зоні та у Волинському мегаблоці, де його потужність збільшується до 40 км, але в районі Коростенського плутону його потужність становить лише 11 км. Трохи менша вона у Волино-Поліському поясі та Подільському і Бузькому мегаблоках (20-30 км), у Придніпровському змінюється від 2,5 до 20 км. У центральній частині УЩ потужність базальтового шару менше 20 км, а в межах Кіровоградського мегаблока вона зменшується до 0 км.

Як правило, в районах, де базальтовий шар має аномально велику потужність, у його межах є зони зі швидкістю продовжних сейсмічних хвиль понад 7,2 г/см^3 і з щільністю 3,15–3,20 г/см^3, які умовно характеризують коро-мантійну суміш. Необхідно підкреслити, що глибина до покрівлі коро-мантійної суміші всюди, де вона поширена, перевищує 40 км.

Уздовж осі ДДЗ і Донбасу виділено зону збільшеної до 25–26 км потужності базальтового шару, тоді як уздовж обох бортів грабена їх потужність скорочується до значень менше 10 км.

Західноінгулецька, Оріхово-Павлоградська та особливо Голованівська шовні зони тяжіють до різких перепадів потужностей базальтового та гранітного шарів.

У платформній частині території в цілому, за винятком накладних структур, зберігається кореляційна залежність потужностей основних шарів від потужності консолідованої

кори, визначеної для УЩ [52]. Найтісніший прямий зв'язок зафіксовано для потужності базальтового шару і потужності кори. Зворотний, але найменш виразний він для гранітного шару.

У структурному відношенні можна відзначити низку закономірностей, що стосуються рельєфу границі розділення "М", потужності кори та її складу. Насамперед, це крупні (до 20 км амплітудою) ступені в границі розділення "М", які фіксують у зонах зчленування тектонічних одиниць різного рангу. Як правило, вони картуються в сполученні з похилими розломами і розвитком потужної коро-мантійної суміші в областях прогинів границі розділення "М", а також суттєвим зменшенням потужності гранітного шару незалежно від віку структур. Така ситуація спостерігається в глибинних частинах зони зчленування СЄП і Карпатського регіону (геотраверс "П"), де коро-мантійну суміш фіксують під Складчастими Карпатами та Передкарпатським прогином. Унікальна амплітуда зміщення границі розділення "М" спостерігається під час переходу від Карпат до Закарпатського прогину по лінеаменту "А", але незважаючи на надзвичайну тектонічну й магматичну активність у цьому районі, в розрізі кори коро-мантійної суміші немає, як і немає гранітного шару під цим прогином. Структура кори свідчить, що як під усім Карпатським регіоном, так і під крайовою частиною СЄП глибинні розломи, зокрема й границя СЄП, мають падіння на північний схід, під СЄП.

У межах Східноєвропейської платформи складне сполучення похилих розломів і потужної коро-мантійної суміші є насамперед характерним для північно-західної частини УЩ під Волино-Поліським вулканічним поясом, який є складовою частиною зони зчленування двох сегментів кори СЄП – Феноскандії та Сарматії [163]. У Голованівській шовній зоні і під східною частиною Подільського блока спостерігається складна картина внутрішньокорових розломів,що падають у різні сторони, аномально великої потужності кори, відсутності границі розділу границі розділення "М" під Ободівським розломом, аномально великої потужності коро-мантійної суміші, двадцятикілометрового ступеня підошви кори на переході до плоского рельєфу границі розділення "М", а також зменшеної потужності кори під Інгульським мегаблоком.

В Інгулецько-Криворізькій шовній зоні, де складний вузол пересічення розломів різного падіння, будова кори, на відміну від Голованівської зони, має асиметричний вигляд, а максимальна потужність кори і коро-мантійної суміші зміщені в західну частину Придніпровського мегаблока. Щодо ДДЗ, де глибинні розломи також падають назустріч один одному, потужність базальтового шару збільшується, незважаючи на зменшення потужності кори, та відзначається скорочення потужності (іноді до повного зникнення) гранітного й діоритового шарів і відсутність коро-мантійної суміші в північно-західній частині западини. Максимальну потужність коро-мантійної суміші зафіксовано в Донбасі [54]. Наступною закономірністю в будові кори платформного типу і насамперед Українського щита є сполучення піднять границі розділення "М" із симетричним розміщенням пологих розломів відносно цих піднять. Так, в Інгульському мегаблоці на геотраверсі VIII такою віссю симетрії є трансрегіональний тектонічний шов Херсон – Смоленськ, до якого розломи нахилені назустріч один одному з боку Голованівської і Західно-Інгулецької шовних зон. У Придніпровському мегаблоці розломи, навпаки, нахилені в різні боки від підняття границі розділення "М" (геотраверс VIII). Нарешті, спеціфічною будовою кори характеризується Коростенський плутон (геотраверс "П"), під яким на глибинах від 18–20 км до границі розділення "М" зафіксовано практично постійну сейсмічну швидкість (6,95–7,0 км/с), що інтерпретується як магматична камера

основної (лейкогабро) магми [50, 162]. Щодо складу кори, то тут можна фіксувати загальну основність її, що оцінюється за співвідношенням потужностей шарів, з одного боку [157], та наявністю конкретних різновидів порід в окремих шарах різних блоків (Starostenko et al 2002), що прогнозується відповідно з отриманими в процесі моделювання швидкістю, щільністю та намагніченістю. Для прогнозу було використано також петрофізичні моделі окремих районів за даними Т. С. Лебедєва та ін. [91, 93], які, як правило, не суперечать прогнозованим результатам.

Залежно від співвідношення щільності і намагніченості, що властиві тому чи іншому шару, в окремих блоках основні породи, зокрема габроїди, можуть прогнозуватися як лейкократові (як, наприклад, під Коростенським плутоном) або мафітові під Новоград-Волинським блоком та ін. У базальтовому шарі й особливо в коро-мантійній суміші прогнозується за тими самими ознаками наявність ультраосновних порід і еклогітів, а в діоритовому – лейкогабро.

Таким чином, можна констатувати, що потужність кори, її основність та структурний план форм рельєфу границі розділення “М” відбивають, насамперед, історію формування і активізації земної кори. Платформна частина території України має три структурних плани форм рельєфу підошви кори: субмерідіональний, на думку авторів, древній (східна половина УЩ та його схилів), північно-східний (зона зчленування Фенноскандії і Сарматії, яка успадкована Волино-Поліським вулканічним поясом, однойменним рифейським рифтом, за В. Б. Соллогубом і А. В. Чекуновим) та північно-західний (південно-західний край УЩ, узгоджений з простяганням південно-західної границі СЄП, і платформна рифей-палеозойська структура ДДЗ). Альпійські складчасті споруди Криму і Карпат та їх передові прогини характеризуються узгодженими з їх простяганням прогинами границі розділення “М”, тоді як Закарпатський прогин має тонку кору.

Потужність гранітного шару також значною мірою віддзеркалює вік і тип активізації кори.

Основність кори території досить диференційована, однак найбільш основна – безгранітна кора.

РОЗДІЛ 5.

ПРОБЛЕМНІ ПИТАННЯ ТЕКТОНІКИ УКРАЇНИ

Завершене узагальнення про тектоніку України та її відображення на зведеній тектонічній карті підбиває підсумки багаторічних досліджень геологами й геофізиками різних організацій і відомств України. На думку авторів, воно більш або менш повно характеризує сучасний стан вивченості території України і може бути основою для подальших більш систематичних і поглиблених спеціалізованих досліджень.Автори вважають, що створена нова тектонічна карта також відіграватиме роль “координатора” в процесі складання тектонічних схем у комплексі з середньомасштабними геологічними картами за галузевою програмою “Держгеолкарта-200”.

Водночас, робота над створенням тектонічної карти та пояснювальної записки до неї виявила цілу низку все ще проблемних питань стратиграфічного розчленування докембрійських і фанерозойських утворень, просторового положення границь деяких навіть крупних

тектонічних елементів, їх зчленування одним з одним, внутрішньої структури, тектонічного районування на елементи другого й третього порядків у їх межах, співвідношення розривних і складчастих дислокацій та часу їх проявлення і розвитку в просторі, рангу та ієрархії розломів земної кори, геологічної інтерпретації різноманітних геофізичних матеріалів, а також обґрунтування кореляції структур суходолу з сусідніми акваторіями та багато інших.

Таким чином, підсумовуючи роботи зі створення нової зведеної тектонічної карти, насамперед варто намітити основні проблеми тектоніки України, вирішення яких, хоча б у першому наближенні, могло б сприяти прогресу тектонічних і геодинамічних досліджень. Цей прогрес безумовно дав би можливість вирішити локальні тектонічні проблеми, прямо пов'язані з прикладними задачами пошуків і розвідки найрізноманітніших корисних копалин.

У монографії "Тектоніка України", виданій у 1988 році як розгорнута пояснювальна записка до "Тектонической карты Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:500 000", автори вже відзначали наактуальніші проблемні завдання. Відтоді пройшло вже близько двох десятків років, і тепер цікаво хоча б у короткій формі проаналізувати сучасний стан їх вирішення. На жаль, за цей період лише деякі з проблем (на думку лише деяких дослідників) почали розглядатися. Вирішення ж більшої їх частини залишається актуальним донині. Більш того, до раніше висунутих проблем нині додалася низка нових. Одна з них - проблема віку фундаменту Розтоцької зони так званої Західноєвропейської платформи. З цього питання інтерес становлять дослідження польських геологів, які склали тектонічну карту Польщі протягом вариської епохи, під редакцією В. Пожарійського і П. Карнковського (1992). Відповідно до уявлень цих авторів, область зчленування древньої платформи з Карпатами має складну покривну будову, при цьому дорифейська платформа перекрита системою шар'яжів палеозойського часу.

Відзначено певну закономірність у міграції часу консолідації цих алохтонних вузьких, але надзвичайно витягнутих тектонічних феноменів, які обрамляють кратон – Східноєвропейську платформу по її західній та південно-західній периферії. З'ясувалося, що найбільш ранні (байкальські) утворення з вергентністю в бік кратону перекриті шар'яжом каледонського часу консолідації, а цей останній – варіського. Без будь-яких чітких слідів кімерійського тектогенезу цей пучок шар'яжів завершився насувом альпід Карпатського меганапнорію. Цю область, яку раніше називали Західноєвропейською платформою, як і її південний відповідних – Скіфську плиту, С. С. Кругловим запропоновано називати епіорогенними зонами, враховуючи їх різкі відмінності від дорифейських ізометричних кратонів. Відзначена закономірність, здається, вирішує проблему пошуку границь древньої платформи. Вона на різних глибинних зрізах матиме істотно різне просторове положення, а отже, і різне накреслення на таких картах.

Навряд чи такі мобільні в палеозої пояси слід зараховувати до складу древніх платформ під час сучасного тектонічного районування, як це наполегливо рекомендує О. С. Ступка в декількох своїх публікаціях [1994, 1995, 2004 (проблеми)], хоча вони і "лежать" на підсунутих під них древніх кратонах. Цим геологом показано також, що такий самий характер взаємодії післярифейських обрамлень з платформами має глобальний характер і властивий усім кратонам без винятку. Кільцеве "оперізування" кратонів палеозойськими шар'яжами свідчить про безпредметність (намагання) пояснити їх походження механізму гіпотези літосферних плит. На думку редактора цієї пояснювальної записки, відзначена зако-

номірність є однією з ознак пульсаційного характеру розвитку земної кори. При цьому розширення Землі призводить до накопичення ефузивно-осадових утворень по периферії кратонів, а стиснення – до виникнення кільцевих шар'яжів з вергентністю на такі кратони з потужною консолідованою континентальною корою.

Проблематичним залишається з'ясування просторового положення границь різновікового фундаменту мезозойських і кайнозойських відкладів на півдні країни. Як відомо, було висунуто більше десяти варіантів проведення границі Східноєвропейської платформи, що врешті-решт змусило деяких геологів відмовитися взагалі від пошуків цих місць зчленування "древнього" і "молодого" фундаменту. Проте пошук таких границь, які розміщені при цьому неодмінно в різному географічному положенні на різних глибинних зрізах, надзвичайно важливі як з погляду регіональної тектоніки, так і в прикладному відношенні, передусім через пошуки родовищ корисних копалин і, насамперед, нафти й газу. Просторове положення цієї границі важливе і для прогнозу сейсмічності півдня країни. Немає єдності з цього питання і серед авторів карти. Границя на тектонічній карті проведена за уявленням І. В. Попадюка. На думку деяких авторів, її слід трасувати від північної окраїни підняття Голіцина в західночорноморській западині через Сиваші до закінчення Арабатської стрілки і далі по північній периферії Азовського валу. Варто сподіватися, що глибоким бурінням на нафту й газ ця проблема буде вирішена в найближчому майбутньому.

Серед проблем тектоніки Українського щита до найважливіших, вірогідно, слід насамперед віднести тектонічне районування та його принципи. Відкриту протягом останніх років у журналі "Мінеральні ресурси України" дискусію з цього питання не варто вважати завершеною, хоча деякі її учасники і намагаються свої уявлення висунути як підсумкові [42, 43].

Як відомо, було висунуто близько десятки сучасних схем тектонічного районування, які відрізняються як за критеріями виділення окремих тектонічних елементів і їх термінології, так і за їх просторовим накресленням. Крім мегаблоків (або блоків), у найсучасніших схемах багато хто з авторів пропонував виділити від трьох до чотирьох так званих "міжблокових шовних зон". З цього питання було прийняте рішення Бюро докембрійської секції Стратиграфічного комітету України, де ці зони узаконено. Відповідне рішення Тектонічного комітету з цього питання не приймалося. Дискусія тут полягає в тому, що частина знавців щита не вбачають у цих шовних зонах автономного історико-геологічного розвитку, яке б відбилося на складі формацій таких зон. Відсутність же своїх оригінальних формацій у їх межах надає більше підстав для приєднання їх до сусідніх мегаблоків, як складових частин останніх. Безумовно, Тектонічний комітет з цього питання має прийняти відповідне рішення і поставити крапку над "і".

Не менш гострими дискусіями супроводжувалися засідання Тектонічного комітету України під час обговорення принципів картографічного відображення тектоніки щита. Більшість спеціалістів з УЩ, що брали участь у дискусії, наполягали на блоково-поверховому підході зображення його внутрішньої структури. При цьому розмалюванням пропонувалося показувати певні речовинно-відмінні групи формацій, яким надавався статус структурних поверхів. Вони вважаються спільними для всього щита і такими, що повторюються в деяких з його мегаблоків. Таким чином, у межах окремих мегаблоків, відокремлених розломними зонами по своїй периферії, виділяють декілька структурних поверхів, які мають своє автономне розмалювання. Це надає, на думку прихильників такого підходу до зображення тектоні-

ки Українського щита, певного геологічного історизму його формування і розкриває основні риси тектонічної еволюції.

На думку іншої частини спеціалістів з УЩ і всіх членів редколегії та авторів карти, які займаються відображенням тектоніки фанерозойських обрамлень, такий підхід може бути використаний у процесі складання лише самостійної карти щита, де принципи її складання можуть бути автономними. Для карти ж усієї території України має бути прийнятий єдиний принцип її складання, навіть якщо він не є найефективнішим для якогось окремо взятого регіону. Крім того, розмальовування окремих поверхів (різні кольори для двох–трьох поверхів у межах одного мегаблока) призводить до втрати виразності не лише таких мегаблоків, але й самого Українського щита як тектонічного елемента земної кори найвищого рангу.

Віддаючи колір тектонічним елементам вертикальної складової мегаблоків (поверхам), автори тим самим знімають з інформаційного простору можливість детальнішого показу тектоніки щита завдяки зображенно структурних елементів (блоків і структурно-формаційних зон) другого, третього і вищих порядків, знання яких відіграє надзвичайно важливу роль у процесі геологопошукових робіт на корисні копалини. Вказаний підхід вичерпує, таким чином, можливість більш крупного ніж масштаб 1:1 000 000 картографування Українського щита і усуває будь-які перспективи детальнішого розчленування його на окремі складові навіть у далекому майбутньому.

Проте, враховуючи коротко сформульовані вище відмінності картографічного зображення тектоніки Українського щита, редколегія вирішила за необхідне цей варіант його будови помістити у вигляді врізки без істотних втрат під час зменшення його масштабу.

Окремою, але проблемою, що має певне значення для розуміння внутрішньої структури УЩ, є питання зчленування Подільського та Волинського мегаблоків щита. На карті це показано по лінії Андріяшівського розлому, якому одні дослідники (головним чином геологи) надають важливу роль, а інші (геофізики) не бачать переконливих підстав для його трасування. Тому керівник геофізичної групи виконавців О. Б. Гінтов не показав умовні позначення його кінематики. Як видно з карти, характер зчленування геологічних формацій також не має прямолінійних обмежень. Насторожує також точно широтне простягання цього розлому першого рангу, зовсім невластивого для найголовніших розломів решти геоблоків.

На думку О. Б. Гітова, одним із основних недоліків складеної карти є невідповідність між значимістю Українського щита для вирішення проблем геології і тектоніки України та зусиллями, що були спрямовані на побудову тектонічної карти УЩ порівняно з іншими регіонами. Український щит займає майже половину території України і містить не менше 90 % промислових запасів її корисних копалин. Основну кількість родовищ і рудопроявів чорних, кольорових і рідкісних металів, урану та золота, як це видно з Металогенічної карти України масштабу 1:500 000, зосереджено в зонах розломів завширшки від одиниць до десятків кілометрів, найбільш активні деформаційні, магматичні та метасоматичні процеси в яких відбулися в неоархеї – мезопротерозої.

Із зсувними, динамометаморфічними та метасоматичними процесами в зонах розломів пов’язані, починаючи з неоархею, основні вертикальні й горизонтальні рухи земної кори УЩ, формування більшої частини складчастих структур докембрійського фундаменту, процеси породоутворення та зміни складу й структури породних комплексів. Уся сучасна внутрішня структура докембрійського фундаменту УЩ сформувалася під впливом великомасш-

табних пластичних деформацій гірських порід у зонах розломів і ділянок кори, що до них прилягають.

Усі перелічені процеси, на думку О. Б. Гінтова, не були відповідно відображені на "Тектонічній карті України. Масштаб 1:1 000 000". Це можна пояснити, по-перше, її дрібномасштабністю і, по-друге, ще недостатнім проникненням у суть цих проблем українських геологів-докембристів, а також ненеалежною увагою до тектонічних досліджень.

Для вирішення поставленої проблеми необхідно першочергово скласти Тектонічну карту Українського щита масштабу 1:500 000 із залученням видатних сил науковців і виробничників, надаючи перевагу геологам-структурщикам, геофізикам і тектонофізикам, враховуючи те, що речовинний склад земної кори УЩ і вік порід вивчено вже досить добре (за винятком, можливо, зон розломів).

Досвід складання Тектонічної карти вказує також на те, що в українських вузах геологічного профілю приділяють недостатньо уваги підготовці спеціалістів з тектоніки, структурної геології і тектонофізики, тому звіти за результатами геологічного картування території УЩ дуже часто не можуть бути використані повною мірою для створення Тектонічної карти докембрію.

До проблеми, що висувалася раніше - уточнення часу тектонічних рубежів пізньобайкальського, салаірського, каледонського і вариського етапів розвитку Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи та її південного обрамлення – слід додати, що впродовж останнхі років у байкальському тектонотипі не виявлено чітких рухів на віковому рубежі всередині кембрію (В. С. Федоровський). Та й розрахунки С. М. Єсиповича (2004), які ґрунтуються на одному з варіантів нової геохронологічної шкали У. Харленда, показують, що власне байкальська геохронологічна епоха не закінчувалася на рівні 550 млн років (кінець раннього кембрію), а охоплювала інтервал приблизно від 876 до 742 млн років, тобто повністю відповідає епіпротерозою. Якщо такі уявлення відповідають дійсності, то геологам України доведеться виконати великий обсяг робіт з ідентифікації часу консолідації конкретних складчастих і нескладчастих комплексів з переведенням їх з "байкалідів" у "каледоніди". Час формування останніх, таким чином, збільшується вдвоє.

У провідній нафтогазоносній провінції України – Дніпровсько-Донецькій западині, яка охоплює Дніпровсько-Донецький палеозойський авлакоген, однією з найважливіших є проблема рифейського рифтогенезу та визначення його зв'язків із системою інших континентальних рифтів Східноєвропейської платформи, зокрема Овруцького. Щодо останнього дуже важливим є з'ясування його палеозойської історії, тому що наявність палеозойських відкладів у суміжних структурах (Білокоровицькій) є безперечною.

Поглибленого вивчення заслуговує з'ясування характеру структурної взаємодії девонських і кам'яновугільних відкладів, їх зв'язки з соляною тектонікою та проявами розривних дислокацій в допалеозойському фундаменті.

Важливим завданням є визначення епох активізації головних розломів Дніпровсько-Донецької западини, Донбасу, Українського щита, Волино-Подільської моноклінали, з більшою частиною яких пов'язують певні перспективи щодо рудних корисних копалин, а також типізація структурних форм, що утворюються внаслідок такої активізації і які можуть бути конкретними об'єктами локального прогнозу.

Слід відзначити також зовсім незадовільну структурно-тектонічну вивченість платформного чохла України в цілому, хоч геологічним картуванням одержано фактичний матеріал

про наявність у ньому різноманітних дислокацій у комплексах осадових і осадово-вулканогенних утворень від рифею до антропогену. Суперечливе розуміння тектонічної порушеності осадового чохла, особливо розривними дислокаціями, відображено і на цій карті: у різних регіонах інформація з цього приводу подана по-різному. Вирішення цієї проблеми також залишається актуальним.

Загальна будова та геологічне минуле Криму нині є предметом гострих дискусій. Навряд чи в межах України зараз знайдеться будь-який інший регіон, де б найпринциповіші аспекти будови і геологічного розвитку трактувалися прямо з протилежних позицій. Найважливіші аспекти тектоніки й основні віхи розвитку всього Середземноморського поясу і, зокрема Криму, з класичних позицій тут достатньо виявлені і не містять будь-яких принципових розбіжностей.

Покривна будова Карпат загально визнана вже давно, як і інших сегментів Середземномор'я на захід від них. Такі ж структури виявлено на Кавказі і далі на сході. А ось Гірський Крим до останнього часу в уявленнях, можливо, навіть переважної більшості геологів залишається мегантиклінорієм – таким собі тектонічним феноменом, що не узгоджується із загальними структурними закономірностями всього Альпійського поясу. Усе розмаїття сучасних уявлень тут можна об'єднувати в три групи. Першу з них становлять геологи, які вважають Гірський Крим мегантиклінорієм і інтерпретують його розвиток з класичних позицій. Другу групу становлять прибічники загальної покривної будови регіону з різними модифікаціями його палеогеодинамічного розвитку, аж до застосування до нього концепції терейнів. Третю групу становлять ті, хто приймає концепцію складчасто-блокової будови, але припускають малоамплітудні (ускладнюючи загальну структуру) насувні дислокації.

Багаточисленні різномасштабні карти, складені з позицій блоково-складчастої структури Гірського Криму, настільки відрізняються між собою положенням розривних дислокацій, що під час їх суміщення (в одному масштабі) на сумарній карті, як це зробив В. В. Юдін, практично не залишилося місця не тільки між дрібними, але навіть і між регіональними, частина яких донині вважається глибинними розломами. Ця обставина – яскраве свідчення відсутності переконливих критеріїв для однозначного накреслення на картах таких дислокацій, а отже і ненадійності обгрунтування розломно-блокової (розломно-складчастої) будови Гірського Криму. З іншого боку, спроби деяких дослідників, які йдуть від ідеї і концепції до фактів, знайти всі аспекти покривно-шар'яжної структури регіону "вкладаються" в гіпотезу безкореневих покривів і навіть спричиняють гостру, а іноді і цілком обґрунтовану критику їх опонентів.

Важливим моментом у цій критиці є побудова карт тих геологів, які "вимальовують" безкореневі тектонічні покриви без будь-якого перегляду стратиграфії, що є очевидним натягуванням. Іншим таким моментом є положення про південну вергентність покривів, тобто руху алохтонних пластин з боку кратонізованої до того часу Скіфської плити, що протирічить глобальній закономірності будови всіх материків про насування складчастих комплексів у бік кратонів. Підсумки цієї дискусії, яка затягнулася надовго, багато в чому залежать від переконливості доказів істиного віку таврійської серії. Залишиться вона елементом пізньотріасової та ранньоюрської епох осадконакопичення - тоді залишається вагомий аргумент на користь розломно-складчастого трактування тектоніки Гірського Криму. А якщо підтвердиться її нижньокрейдовий (апт-альбский) вік (чому немало є підстав), – загальну шар'яжну будову регіону заперечувати об'єктивно буде вже неможливо.

Нарешті про Карпатські проблеми.

Створення єдиної геодинамічної моделі Альпійського поясу Європи багато в чому визначається ступенем розробки обґрунтованої кореляції геологічних утворень. Така сучасна схема буде надійною основою для кореляції в часі і просторі седиментаційних, магматичних, метаморфічних та тектонічних процесів у різних частинах Альпійського поясу. Без виконання таких досліджень за міжнародною програмою геодинамічні реконструкції не будуть повноцінними. Успіх у вирішенні цієї проблеми багато в чому визначається рівнем наукової обґрунтованості і детальності регіональних стратиграфічних схем, а також ступенем їхньої уніфікованості.

Окремою проблемою є інтерпретація результатів радіологічних досліджень часу метаморфізму комплексів Мармароського масиву. Гостроти їй додали опубліковані праць з повторного визначення часу метафорфізму зеленосланцевих і амфіболіто-гнейсових комплексів діловецької та білопотіцької світ. Відповідно до них, метаморфізм протікав тут понад 2 млрд років тому і практично завершився в ранньому кембрії, а не в середньому палеозої. При цьому відзначається велика розбіжність цифр, що, очевидно, трактується не багатофазністю і багатостадійністю метаморфізму, а недосконалістю методики радіологічних досліджень і особливо їхнього тлумачення. Здається, постала необхідність виконання регіональної і методичної міжнародної програми обґрунтування часу метаморфізму всіх комплексів Внутрішніх Карпат. Від її виконання безпосередньо залежить інтерпретація їхньої внутрішньої структури та розробка стратегії пошуків рудних і нерудних корисних копалин.

В області літофаціальних досліджень дотепер не виконані належним чином роботи з відтворення геодинамічних умов формування флішових товщ на основі вивчення текстур А. Боума і Д. Р. Лау. Такий регіональний аналіз істотно доповнив би уявлення про механізм накопичення уламкового матеріалу в мезозойському і палеогеновому карпатському басейнах.

Надзвичайно важливою в теоретичному, методичному та прикладному відношенні є геолого-геофізична проблема вирішення внутрішньої структури дислокованих відкладів чохла і глибини залягання їхньої консолідованої основи чи фундаменту. Зіставлення даних багаторічних сейсмічних досліджень, виконаних різними, зокрема й сучасними, методами, і глибокого буріння показало їхню невідповідність один одному. Так за сейсмічними даними у складнодислокованих товщах флішу і в домоласовій основі внутрішнього прогину фіксують відображальні (відбивальні) площадки, що залягають субгоризонтально. Вони інтерпретуються як показники субгоризонтального залягання відкладів. Матеріали ж буріння безальтернативно свідчать про надзвичайно складну складчасто-покривну будову цих комплексів. Самі ж відображальні (відбивальні) площадки містяться на глибинах, де ніяких утворень, що залягають полого, бурінням не виявлено.

Подібні розбіжності відзначені і в побудовах, що стосуються дофлішової і домоласової основ. При цьому, за сейсмічними даними, глибина залягання таких поверхонь набагато менша порівняно з результатами буріння. Повторні інтерпретації геофізичних матеріалів звичайно трохи занижують ці глибини, але все одно вони залишаються меншими за дійсні. Ймовірно, тут недостатньо враховуються фізичні параметри гірських порід під час інтерпретації сейсмічної інформації (густина порід). Практичну важливість вирішення цієї проблеми важко переоцінити, особливо під час пошуків корисних копалин і, насамперед, родовищ нафти й газу.

Очевидно, така ж причина лежить і в основі інтерпретації спільної поверхні дофлішового ложа у Флішових Карпатах. За геофізичними даними воно в низці поперечних перетинів плавно здіймається від їхніх зовнішніх частин до внутрішніх – до головної структури. Реконструкції механізму формування покривів навпаки вказують на велику скупченість покривів і збільшення їхньої загальної потужності саме в області акреційних призм, тобто у внутрішніх частинах Карпат.

Потребує дослідження проблема співвідношення загальної структури карпатських покривів і структури підсунутих під них блоків древньої платформи та епіорогенних зон. Українські геофізики традиційно зображують на своїх схемах глибинної будови площини покривів із зануренням їх у бік Карпат, а площини розломів у блоках фундаменту – під платформу. Водночас за найбільш вірогідно вивченими зовнішніми блоками фундаменту (під Зовнішньою і Центральною зонами Передкарпатського прогину) картина інша. Тут чітко визначено, що розломи в блоках фундаменту також занурюються у бік Карпат, тобто впевнено можна інтерпретувати формування їх в умовах розтягання, а перекривальні алохтонні маси флішу – в умовах стиску. Така, здавалося б, парадоксальна геодинамічна обстановка формування насувів і структур піднасуву реально є і потребує свого теоретичного пояснення.

Близька до описаного і проблема (про яку вже згадувалося вище) формування флішових товщ не на океанічній, а на континентальній корі. Найважче тут пояснити механізм самого занурення (засмоктування) легкої енсіалічної кори під важку енсіматичну в процесі покривоутворення. Імовірно, під час скупчення і поглинання континентальної кори в ній відбувалися поліморфні фазові перетворення, що призводили до загального її ущільнення і збільшення питомої ваги.

Упродовж 20 років тривають дискусії про тектонічний ранг і історико-геологічну роль Самбірського (Стебницького) покриву Передкарпатського прогину. Особливості структури зближують цей покрив з більш внутрішньою частиною прогину, а відсутність в його основі флішу (як вважають деякі геологи) відокремлюють покрив у зону, що істотно відрізняється за історією розвитку від більш внутрішньої Бориславсько-Покутської, закладеної на флішовій формації. У вирішенні цього питання видаються перспективними палеотектонічні побудови на палінспастичній основі з виявленням розміщення області древньої кордільєри, що поставляла уламковий, так званий екзотичний, матеріал не лише на моласовому, але й на флішовому етапі осадконакопичення. Ця кордільєра відігравала роль шовної зони, з якої, можливо, і був скальпований у міоцені моласовий чохол, що утворив Самбірський покрив.

Одним із найгостріших дискусійних питань залишається тектонічне районування Флішових Карпат. Воно цілком залежить від висунутих принципів районування. Цих критеріїв було запропоновано вже досить багато. Вони відбивають лише якісь часткові особливості структури і фаціально-формаційного складу тих або інших районів і не можуть бути визнані універсальними. Навряд чи перспективним у цьому відношенні є принцип за часом головної чи завершальної складчастості. По-перше, він дає змогу виконати тільки дуже генералізоване районування. Воно є зовсім недостатнім для цілей крупномасштабних досліджень. По-друге, конседиментаційний характер розвитку складко- і покривоутворення, за якого навіть не фіксуються сліди перерв, роблять цей критерій розпливчастим і невирішальним. Кращою видається розробка тектонічного районування з виділенням автономних структурних одиниць – покривів різного рангу, окремих зон, підзон та великих лусок. На жаль, границі основних покривів і дрібніших одиниць тут не збігаються з контурами поширення різ-

них літолого-формаційних комплексів, що вносить додаткові труднощі для крупномасштабного районування.

Не можна не згадати і проблему механізму формування кільцевих або близьких до них структур різного порядку. З позиції гіпотези літосферних плит дуже важко задовільно пояснити походження моновергентної складчасто-покривної структури практично кільцевої Карпато-Балкано-Динарської гірської системи. Однією з головних (з числа багатьох) перешкод тут є неможливість виконання палеотектонічних реконструкцій на палінспастичній географічній основі. У разі “повернення” тектонічних покривів у райони їхніх передбачуваних коренів не вирішується проблема співвідношення площі осадконакопичення “до” і“після” покривоутворення. Такі “повернуті” назад покриви ніяк не вписуються в рамки Панонського басейну. Без припущення про зменшення радіусу Землі від моменту накопичення осадів до перетворення їх у кільцеві покривні зони тут, здається, не обійтися.

ЛІТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол. 1933. Т. XI. № 4. С. 323–348.

2. Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Масштаб 1:2 500 000/Під ред. В. Г. Бондарчука. К.: Вид-во АН УРСР, 1962. 82 с.

3. Бархатов Б. П. Тектонические карты. М.: Недра, 1979. 191с.

4. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. второе. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608с.

5. Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Малюк Б. І., ЛисенкоО. М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита//Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2002. № 1–2. С. 46–67.

6. Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков//Геотектоніка. 1972. № 5. С. 3–22.)

7. Борисов А. А. Глубинные структуры территории СССР. М.: Недра, 1967. 303 с.

8. Буш В. А., Кац Я. Г., Хаин В. Е. Принципы тектонического картографирования на мобилистических основах//Сов. Геология. 1988. № 2. С. 114–122.

9. Варічев С. О., Халабуда М. І., Скачедуб Є. О. Рифтогени та нафтогазоносність (на прикладі Дніпровсько-Донецької западини)//Нафта і газ України. Ів.-Франківськ: УНГА, 2000. С. 143–144.

10. Великанов В. А., Коренчук Л. В. Фазы магматизма и их соотношение с осадконакоплением в позднем докембрии (рифей-венд) Волыно-Подолии//Геол. журнал. 1997. № 1–2. С. 129–130.

11. Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы (на примере северо-восточной части Балтийского щита). Л.: Наука,1989. 143 с.

12. Вялов О. С. О палеогеографических и формационных особенностях Карпат и примыкающих прогибов//Acta Geol., 1971, 75. Fasc. 1/4. P. 291–307.

13. Вялов О. С. История геологического развития Украинских Карпат. К.: Наукова думка, 1981. 180 с.

14. Вялов О. С. Котинский комплекс//Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наукова думка, 1988_1. С. 74.

15. Вялов О. С. Русичанский комплекс//Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наукова думка, 1988_2. С. 131.

16. Вялов О.С. Карпийский комплекс//Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наукова думка, 1988_3. С. 74.

17. Вялов О. С. Омбронский комплекс//Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наукова думка, 1988_4. С. 113.

18. Вялов О. С., Андрусов Д. Н. О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омбронскую//Geol. Sborn. 1963. XIV, I. Bratislava. P. 169–173.

19. Вялов О. С., Андрусов Д. Н. О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омбронскую//Матер. VI съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. К.: Наукова думка, 1965. С. 113–119.

20. Вялов О. С., Андрусов Д. Н. О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омбронскую//Bull, du VIe Congres de L'Assoc. Geol. Carpatho-Balkanique. V. I. Stratigraphie, 1974, fasc. 3. P. 377-–382.

21. Галецкий Л. С., Пастухов В. Г. Геодинамика и минерагения Украины. К.: Об-во "Знание" УССР, 1989. 29 с.

22. Галецкий Л. С., Пастухов В. Г. Геодинамическая карта Украины. Объяснительная записка. К. 1993. 213 с.

23. Гарецкий Р. Г., Тешке Г. Ю. Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линеаменты//Орогенный етап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., 1977. С. 120–131

24. Гарецкий Р. Т. Айзберг Р. Е. Опыт тектоничечского районирования территории Белоруссии и смежных областей//Сов. Геология. 1975. № 5. С. 55–68.

25. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000/Ред. Л. С. Галецкий, В. Г. Пастухов. К.: ГГП "Геолпрогноз", 1993.

26. Геологическая карта основных структурных этажей Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:1 000 000.(Геологическая карта на шести листах и объяснительная записка). Главный редактор А. И. Зарицкий. К.: Мингео УССР, 1989. 126 с.

27. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. Масштаб 1:500 000/Гл. ред. Н. П. Щербак. К.: Мингео УССР, 1983.

28. Геологический словарь. М: Недра, 1973.

29. Геологічна карта докайнозойських утворень України. Масштаб 1:1 000 000/Ред. В. І. Калінін. К.: ДГС України, 2000.

30. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1:100 000. Объяснительная записка/Л. С. Галецкий, Б. А. Горлицкий, Л. А. Кипнис и др. Кн. 1. К.: Мингео. УССР, 1984. 150 с.

31. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Геологическое описание. К.: Недра, 1969. 575 с.

32. Геотектоника Волыно-Подолии. Отв. ред. И. И.Чебаненко. К.: Наукова думка, 1990. 244 с.

33. Гинтов О. Б. Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структуры земной коры//Геофизический журнал. Т. 26. 2004. № 3. С. 3–24.

34. Гинтов О. Б., Шевченко Т. П. Структура центральной и северо-западной частей Украинского щита и процессы автономной активизации//Геол. журнал. 1978. № 1. С. 68–77.

35. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита//Минерал. Журнал. 2000. № 2/3. С. 77–91.

36. Гофштейн І. Д.,. Про омбронську серію Карпат та її вік//Геологія і геохімія горючих копалин. 2000. № 3. С. 92–97.

37. Град М., Гринь Д., Гутерх А. и др. DOBRE-99: структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь–Беловодск. Физика Земли. 2003. № 6. С. 33–43.

38. Гранитоидные формации Украинського щита/Щербаков И. Б., Есипчук К. Е., Орса В. И. и др. К.: Наукова думка, 1984. 192 с.

39. Гриценко Н. Н. Результаты геофизических работ в Дубновском районе на территории листа М-35-XIV с целью подговтовки основы для ГГК-200. 1990.

40. Гуржий Д. В. К вопросу о выделении вертикального ряда геоформаций в Советских Карпатах//Геологический журнал. Т. 43. 1983. № 6. С. 128–129.

41. Дворцова К. И., Смыслов А. А., Терентьев В. М. Структурно-формационные комплесы//Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983. С. 91–97.

42. Дранник А. С., Костенко М. М., Єсипчук К. Ю. та ін. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень//Мінеральні ресурси України. 2003. № 1. С. 26–29.

43. Єнтін В. А., Шимків Л. М. Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень Українського щита//Мінеральні ресурси України. 2004. № 1. С. 12-13.

44. Єнтін В. А., Шимків Л. М., Нечаєва Т. С. та ін. Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000. К.: Геоінформ України, 2002. 55 с.

45. Жабіна Н. М., Мінтузова Л. Г. Відклади мезозою в Південно-Східному Криму виявилися майкопськими//Нові дані з геології та нафтогазоносності України. Збірник наукових праць УкрДГРІ. (ред. С. С. Круглов). Львів, 1999. С. 137–155.

46. Закономерности развития региональной тектоники Украины/Бондарчук В. Г., Чебаненко И. И., Довгаль Ю. М. и др. К.: Наукова думка, 1983. 184 с.

47. Знаменская Т. А., Чебаненко И. И. Блоковая тектоника Волыно-Подолии. К.: Наукова думка. 1985. 152 с.

48. Знаменська Т. О., Коренчук Л. В., Приходько В. Л. Палеотектонічні умови формування волинської серії Волино-Поділля//Геол. журнал.-1990.-№ 3. С. 133–141.

49. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов. Л.: Наука, 1988. 215 с.

50. Ильченко Т. В. Глубинное строение северо-западной части Украинского щита вдоль профиля ГСЗ Шепетовка Чернигов//Доп. АН Украины. 2001, №8. С. 97–102.

51. Ильченко Т. В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта EUROBRIDGE-97//Геофиз. журнал. 2002. 24. № 3. С. 36–51.

52. Ільченко Т. В., Пашкевич І. К., Каратаєв Г. І. Взаємозв’язок складу і потужності земної кори Українського щита//Доп.АН УРСР. Сер. 5. 1988. № 4. С. 13–16.

53. Ильченко Т. В. Результаты исследований Украинского щита по профилю ГСЗ Одесса-Кривой Рог//Физика Земли. 1992, № 4. С. 10–19.

54. Ильченко Т. В., Степаненко В. И. Скоростная модель земной коры и верхней мантии Донбасса и ее геологическая интерпретация//Геофиз. журнал. 1998, 20. № 2. С. 95–105.

55. Ільченко Т. В. Глибинна будова Українського щита за сейсмічними даними//У кн.: Геологія Українського щита (у друку).

56. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. К.: Наукова думка, 1965. 188 с.

57. Каляев Г. И. Геотектоническое районирование Украинского щита по структурно-формационным критериям//Петрография докембрия Русской платформы. К.: Наукова думка, 1970. С. 87–93.

58. Каляєв Г. І., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. Тектоніка Українського щита. К.: Наукова думка, 1973. 297 с.

59. Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита//Регион. тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 18–32.

60. Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. К.: Наукова думка, 1984. 240 с.

61. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000 /Глав. ред. Е. М. Лазько. К.: Госкомгеология Украины, 1991.

62. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка/Кирилюк В. П., Колий В. Д., Лашманов В. И. и др. К.: Госкомгеология Украины, 1991. 116 с.

63. Карта метаморфизма углей Донецкого бассейна (комплект карт и объяснительная записка к ним.)/М. Л. Левинштейн, О. И. Спирина и др. 1985–1990.

64. Карта розломно-блокової тектоніки Українського щита. Масштаб 1:1 000 000/Ред. Г. І. Каляєв. К.: Мінгео УРСР, ЦТЕ, 1984.

65. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Отв. ред. Н. П. Щербак. К.: Наукова думка, 1978. 222 с.

66. Кирилюк В. П. Формацыонное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР. Автореф. доктор. дисс. Киев, 1986. 40 с.

67. Кирилюк В. П.Головні геоструктурні та геодинамічні елементи Українського щита в матеріалах геологічного картування (оглядовий аналіз)//Геодинаміка. 2000. № 1 (3). С. 75–89.

68. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Об основных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита//Геол. журнал.1993. № 3. С. 54–69.

69. Князев Г. И. Замкнутые и фрагментарные рудные пояса. К.: Наукова думка, 1973. 236 с.

70. Колий В. Д. Формации и геологические условия образования нижнепротерозойского метакарбонатно-теригенного комплекса Тетеревского прогиба. Автореф. канд. дис. Львов, 1984. 22 с.

71. Колий В. Д., Сиворонов А. А. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области//Геотектоніка. 1989. № 5. С. 71–81.

72. Колий В. Д., Сиворонов А. А., Бобров А. Б. и др. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского блока Украинского щита//Геол. журнал. 1991, № 4. С. 28–40.

73. Комплексная карта “Металлогения СССР”. Металлогеническая карта Украинского щита. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка/Галецкий Л. С, Попов В. Е., Бочай Л. В. и др. К.: ГлавКГУ “Укргеология”, 1990. 93 с.

74. Комплект карт “Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы”. Масштаб 1: 1 000 000/Ред. А. И. Зарицкий, Л. С. Галецкий). К.: ГлавКГУ “Укргеология”, 1992.

75. Комплект карт мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донецкого каменноугольного бассейна масштаба 1:500 000. К.: Мингео, Донбассгеология, 1991.

76. Косыгин Ю. А. Тектоника. М: Недра, 1983. 536 с.

77. Кошарски Л. О расчленении меловых и палеогеновых Флишевых Карпат на три главные серии//Резюме докладов VI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоции. София, 1965. С. 62.

78. Кравченко Г. Л. К вопросу о тектонике Северного Приазовья//Геол. журнал. 1965. № 3. С. 56–65.

79. Красовский С. С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. К.: Наукова думка, 1989. 248 с.

80. Круглов С. С. Геологічна кореляція приграничних районів Українських, Словацьких і Польських Карпат//Геологія і геохімія горючих копалин. 1998. № 3 (104). С. 109–118.

81. Круглов С. С. В защиту Предкарпатского прогиба /Геодинаміка (1999), № 2, Львовское астрономо-геодезическое общество. С. 88–91.

82. Круглов С. С. и соавт. Геодинамика Карпат. К.: Наукова думка, 1985. 136 с.

83. Круглов С. С., Смирнов С. Е. Попытка унификации стратиграфических схем меловых отложений внутренней части Советских Флишевых Карпат//Материалы XI конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. К.: Наукова думка, 1977. С. 53–55.

84. Круглов С. С., Хижняков А. В. Разработка методик и легенд для составления макетов тектонических карт разных регионов Украины//Геодинаміка. 1998, № 1. С. 92-98.

85. Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции. К.: Наукова думка, 1971. 207 с.

86. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. К.: Наукова думка, 1982. 216 с.

87. Кутас Р. И., Красовский С. С., Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Модель глубинного строения и тектонического развития литосферы запада Украины//Геофиз. журнал. 1996. Т. 18, № 6. С. 18–29.

88. Кутас Р. И., Пашкевич И. К. Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ)//Геофиз. журнал. 2000, 22. № 4. С. 21–36.

89. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М. и др. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе)//Геол. журнал. 1986, №2. С. 27–32.

90. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртный П. А. Глубинное петроскоростное моделирование земной коры Среднего Побужья (Украина)//Геофиз. журнал. 1999, 21. № 1. С. 64–84.

91. Лебедев Т. С., Буртный П. А., Корчин В. А.Петроскоростное моделирование глубинных зон земной коры северо-западной части Украинского щита//Геофиз. журнал. 2001, 23. № 6. С. 40–53.

92. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртный П. А. Петроскоростные модели земной коры района Южно-Украинской АЭС и некоторых смежных территорий//Геофиз. журнал 1994, 16. № 3. С. 24–38.

93. Лебедев Т. С., Корчин В. А., Буртный П. А., Корнейчик Г. Н., Панкратов И. Н., Николенко К. И. Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита//Геофиз. журнал. 1995. 17, № 5. С. 30–37.

94. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II,V/Отв. ред. В. Б. Сологуб. К.: Наукова думка. 1987. 168 с.

95. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI,VIII/Отв. ред. А. В. Чекунов. К.: Наукова думка. 1988. 170 с.

96. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа/Отв. ред. А. В. Чекунов. К.: Наукова думка. 1989. 187 с.

97. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы Ш, VII,IX/Отв. ред. А. В. Чекунов. К.: Наукова думка. 1993. 170 с.

98. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований/Отв. ред. А. В. Чекунов. К.: Наукова думка. 1993а. 258 с.

99. Лукин А. Е. Литогеодинамические факторы нефтегазоносности в авлакогенных бассейнах. К.: Наукова думка, 1997. 220 с.

100. Лысак А. М., Сиворонов А. А. Внутренняя структура Саксаганской глыбы Украинского щита//Геотектоніка. 1976. № 5. С. 27–32.

101. Лысак А. М., Сиворонов А. А. Гнейсово-амфиболитовая формация бассейна р. Базавлук//Геол. журнал. 1978. № 5. С. 103–112.

102. Лысак А. М., Лашманов В. И., Свешников К. И., Пащенко В. Г. К вопросу стратиграфии гнейсо-мигматитовых образований нижнего докембрия Приазовья//Геол. журнал. 1989. № 3. С. 60–69.

103. Лисак А. М., Пащенко В. Г. Про тектонічну структуру Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області Українського щита//Вісник Львів. Університету. 2002. Вип. 16. С. 53–62.

104. Магель М. Основные черты строения Карпато-Балканских областей. Братислава: Геологический институт им. Диониза Штура, 1983. 100 с.

105. Майданович И. А., Радзивилл А. Я. Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. К.: Наукова думка, 1984. 120 с.

106. Материалы по стратиграфии Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1981. 176 с.

107. Мельничук В. Г.Петрохімічна модель трапового магматизму Волині//Актуальні питання вивчення та картування осадочних комплексів складчастих областей та платформеного чохла України. К.: ДГС України, 2003. С. 144–145.

108. Металогенічна карта України. Масштаб 1:1 000 000/Голов. ред. Д. С. Гурський. К.: ДГС України, 2002.

109. Митрофанов Ф. П., Хильтова В. Я., Вревский А. Б. Эволюция архейской литосферы//Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. М., 1986. С. 135–144.

110. Новикова А. С. Зоны ультрабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1975. Вып. 265. С. 134–148.

111. Объяснительная записка к тектонической карте УССР и МССР масштаба 1:1 000 000//Ред. Муратов М. В. К.: Мингео СССР, ЦКЛ Киевгеолтреста, 1972. 120 с.

112. Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Магнитная модель юго-западного края Восточно-Европейской платформы//Геофиз. журнал. 1995, 17. № 6. С. 31–36.

113. Основные итоги совещания по класификации платформенных структур//Геология нефти и газа. 1963. № 11. С. 59–64.

114. Основные черты тектоники Украины/Отв. ред. В. Г. Бондарчук. К.: Наукова думка, 1978. 162 с.

115. Панов Г. М. Вертикальный ряд геоформаций в Советских Карпатах//Докл. АН УССР. 1982. Сер.Б. № 7. С. 22–24.

116. Панов Г. М., О геологических формациях Советских Карпат и прилегающих прогибов //Геологический журнал. 1984. Т. 44. № 5. С. 131–133.

117. Паранько І. С. Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита. Автореф. доктор. дис. Львів, 1997. 37 с.

118. Пащенко В. Г. Мигматит-лейкогранулитовая формация Приазовья//Геол. журнал. 1989. № 4. С. 65–73.

119. Паталаха Е. И., Трофименко С. П., Трегубенко В. Н., Лебедь Н. И.Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. К., 2002. 251 с.

120. Пейве А. В. Океаническая карта геологического прошлого//Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.

121. Петрашкевич М. И. Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба//Тр. УкрНИГРИ. 1968. Вып. 21. М.: Недра. С. 94–119.

122. Петромагнитная модель литосферы/Отв. ред. Д. М. Печерский. К.: Наукова думка, 1993. 175 с.

123. Попадюк И. В., Полухтович Б. М., Самарский А. Д. и соавт.. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 255 с.

124. Радзивилл А. Я. Углеродистые формации и тектоно-магматические структуры Украины. К.: Наукова думка, 1994. 176 с.

125. Разницын В. А. К методике составления тектонических карт на примере Европейской части СССР//Геотектоніка. 1978. № 1. С. 69–73.

126. Рябенко В. А., Міхницька Т. П. Рифей України. К.: ІГН НАН, 2000. 180 с.

127. Свешников К. И., Лысак А. М.,Сиворонов А. А., Заика-Новацкий Г. В. Плутонические и плутонометаморфические формации и магматические комплексы Среднего Приднепровья//Вестник Киев. университета. Прикладная геохимия и геофізика. 1984. № 11. С. 85–94.

128. Свириденко В. Г., 1986. Закарпатский прогиб//Тектоника Украинских Карпат. К.: МингеоУССР, УкрНИГРИ,. С. 50–55.

129. Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Масштаб 1:1 000 000. К.: Изд-во АН УССР, 1964. 15 с.

130. Семененко Н. П., Бойко В. А., Бордунов И. Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. К.: Наукова думка, 1967. 380 с.

131. Славин В. И. К вопросу о стратиграфии и тектонике Карпатского передового прогиба//Сов. Геология. 1947. № 23. С. 25–32.

132. Соллогуб В. Б., Литосфера Украины. К.: Наукова думка, 1986. 184 с.

133. Соллогуб В. Б. Особенности строения пологих разломных зон в пределах Центральной части Украинского щита по данным ГСЗ//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 3. С. 26–30.

134. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам. Украинская ССР//Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. К.: Наукова думка, 1971. С. 116–182.

135. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований//Геол. журнал. 1972. № 4. С. 3–11.

136. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры//Проблемы физики Земли на Украине. К. 1975. С. 118–141.

137. Соллогуб В. Б., Чирвинская М. В., Бородулин М. А. О древнем грабене в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена//Проблемы геологии и геохимиии эндогенной нефти. К.: Наукова думка, 1975. С. 196–203.

138. Стовба С. Н. и др. Строение и этапы развития зоны перехода Днепровско-Донецкой впадины в Донецкое складчатое сооружение//Нафта і газ України. Ів.-Франківськ: УНГА, 2000. С. 319–321.

139. Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. М.: Недра, 1973. 240 с.

140. Стратиграфический словарь УССР. К.: Наукова думка, 1985. 237 с.

141. Судовцев В. Ф. Отчет по глубинному геологическому картированию листа М-35-II (Любешов) и сев.-вост. части листа М-35VIII (Луцк) масштаба 1: 200 000. 1982.

142. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы, масштаб 1:1 000 000. Отв. редактор А. В. Чекунов. К.: Госкомгеологии Украины. 1992. 6 листов.

143. Тектоника Украинских Карпат. К.: Мин-во геологии УССР. С. 35–42.

144. Тектоника Украины. Ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. М.: Недра, 1988. С. 1–256.

145. Тектоника Украины/Отв. ред. С. С. Круглов, А. К. Цыпко. Тр. УкрНИГРИ. Вып. XXXVI. М.: Недра, 1988. 254 с.

146. Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки масштаба 1:500 000. Глав. ред. Н. А. Крылов. К.: Мин-во нефт. пром. Мингео УССР. 1987. 16 л.

147. Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1:200 000/Ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов. К.: Мингео УССР, 1986.

148. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:1 000 000/Глав. ред. М. В. Муратов. К.: Мингео УССР, 1969.

149. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:500 000/Глав. ред. В. В. Глушко. К.: ГПО “Укргеология”, 1988.

150. Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка/Арсирий Ю. А., Вишняков И. Б., Жарко Н. Г. и др. К.: ГПО “Укргеология”, 1988. 134 с.

151. Титова В. И. Корреляция и возраст осадочно-вулканогенных образований трапповой формации Волыно-Подолии//Тектоника и стратиграфия. 1989. Вып. 30. С. 23–31.

152. Утробин В. Н. Предкарпатский прогиб. Мезозойские и кайнозойские комплексы//Тектоника Украинских Карпат. К.: Мин-во геологии УССР, 1986. С. 35–42.

153. Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н.. Геологическая позиция стратиграфических подразделений отдельных регионов. Ингуло-Ингулецкий район//Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия. К.: Наукова думка, 1988. С 69–95.

154. Хаин В. Е. Перспективы и пути создания Международной тектонической карты мира//Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгреса. М.: Наука, 1974. С. 171–181.

155. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геодинамика. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

156. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. К.: Наукова думка. 1972. 176 с.

157. Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. Днепровско-Донецкий палеорифт в начале формирования. К.: Докл. АН УССР. Серия Б. 1990. № 1. С. 21–25.

158. Чирвинская М. В., Соллогуб В. Б. Глубинная структура Днепровско-Донецкого авлакогена по геофизическим данным. К.: Наукова думка. 1980. 177 с.

159. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ//Бюл. Моск. общества испытателей природы. Отд. геол. 1955, 30. Вып. 5. С. 5–26.

160. Штилле Г. Геотектоническое расчленение Земли//Избр. труды. М.: Из-во “Мир”, 1964. 888 с.

161. Bogdanova S., Gorbatschev R., Stephenson R.A. Paleoproterozoic accretion of Fennoscandia-Sarmatia //Tectonophysics. 2001. 339.

162. Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Buryanov V. B. et al. The 1.80–1.74-Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3D geophysical reconstruction of deep structure//Tectonophysics. 2004. 381. P. 5–27.

163. Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Gorbatschev R., Orlyuk M. I. Riphean rifting and mojor Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics//Tectonophysics. 1996. 268. P. 1–21.

164. Koszarski L. Types des depots et principales etapes du developpment du geosynclinal du flysch dans les Karpates Septentrionales//Assoc. Geol. Carp.-Balk. V Congr. Resumes des comm. 1961. P. 37–38.

165. Koszarski L. Types fondamentaux des depots et principales etapes de leur developpment dans le geosynclinal du flysch dans des Karpates//Assoc. Geol. Carp.-Balk. V Congr. V. III/I. 1963. P. 253–267.

Наукове видання

ТЕКТОНІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:1 000 000

Частина I

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Автори: С. С. КРУГЛОВ, Ю. О. АРСІРІЙ, В. Я. ВЕЛІКАНОВ, Т. О. ЗНАМЕНСЬКА, А. М. ЛИСАК, О. Є. ЛУКІН, І. К. ШАШКЕВИЧ, І. В. ПОПАДЮК, А. Я. РАДЗІВІЛЛ, А. Б. ХОЛОДНИХ

Видано відповідно до рішення науково-редакційної ради Державної геологічної служби Міністерства екології та природних ресурсів України від 27.11.2002 р. (протокол № 121)

Завідуюча видавничого відділу С. О. Некрасова
Науковий редактор Г. Г. Голубєва
Технічний редактор К. Н. Колейчук
Комп'ютерна верстка С. І. Вишницька

Видавництво УкрДГРІ

Реєстраційне свідоцтво серія ДК № 182 від 18.09.2000 р.

Адреса редакції та п/п: інформаційно-видавничий відділ УкрДГРІ

04114. м. Київ-114, вул. Автозаводська, 78

Тел.: 206-35-18; тел./факс: 430-41-76

E-mail: mru@ukrdgri.gov.ua

Здано до складання 22.02.07 р. Підписано до друку 29.08.07 р.

Формат 60х90 1/8 Папір офсетний. Обл. вид. 12,48. Ум. друк. арк.. 11,6. Тираж 150 прим. Зам. № 182