



МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА  
УКРАЇНИ  
ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

---

УКРАЇНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИЙ ІНСТИТУТ  
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМ. ІВАНА ФРАНКА

# **ТЕКТОНІЧНА КАРТА УКРАЇНИ**

**Масштаб 1:1 000 000**

ЧАСТИНА II

## **ТЕКТОНІКА ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

(Пояснювальна записка до “Тектонічної карти фундаменту  
Українського щита” масштабу 1:2 000 000)

Київ  
УкрДГРІ  
2007



МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА  
УКРАЇНИ  
ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

---

УКРАЇНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИЙ ІНСТИТУТ  
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМ. ІВАНА ФРАНКА

# **ТЕКТОНІЧНА КАРТА УКРАЇНИ**

**Масштаб 1:1 000 000**

**ЧАСТИНА II**

## **ТЕКТОНІКА ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

(Пояснювальна записка до "Тектонічної карти  
фундаменту Українського щита" масштабу 1:2 000 000)

Автор: В. П. Кирилюк

Відповідальний  
редактор: Д. С. Гурський

Київ  
УкрДГРІ  
2007

**Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000. Частина II. Тектоніка фундаменту Українського щита. Масштаб 1:2 000000. Пояснювальна записка.** Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба. Український державний геологорозвідувальний інститут. Львівський національний університет ім. Івана Франка К.: УкрДГРІ, 2007. – 76 стор. Рис. 1, табл. 4, бібліогр. 161. –

Автор

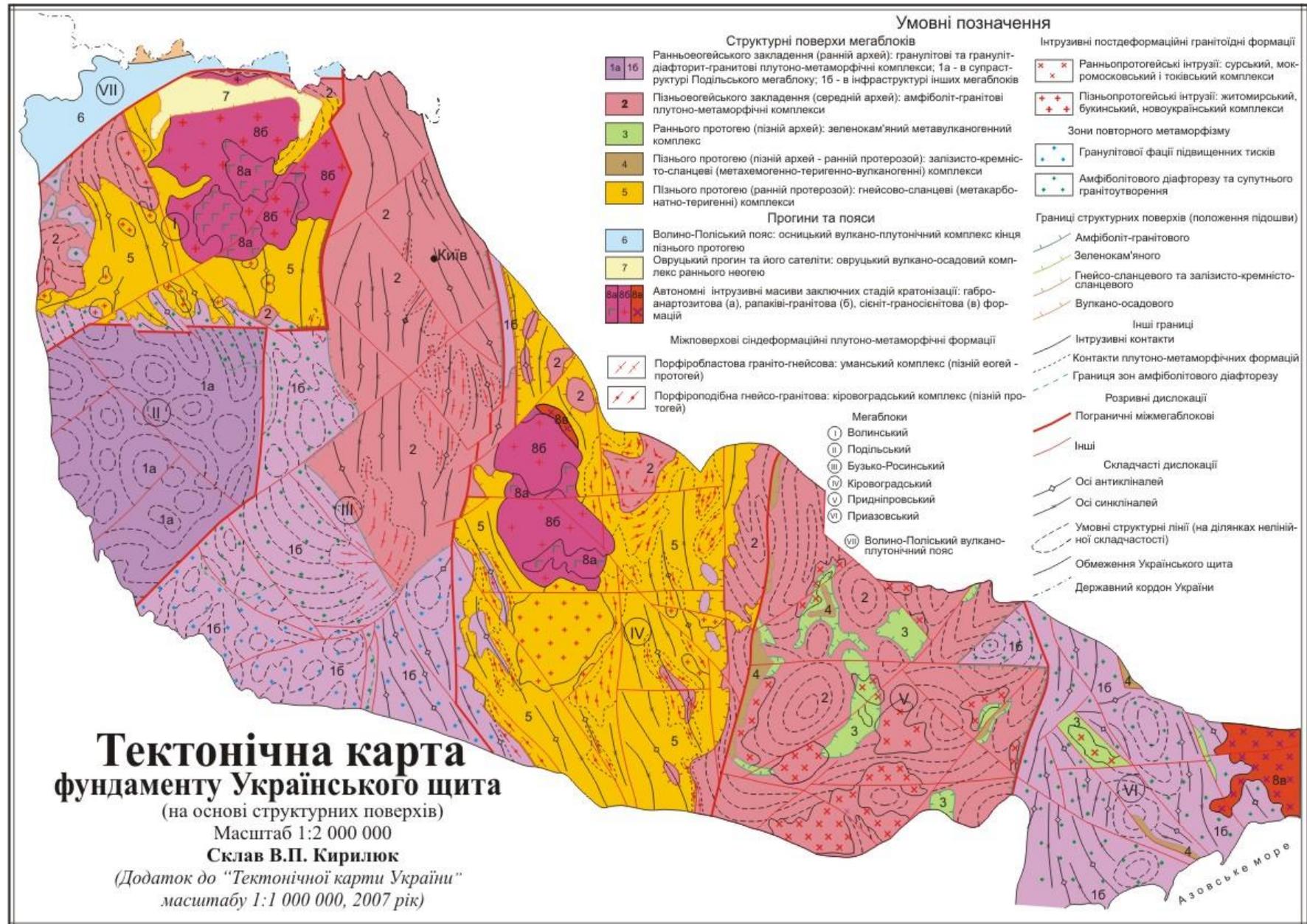
В. П. Кирилж

Відповідальний редактор

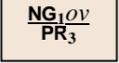
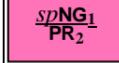
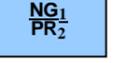
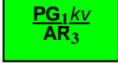
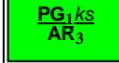
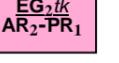
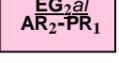
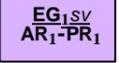
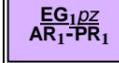
Д. С. Гурський

У пояснювальній записці розглянуто особливості будови фундаменту щитів древніх платформ, зокрема Українського щита, які показують неможливість застосування для нього геотектонічних концепцій, розроблених на матеріалах вивчення геоструктур неогеою, і вимагають проведення неупередженого геотектонічного аналізу. Наведено тектонічне районування фундаменту та структурно-речовинну і геохронологічну характеристику його основних структурних елементів (мегаблоків) в обсязі, необхідному для проведення геотектонічного аналізу. Головними носіями інформації про будову мегаблоків постають структурні поверхи та структурно-формаційні комплекси, що їх утворюють. Всебічна порівняльна характеристика цих структурних елементів мегаблоків становить зміст геотектонічного аналізу, а отримані завдяки цьому результати покладено в основу геотектонічного синтезу, який доводить незворотний, спрямований розвиток фундаменту Українського щита протягом всього раннього докембрію. Проведена геотектонічна періодизація розвитку фундаменту. Його ранньодокембрійська геотектонічна еволюція складається з двох крупних етапів розвитку, або *мегахронів*, — еогеою та протогею, кожен з яких поділяють на ранню та пізню стадії, або *геохрони*. Викладений зміст тектонічної карти фундаменту та застосованих для її складання умовних позначень.

Для науковців, геологів виробничих установ і організацій, що займаються геологічною зйомкою та регіональними геологічними і металогенічними дослідженнями, аспірантів і студентів старших курсів вищих закладів освіти. ІСВІ 978-966-7896-48-5



Основні структурні елементи фундаменту Українського щита

Геотектонічна періодизація		Геотектонічне районування та основні структурні елементи								
Мегахрони (етапи геотектонічної еволюції)	Геохрони (стадії геотектонічної еволюції, час закладання структурних поверхів та поясів)	Типові структурні елементи	Геохронологічна шкала та вік геохронів	Мегаблоки та їхні типи					Пояси	
				Подільський гранулітовий	Волинський гранітно-гнейсосланцевий	Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий	Кіровоградський гранітно-гнейсосланцевий	Придніпровський гранітно-зеленокам'яний	Приазовський грануліт-діафторитовий	Волино-Поліський вулканоплутонічний
Неогеї NG	Ранній NG <sub>1</sub>	Осадово-магматичні пояси, прогини, автономні інтрузивні масиви	PR <sub>2-3</sub>	Неопротерозой PR <sub>3</sub>	 Овруцький вулканолітогенний СФК (прогин): трахиандезит-піщаникова, піщано-алевролітова, кварц-піщаникова, алевроліт-сланцева формації (овруцька серія)					
				Мезопротерозой PR <sub>2</sub>	 Коростенський масив: габро-анортзитова та рапаківі-гранітова формації коростенського комплексу		 Корсунь-Новомиргородський масив: габро-анортзитова та рапаківі-гранітова формації корсунь-новомиргородського комплексу		 Східноприазовський та інші поліформацийні масиви: хлібодарівський та інші комплекси.	
Протогеї PG	Пізній PG <sub>2</sub>	Іпери та прирозломні (грабеноподібні) прогини Зеленокам'яні (метавулканогенні) Гнейсо-сланцеві (вулканолітогенні)	AR <sub>3</sub> -PR <sub>1</sub>	Палеопротерозой PR <sub>1</sub>	 Тетерівський гнейсо-сланцевий СФК (поверх): трахиандезитова, метапеліто-сланцева, метапсаміто-карбонатна формації (тетерівська серія)		 Інгуло-інгулецький гнейсо-сланцевий СФК (поверх): метапсаміто-карбонатна, олігомітова метапсковинова, метамоласова формації (інгуло-інгулецька серія)	 Криворізько-білозерський залізо-кременисто-сланцевий СФК (поверх): метаконгломерат-сланцева, джеспілітова кременисто-сланцева, чорносланцева та мета-конгломератова формації -білозерська (AR <sub>3</sub> ) та криворізька (PR <sub>1</sub> ) серії	 Прирозломні (грабеноподібні) прогини: формаційно нерозчленовані утворення сорокінської світи	 Осницький вулканоплутонічний СФК: metabазальт-ліпаритова та лептитова (клесівська серія), діорит-гранодіорит-гранітова (осницький комплекс) геологічні формації
				Неоархей AR <sub>3</sub>			 Конксько-верхів-цівський зелено-кам'яний СФК: метадацит-андезит-толейтова, метакоматіт-толейтова, джеспіліт-метатолейтова, метакоматітова, метаріоліт-дацитова формації (конкська серія), супутні базит-ультрабазитові інтрузії верхівцівського комплексу	 Прирозломні (грабеноподібні) прогини: метакоматіт-толейтова, метаріоліт-дацитова, мета-дацит-андезит-діабазова формації (косинцівська товща)		
Еогеї EG	Ранній EG <sub>1</sub>	СТРУКТУРНІ Гранулітові	AR <sub>1</sub>	Мезоархей AR <sub>2</sub>	 Тицький амфіболіт-гранітовий СФК (поверх): гнейсово-кристалосланцево-амфіболітова суперкрystalна формація (росинсько-тицька серія), кристалосланцево-діоритова та мігматит-плагіограніт-гранітова плутонометаморфічні формації (тетіський, звенигородський та ставищанський комплекси).		 Аульський амфіболіт-гранітовий СФК (поверх): гнейсово-кристалосланцево-амфіболітова суперкрystalна формація (аульська серія), мігматит-плагіогранітова плутонометаморфічна формація (дніпропетровський комплекс).			
				Палеоархей AR <sub>1</sub>	 Дністровсько-бузький гранулітовий СФК (поверх): кінцигітова, ендербіто-гнейсова, лейкогранулітова базитова суперкрystalна формації (дністерсько-бузька серія), кінцигіт-гранітова та ендербітова плутонометаморфічні формації (литинський та бердичівський комплекси);	 Побузький гранулітовий СФК (поверх): ендербіто-гнейсова, лейкогранулітова, високоглиноземисто-кварцитова, мрамур-кальцифірова, кондалітова та глиноземисто-базитова суперкрystalні формації (дністерсько-бузька та бузька серії), ендербітова та гнейсо-алаяскітова плутонометаморфічні формації (гайворонський, литинський, ташицький та бердичівський комплекси); в межах Кіровоградського мегаблоку продовженням побузького СФК є братський СФК; на території розвитку високотемпературних діафторитів амфіболітової фації – гнейсо-гранодіоритова, діафторит-діоритова та діафторит-діорит-гранітова плутонометаморфічні формації (гайсинський комплекс); грануліт-діафторит-гранітовий аналог в межах Волинського мегаблоку – сосновський СФК (поверх)	 Славгородський грануліт-діафторит-гранітовий СФК (поверх): діафторована ендербіто-гнейсова та лейкогранулітова суперкрystalна формації (славгородська світа), діафторит-діорит-гранітова та плутонометаморфічна формація (славгородський та інгулецький комплекси)	 Приазовський гранулітовий СФК (поверх): діафторовані ендербіто-гнейсова та лейкогранулітова суперкрystalна формації (західно-приазовська та центрально-приазовська серії), діафторит-діорит-тоналітова та діафторит-діорит-гранітова плутонометаморфічні формації (шевче-ківський та обіточнянський комплекси);		
Геокінематичні типи мегаблоків				Анастаський	Мобільний I-го типу	Ката-анастаський	Мобільний I-го типу	Катастабільний	Мобільний II-го типу	
Геотектонічні режими				протогеї	еогеї		Емегаблоковий	Емегаблоковий	?	Рифтогенний
П е р м о б і л ь н и й										

Передмова	5
1. Загальні відомості	7
2. Тектонічна структура фундаменту	14
2.1. Тектонічне районування та розчленування фундаменту	15
2.2. Тектонічна будова мегаблоків	17
2.2.1. Подільський гранулітовий мегаблок	17
2.2.2. Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий мегаблок	19
2.2.3. Придніпровський гранітно-зеленокам'яний(амфіболіт-зеленокам'яний) мегаблок	24
2.2.4. Кіровоградський гранітно-гнейсосланцевий мегаблок	29
2.2.5. Волинський гранітно-гнейсосланцевий мегаблок	33
2.2.6. Приазовський грануліт-діафоритовий мегаблок	36
2.3. Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс	40
2.4. Глибинна характеристика мегаблоків	40
2.5. Про розломну тектоніку фундаменту	44
3. Тектонічний аналіз фундаменту	48
3.1. Порівняльна геолого-формаційна характеристика метаморфічних комплексів	49
3.2. Висновки про зв'язок між ступенем метаморфізму і формаційним складом комплексів. Формаційна типізація стратометаморфічних комплексів	49
3.3. Встановлення структурної позиції формаційних комплексів і закономірностей їхнього поширення в тектонічній структурі фундаменту	50
3.4. Встановлення відносної вікової послідовності різних типів стратометаморфічних формаційних комплексів	51
3.5. Обґрунтування розташування стратометаморфічних комплексів у тектонічній структурі фундаменту, етапів формування його структури і змісту цих етапів	56
3.6. Встановлення парагенезисів формаційних комплексів у межах визначених типів структур (мегаблоків) і їхніх структурно-стратиграфічних співвідношень	59
3.7. Фіксація головних формаційних і петрологічних ознак подібності відмінності послідовно сформованих комплексів (поверхів)	59
3.8. Встановлення латеральної витриманості – мінливості стратометаморфічних комплексів	60
3.9. Висновки про первинну вихідну природу геологічних формацій різних комплексів	62
3.10. Гіпотези щодо можливої природи загальних формаційних відмінностей окремих комплексів і їхньої латеральної витриманості – мінливості	62
3.11. Геокінематичні реконструкції (аналіз рухів) окремих структур (мегаблоків), геотектонічні режими формування структур	63
3.12. Структурна та геотектонічна позиція гранітоїдних комплексів	64
4. Геотектонічний синтез ( <i>короткий нарис структурно-речовинної еволюції фундаменту</i> )	66
4.1. Єогей	66
4.1.1. Ранній єогей	66
4.1.2. Пізній єогей	68
4.2. Протогей	69
4.2.1. Ранній протогей	69
4.2.2. Пізній протогей	71
4.3. Неогей (?)	74
5. Основні результати геотектонічних досліджень фундаменту Українського щита	75
6. Зміст тектонічної карти фундаменту Українського щита	80
6.1. Загальний зміст карти	81
6.2. Зміст умовних позначень	82
6.2.1. Кольорові позначення	84
6.2.2. Штрихові позначення (крап)	85
6.2.3. Лінійні позначення	86
Замість закінчення	87
Література	88

### УМОВНІ СКОРОЧЕННЯ

АН УРСР – Академія наук Української Радянської Соціалістичної Республіки

ГМк – гранітно-метаморфічний тип формаційних комплексів

ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина

ИГМР –

K<sub>2</sub> – горизонт, що розділяє асоціації фацій (за Сологубом В. Б., 1984)

МГК – Міжнародний геологічний конгрес

Мк – метаморфічний тип формаційних комплексів

“М” – поверхня Мохоровичича – границя розділення між земною корою та верхньою мантією  
Землі

півд. – південний

РТ-параметри – тиск і температура

СЕ – структурні елементи

СФЗ – структурно-формаційні зони

СФК – структурно-формаційний комплекс

ФК – формаційний комплекс

ТТУ – тоналіт-тронд’емітові гнейси

УкрДГРІ – Український державний геолого-розвідувальний інститут

УЩ – Український щит

ЦТЕ – Центральна тематична експедиція

## Передмова

У геологічній будові території України важлива, а в певних межах навіть визначальна роль належить Українському щиту. Вона полягає у тому, що Український щит не лише займає центральне, стрижнове положення в структурі території, але є єдиним надійним джерелом інформації стосовно складу і будови верхньої консолідованої кристалічної кори та ранньодокембрійської геологічної історії території України. Саме тут нижньодокембрійський фундамент виходить на денну поверхню і доступний для його безпосереднього вивчення. Звідси, на підставі геологічних матеріалів буріння та геофізичних даних, відомості про будову фундаменту щита поширюються на сусідні території його зануреного залягання або зануреної частини.

Сприятливе географічне положення та непогана в цілому відслоненість порід фундаменту Українського щита обумовили високий ступінь його геологічного вивчення, який у багатьох аспектах відповідає світовому рівню. Ряд регіональних підрозділів Українського щита за своєю природною повнотою та рівнем стратиграфічного, геолого-формаційного, геохронологічного та металогеогенічного дослідження може відігравати роль європейських геологічних еталонів раннього докембрію. До таких належать гранулітові та амфіболіт-гранітові комплекси, які ще й досі нерозчленовані у стратиграфічному та віковому відношенні на Балтійському щиті, а також криворізька серія та ряд інших. На Українському щиті отримано найдревніші з відомих зараз у Європі ізотопно-геохронологічні визначення віку з гранулітових комплексів, що сягають 3 780 млн років, поширена значна кількість важливих типів родовищ корисних копалин.

Поряд із беззаперечними і практично загально визнаними досягненнями у вивченні фундаменту Українського щита, стосовно нього існує ряд розбіжностей в уявленнях різних дослідників, що торкаються геологічної будови, умов формування провідних комплексів і, відповідно, ранньодокембрійської тектоніки та еволюції земної кори регіону. Ці розбіжності виявилися і під час складання нової тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000, складовою частиною якої є Український щит. Вони є відзеркаленням як різних теоретичних підстав щодо умов формування ранньодокембрійської земної кори, так і методичних підходів до складання тектонічних карт. Внаслідок цього було створено два різних варіанти тектонічної карти фундаменту. Обидва вони базуються на матеріалах геолого-формаційного розчленування фундаменту, що відображені на “Карте геологических формаций Украинского щита масштаба 1:500 000” (1991), внаслідок чого контури формаційних комплексів та структурних елементів на них здебільшого співпадають, але зображувальні засоби, інформаційна підпорядкованість та геотектонічний зміст показаних на карті підрозділів суттєво розрізняються. Ми не будемо тут проводити змістовний аналіз обох карт, сподіваємося, що зацікавлені особи самі побачать як спільні риси, так і різницю між ними. Ми ж хотіли наголосити тут на наступному.

Один з варіантів тектоніки фундаменту Українського щита, що знайшов своє відображення на самій карті масштабу 1:1 000 000, на думку її авторів, узгоджений із загальними принципами складання карти, прийнятими для структур неогейського етапу розвитку Східноєвропейської платформи (чохла) та її складчасто-насувного облямування. Інший варіант, складений В. П. Кирилюком, виходив із висновків автора про принципово відмінний характер формування ранньодокембрійського фундаменту Українського щита, порівняно зі структурами неогейу, і неможливість його “приспосування” під загальний, а по суті вироблений на структурах неогейу, геотектонічний підхід, без втрати важливих неповторних специфічних рис тектонічної будови та еволюції фундаменту.

У зв'язку з тим, що обидва варіанти, перш за все, висвітлюють за допомогою карти об'єктивну реальність, якою є фундамент Українського щита, редакційна колегія визнала за доцільне опублікування обох варіантів. Авторський варіант В. П. Кирилюка друкується в масштабі 1:2 000 000, меншому за масштаб основної карти, але він зберігає особливості підходу, зображувальні засоби та основні структурні елементи в обсязі, достатньому для зіставлення обох карт та обґрунтованих принципових геотектонічних висновків з їхнього порівняння. Крім того, ми виходили з того, що карта В.П. Кирилюка та пояснювальна записка до неї є першим досвідом неупередженого системного геотектонічного аналізу фундаменту Українського щита, проведеному без попереднього апріорного залучення положень будь-якої з відомих геотектонічних концепцій. Під час цього аналізу, який коротко викладений у пояснювальній записці, автор використовував лише класичні прийоми та методи порівняльних геотектонічних досліджень на геолого-формаційній основі, розроблені М. С. Шатським та його послідовниками.

Сподіваємося, що така дещо незвичайна у практиці публікація в одній роботі різних за принципами та відповідно за змістом карт одного регіону буде сприйматися як спроба об'єктивного висвітлення певного аспекту будови еволюції геологічного розвитку і сприятиме подальшому поглибленому дослідженню геотектоніки цього регіона.

## 1. Загальні відомості

Український щит є великим виходом на денну поверхню порід кристалічного фундаменту в південній частині Східноєвропейської платформи. Він входить до складу так званого Дніпровського (Красный, 1984) або Українсько-Воронезького геоблоку фундаменту платформи (Геологическое ..., 1989). Загальна площа, на якій комплекси порід фундаменту Українського щита мають природні виходи на денну поверхню, складає біля 140 тис. км<sup>2</sup>, а разом зі схилами в границях, обмежених так званими крайовими скидами (Геология ..., 1984), щит охоплює близько 260 тис. км<sup>2</sup>.

Сучасні уявлення про тектонічну будову Українського щита є результатом більш ніж піввікового геологічного і геофізичного вивчення цього регіону, протягом якого проблемами тектоніки регіону в цілому займалось відносно невелике коло дослідників, порівнянно з іншими напрямками вивчення Українського щита. Геотектонічні аспекти геології Українського щита розглядалися в працях М. Д. Соболева, М. І. Безбородька, В. Г. Бондарчука, В. І. Луцицького, Ю. Ір. Половинкіної, Л. Г. Ткачука, Я. М. Белєвцева, М. П. Семененка, І. С. Усенко, Г. І. Каляєва, О. І. Слензака, В. А. Рябенка, Л. С. Галецького, Є. Б. Глевасського, В. П. Кирилюка, В. А. Колосовської, В. Г. Пастухова і деяких інших дослідників. Велике значення для розуміння тектонічної структури Українського щита та глибинної будови його земної кори мали загальновідомі і визнані дослідження українських геофізиків, узагальнені в працях Г. К. Кужелова, З. О. Крутиховської, В. Б. Сологуба, А. В. Чекунова, К. Ф. Тяпкіна, О. Б. Гінтова, С. С. Красовського, Р. І. Кутаса, Ю. П. Оровецького, І. К. Пашкевич та інших.

Сприятливе географічне положення Українського щита, його непогана відслоненість, достатня для вивчення безпосередніх співвідношень більшості різновікових комплексів, та ґрунтовні геофізичні дослідження вивели зараз Український щит до складу найбільш вивчених регіонів розвитку нижнього докембрію. Для нього розроблена в головних рисах досить обґрунтована стратиграфічна схема, він детально вивчений в геохронологічному, петрографічному та геохімічному відношенні. Щит характеризується високим рівнем геолого-формаційного розчленування (Карта ..., 1991), він добре забезпечений різноманітними геологічними та геофізичними картографічними матеріалами оглядового, регіонального і більш детального масштабів.

Усе це сприяє розробці на сучасному етапі обґрунтованих уявлень про тектонічну будову, геотектонічну періодизацію та еволюцію фундаменту Українського щита, хоч, як і для всього раннього докембрію, залишаються дискусійними питання про геодинаміку та умови формування головних структурно-речовинних комплексів.

Загальні питання тектоніки Українського щита та окремі її проблеми розроблялися протягом всієї історії дослідження регіону і цілком залежали від рівня його вивченості та домінуючих у науці геотектонічних ідей відповідного часу (Бураковский и др., 1972; Глевасский, Каляев, 2000; Каляев, 1965, 1970; Каляев и др., 1980; Тектоніка ..., 1956, 1972 та інші). Внесок окремих дослідників у пізнання тектоніки Українського щита та її відображення на картах розглянуті в цілому ряді публікацій (Геология ..., 1984; Кирилюк, 2000; Палеотектоника ..., 1984; Тектоніка ..., 1972 та інші), що звільняє нас від необхідності зупинятися на цьому в даній роботі. Одночасно слід зауважити, що при значній кількості розробок тектонічного спрямування, зараз все ще **відсутня загальна картина та основні закономірності тектонічної будови Українського щита**, внаслідок чого в уявленнях різних дослідників існує багато розбіжностей стосовно геотектонічної періодизації та умов формування комплексів фундаменту цього регіону.

Це пов'язане з тим, що названі уявлення є похідними від стратиграфічних, геохронологічних, петрологічних та інших даних, у тому числі відомостей про глибинну будову земної кори за геофізичними даними, стосовно яких теж існують різні погляди. Крім того слід зауважити, що **всі геотектонічні побудови щодо фундаменту Українського щита до цього часу ґрунтувалися на загальновідомих запозичених геотектонічних концепціях та уявленнях про формування земної кори щитів і фактично ще й досі не був проведений неупереджений повноцінний геотектонічний аналіз, виходячи власне з наявного об'єктивного регіонального матеріалу**. Серед найбільш поширених концепцій, що розглядалися, слід назвати такі як геосинклінальна, стадійності формування континентальної земної кори за рахунок перетворення кори океанічного типу, а останнім часом усе частіше тектоніки літосферних плит, тобто концепції, що розроблені на результатах дослідження структур неогену.

Між тим, протягом останніх 40 років стосовно нижнього докембрію склалося два напрямки його вивчення, або точніше два ідеологічних підходи, які умовно можна назвати “актуалістичний” і “неактуалістичний”. Перший з них виходить з уявлень про стабільність, або малу мінливість геологічних процесів протягом усієї історії формування земної кори, другий сповідує ідею про “специфические черты поступательного развития земной коры, не повторявшиеся в более поздние эпохи, которые определяют несоответствие такого развития концепции униформизма” (Этапы ..., 1981). У рамках кожного з напрямків, у свою чергу, склалися різні варіанти, але жоден з них поки що не призвів до створення цілісної логічно витриманої концепції, що пояснювала б основні риси та особливості складу та геологічної будови областей розвитку нижнього докембрію.

На нашу думку, сучасний рівень вивчення ранньодокембрійського фундаменту щитів древніх платформ, їхнє зіставлення між собою та з складчастими областями неогеою, показує беззаперечну подібність складу та будови фундаменту різних щитів та неповторні геологічні особливості цих геотектонічних елементів по відношенню до структур неогеою (Кирилюк, 1999, 2005). Саме ці особливості свідчать про специфічний характер розвитку земної кори щитів на протязі усього раннього докембрію і неможливість апріорного застосування до них відомих геотектонічних концепцій. У короткому викладенні ці особливості, що узагальнюють матеріали порівняльного вивчення різних щитів, виглядають наступним чином.

Щити древніх платформ відрізняються від усіх інших типів складчастих споруд своїми *речовинними, структурними, віковими та синтезуючими історико-геологічними (геоеволюційними) характеристиками*. У *речовинному відношенні* вони характеризуються, перед усім, винятковим розвитком кристалічних – метаморфічних і плутонічних – порід. Ця особливість територій розвитку найдавніших утворень знайшла своє відображення в тому, що по відношенню до них раніше часто використовувалися і зараз ще іноді застосовуються, терміни “кристалічний щит” або «кристалічний масив”.

Різні сполучення метаморфічних і плутонічних порід утворюють на щитах три типи породних асоціацій – *метаморфічні, плутоно-метаморфічні і плутонічні* (Кирилюк и др., 1978, 1990). Основу геологічної будови щитів складають *стратигенні метаморфічні (скорочено стратометаморфічні) комплекси*, які в межах цих структурних елементів характеризуються найбільшою повнотою та розмаїттям. Тут розрізняються наступні головні типи комплексів, що користуються площовим поширенням:

а) **монофаціальні** (або ареальні) *грануліто-гнейсові і амфіболіто-гнейсові комплекси*,  
б) **поліфаціальні** (або зональні) *зеленокам'яні (метавулканогенні), гнейсо-сланцеві (метакарбонатно-теригені) і метавулканогенно-хемогенно-теригені (залізисто-кременисто-сланцеві) комплекси*. Широким розповсюдженням на щитах користуються своєрідні *поліметаморфічні грануліт-діафторитові комплекси*, сформовані внаслідок високотемпературного площового діафторезу гранулітових комплексів в умовах амфіболітової фації. Стратометаморфічні комплекси, що фаціально розрізняються між собою, **мають різний формаційний склад і не можуть бути уявно, із урахуванням різниці у ступені метаморфізму, приведені як один до одного, так і до відомих геотектонічних формаційних рядів структур неогеою\***. Виключення складають гранулітові та грануліт-діафторитові метаморфічні комплекси, а також гнейсо-сланцеві комплекси. Останні за своїм реставрованим (дометаморфічним) формаційним складом нагадують міogeосинклінальні формаційні ряди, але відрізняються від них, при сумарній потужності, значно меншим, порівняно з геосинклінальними утвореннями, площовим поширенням, їхньою структурною позицією у вигляді слабовитягнутих чи ізометричних складно дислокованих прогинів, що поширені лише в окремих типах блокових структур, а також повсюдним достатньо інтенсивним метаморфізмом.

Вельми своєрідними є гранітоїдні утворення щитів, серед яких різко домінують *плутоно-метаморфічні (ультраметаморфічні, мігматитові) формації*, що представляють закономірні структурно-речовинні асоціації плутонічних гранітоїдних та метаморфічних порід. Для більшості таких гранітоїдних формацій щитів доведено стійкий зв'язок лише з певними метаморфічними комплексами, а в деяких випадках – навіть з окремими суперкрудальними формаціями, що свідчить про їхню *автохтонну* природу. Чітко розрізняються між собою структурно-формаційні групи плутоно-метаморфічних формацій, що пов'язані з еогейськими монофаціальними грануліто-гнейсовими, амфіболіто-гнейсовими та поліметаморфічними грануліт-діафторитовими

---

\* Цей висновок на прикладі Українського щита буде наведений нижче

стратигенними метаморфічними комплексами різних *структурних поверхів*. Зонально метаморфізовані осадово-вулканогенні комплекси протогею супроводжуються *алохтонними* інтрузивними, переважно гранітоїдними утвореннями. На границях стратометаморфічних комплексів, що складають різні структурні поверхи щитів, іноді розташовані своєрідні, частково переміщені *параалохтонні* гранітоїдні формації.

**Структурно-тектонічна своєрідність фундаменту щитів** визначається домінуванням в їхній будові нелінійних, ізометричних та субізометричних блокових структур першого порядку – *мегаблоків*, обмеження яких розглядаються різними авторами як глибинні розломи, так звані шовні, або мобільно-проникливі зони. Складчаста структура цих зон має лінійний характер, в той час як у структурі самих мегаблоків лінійні складки та поясові структури невитриманого простягання мають обмежений розвиток.

Зараз усі щити Північної Євразії поділено на мегаблоки, які виокремлюються в близьких границях різними дослідниками за різними незалежними геологічними та геофізичними даними, що дає можливість вважати їх елементами природної структурно-тектонічної подільності щитів. Характеристика мегаблоків різних щитів за допомогою названих вище стратометаморфічних комплексів та їх зіставлення між собою підтверджують цей висновок і дають можливість розрізняти декілька **структурно-формаційних типів мегаблоків** (Кирилюк, 1986, 1996, 2004): *гранулітовий, грануліт-амфіболітовий, грануліт-діафоритовий, амфіболіт-зеленокам'яний (гранітно-зеленокам'яний), гранітно-гнейсосланцевий*.

Характерною структурною особливістю щитів є те, що в зонах контактів між різновіковими стратометаморфічними комплексами не спостерігаються явні стратиграфічні і тектонічні незгідності в їхньому традиційному розумінні. Різновікові комплекси, що складають різні структурні поверхи мегаблоків, структурно та метаморфічно узгоджені (спаяні) на контактах, які мають вигляд поступових переходів, і це свідчить про тривалий спільний ендегенний розвиток цих комплексів. Неузгодження виявляють на основі регіональної невідповідності структурних планів і особливостей деформаційної структури та метаморфізму різних структурних поверхів, але, на жаль, на Українському щиті цим суто геологічним даним ще й досі не приділяють належної уваги, і провідними у визначенні вікової приналежності та послідовності залишаються ізотопно-геохронологічні дані.

**Віковий діапазон формування кристалічного фундаменту щитів** охоплює інтервал від приблизно 4,0 млрд років до 1,8–1,6 млрд років, тобто більше половини всієї геологічної історії Землі. Причому, за цей час виникла, як було зазначено вище, досить обмежена кількість послідовно сформованих стратометаморфічних формаційних комплексів, що свідчить про дуже тривалий час формування кожного з них і, відповідно, значно більш повільний, порівняно з неогеем, плин процесів їхнього накопичення, як і інших геологічних процесів. Характер розповсюдження головних стратометаморфічних комплексів у структурі щитів і їхні співвідношення між собою підтверджують доцільність виділення в донеогейській (ранньодокембрійській) історії земної кори двох крупних етапів геотектонічного розвитку, або геохронів – *еогею та протогею* (Шульдинер, 1973, 1979) і дозволяють доповнити зроблену В.І. Шульдинером (1982) змістовну характеристику цих підрозділів суто тектонічними уявленнями – першого, як стадії нечіткої (догеоблокової) геотектонічної диференціації і другого, як стадії чіткої (геоблокової) диференціації в еволюції щитів (Кирилюк, 1986, 1996).

Зазначені вище та деякі інші особливості структури щитів, складу, будови і співвідношення між собою різновікових формаційних комплексів, що їх складають, дають можливість розглядати фундамент щитів древніх платформ в **історико-геологічному – еволюційному – відношенні як результат формування за умов своєрідного геотектонічного режиму** внаслідок безперервно-переривчастого успадкованого і спрямованого розвитку та специфічного температурного стану приповерхневої частини земної кори (Кирилюк, 1971, 1977, 1986, 1991). Можна припустити, що внаслідок цього режиму, з деякими варіаціями умов, відбувалося формування не лише фундаменту щитів, але й всього фундаменту древніх платформ, але поки що реально для побудови концепції його формування можуть бути використані лише дані по території щитів.

Серед **генетичних особливостей** фундаменту слід у першу чергу наголосити на постійній суміщеності в просторі і, очевидно в часі, процесів екзогенезу та ендегенезу, що знайшло своє відображення у виключно кристалічному стані всіх формаційних комплексів, у тому числі стратигенних, серед яких *відсутні неметаморфізовані утворення*. Різні структурно-формаційні комплекси (структурні поверхи) щитів, у світлі сучасних геологічних та геохронологічних даних,

не можуть розглядатися як асоціації, що виникли внаслідок закінчених тектоно-магматичних циклів, як це нібито надійно доведено для структур неогену. Їхнє первинне стратигенне наповнення в межах кожного з регіонів, скоріш за все, дійсно відповідає послідовним стадіям еволюції одного донеогейського (догеосинклінально-доплатформного) геотектонічного етапу розвитку земної кори та єдиного процесу ранньодокембрійського вулканогенно-осадового літогенезу, але речовинний склад гранітоїдних формацій і деформаційна структура різних поверхів мегаблоків, як свідчать ізотопно-геохронологічні дані, формувалася значною мірою одночасно (синхронно) протягом тривалого ендегенного розвитку.

Саме зазначені головні геологічні особливості фундаменту щитів, у порівнянні зі складчастими структурами неогену, на наш погляд, **однозначно свідчать про неможливість використання для їхнього історико-геологічного пояснення відомих геотектонічних концепцій і про необхідність проведення самостійного для кожного з регіонів геотектонічного аналізу.** Такий геотектонічний аналіз, результати якого відображені далі у тексті та в кінцевому результаті на тектонічній карті, вперше проведений нами для Українського щита (Кирилюк, 1986; Кирилюк, Смоголюк, 1993, 1995; Кирилюк и др., 2003). Базовими положеннями, на яких ґрунтується цей аналіз є: а) досягнення геолого-формаційних досліджень фундаменту Українського щита, б) уявлення про мегаблоки щита, як одну з фундаментальних особливостей його тектоніки, в) уявлення про поверхову будову мегаблоків. Оскільки ці погляди, а також поняття і терміни, що їх висвітлюють, не є загальноприйнятими, ми коротко зупинимося на визначенні основних термінів, що використовуються в даній роботі.

Під **геологічними формаціями** розуміють геологічні тіла, складені парагенезисом гірських порід. Парагенетичний зв'язок порід встановлюється емпірично, на підставі багатократного повторення подібних за складом порід у близьких структурних (просторових) співвідношеннях. У будові фундаменту щитів, відповідно до систематики структурно-речовинних комплексів, приймають участь три петроструктурні класи геологічних формацій (Кирилюк и др., 1979, 1990):

1) **метаморфічні формації**, складені виключно метаморфічними породами з підкласами: а) *суперкрукстальних формацій* (або формацій монофасціальних метаморфічних комплексів, б) *метаморфізованих формацій* (або формацій зональних метаморфічних комплексів) та в) *поліметаморфічних формацій* (або діафторованих формацій грануліто-гнейсових комплексів);

2) **плутоно-метаморфічні формації**, парагенезис яких складається з метаморфічних та плутонічних (ультраметаморфічних) порід, що їх заміщують;

3) **плутонічні формації**, в яких приймають участь майже виключно плутонічні породи.

У роботах тектонічного спрямування широко використовуються терміни "*формаційний комплекс*" та "*структурно-формаційний комплекс*", хоч загальновизнаного визначення цих термінів немає, та в різних працях їм надається різний зміст. Виходячи з того, що, услід за М.П. Херасковим (1965), конкретні формації можуть *об'єднуватися за різними ознаками в різні формаційні комплекси*, термін "*формаційний комплекс*" (ФК) позначає не що інше, як будь-яку сукупність формацій, об'єднаних за якоюсь однією (або більше?) ознакою з багатьох можливих. ФК набувають визначеності лише в тому разі, коли супроводжуються прикметником, що позначає їхню об'єднуючу ознаку (архейський ФК, плутоно-метаморфічний ФК, гранулітовий ФК тощо).

Таким чином, під **формаційним комплексом** доцільно розуміти конкретну асоціацію геологічних формацій, одного чи різних петроструктурних класів, поширених в межах окремого геоструктурного регіону та об'єднаних між собою на підставі спільних чітко обумовлених ознак, які визначають категорію ФК. Такий підхід є особливо важливим по відношенню до метаморфічних та плутонічних формацій щитів, які можуть бути об'єднані в *декілька різних формаційних комплексів*, що належать до різних категорій.

Конкретні формаційні комплекси виступають в ролі вікових або речовинних елементів геоструктурних регіонів. Окремі комплекси та їхні асоціації складають структурні елементи щитів, які різні автори виділяють під назвами – *структурних, геологічних або структурно-формаційних районів, областей, мегаблоків, структурних поверхів та інших*, що часто об'єднуються під загальною назвою **структурно-формаційних зон**. При цьому, як показує попередній досвід порівняльного вивчення однотипних формаційних комплексів у різних структурно-формаційних зонах щитів, подібні за своїм формаційним складом комплекси відрізняються за деякими особливостями складу, метаморфізму та тектонічної структури. Ці особливості відбивають як сингенетичну геотектонічну диференціацію або мінливість первинних умов утворення комплексів, так і набуті риси, що виникли під час наступної еволюції ендегенних умов існування комплексів у

різних структурно-формаційних зонах. Саме такі формаційні комплекси, що пов'язані з конкретними структурами та відбивають особливості їхнього розвитку, на наш погляд, повинні називатися "*структурно-формаційними комплексами*". У цьому відношенні ми повністю згодні з попередніми дослідниками, які зауважували, що "структурно-формаційні комплекси (СФК), які сприймаються нами як речовинні категорії, разом з тим достатньо однозначно визначають тектонічну позицію геологічних тіл" (Геодинаміка..., 1983, с.91, *переклад наш - В.К.*).

Виходячи зі сказаного, під **структурно-формаційними комплексами (СФК)** автор розуміє конкретні формаційні комплекси, для яких чітко визначене структурне положення та особливості складу і будови, які пов'язані з розвитком саме цієї структури. Виділення структурно-формаційних комплексів, виходячи з цього визначення, можливо лише за умов паралельного вивчення формаційних асоціацій (парагенезисів формацій), що складають формаційні комплекси, визначення їх структурного положення та порівняльного дослідження з подібними комплексами сусідніх структур. Систематика структурно-формаційних комплексів Українського щита, що базується на уявленнях про поверхово-блокову будову та результатах попереднього порівняльного вивчення комплексів різних блоків, була опублікована нами раніше (Кирилюк, Смоголюк, 1993). Нижче з використанням структурно-формаційних комплексів, виділених на згаданих підставах, розглядаються геотектонічні аспекти фундаменту Українського щита.

У цій роботі автори використовують уявлення про структурно-формаційні комплекси, які відіграють роль речовинної характеристики структурних поверхів. Стосовно використання останніх для характеристики структури фундаменту щитів, зараз теж немає загальної думки, хоч сам термін "структурний поверх (ярус)" використовувався багатьма дослідниками. Історія застосування цього терміну в межах Українського щита розглянута нами раніше (Кирилюк, 2000). Останнім часом деякі дослідники взагалі заперечують можливість його застосування по відношенню до ранньодокембрійського фундаменту. Тому розуміння цього терміну в даній роботі теж заслуговує на своє визначення.

Структурні поверхи фундаменту Українського щита, та їхні аналоги на інших щитах, виділено автором на підставі регіональних стратиграфічних підрозділів, для яких загально визначеними є уявлення про перерви в накопиченні та незгідні співвідношення. У якості структурних поверхів вони фігурують як стратометаморфічні формаційні комплекси. З формальної точки зору ранньодокембрійські структурні поверхи фундаменту повністю відповідають загальному, так би мовити хрестоматійному, визначенню: "структурный этаж – группа геологических формаций, отделенная от выше- и нижележащих образований поверхностями региональных несогласий и характеризующаяся определенным типом складчатой структуры и степенью метаморфизма" (Геол. словарь, 1973, т. II, с. 284). Але реально вони значно відрізняються від цього визначення, яке було зроблено на матеріалах вивчення неметаморфізованих комплексів структур неогеоу. Слід наголосити в першу чергу на таких відмінностях.

Перша відмінність полягає в тому, що, як уже зазначалося вище, між стратометаморфічними комплексами щитів і, відповідно, структурними поверхами, що їх складають, немає чітких контактів, які б можна інтерпретувати як незгідне залягання. На контактах або спостерігаються поступові переходи, або розривні порушення, або інтрузивні чи ультраметаморфічні утворення. У разі поступових переходів вони деякими дослідниками навіть відносяться до єдиного комплексу, або до згідно залягаючих стратиграфічних підрозділів. Але ці взаємовідношення, як буде показано нижче, слід вважати *структурно і метаморфічно узгодженими*, що виникли внаслідок спільного перетворення в ендегенних умовах. Тим не менше, об'єктивно контакти між поверхами проводять умовно в межах певної перехідної зони і в цьому відношенні завжди можуть бути заперечені. За цією, так би мовити, формальною ознакою вони відрізняються від структурних поверхів неогеоу, взаємовідносини яких зазвичай не викликають сумнівів.

Друга важлива особливість полягає в тому, що метаморфічні комплекси структурних поверхів значною мірою заміщені ізофаціальними плутоно-метаморфічними комплексами та прорвані інтрузивними утвореннями. Тому площі розповсюдження метаморфічних комплексів і структурних поверхів є фактично уявними, реставрованими територіями їхнього "догранітоїдного" розвитку на рівні сучасного денудатійного зрізу, умовно окресленими з урахуванням їхніх залишків (реліктів) серед ультраметаморфічних утворень та шляхом інтерполяції і на підставі ксенолітів в межах інтрузивних тіл. Тобто, об'єктивно кажучи, коли мова ведеться про структурні поверхи фундаменту Українського щита, то це скоріше уявлення про

структурні поверхи, ніж реально існуючі природні тіла. Але вони покликані відбивати уявлення про розширену об'ємну будову основних мегаблоків і щита у цілому.

Нарешті ранньодокембрійські структурні поверхи фундаменту різко відрізняються і за своїм історико-генетичним змістом. Відповідно до визначення, частина якого наведена вище, структурні поверхи, в їхньому загальному розумінні, вважаються такими, що утворилися протягом одного тектоно-магматичного циклу (Геол. словарь, 1973, с. 284). Справа в тому, що структурні поверхи неогео, на яких базується це визначення, як правило, дійсно сформовані протягом одного тектоно-магматичного циклу, що включає: 1) накопичення осадово-вулканічних товщ та формування ініціальних комагматичних інтрузій, 2) деформації та супутній метаморфізм, 3) синдеформаційний та фінальний магматизм. Тобто, склад та тектонічна будова структурних поверхів неогейських складчастих систем у головних рисах формуються до початку утворення наступного поверху.

На відміну від цього, щитові ранньодокембрійські структурні поверхи, за сучасними геологічними та ізотопно-геохронологічними даними, розрізняються лише початковими стадіями свого формування – накопиченням осадово-вулканічних товщ, або *закладенням структурних поверхів*. Ендогенний розвиток послідовно закладених поверхів – метаморфізм, ультраметаморфізм та супутні деформації в них – відбувався значною мірою одночасно, синхронно, але відрізнявся термодинамічними та реологічними умовами. Саме тому границі структурних поверхів мають умовний, структурно і метаморфічно узгоджений характер. У пограничних частинах комплекси різних структурних поверхів характеризуються поступовими переходами, у той час, як за межами цих перехідних зон на значних територіях поверхи чітко відрізняються складом комплексів, їх метаморфізмом, ультраметаморфізмом та деформаційною структурою, тобто всіма ознаками, властивими структурним поверхам. Через це для структурних поверхів мегаблоків щитів, на відміну від поверхів неогео, для яких звичайно застосовують терміни “фундамент” (нижній поверх) та “чохол” (верхній поверх), запропоновано використання термінів “*інфраструктура мегаблоку*”, замість нижній поверх, та “*супраструктура мегаблоку*”, замість верхній поверх (Кирилюк, 1986; Кирилюк, Смоголюк, 1993), що відображають їхній спільний розвиток в якості елементів мегаблоків, що й призвело до структурно-метаморфічного узгодження на контактах цих поверхів.

Саме тому, коли йдеться про вікове позначення структурних поверхів, їх варто показувати не за віком закінчення формування їхнього сучасного вигляду, як це прийнято до неогео, тому що всі вони закінчили свій розвиток приблизно одночасно наприкінці раннього протерозою – у *пізньому протогеї*, а як віковий діапазон, протягом якого відбувалося формування його сучасного (а не початкового!) речовинного складу і відповідних деформаційних структур. Наприклад, гранулітові структурні поверхи формувалися протягом раннього архею – раннього протерозою, амфіболіт-гранітові – протягом середнього-пізнього архею – раннього протерозою, зеленокам'яні – на протязі пізнього архею – раннього протерозою. Такі уявлення не є загальноприйнятими і зазвичай для цих комплексів усе ще застосовуються уявлення про їхнє послідовне формування протягом різновікових епох тектогенезу, відокремлених періодами складчастості (саамська або досвекофено-карельська, свекофено-карельська або карельська, готська та інші), як це зроблено, наприклад, на “Тектонічній карті Української РСР та Молдавської РСР масштабу 1:500 000” (1988). Відповідним комплексам та ділянкам їхнього поширення за гіпотетичним часом завершення складчастості надаються назви саамід, карелід, готід тощо. Але такі погляди на тектонічний розвиток щита знаходяться у прямому протиріччі з повсюдними, поширеними в усіх мегаблоках ранньопротерозойськими ізотопно-геохронологічними визначеннями ізотопного віку, які свідчать або про наступну “*тектоно-магматичну активізацію*”, або про інші форми гіпотетичного “омолодження”, але ніяк не про послідовну стабілізацію структурно-формаційних комплексів і відповідних поверхів. Тому авторами запропонований поділ поверхів не за часом їхньої стабілізації, а за часом їхнього закладання відповідно до віку стратометаморфічних товщ – *ранньогоогейського, пізньогоогейського та ранньопротогейського закладання*.

Структурні поверхи та структурно-формаційні комплекси, що їх складають, можуть бути визначені як *структурні елементи площового типу*, для яких у геологічному минулому передбачається поширення на всій, або більшій частині території мегаблоків, а деяких з них і на більшій частині щита. Контури поверхів та їхня внутрішня деформаційна будова ускладнюються розривними порушеннями різного рангу. Крім того, деякі розломи контролюють розповсюдження протогейських прирозломних метаморфізованих осадово-вулканічних та інтрузивних комплексів і відповідних структур, які на відміну від поверхів, можуть бути визначені як *локальні структурні*

**елементи** – геолого-формаційні комплекси і відповідні геологічні тіла, що ускладнюють, але не вуалюють поверхову будову.

Серед термінів і відповідних понять, що заслуговують на обговорення, у зв'язку із різним ставленням до них, слід зупинитися на “геоблоках” та “мегаблоках”. Ці назви поступово входили в обіг і тривалий час теж були фактично словами вільного використання. Але згодом, завдяки роботам Л. І. Красного (1967, 1972, 1984) та його послідовників, сформувався самостійний напрямок геотектоніки “Вчення про блокову (геоблокову) подільність літосфери” (Красный, 1993), який отримав остаточне визнання після відомого міждержавного в межах СНГ семінару “Геоблокова подільність літосфери та мінерагенія” у вересні 1992 р. в м. Ужгород. У рамках цього вчення назви “геоблок” та “мегаблок” одержали своє визначення та перейшли у категорію наукових термінів.

Це питання було спеціально розглянуте в окремій роботі (Кирилюк, 2004), тому тут автор наводить лише визначення цих структурних елементів. Л. І. Красний (1993) навів розгорнуте визначення **геоблоку**, як “крупной объемной региональной структуры, площадью от многих сотен квадратных километров до нескольких миллионов квадратных километров, обладающей характерными чертами литогенезиса, магматизма, метаморфизма и минерагении. От соседних геоблоков он отличается автономным развитием, что выражается также в глубинном строении, проявлении физико-химических и геодинамических процессов” (Красный, 1993, с. 6). У межах Східноєвропейської платформи за Л.І. Красним (1984) виокремлюється шість кратонних геоблоків, зокрема Дніпровський, до складу якого входить Український щит.

Для мегаблоків щитів, які можуть розглядатися як закономірні структурні елементи фундаменту кратонних геоблоків (Кирилюк, 1986, 2004; Кирилюк, Смоголюк, 1993) автори пропонують таке визначення: “**Мегаблоки щитів** – це об’ємні структурні елементи, що репрезентують собою геотектонічні області минулого, або їхні представницькі фрагменти, у фундаменті кратонних геоблоків, та відрізняються своєю геологічною будовою, мінерагенією та структурно-речовинною (геотектонічною) еволюцією, відокремлені в сучасній структурі зонами розломів і характеризуються автономним розвитком по відношенню до сусідніх мегаблоків на всіх, або принаймні деяких, етапах ранньодокембрійської історії регіону” (Кирилюк, 2004, с. 29). Воно узагальнює ті індивідуальні риси мегаблоків, які було закладено в основу їхнього виокремлення в якості регіональних геотектонічних елементів, внаслідок їхнього всебічного тривалого вивчення на різних щитах, у тому числі на Українському щиті.

Визначення та уточнення інших, друкорядних термінів, що застосовуються в даній роботі, буде наведено нижче у відповідних місцях тексту.

## 2. Тектонічна структура фундаменту

Цей розділ присвячений викладенню наявного фактичного матеріалу стосовно тектонічної будови фундаменту Українського щита в *обсязі, необхідному і достатньому для проведення геотектонічного аналізу фундаменту як цілісного структурного елементу*. Зміст самого аналізу та його результатів викладений у наступному розділі. Нагадаємо, що головними складовими, покладеними в основу геотектонічного аналізу і побудови тектонічної карти, є уявлення про існування мегаблоків, як геоструктурних елементів першого порядку, та про структурні поверхи мегаблоків і їхні речовинні складові – геологічні формації, геолого-формаційні та структурно-формаційні комплекси. Усі інші аспекти геологічної і тектонічної будови, що використовують при тектонічному аналізі, такі як характер деформацій, ступінь метаморфізму, характер ультраметаморфізму та інші, розглядають вже як одну з ознак, чи характеристик структурних поверхів або формаційних підрозділів, що їх складають.

### 2.1. Тектонічне районування та розчленування фундаменту

Питання районування фундаменту Українського щита розглядалося в численних працях і в різних аспектах. Майже від самого початку систематичного дослідження фундаменту в 30–40-х роках минулого сторіччя склалося два основних напрямки розчленування. Перший з них розроблявся з метою кореляції територіально розмежованих стратиграфічних утворень і може бути умовно названий як *стратиграфічний, або загальногеологічний*, а другий – власне *геотектонічний*. Особливості цих підходів та їхня еволюція розглянуті авторами в окремих працях (Кирилюк, 2000, 2004), що звільняє від необхідності їхнього висвітлення у цій роботі. У ній, зрозуміло, використовується геотектонічний – *геоблоковий* – підхід до районування фундаменту.

В основу блокового розчленування Українського щита, прийнятого в цій роботі і раніше використаного при міжрегіональних кореляціях та типізації мегаблоків (Кирилюк, 1986, 2004; Кирилюк, Смоголюк, 1993), покладена схема Г.І. Каляєва зі співавторами (Каляев и др., 1980), із деякими уточненнями обмежень і назв мегаблоків. Загальна система цього розчленування включає шість майже загально визнаних мегаблоків – Волинський, Подільський, Бузько-Росинський (замість Білоцерківсько-Одеського і Голованівського у схемі Г. І. Каляєва зі співавторами, 1980), Кіровоградський, Придніпровський та Приазовський мегаблоки, а також Волино-Поліський вулcano-плутонічний пояс. Проте для характеристики структури цих геотектонічних елементів використано не традиційні для попередніх праць уявлення про режими (етапи, цикли) їхнього формування, а структурно-формаційний опис, що, у кінцевому рахунку, і дає підставу для уточнення їхніх обмежень, геологічного змісту і геотектонічної природи та еволюції.

Розбіжність границь та конфігурації мегаблоків у різних схемах розчленування Українського щита обумовлена спробами авторів провести їх по конкретних лініях, у той час як границі, це достатньо широкі зони (від сотень метрів до перших кілометрів) – своєрідні пограничні тіла, і будь-яка лінія лише умовно характеризує її положення.

Останнім часом набуло значного поширення уявлення про наявність у фундаменті так званих “шовних зон”, що мають ширину у декілька десятків кілометрів і, нібито, рівноцінних за своїм геотектонічним значенням до мегаблоків (Дранник та ін., 2003). Вважаємо такі уявлення геологічно необґрунтованими, а відповідні ділянки, на погляд авторів, більш доцільно розглядати як крайові приграничні зони у складі окремих мегаблоків (Каляев и др., 1984; Кирилюк, 2004). Не зупиняючись на обговоренні цих поглядів відзначимо, що блокове розчленування Г. І. Каляєва зі співавторами (1980) залишається найбільш обґрунтованим і зручним для розгляду тектоніки Українського щита і його зіставлення в структурно-тектонічному аспекті з іншими щитами, на підставі чого авторами була проведена структурно-формаційна та геокінематична типізація мегаблоків щитів Північної Євразії (Кирилюк, 1986, 2004; Кирилюк, Смоголюк, 1993).

Така типізація мегаблоків стала можливою завдяки застосуванню для їхньої характеристики уявлень про поверхову будову, тобто про існування у якості складових елементів мегаблоків таких геолого-структурних одиниць – *геологічних тіл*, як структурні поверхи. До цього для характеристики мегаблоків, чи їхніх геолого-структурних попередників (районів, областей, зон), використовувалися або вікові (стратиграфічні, геохронологічні), або речовинні підрозділи.

Реальне використання уявлень про структурні поверхи у фундаменті Українського щита, як і інших щитів, у свою чергу стало можливим лише завдяки систематичним планомірним геолого-формаційним дослідженням на *морфопарагенетичній основі*, які довели, як буде показано нижче, з одного боку незворотний, спрямований, еволюційний характер геологічного, у тому числі тектонічного розвитку фундаменту щитів древніх платформ у ранньому докембрії, а з іншого – *неможливість кореляції всіх різновікових ранньодокембрійських стратигенних (первинних літогенних та вулканогенних) метаморфічних комплексів і формацій як між собою, так і з відповідними постранньодокембрійськими утвореннями геоструктур неогеоу*. Саме це і обумовлює необхідність неупередженого геотектонічного аналізу фундаменту щитів без запозичення для нього будь-яких відомих геотектонічних концепцій та їхніх складових, окрім загально визнаних уявлень про фундаментальні геологічні процеси, такі як літогенез, вулканізм, інтрузивний магматизм та метаморфізм.

Слід особливо підкреслити важливу роль саме геолого-формаційних досліджень на парагенетичній, точніше *морфопарагенетичній* (Кирилюк и др., 1979, 1990), а не на генетичній основі. Остання власне і є прихованим запозиченим геотектонічним підґрунтям у всіх попередніх дослідженнях і, як наслідок, призводила до актуалістичних, уніформістських уявлень про будову і еволюцію фундаменту щитів. Саме стратигенні метаморфічні формації дали можливість виділити геолого-формаційні комплекси, що складають основу структурних поверхів щитів та окремих мегаблоків, провести на цій основі зіставлення мегаблоків між собою в межах Українського щита та з подібними структурами інших щитів. Зауважимо, що приймаючи до уваги обмежений обсяг даної роботи, автори не дають тут навіть короткого опису формацій, а лише наводять їхні назви. Достатню характеристику геологічних формацій можна знайти у пояснювальній записці до “Карты геологических формаций докембрия Украинского щита» (1991), що використана як структурно-формаційна основа цієї роботи.

Можливість проведення геотектонічного аналізу на геолого-формаційній поверхово-блоковій основі саме Українського щита, а не будь-якого іншого, не є випадковою. Саме на Українському щиті був уперше практично запроваджений парагенетичний підхід М. С. Шатського

та М. П. Хераскова до геолого-формаційного розчленування нижнього докембрію (Лазько и др., 1968, 1970, 1975). На Українському щиті був також започаткований геоблоковий підхід до його структурного та геотектонічного розчленування (Каляев, 1970; Тектоніка ..., 1972; Каляев и др., 1980), який пізніше поширився і на інші щити.

Слід зауважити, що в літературі взагалі є лише поодинокі приклади цілеспрямованого і акцентованого використання геологічних формацій при регіональному тектонічному аналізі (Голубовский, 1983; Цейслер, 1977 та деякі інші), та все ще залишається актуальним висновок Н. С. Малича про те, що “до сих пор еще не создана тектоническая карта, которая бы в полной мере использовала возможности формационного анализа, т. е. не создана карта, на которой бы сочетались в полной мере вещественно-морфологический (структурные ярусы, характер их деформированности, ряды формаций и их генетические типы) и структурно-вещественный (виды формаций, стадии развития и т. п.) подходы” (Малич, 1990, стр. 97).

Перед тим, як перейти до характеристики поверхово-блокової структури Українського щита додамо, що мегаблоки і їхні структурні поверхи складають зручний "структурний каркас" для визначення з його допомогою структурної позиції і взаєморозташування більшості формаційних комплексів і окремих формацій, зокрема плутонічних, що традиційно розглядаються як “включення” (включення – *рос.*) у структурних поверхах (Косыгин, Кулындышев, 1980). Самостійну категорію структурно-формаційних комплексів презентують окремі крупні автономні плутонічні масиви. Метаморфічні та гранітно-метаморфічні формаційні комплекси, що складають структурні поверхи і підповерхи окремих мегаблоків, утворюють категорію *стратигенних (або стратиформних) структурно-формаційних комплексів*, які доцільно виділяти під власними найменуваннями (Кирилюк, 1986; Кирилюк, Смоголюк, 1993). Але у зв'язку з тим, що нижні високотемпературні поверхи окремих мегаблоків мають обмежене розповсюдження і комплекси, що їх складають, недостатньо вивчені, на карті вони об'єднані під загальною назвою із більш поширеними і вивченими комплексами сусідніх мегаблоків. Крім того зауважимо, що оскільки для характеристики геологічної будови Українського щита використовують переважно стратиграфічні та вікові підрозділи і формаційні одиниці ще не є загально визначеними, ми поруч з геологічними формаціями наводимо назви стратиграфічних одиниць та магматичних і ультраметаморфічних комплексів, головним чином у відповідності з діючою кореляційною схемою докембрію, але іноді, у разі незгоди з нею, з посиланнями на інші джерела.

Ще одне важливе, на наш погляд, зауваження полягає у наступному. Кожен з мегаблоків, що описуються нижче, за сучасними даними на різних підставах може бути поділений на ряд більш дрібних за розмірами структурних елементів, таких як блоки різного порядку, структурні, структурно-фаціальні зони та інші. Ці структурні елементи мають певне значення для повноти уявлень про структуру та, можливо, еволюцію окремих мегаблоків, але вони не можуть бути скорельовані між собою ні за умовами формування, ні за етапністю розвитку щита у цілому і тому не показані на карті, і не розглядаються в даній роботі.

Перераховування й описування мегаблоків і районів Українського щита традиційно проводиться в послідовності з північного заходу на південний схід. Нижче застосовується інший порядок їхньої характеристики, відповідно до геоісторичної послідовності типів мегаблоків, розробленої на основі зіставлення регіональних блокових структур різних щитів (Кирилюк, 1986; Кирилюк, Смоголюк, 1993), у порядку ускладнення їхньої будови. Виключення складає відносно просто побудований Приазовський блок, який має, однак, досить складну геотектонічну історію, і його доцільно розглянути в кінці, після характеристики усіх інших мегаблоків.

## **2.2. Тектонічна будова мегаблоків**

**2.2.1. Подільський гранулітовий мегаблок.** Уявлення про геологічну будову Подільського мегаблоку склалися протягом тривалого часу, від перших досліджень В. І. Лучицького 20–30-х років минулого сторіччя, що й досі не втратили свого значення, до останніх років. Протягом цього періоду різні аспекти геології і петрології території мегаблоку досліджували М. І. Безбородько, М. І. Іванишин, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко, І. С. Усенко, Д. П. Бобровник, В. П. Костюк, В. М. Венедиктов, О. І. Слензак, В. П. Кирилюк, Е. Б. Наливкіна, М. П. Щербак, І. Б. Щербаков, Г. М. Яценко та інші. Питання тектоніки мегаблоку розглядали Г. К. Кужелов, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко, Г. І. Каляев зі співавторами, В. Б. Сологуб, П. М. Верем'єв, О. Б. Гінтов, В. П. Кирилюк, В. А. Рябенко та деякі інші дослідники.

У будові приповерхневої частини Подільського мегаблоку бере участь одна гранітно-метаморфічна гранулітова асоціація, що складає його верхній структурний поверх, або

*супраструктуру*. Цю асоціацію доцільно виділити як *дністровсько-бузький структурно-формаційний комплекс*, використовуючи для цього назву стратиграфічної серії, що входить до його складу. Переважним поширенням у складі поверху користуються породи, що традиційно включаються в групу гранітоїдних. Домінуючими серед них є так звані чудново-бердичевські гранітоїди та утворення чарнокіт-ендербітової асоціації. Метаморфічні породи складають підпорядковану за обсягом реліктову групу серед гранітоїдів, що їх заміщують. Проте успадкований характер гранітоїдів, сформованих по конкретних суперкрустальних формаціях (Кирилюк, 1982а,б; Лазько и др., 1975), дозволяє відновити тут вихідну послідовність метаморфічних товщ, що об'єднуються у ранньоархейську дністровсько-бузьку серію. Ізотопний вік серії за сучасними даними складає понад 3 600 млн р. (Бибикова, 2004). У її складі виділяють (Кирилюк, 1982, 1986): а) березнинську світу, що представлена кінцигітовою формацією (реставрована потужність понад 3 000 м); б) тиврівську світу, складену ендербіто-гнейсовою формацією (біля 3 000 м); в) чернівецьку світу, що складається нижньою частиною лейкогранулітової формації. Усі світи знаходяться в згідному заляганні і складають єдиний стратиграфічний комплекс або серію.

Подільський мегаблок за узагальненим складом верхньої кори належить до сіалічного типу. Це визначається не тільки переважним поширенням у його межах кінцигіт-гранітової, але і домінуванням у складі ендербіто-гнейсової асоціації вихідних вулканічних порід андезитодацитового складу, успадкованого метаморфічними породами та ендербітоїдами. Стратиграфічно найбільш древні утворення гранулітового комплексу Подільського мегаблоку представлені кінцигітовою формацією. Уявлення про наявність тут більш древніх блоків фемічного типу (Крутиховская и др., 1982), або грануліто-базитового фундаменту (Геология..., 1984) існуючими даними не підтверджуються. Це не виключає того, що в геологічному розрізі під кінцигітовою формацією можуть бути розташовані базитові утворення. Більш древня з відомих у складі гранулітових комплексів базито-гранулітова формація встановлена в ряді місць Східноєвропейської платформи нижче від кінцигітової формації. Проте ендербіто-гнейсова формація, що розповсюджена у межах Подільського мегаблоку, та ще часто розглядається як найдавніша, не є такою. Вона розташована в геологічному розрізі вище кінцигіт-гранітової асоціації (Кирилюк, 1982а, 1986; Лазько и др., 1975). Ендербіто-гнейсова формація разом з ендербітоїдами, що її заміщують, виповнює ядра ряду синформ, що чітко відбиваються позитивними аномаліями на карті магнітного поля мегаблоку (Єнтін та ін. 2002).

За РТ-параметрами петрогенезису дністровсько-бузький структурно-формаційний комплекс належать до гранулітової фації помірного тиску. Вік найдревнішого метаморфізму складає біля 3 400–3 600 млн р. На території поширення структурного поверху за ізотопно-геохронологічними даними виділяють декілька петрографічно подібних вікових гранітоїдних комплексів – гайворонський (3 400 млн р.), літинський (2 600 млн. років), бердичівський (2 000 млн р.), що пов'язуються звичайно з різновіковими дискретними процесами ендегенної активності. На думку автора, ці дані скоріше свідчать про тривале існування умов гранулітової фації протягом формування структурного поверху від часу його закладання у ранньому еогеї (понад 3 600 млн р.) до часу кратонізації фундаменту у пізньому протогеї (біля 2 000–1 900 млн р.).

Обмеження Подільського мегаблоку проводять всіма дослідниками майже однаково: на сході по Звездаль-Заліському розлому, а на південному сході – по Немирівському розлому, на заході і південному заході – по контуру поширення порід платформного чохла в межах відслоненої частини Українського щита. Його північна границя з Волинським мегаблоком визначається по різному. Найбільш часто в межі Подільського мегаблоку включають трикутну площу, що розташована в басейні рік Тетерева і Гнилопяти та обмежена перетинаннями Тетерівського, Центрального та Андрушівського розломів (Каляев и др., 1980). Вона складена діафоритами кінцигітової формації та гранітоїдами, що їх заміщують, і поширення яких на півдні обмежується Андрушівським розломом. Саме по цьому розлому, мабуть, найбільш доцільно проводити границю мегаблоків. У крайових частинах мегаблоку та у зонах розломів іноді теж спостерігається прояв високотемпературного діафорезу амфіболітової фації, але він не має значного поширення.

Характер внутрішньої складчастої структури Подільського мегаблоку на підставі взаєморозташування площ поширення суперкрустальних та плутоно-метаморфічних формацій, що їх заміщують, визначається як брахіформний з положистим зануренням дзеркала складчастості на південь-південний-схід. У зв'язку з цим напрашується висновок про дисгармонію між характером

крупних форм та дрібною круто нахиленою типово глибинною (за В. В. Белоусовим) складчастістю, що спостерігається у відслоненнях. Плутоно-метаморфічні формації в межах Подільського мегаблоку мають чітко виражену брилову конституцію.

Подільський мегаблок має складну постскладчасту структуру, обумовлену численними внутрішньомегаблоковими розломами різного напрямку (“Карта разломно-блокової ...”, 1984). Найбільшими з них є Хмельницький, Хмільницький (Верхньобузький), Летичівський та деякі інші.

**2.2.2. Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий мегаблок.** Межі мегаблоку визначаються на сході Первомайсько-Трактемирівським розломом, на заході - Брусилівським, Звездаль-Заліським і Немирівським розломами, північна і південна границі збігаються з обмеженнями Українського щита. Часто мегаблок відомий як Білоцерківсько-Одеський. Ця назва успадкована від раніше запропонованого Г. І. Каляєвим (1970) найменування “Білоцерківсько-Одеське геосинклінальне відгалуження”, яким позначалася гіпотетична складчаста система, що простежується за геофізичним даними під платформним чохлам на південь у напрямку до м. Одеси. У зв’язку з істотною зміною меж мегаблоку, здається більш вдалою запропонована І. Б. Щербаковим назва Бузько-Росинський мегаблок (Метаморфизм ..., 1982).

Вивченням території Бузько-Росинського мегаблоку протягом тривалого часу займалися В. І. Луцицький, М. І. Безбородько, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко, І. С. Усенко, Г. Г. Виноградов, А. Я. Древін, О. І. Слензак, В. М. Смирний, О. І. Стригін, В. М. Венедиктов, В. Б. Коваль, М. П. Щербак, І. Б. Щербаков, Е. О. Ярошук, М. О. Ярошук та багато інших дослідників. Але головна роль у формуванні цілісних геологічних уявлень щодо цієї території та прилеглої з заходу території Подільського мегаблоку належить геологам-зйомщикам Правобережної геологічної експедиції та колективу науковців Львівського університету, які спільно працювали тут понад 20 років, починаючи від середини 60-х років минулого сторіччя. Серед них слід відзначити роботи Г. С. Безверхнього, В. М. Бондаренка, І. І. Бондаря, Г. Г. Гребневої, Л. І. Забіяки, В. В. Зюльцле, В. С. Костюченко, Н. Ю. Ліпкіної-Кучинської, А. М. Лисака, Е. В. Мельничука, А. О. Сіворонова, В. Г. Пашенко, М. М. Янгічера, Г. М. Яценко та деяких інших.

У позначених вище межах Бузько-Росинського мегаблоку в його будові беруть участь три гранітно-метаморфічних комплекси (Кирилюк, 1986а) – *побузький гранулітовий, собітовий грануліт-діафорит-гранітовий та тікицький амфіболіт-гранітовий*, що користуються приблизно рівним площовим поширенням і займають різну структурну позицію. Два крайні з комплексів - гранулітовий та амфіболіт-гранітовий визначають приналежність мегаблоку до грануліт-амфіболітового типу. Вони ж, точніше стратиграфічні складові цих комплексів, складають основу уявлень про поверхову будову земної кори мегаблоку. Відповідно до нинішнього часу вже практично узвичаєних уявлень (Щербаков, 2000), гранулітовий комплекс, як найдревніший стратиграфічний підрозділ та гранітоїди, що його заміщують, складає нижню частину земної кори мегаблоку, а тікицький комплекс (Лазько и др., 1975), або росинсько-тікицька серія (Геологическая карта ..., 1989), разом із супутніми гранітоїдами – його верхню частину.

Дискусійним є питання про обсяг гранулітового комплексу нижнього структурного поверху. Відповідно до одних уявлень, він включає тільки дністровсько-бузьку серію (Геологическая карта ..., 1989), тоді як бузька серія, теж метаморфізована в умовах гранулітової фації, складає уже верхній структурний поверх південної частини Бузько-Росинського мегаблоку. Згідно з іншими уявленнями (Кирилюк, 1982а,б; Лазько и др., 1988), що знаходять усе більшу підтримку (Галецкий и др., 1991; Нечаєв, 1998 и др.), весь побузький гранулітовий комплекс, включаючи дністровсько-бузьку і бузьку серії, входить до складу нижнього структурного поверху (інфраструктури) мегаблоку, що у такому обсязі був сформований до виникнення росинсько-тікицької серії. Остання складає основу супраструктури мегаблоку. Ряд структурно-петрологічних даних свідчить про імовірне початкове поширення амфіболітової супраструктури на всій площі мегаблоку, включаючи Середнє Побужжя і Придністров’я.

*Нижній структурний поверх (інфраструктура).* Нижній структурний поверх поширений у його південній та південно-західній частинах, на території Бузько-Дністровського межиріччя та в басейні середньої течії р. Південний Буг. Основу нижнього структурного поверху складає стратометаморфічні гранулітові утворення, що належать дністровсько-бузькій та бузькій серіям. *Дністровсько-бузька серія* в межах мегаблоку представлена *ендербіто-гнейсовою та лейкогранулітовою суперкрупними формаціями*, яким відповідають олександрівська (більше 3 000 м) та зеленолевадівська (близько 4 000 м) світи (Кирилюк, 1982; Лазько и др., 1975), що в

офіційній стратиграфічній схемі фігурують як тиврівська та зеленолевадівська світи. У складі так званої *бузької серії* виділено *високоглиноземисто-кварцитову, мармур-кальцифірову, кондалітову та ритмічношарувату глиноземисто-базитову (евлізитову) суперкрукстальні формації* і відповідні світи – кошаро-олександрівська (до 1 500 м), завалівську (700–1 500 м), хащуватську (300–400 м) та сальківську (2 500 м) (Кирилюк, 1982, 1986). За офіційною стратиграфічною схемою у складі бузької серії виділяють лише дві світи – кошаро-олександрівську та хащувато-завалівську.

*Бузька серія* починається *високоглиноземисто-кварцитовою формацією*. Кошаро-олександрівська світа, що відповідає цій формації, як і вся серія, вважається такою, що з великою стратиграфічною перервою незгідно залягає на утвореннях дністровсько-бузької серії. Такі уявлення базуються на даних ізотопно-геохронологічних досліджень, згідно з якими дністровсько-бузька серія належить до палеоархею віком понад 3 600 млн. років, а бузька серія до неоархею (2 800–2 600 млн р.). Між тим, усі відомі прямі геологічні спостереження і опосередковані дані свідчать про безперервне згідне залягання високоглиноземисто-кварцитової формації на лейкогранулітовій формації в цілісному гранулітовому розрізі (Кирилюк, 1982а). Усі суперкрукстальні формації, що залягають вище високоглиноземисто-кварцитової формації, поширені лише на Гайворон-Завалівській ділянці Середнього Побужжя. Це *мармур-кальцифірова формація, кондалітова та ритмічно-шарувата глиноземисто-базитова(евлізитова) формації*.

Таким чином, за найбільш обґрунтованими, на думку автора, уявленнями, бузька серія разом з дністровсько-бузькою утворює єдиний безперервний розріз у складі побузького гранулітового комплексу. Вік його не молодший за 3 650 млн років (Бибилова, 2004). Саме такі визначення отримані із гіперстенових плагіогнейсів кар'єрів (Одеський та Козачий Яр) на лівому березі р. Піденний Буг, що належать до самої верхньої, глиноземисто-базитової формації побузького комплексу. Усі більш молоді визначення ізотопного віку по зональних цирконах, що сягають іноді 2 000 млн років, як з метаморфічних утворень, так і з супутніх ультраметаморфічних гранітоїдів, свідчать про наступні ендегенні структурно-речовинні перетворення, що тривалий час відбувались в умовах гранулітової фації.

У межах нижнього структурного поверху інтенсивно проявлені процеси ультраметаморфізму, наслідки якого чітко спостерігаються у двох нижніх формаціях, що мають усереднений склад, близький до гранітоїдного. Як і в Подільському мегаблоці, ендербіто-гнейсова суперкрукстальна формація ізоморфно заміщується *ендербітовою плутоно-метаморфічною формацією*, а лейкогранулітова – *гнейсо-аляскітовою формацією*. Відмінність цих формацій від подібних за складом плутоно-метаморфічних формацій Подільського мегаблоку полягає у тому, що вони мають не брилову, а пластово-лінзову внутрішню будову.

Уся ця асоціація суперкрукстальних формацій дністровсько-бузької і бузької серій разом із плутоно-метаморфічними формаціями утворює *побузький гранулітовий СФК*, що є складовою частиною нижнього структурного поверху Бузько-Росинського мегаблоку. Його суперкрукстальна складова є безпосереднім просторовим і стратиграфічним продовженням гранулітового комплексу Подільського мегаблоку, але супутні ознаки цих комплексів суттєво відрізняються. Це не тільки відмінність конституції плутоно-метаморфічних формацій, але і особливості метаморфізму, і загальний характер деформацій комплексу.

Щодо метаморфізму, який теж загалом належить гранулітовій фації, то він відрізняється багатоетапністю і ознаками повторного гранулітового метаморфізму високого тиску на всій площі поширення побузького СФК. Водночас деформаційний малюнок у різних частинах поширення нижнього структурного поверху Бузько-Росинського мегаблоку помітно розрізняється. У західній частині нижнього структурного поверху, між Немирівським та Тальнівським розломами, на підставі розподілу площ поширення ендербітової та лейкогрануліт-аляскітової асоціацій, з уточненнями їхніх границь за геофізичними даними, виявляється складний амебодіний малюнок з невтриманим простяганням контактів. У східній, Голованіській частині деформаційна структура має витримане північно-західне простягання і майже лінійний характер. Ця частина мегаблоку вже давно детально структурно розчленована (Древин, 1965, 1967) і являє собою систему сполучених антиклінальних і синклінальних складок, нахилених на південний схід, крила яких часто ускладнені повздовжніми розломами. Більшість складок отримала власні назви (Кумаровська, Тарноватська, Чаусівська та інші синкліналі, Бродська, Велико-Мечетнинська, Олександрівська та інші антикліналі). Ядра антикліналей складені ендербіто-гнейсовою асоціацією, ядра синкліналей – лейкогрануліт-аляскітовою асоціацією. В ядрах окремих синклінальних структур спостерігається високоглиноземисто-кварцитова формація.

Власне побузький гранулітовий СФК складає нижню частину інфраструктури мегаблоку. Його верхня частина складена *собітовим грануліт-діафторит-гранітовим* структурно-формаційним комплексом (Кирилюк, 1986а). Він поширений у середній частині мегаблоку (басейни річок Соб, Удич і прилеглої частини долини р. Південний Буг), а також північніше, на території верхньої течії річок Рось, Роставиця та Унава. Комплекс розташований на площі і, мабуть у розрізі земної кори мегаблоку, між побузьким і тикицьким структурно-формаційним комплексами. У складі метаморфічної частини комплексу встановлюються діафторовані в умовах амфіболітової фації гранулітові породи, що належать до *діафторованої кінцигітової (діафторит-кінцигітова) формації*, *діафторованої ендербіто-гнейсової (діафторитова гнейсово-кристалосланцево-амфіболітова)* та можливо частково *діафторованої лейкогранулітової (діафторит-лейкогранулітова) формації*. Вони знаходяться у вигляді невеликих залишків серед домінуючих плутоно-метаморфічних формацій, що їх заміщують. Останні представлені *діафторит-кінцигіт-гранітовою (гнейсо-гранодіоритовою)*, *діафторит-тоналіт-діоритовою*, *діафторит-діорит-гранітовою та мігматит-гранітовою формаціями*. Плутоно-метаморфічні формації мають брилову структуру. У зв'язку із подібною внутрішньою будовою домінуючих формацій та обмеженою відслоненістю території, її структура за геологічними даними не розшифровується, а за розподілом видовжених локальних магнітних аномалій визначається як нелінійна, імовірно, брахіформна, але конкретні структури надійно не визначаються.

*Верхній структурний поверх (супраструктура)*. Верхній структурний поверх складений *тикицьким амфіболіт-гранітовим структурно-формаційним комплексом*. Його основу складає росинсько-тикицька серія, представлена *гнейсово-кристалосланцево-амфіболітовою суперкрystalальною формацією*, добре відомою на усіх щитах, часто під назвою “сірих гнейсів”, або тоналіт-гронд’ємітових гнейсів (ТТГ). За своїми петрохімічними особливостями основні члени формації відповідають магматичним породам діапазону від ріоліто-дацитів до базальтів, що дає підставу для більшості дослідників припускати вулканогенну природу формації.

За своїми типоморфними мінеральними асоціаціями метаморфізм формації відповідає високотемпературній субфації амфіболітової фації. За цих умов, як зазвичай, широко проявлений ультраметаморфізм, внаслідок чого більша частина формації заміщена плутоно-метаморфічними формаціями, в яких стратометаморфічні утворення складають різні за розмірами залишки (включення) розміром від десятків сантиметрів до декількох кілометрів серед домінуючих гранітоїдів. Плутоно-метаморфічні формації є головною складовою верхнього структурного поверху, але їхній автохтонний або параавтохтонний характер дає можливість приблизно оцінити загальну потужність структурного поверху близько 5 000 м.

Різниця окремих виходів суперкрystalальної складової поверху полягає у домінуванні в деяких з них порід кристалосланцево-амфіболітового складу, а в інших – гнейсово-кристалосланцевого складу. Ці асоціації складають дві парагенетичні групи гнейсово-кристалосланцево-амфіболітової формації, з яких перша заміщується *кристалосланцево-діоритовою плутоно-метаморфічною формацією*, а обидві стратометаморфічні групи, разом із кристалосланцево-діоритовою формацією заміщуються *мігматит-плагіограніт-гранітовою формацією*.

Максимальні ізотопно-геохронологічні визначення віку порід гнейсово-кристалосланцево-амфіболітової формації (росинсько-тикицької серії) складають 2 700–2 800 млн років, що дає підставу деяким дослідникам відносити серію до неoarхею і вважати її молодшою за зеленокам’яний комплекс Придніпровського мегаблоку. На думку автора, вік гнейсово-амфіболітового комплексу значно більш древній, як мінімум мезо-, або навіть палеoarхейський, але молодший за вік грануліто-гнейсового комплексу. А всі більш молоді визначення ізотопного віку свідчать про тривалий процес ультраметаморфізму і супутніх структурно-речовинних перетворень, що закінчилися стабілізацією мігматит-плагіограніт-гранітової та мігматит-гранітової формацій біля 2 000 млн років (Безвинний та ін., 2003).

Площа поширення тикицького амфіболіт-гранітового комплексу, або супраструктури Бузько-Росинського мегаблоку, характеризується загальним субмеридіональним простяганням, з відхиленнями на 10–20° до північно-західного та північно-східного. В окремих крупних відслоненнях метаморфічних порід, серед яких завжди знаходяться в більшій або меншій кількості гранітоїди, що нерідко взагалі домінують, спостерігається складна деформованість породних асоціацій з ознаками пластичної течії, що повністю підпадає під визначення “глибинної складчастості” В. В. Білоусова. На цьому фоні при проведенні геологзойомочних та картоскладальних робіт, з урахуванням домінуючих елементів залягання, значною мірою умовно

визначаються антиклінальні (антиформні) та синклінальні (синформні) структури. Імовірною додатковою ознакою найбільш крупних синформ на карті є площі поширення кристалосланцево-діоритової плутоно-метаморфічної формації, у той час, як в ядрах антиформ переважає мігматит-плагіограніт-гранітова формація.

Безпосередні співвідношення інфра- та супраструктури в межах мегаблоку не встановлюються. Це викликано передусім тим, що власне метаморфічні комплекси, які складають основу структурних поверхів, мають фрагментарне розповсюдження серед домінуючих у приконтатовій зоні гранітоїдів. Реальні співвідношення на денній поверхні виглядають як поступовий перехід між асоціацією ізофаціальних метаморфічних і плутонічних порід гранулітової та амфіболітової фацій, що фіксується як пониженням температурного режиму гранулітової фації від піроксен-гранулітової субфації до роговообманково-гранулітової субфації в напрямку перехідної зони, так і амфіболітовим діафторезом гранулітових метаморфітів. У цій же перехідній зоні існують повздовжні розломи, у зв'язку з чим контакт комплексів, що складають різні поверхи, іноді вважається тектонічним. На півночі Голованівської зони, біля Тальнівської зони розломів, І. Б. Щербаков (1975) описав так звану кумінгтонітову зону, перехідну, на його думку, між областями поширення типових гранулітової та амфіболітової фацій.

У зв'язку з цим, висновки про можливість виділення та співвідношення структурних поверхів є результатом узагальнення різних аспектів геологічної будови. Зокрема, це уявлення про більш молодий стратиграфічний вік росинсько-тікицької серії по відношенню до побузького грануліто-гнейсового комплексу, з чим з позицій поверхової будови узгоджується менший ступінь метаморфізму супраструктури, діафторез-гранулітового комплексу інфраструктури, неузгодженість структурного плану інфраструктури та супраструктури і січне положення останньої стосовно структур як Подільського мегаблоку, так і південної частини Бузько-Росинського мегаблоку (Кирилюк, 1982а).

У цілому, загальна структура верхньої кори Бузько-Росинського мегаблоку виглядає наступним чином. У центральній та північній частині мегаблоку поширений верхній структурний поверх, складений тікицьким структурно-формаційним комплексом – амфіболіто-гнейсовим стратометаморфічним комплексом та плутоно-метаморфічними формаціями, що його заміщують. Побузький гранулітовий гранітно-метаморфічний структурно-формаційний комплекс нижнього структурного поверху поширений у південній та південно-західній частинах мегаблоку. Контакт між поверхами вздовж північно-східної ланки Тальнівського розлому – тектонічний, імовірно, зі значною вертикальною амплітудою. На лівобережжі р. Південний Буг, вище за течією від м. Гайворон, між гранулітовим комплексом інфраструктури та амфіболіт-гранітовим комплексом супраструктури розташований собітовий грануліт-діафторит-гранітовий комплекс. Він, імовірно, займає таку "проміжну" позицію і у розрізі земної кори мегаблоку, складаючи верхню частину інфраструктури. Його границя у розрізі з гранулітовою частиною нижнього поверху, імовірно, фіксується горизонтом  $K_2$  (Соллогуб, 1984), який, імовірно, розділяє асоціації амфіболітової та гранулітової мінеральних фацій (Щербаков, 1975).

У південній і південно-східній частинах мегаблоку цей "діафторитовий" рівень відсутній і швидше за все знищений денудацією, як і його амфіболіт-гранітова покривка у вигляді тікицького комплексу. Це припущення ґрунтується на тому, що особливості структури і метаморфізму побузького комплексу в Бузько-Росинському мегаблочі такі, як більш напружена складчастість, аж до лінійної, пластово-лінзовий тип конституції плутоно-метаморфічних формацій, а також метаморфізм підвищеного тиску, можна задовільно пояснити лише формуванням його під достатньо потужною супраструктурою. Остання у відслоненій частині фундаменту щита збереглася тільки в північній частині мегаблоку, хоч на його зануреному південному продовженні теж відома амфіболіт-гранітова породна асоціація, що нагадує тікицький комплекс, однак не виключено, що це можуть бути і аналоги собітового комплексу. Утворення супраструктури в південному і південно-західному напрямку на поверхні фундаменту поступаються місцем собітовому і далі побузькому комплексам. Таке розташування комплексів свідчить про загальний нахил мегаблоку у північно-східному напрямку, що вже відзначалося раніше І.Б. Щербаковим (1975; *Метаморфізм ...*, 1982), який вперше висловив уявлення про горизонтально-шарувату модель розподілу метаморфічних фацій Українського щита.

Швидше за все, саме на межі інфра- та супраструктури, в області зчленування собітового і тікицького комплексів, розташовується *мігматит-гранітова формація*, найбільш представницький вихід якої – Уманський масив – має імовірно такий же характер залягання із загальним положистим нахилом у північно-східному напрямку на межі між гранулітовою

інфраструктурою та амфіболіт-гранітовою супраструктурою. Ця ж формація розповсюджена північніше, у басейні середньої течії р. Рось, де площа її поширення відома під не дуже вдалою назвою “Богуславський масив”, оскільки як такого цілісного масиву насправді немає, а спостерігається домінування виходів мігматит-гранітової формації поруч із іншими формаціями у складі плутоно-метаморфічної асоціації. У структурному відношенні ця територія, скоріше за все, являє собою положисте підняття інфраструктури з її наближенням до поверхні фундаменту, але без виходу на його поверхню.

Як і в усіх інших мегаблоках Українського щита складчаста структура поверхів ускладнена численними розривними порушеннями. Серед них мабуть найбільшою є Тальнівська зона розлому або Тальнівський розлом, що відділяє Голованівську частину від іншої території мегаблоку. Цю частину мегаблоку деякі дослідники вважають самостійною Голованівською шовною зоною (Дранник та ін., 2003), або навіть структурою, рівноцінною мегаблокам (Єнтін, Шимків, 2004). Серед інших розломів варто назвати Дашівський розлом, що відокремлює північну територію розвитку верхнього структурного поверху від його південної гранулітової частини, та розташовані на південний захід від нього субпаралельні до нього Верхньобузький та Ободівський розломи. У північній частині мегаблоку найбільш помітними є продовження Немирівського розлому та Володарський розлом, що обидва мають північно-східне простягання, а також фрагмент трансмегаблокового Центрального розлому північно-західного простягання. У Голованівській частині домінуючими теж є розломи північно-західного простягання (Врадівський, Гвоздавський, Ємилівський), згідні із загальним простяганням поширених тут складчастих структур.

**2.2.3. Придніпровський гранітно-зеленокам'яний (амфіболіт-зеленокам'яний) мегаблок.** Цей мегаблок належить до числа добре відомих на більшості щитів гранітно-зеленокам'яних областей (Бобров та інш., 2002), або до гранітно-зеленокам'яного (амфіболіт-зеленокам'яного) типу мегаблоків (Кирилюк, 1986, 1986а). Особливості його будови і складу визначаються переважним розвитком двох стратиграфічних комплексів – аульського і середньопридніпровського (Лазько и др., 1986). З урахуванням структурної позиції цих комплексів, що належать відповідно до нижнього та верхнього структурних поверхів, або *інфраструктури і супраструктури* мегаблоку (Кирилюк, Смоголюк, 1993)\*, вони набувають значення *аульського амфіболіт-гранітового та середньопридніпровського зеленокам'яного структурно-формаційних комплексів*. Нижній поверх включає аульську серію і супутні плутоно-метаморфічні формації, верхній поверх складений в основному метавулканогенною конксько-верхівцевською серією, а також метавулканогенно-терригенно-хемогенними залізисто-крем'янистими утвореннями *криворізько-білозерського комплексу* (Лазько и др., 1986; Сиворонов и др., 1990). Виходи інфраструктури займають простір між ними, створюючи куполоподібні або валоподібні підняття. Сполучення зеленокам'яних структур і виступів інфраструктури утворюють характерний для гранітно-зеленокам'яних областей структурний парагенез (Федоровський, 1984).

Територія Придніпровського мегаблоку має тривалу історію вивчення та зміни уявлень про його стратиграфію, структуру і тектонічний розвиток. Від самого початку систематичного дослідження Українського щита в 30-х роках минулого сторіччя він мав певною мірою визначальне значення для усього регіону. Значний внесок у геологічне вивчення цього структурного елементу був зроблений багатьма дослідниками, зокрема такими як В. І. Лучицький, М. П. Семененко, І. М. Бордунов, Я. М. Белевцев, М. М. Доброхотов, Ю. Ір. Половинкіна, В. М. Гладкий, А. М. Козловська, Г. І. Каляєв, Б. З. Берзенін, М. П. Щербак, О. Б. Бобров, А. М. Лисак, Є. Б. Наливкіна, В. І. Орса, А. О. Сиворонов, О. М. Струєва та багато інших. Але сучасні відомості про його будову склалися протягом останніх 30 років і полягають, крім зазначених вище основних рис у наступному.

*Нижній структурний поверх (інфраструктура) мегаблоку.* Основу нижнього структурного поверху, що виходить на поверхню фундаменту, складає аульська серія (палеоархей), представлена амфіболіто-гнейсовим суперкрустальними комплексом. В його складі А. М. Лисаком та А. О. Сивороновим (1976, 1978) виділена єдина *гнейсово-амфіболітова формація*, яка пізніше була, на наш погляд штучно, поділена на дві самостійні формації – кристалосланцево-гнейсову (нижню) та кристалосланцево-амфіболітову (верхню) (Лазько и др., 1986; Карта ..., 1991). У складі цієї формації автори (Лысак, Сиворонов, 1978) розрізняли три

---

\*Терміни “інфраструктура” та “супраструктура” застосовували для описування Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області В. Д. Колій та А. О. Сиворонов (1989), але при цьому за ними зберігався зміст “фундаменту” та “чохла”.

ритмічно побудовані товщі (субформації): нижню – гнейсово-кристалосланцеву, середню – кристалосланцево-амфіболітову, верхню – амфіболітову. У них чітко впорядковано перешаровуються біотитові та біотит-роговообманкові гнейси, кристалічні сланці і амфіболіти, з поступовим зменшенням знизу догори за розрізом гнейсів і збільшенням амфіболітів. Загальна потужність формації складає понад 4 500 м. А. М. Лисак та А. О. Сиворонов (1978) вважали формацію первинно осадовою. Більшість дослідників дотримується думки про походження цієї формації за рахунок вулканічної асоціації в діапазоні від ріоліто-дацитів до базальтів. Якщо припускати вулканічну природу формації, то слід наголосити, що вона характеризується чіткою антидромною будовою, або послідовністю зміни петрохімічних типів порід у розрізі

Метаморфізм аульської серії, або гнейсово-амфіболітової формації, відповідає типовій високотемпературній субфації амфіболітової фації, що повсюдно супроводжується ультраметаморфічними явищами.

До складу аульської серії інфраструктури Придніпровського мегаблоку часто включають як нижню складову частину, так звану *славгородську товщу*. Вона близька за своїм узагальненим породним складом до аульської серії, але характеризується наявністю в гнейсах та кристалічних сланцях піроксенів, зокрема гіперстену, характерного для гранулітової фації. Найбільш крупний вихід славгородської товщі на денну поверхню відомий на північному сході мегаблоку, в районі так званих Синельниківських магнітних аномалій. Нині виходи метаморфічних порід з ознаками приналежності до гранулітової фації метаморфізму відомі і в ряді інших місць. Співвідношення славгородської товщі з власне аульською серією не вивчені у зв'язку з обмеженим поширенням товщі і повною закритістю їхніх контактів. Але дослідники, які вивчали подібні утворення в інших, більш сприятливих для цього регіонах, зокрема в західній частині Українського щита, схиляються до думки про те, що славгородська товща заслуговує на її виокремлення у якості самостійного доаульського підрозділу (Лазько и др., 1986; Колий, Сиворонов, 1989), за систематикою авторів – *славгородського діафторит-гранулітового стратометаморфічного комплексу*, аналогічного собітовому в Бузько-Росинському мегаблоці. За петрографічними особливостями у його складі, імовірно, домінує *діафторована ендербіто-гнейсова формація* і, можливо, частково *діафторит-лейкогранулітова формація*.

Таким чином, у будові інфраструктури Придніпровського мегаблоку передбачається наявність двох стратометаморфічних комплексів – нижнього *славгородського грануліт-діафторитового (ранній еогей)* та верхнього *амфіболіто-гнейсового (пізній еогей)\**. Обидва вони знаходяться у вигляді реліктів серед домінуючих гранітоїдних утворень, що входять до складу плутоно-метаморфічних та плутонічних формацій. У зв'язку з обмеженістю даних, формаційна приналежність гранітоїдів славгородського комплексу, серед яких відомі плагіограніти, діорити, породи, подібні до видозмінених ендербітів, залишається невизначеною. У складі аульського комплексу домінує *мігматит-граніт-плагіогранітова плутоно-метаморфічна формація*, поширена на всій площі і по всьому розрізу, а також пов'язана з верхньою частиною розрізу *гнейсо-діорит-плагіогранітова плутоно-метаморфічна формація*. Остання характеризується обмеженим поширенням і разом із суперкрусальною частиною комплексу заміщується мігматит-граніт-плагіогранітовою формацією. Гранітоїди обох формацій у хроностратиграфічних схемах розчленування докембрію щита об'єднуються у складі дніпропетровського комплексу, надійний ізотопний вік яких досі невизначений.

Тектонічна структура славгородської частини інфраструктури достеменно невідома. У межах території поширення аульського комплексу встановлюється більш ранній структурний план, що визначається наявністю субширотних складок, які досить часто внаслідок ундуляції шарнірів розпадаються на ряд невеликих брахіальних структур (Лысак, Сиворонов, 1979). Поряд з тим спостерігається певне узгодження директивних елементів з контактами зеленокам'яних структур, що надає виступам інфраструктури вигляд склепінь та валів (Каляев и др., 1984). Більш дрібна деформованість, що спостерігається на площах поширення гранітоїдів та мігматитів, характеризується різноманітними розмірами складок, невитриманого простягання і нахилу і має всі ознаки “глибинної складчастості”, сформованої за умов пластичної течії речовини.

Інфраструктура мегаблоку вміщує також різновікові плутонічні масиви. Значну їх частину складають тіла *плагіогранітової формації* (саксаганський комплекс), що вважається пов'язаною із

---

\* І. Б. Щербаков (2000) вважає всю аульську серію діафторованих порід гранулітовим комплексом, припускаючи таким чином апогранулітовий генезис усього дозеленокам'яного фундаменту Середньопридніпровського району.

пізньоеогейським (дозеленокам'яним) етапом формування інфраструктури (Карта ..., 1991), але ізотопний вік якої складає лише 2 950 млн років (Щербак и др., 1995). Крім того, інфраструктура проривається рядом інтрузивних масивів мокромосковського та токівського комплексів, що належать *гранітовій формації*, утворення яких пов'язують з етапом формування ранньпротогейського зеленокам'яного комплексу і ізотопний вік яких біля 2800 млн років (Щербак и др., 1995). Ціла низка масивів *тоналіт-плагіогранітової формації* сурського комплексу розташовані на границі між інфраструктурою та супраструктурою і має активні контакти з кожною з них. Вік цього комплексу складає біля 3000 млн років і пов'язується з кінцевими стадіями формування зеленокам'яного комплексу.

**Верхній структурний поверх (супраструктура) мегаблоку.** Верхній структурний поверх, як зазначалося вище, складений конкско-верхівцівською, білозерською та криворізькою серіями, які в системі геолого-формаційної термінології отримали назви: перша – *середньопридніпровського*, а дві інших – *єдиного криворізько-білозерського структурно-формаційного комплексу* (Карта геол. форм., 1991). Вони утворюють відповідно нижній та верхній підповерхи супраструктури. Здебільшого обидва субповерхи складають спільні структури і відрізняються за своїм формаційним складом та розділяються відносно невеликою кутовою незгідністю, яку виявляють у процесі геологічного картування.

Нижній, зеленокам'яний підповерх складений так званою *конкською серією*, що є визначальною для середньопридніпровського структурно-формаційного комплексу, і поділяється на сурську, чортотлицьку, алферівську та солонянську світи. У формаційному відношенні в складі підповерху приймають участь метавулканогенні коматит-метатолейтова, метадацит-андезит-толейтова, джеспіліт-метатолейтова, коматитова і метаріодацитова формації загальною потужністю до 8–9 км (Колий и др., 1991). До складу підповерху органічно входять дрібні комагматичні інтрузивні тіла габро-діабазової, дуніт-гарцбургітової, габро-дуніт-піроксенітової формацій. За структурно-формаційними особливостями середньопридніпровський комплекс є типовим *ранньпротогейським* утворенням. Час формування комплексу, а разом з ним і речовинної складової підповерху,

визначається за ізотопно-геохронологічними визначеннями в інтервалі 3 170–3000 млн років, але його структурна еволюція продовжувалася і протягом пізнього протогею. Крайові частини підповерху часто знищені, як вже наголошувалося вище, інтрузивними тілами тоналіт-плагіогранітової формації сурського комплексу та іноді заміщені, як наприклад, на границі Кудашівського масиву (Орса, 1988), двопольовошпатовими демуринськими гранітами невизначеної формаційної приналежності.

Верхній підповерх складений залізисто-крем'янисто-сланцевим комплексом, що одержав назву *криворізько-білозерського структурно-формаційного комплексу*. Його назва походить від двох стратиграфічних серій близького формаційного складу – білозерської та криворізької, що просторово розмежовані і вважаються різновіковими утвореннями на підставі ізотопно-геохронологічних визначень. Перша з них за поодинокими визначеннями віку по метавулканітах біля 3 000 млн років – відноситься до пізнього архею, а друга є загальновизнаним для Українського щита стратотипом нижнього протерозою, сформованим в інтервалі 2 500–2 000 млн років. Криворізька серія локалізована вздовж Криворізько-Кременчуцької зони глибинного розлому, де утворює ряд видовжених ізольованих структур з моноклінальним заляганням, стосовно природи яких існують різні уявлення (східні крила обірваних синкліналей, відклади зон субдукції та інші). Білозерська серія знаходяться в центральних частинах ряду зеленокам'яних синклінальних структур (Білозерської, Верхівцівської та деяких інших), де вони займають найвище стратиграфічне положення і деформовані разом із зеленокам'яним підповерхом, що їх підстеляє.

У геолого-формаційному відношенні серії мають багато спільного. У складі обох серій виділяють (Карта ..., 1991; Лазько и др., 1986) метаконгломерат-сланцеву (нижню теригенну), джеспілітову крем'янисто-сланцеву, віддалену джеспілітову крем'янисто-сланцеву (залізорудно-сланцеву) та чорносланцеву формації, розріз яких в криворізькій частині комплексу нарощується мрамор-сланцевою формацією. Така подібність формаційного складу обох серій не залишає сумніву щодо їхньої приналежності до одного післязеленокам'яного пізньопротогейського етапу розвитку. Що ж до розбіжності у визначеннях віку, то вони можуть або бути помилковими з аналітичних чи геологічних причин в умовах обмеженої відслоненості, або, у разі їхньої достовірності, можуть свідчити про віковий “плин” початку накопичення пізньопротогейських відкладів у різних частинах Придніпровського мегаблоку в межах кінця неогархею – початку

палеопротерозою. Нарешті, не можна повністю виключити можливості циклічного повторення в різних частинах однієї гранітно-зеленокам'яної області різновікових комплексів. Воно є малоімовірним, на погляд автора, на відносно невеликій площі одного мегаблоку, але припускати її можна, оскільки циклічність у геотектонічному розвитку є вже дуже властивою рисою наступного неогейського мегахрону, на відміну від попередніх етапів, де превалує тенденція поступального успадкованого розвитку.

Породний та формаційний склад комплексу, його характерні літологічні риси, зокрема широкий розвиток градаційних структур, наявність зрілих конгломератів та інших осадових порід свідчить про нормальні субаквальні умови формування комплексу. Його залізисто-крем'яниста (джеспілітова) складова має найбільш імовірно віддалену вулканічну природу і генетично пов'язана з вулканізмом попередньої стадії.

Останнім часом для криворізької частини комплексу запропоновано його більш детальне формаційне і стратиграфічне розчленування (Паранько, 1993) з виділенням, зокрема, коматітової формації та обґрунтування існування місцевих структурно-стратиграфічних незгідностей і виділенням на цій підставі певну кількість стадій розвитку Криворізької структури. Відносно коматітової формації слід сказати, що її утворення виявлено нині і в білозерській серії. Щодо більш детального стратиграфічного та історико-геологічного поділу криворізького розрізу, то це є абсолютно природним, з огляду на те, що він є геотектонічним аналогом карельського комплексу Карельської гранітно-зеленокам'яної області (Балчійський щит), який в умовах значно кращої відслоненості та більшого площового поширення комплексу вже давно розчленований на ряд більш дрібних стратиграфічних підрозділів – сумій, ятулій, саріюлій та інші (Негруца, 1984), що відповідають окремим стадіям пізньопротогейського геохрону – етапу формування складного залізисто-крем'янистосланцевого поверху та відповідного структурно-формаційного комплексу, який його складає.

Слід зауважити, що автори уявляють криворізько-білозерський структурно-формаційний комплекс у такому обсязі, як асоціацію стратигенних формацій, що складають структурний підповерх супраструктури та підкреслюють це тому, що в деяких працях, які належать до складу СФК під такою ж назвою включають окремі плутонічні утворення мегаблоку (Карта..., 1991; Лисак, Пащенко, 2002 та ін.). Таке об'єднання базується виключно на геохронологічних даних про вікову близькість та відповідність одному геотектонічному етапу стратигенних та плутонічних формацій, хоч останні майже повністю локалізовані в інфраструктурі і лише частково контактують з нижнім підповерхом супраструктури і не мають активних контактів зі стратигенним криворізько-білозерським комплексом.

Стратиграфічний розріз Придніпровського мегаблоку закінчується глеюватською світою або серією, представленою метаконгломерат-пісковиковою формацією, що має локальне поширення в межах Криворізької структури і за палеонтологічними даними, ймовірно, належить до пізнього протерозою – неогейу (Паранько, 1993).

Відносна стратиграфічна послідовність аульської, конксько-верхівцівської та криворізько-білозерської серій, що визначають основний зміст комплексів і складених ними поверхів, є в даний час узвичаєною і підтверджена як геологічними, так і геохронологічними даними (Лазько и др., 1986; Стратиграфические ..., 1985 та ін.). Серед геологічних даних (Лазько и др., 1984) головним для висновку про наявність двох структурних поверхів є регіональна неузгодженість їхніх структурних планів – субширотний напрямок реліктових плікативних структур у фундаменті (інфраструктурі) і субмеридіональне спрямування осьових ліній окремих зеленокам'яних структур і поясів у цілому (Колий, Сиворонов, 1989). Проте, при аналізі загальних рис тектонічної будови встановлюється взаємообумовленість морфології значних плікативних форм інфраструктури і зеленокам'яного комплексу (або супраструктури), що пов'язана з ремобілізацією та структурною перебудовою фундаменту у ході конксько-білозерського тектонічного етапу (Колий, Сиворонов, 1989).

У зв'язку з цим, безпосередні первинні співвідношення інфра- та супраструктури дотепер фактично невідомі. Вони чітко відрізняються одна від одної в регіональному плані за ступенем метаморфізму основної маси порід. Супраструктура характеризується домінуючою зеленосланцевою фацією метаморфізму, інфраструктура – амфіболітовою фацією. Однак з наближенням до інфраструктури в супраструктурі спостерігається підвищений вплив метаморфізму і поява “стиснутої” в плані і в розрізі метаморфічної зональності з переходом до амфіболітової фації інфраструктури. Така загальна картина взаємовідносин є свідченням спільного

метаморфізму інфраструктури еогейського закладення та супраструктури на протогейському етапі розвитку.

Узагальнення більш детальних даних щодо характеру взаємовідносин у приконтактних частинах комплексів інфраструктури і супраструктури дає можливість теж говорити тільки про вторинні типи співвідношень: а) тектонічний “зрізаний” або незгідний, б) тектонічний “згідний” і в) тип “спаяних” гранітоїдами зон зчленування сурського типу. Перший із них характеризується неузгодженістю структурних планів цих комплексів навіть поблизу контакту, другий – узгодженістю структурного малюнка зазначених комплексів. Третій тип, найбільш поширений, спостерігається зокрема в північно-східній частині Сурської структури, характеризується січними співвідношеннями гранітоїдів як з утвореннями аульського комплексу, так і з конксько-верхівцівською серією (Сиворонов и др., 1983).

Незважаючи на складний і не дуже виразний загальний структурний малюнок мегаблоку, що обумовлений поширенням комплексів інфра- та супраструктури, стосовно нього вже давно склалося і залишається домінуючим уявлення про субмеридіональний структурний план. Це обумовлено, по-перше, обмеженнями мегаблоку на заході Криворізько-Кременчуцьким, а на сході Оріхово-Павлоградським субмеридіональними глибинними розломами, а по-друге, давно відомим чітким лінійним субмеридіональним розподілом гравітаційних аномалій (Крутиховская, 1971). Субмеридіональний план Придніпров’я визнавали Г. І. Каляев та його послідовники (Каляев и др., 1984), що розглядали Придніпровський блок як складний мегантиклінорій, в межах якого виділяють низку антиклінорних та синклінорних зон. На думку В. Д. Колія та А. О. Сиворонова (1989), метаморфізовані вулканогенно-літогенні утворення супраструктури складають низку синклінорних структур, що утворюють на заході Базавлуцький зеленокам’яний пояс, до якого входять Чортомлицький, Софіївський і Верховцівський синклінорії, а на сході – Конксько-Білозерський або Сурсько-Білозерський зеленокам’яний пояс. Таке ж простягання має Криворізько-Кременчуцький пояс супраструктури. При цьому дискутується питання про первинне поширення супраструктури, стосовно якого висловлюють думки як про її формування і сингенетичне розповсюдження лише в межах цих поясів, так і на всій, або майже на всій території мегаблоку.

Саме в цьому останньому варіанті можна говорити про відповідність протогейських утворень назві “верхній структурний поверх мегаблоку”. Автор вважає такий варіант найбільш імовірним, принаймні для зеленокам’яного субповерху, виходячи з того, що блок зазнав значного денудаційного зрізу, про що свідчить повсюдний метаморфізм субаквальних осадово-вулканічних відкладів супраструктури не нижче зеленосланцевої фації, а також повсюдні прояви ремобілізації та куполоутворення в інфраструктурі, що реально можливо лише під суцільною супраструктурою. Що торкається зеленокам’яних поясів та окремих структур, то вони, імовірно, є денудаційного відокремленими залишками синклінальних зон раннього протогейу, які успадковано розвивалися протягом пізнього протогейу та якими, імовірно, обмежувалося накопичення залізокрем’янисто-сланцевого комплексу верхнього підповерху.

Пліквативна деформаційна структура Придніпровського мегаблоку ускладнюється численними різноорієнтованими та різноранговими внутрішньомегаблокними розломами. Серед найважливіших з них слід вважати субшироко орієнтовані Девладівський та Конкський розломи, північно-західні Світловодський (Верхівцівський) та Дніпродзержинський розломи, північно-східні – Дерезоватський та Мало-Катеринівський розломи. Ці та інші розломи розбивають Придніпровський мегаблок на блоки різних порядків. Серед них деякі автори за різними ознаками виділяють від трьох до десяти тектонічних блоків I порядку (Лисак, Пашенко, 2002; Орса, 1989 та ін.).

**2.2.4. Кіровоградський гранітно-гнейсо-сланцевий мегаблок.** Кіровоградський мегаблок разом з Волинським належать до гранітно-гнейсо-сланцевого типу блокових структур I порядку фундаменту Українського щита. Для щитів древніх платформ Північної Євразії наявність двох однотипових мегаблоків на одному щиті є виключенням, тому що, як правило, мегаблоки одного типу серед них не повторюються. Але в даному випадку це виключення відіграє свою позитивну роль у тому відношенні, що воно на прикладі одного щита демонструє закономірний – *типовий* – характер цих блоків. Блоки, які роз’єднані територіально, мають низку спільних структурно-речовинних ознак, не властивих іншим мегаблокам.

Кіровоградський мегаблок займає центральну частину Українського щита. На сході мегаблок межує по зоні Криворізько-Кременчуцького розлому з щойно розглянутим Придніпровським мегаблоком, на заході його межа з Бузько-Росинським мегаблоком проходить

по Первомайсько-Трактемирівському розлому. Вивченням різних аспектів складу та будовою Кіровоградського мегаблоку займалися відомі геологи та геофізики. Історія досліджень та еволюція поглядів на геологію мегаблоку досить детально висвітлена В.М. Кобзарем (1982). Сучасні уявлення про геологічну будову цього району базуються, головним чином, на матеріалах геологічних зйомок В. П. Брянського, В. В. Захарова, Г. М. Карпова, В. М. Ключкова, М. С. Курлова, Ф. В. Труцько, С. Е. Федюшина та багатьох інших. Ці матеріали було узагальнено і доповнено дослідженнями Р. Я. Белєвцева, Я. П. Білинської, Г. И. Каляєва, В. М. Кобзаря, А. М. Комарова, В. А. Крюченко, Ф. Я. Приткова, Є. А. Сквородникової, Г. А. Шварца, І. М. Етінгофа, Г. М. Яценко та інших.

Кіровоградський мегаблок – це двоповерхова споруда, верхній структурний поверх якої складений метаморфізованими нижньопротерозойськими (пізньопротогейськими) товщами, прорваними різновіковими інтрузіями, переважно гранітоїдного складу, а нижній – утвореннями архейських еогейських (дозеленокам'яних) стратометаморфічних комплексів, що зазнали значних ендогенних структурно-речовинних ускладнень та перетворень на етапі формування верхнього структурного поверху. За своїми структурно-речовинними особливостями стратометаморфічні утворення супраструктури, яка домінує на площі мегаблоку, належать до типових зонально метаморфізованих гнейсо-сланцевих (метатеригенно-карбонатних) комплексів кристалічних щитів. Ця назва, з урахуванням значної ролі в будові мегаблоку різноманітних гранітоїдів, покладена в основу назви типу самого мегаблоку як *гранітно-гнейсо-сланцевого*.

**Нижній структурний поверх (інфраструктура).** Утворення, що входять до складу інфраструктури мегаблоку, збереглися в його східній та західній крайових частинах і представлені двома породними асоціаціями дозеленокам'яного закладення – гранулітовою та амфіболіт-гранітовою. У південно-західній частині, у межах так званого Братського синклінію, відомі ендербіто-гнейсова і лейкогранулітова суперкрупні форми, що не завжди можуть бути надійно відділені від метаморфізованих у гранулітовій фації утворень інгуло-інгулецького комплексу супраструктури. Саме тому одні дослідники (Шварц, Пятаде, 1980) зіставляли розвинуті у Братському синклінію кам'яно-костоватську і рошаківську світи з підрозділами бузької серії побузького комплексу, а інші (Берзенин і др., 1982; Етінгоф, Бильнская, 1983) вважали їх південно-західним продовженням чечелеєвської і спасівської світи інгуло-інгулецького комплексу.

Такі суперечливі погляди відбивають реальну картину структурної і метаморфічної узгодженості архейських товщ інфраструктури і нижньопротерозойських товщ супраструктури на їхньому контакті в зоні гранулітової фації метаморфізму. На карті геологічних формацій (Карта ..., 1991) ця частина помилково, на наш погляд, показана як нижня частина інгуло-інгулецького комплексу (лептитова та метавулканогенно-крем'янисто-сланцева формації). Границя структурних поверхів, безумовно, потребує свого подальшого вивчення, що однак не може поставити під сумнів взагалі існування в Кіровоградському мегаблочі гранулітового комплексу інфраструктури, який є безпосереднім східним продовженням побузького гранулітового комплексу Бузько-Росинського мегаблоку. Одночасно як самостійний структурний елемент або складова частина інфраструктури Кіровоградського мегаблоку, він заслуговує на свою структурно-речовинну індивідуалізацію і за територією свого найбільш широкого розповсюдження може бути названий *братським структурно-формаційним комплексом* (Кирилюк, Смоголюк, 1993а). Однак у "Додатку" до тектонічної карти гранулітова складова інфраструктури мегаблоку показана як продовження на відповідних комплексах і поверхах із сусідніх мегаблоків – побузького СФК на заході і славгородського СФК на сході Кіровоградського мегаблоку.

Домінуючі простягання на території поширення гранулітової інфраструктури мають чіткий північно-західний напрямок, згідний із загальним структурним планом південно-західної частини Кіровоградського мегаблоку та прилеглого із заходу Голованівського блоку, сусіднього Бузько-Росинського мегаблоку. Гранулітова частина інфраструктури відома на північному заході мегаблоку, вздовж Трактемирівського розлому, де, імовірно, складає видовжене у меридіональному напрямку горстове підняття, а також у ядрах деяких невеликих антикліналей у північно-східній частині мегаблоку.

Уздовж східної границі Кіровоградського блоку, у межах Західноінгулецької зони (Тектоніка..., 1972), або Інгулецької брили (Яценко, 1980; Яценко, Паранько, 1983), і в ядрах деяких антикліналей відслонюється так звана *реєвська товща* (Берзенин і др., 1982; Лазько і др., 1986). Разом із асоціюючими гранітоїдами вона утворює типову амфіболіт-гранітову породну асоціацію, що виникла на основі пізньоєогейського амфіболіто-гнейсового комплексу і у

формаційному відношенні зіставляється з тікицьким (Яценко, 1980) чи аульським (Лазько и др., 1986) комплексами. Вона є безпосереднім західним продовженням амфіболіт-гранітової інфраструктури Придніпровського мегаблоку. Ця асоціація в системі структурно-формаційних підрозділів мегаблоків заслуговує виділення в самостійний *реєвський структурно-формаційний комплекс* інфраструктури Кіровоградського мегаблоку (Кирилюк, Смоголюк, 1993а), хоч у “Додатку” до тектонічної карти вона показана як західне продовження аульського структурного поверху (СФК). На північному заході мегаблоку в ряді місць теж відомі виходи амфіболіт-гранітової асоціації, що є безпосереднім продовженням тікицького структурно-формаційного комплексу.

Таким чином, до складу інфраструктури Кіровоградського мегаблоку входять утворення двох комплексів – гранулітового та амфіболіт-гранітового, які поширюються з сусідніх мегаблоків. Їхні взаємовідносини в межах мегаблоку не відомі через відсутність безпосередніх контактів, але передбачаються такими ж як у Бузько-Росинському мегаблоці. Узагальнення даних про поширення комплексів у нижньому структурному поверсі показує (Кирилюк та ін., 2003) домінування гранулітової інфраструктури в південно-західній частині мегаблоку, а амфіболіт-гранітової у північній, центральній та східній частинах.

**Верхній структурний поверх (супраструктура).** Основу супраструктури Кіровоградського мегаблоку складає нижньопротерозойський стратометаморфічний комплекс, який поділяють на низку світів, що об’єднуються в інгуло-інгулецьку серію (Стратиграфические ..., 1985). Зі стратометаморфічним комплексом асоціюють гранітоїди кіровоградського та новоукраїнського комплексів. Цю асоціацію нижньопротерозойських метаморфічних утворень і гранітоїдів Кіровоградського мегаблоку Г. М. Яценко (1980) виділив як віковий підрозділ під назвою *інгуло-інгулецького комплексу*, який з геотектонічної точки зору може розглядатися як структурно-формаційний комплекс. У формаційному відношенні комплекс вивчений недостатньо, що пов’язано як із недостатньою відслоненістю, так і з певними загальними складнощами у формаційному розчленуванні гнейсо-сланцевих комплексів. Три нижні малопотужні світи супраструктури – зеленоріченська, артемівська та родіонівська, що іноді об’єднуються в метапсаміто-карбонатну формацію (Лазько и др., 1986; Карта ..., 1991) і маючи загальну потужність в межах 800–1 500 м., скоріше за все, складають невитриману за складом та потужністю “базальну товщу” цього комплексу (поверху), що не заслуговує на виділення як самостійної формації на загальних принципах, хіба що саме за своєю структурною позицією може бути виокремлена як специфічна “базальна формація”. Таку строкату породну асоціацію спостерігають в нижній частині розрізу аналогічних комплексів різних регіонів.

Вище залягає потужна, понад 4 000 м, визначальна для всього інгуло-інгулецького комплексу формація, яку різні дослідники називають формацією метаморфізованих олігоміктових пісковиків (Яценко, 1980), глинисто-пісковиковим флішем (Кобзар, 1984), флішоїдною металаєвроліто-пісковиковою формацією (Карта ..., 1991). Вона є визначальною не тільки за потужністю, але й за зональним метаморфізмом у діапазоні епідот-амфіболітової – гранулітової фацій, що зумовлює наявність як високотемпературних порід – гнейсів та кристалічних сланців, так і середньотемпературних метаморфічних сланців, звідки і походить назва стратометаморфічного комплексу як *гнейсо-сланцевого*. У стратиграфічній номенклатурі на підставі несуттєвих особливостей складу цю формацію поділяють на дві світи, у східній частині мегаблоку – на спасівську та чечелівську, а в західній, у зоні більш інтенсивного метаморфізму – на кам’яно-костоватську та рошаківську світи. На обмеженій площі біля західної границі мегаблоку, у районі м. Звенигородка та с. Стебне поширені метаморфізовані псаміто-псефітові утворення так званої стебницької світа (Лазько и др., 1975), що умовно відносять до метамоласової формації (Лазько и др., 1986). Її найвище положення у розрізі доведене детальними структурно-стратиграфічними дослідженнями (Кирилюк и др., 1971).

Співвідношення супраструктури та інфраструктури в усіх відомих місцях виглядають як структурно і метаморфічно узгоджені, що свідчить про їхній спільний петрологічний та деформаційний ендегенний розвиток. У той же час за результатами регіонального структурного зіставлення архейського (інфраструктура – В. К.) та нижньопротерозойського (супраструктура – В. К.) поверхів геофізичними методами (Крюченко, 1989) їхній структурний малюнок принципово різний: перший характеризується овально-кільцевими структурами, а для другого характерний лінійно-втягнутий смугоподібний план.

Зараз можна вважати доведеним, що інгуло-інгулецька серія, яка складає супраструктуру Кіровоградського мегаблоку, у стратиграфічному відношенні корелюється з криворізькою серією

супраструктури Придніпровського мегаблоку (Белевцев, 1975; Кобзар, 1981 та ін.). Їх загальною рисою є домінування у складі первинних глинисто-теригенних відкладів, хоч вони різко відрізняються своїм формаційними особливостями і ступенем метаморфізму, що значно вищий у супраструктурі Кіровоградського мегаблоку. Ці дані свідчать про чітку тектонічну диференціацію і структурно-фаціальні відмінності різних мегаблоків на пізньопротогейському етапі розвитку Українського щита, як за екзогенними умовами седиментогенезу, так і за умовами метаморфізму та гранітоутворення.

Основна маса гранітоїдів Кіровоградського мегаблоку, за виключенням Корсунь-Новомиргородського плутону, структурно і петрологічно пов'язана з супраструктурою і належить двом комплексам: а) кіровоградському, що за думкою різних авторів відносять до формації нормальних гранітів (Гранитоидные ..., 1984), порфіровидних граніто-гнейсів і гранітів (Яценко, 1980), або до гранітової формації (Геология ..., 1984) та б) новоукраїнському, що складає формацію чарнокітів і гранітів (Гранитоидные ..., 1984), чи формацію габромонзонітів, монзонітів та гіперстенових гранітів (Геология..., 1984). У межах Західноінгулецької зони поширені гранітоїди, що належать мігматит-плагіограніт-гранітової формації дніпропетровського комплексу.

Останню всі дослідники одноставно вважають такою, що входить до складу інфраструктури мегаблоку. З приводу приналежності інших гранітоїдів до інфра- або супраструктури висловлюють різні уявлення. Відповідно до одних з них (Гранитоидные ..., 1984; Этингоф, 1971; Яценко, 1980), поширені тут гранітоїди кіровоградського комплексу утворені шляхом заміщення (ультраметаморфізму, гранітизації) інгуло-інгулецької серії, а масиви новоукраїнського комплексу являють собою алохтонні магматичні тіла. При цьому відзначається близькість зовнішнього вигляду порід, що складають обидва комплекси (середньо-крупнозерниста, часто порфіровидна і трахітоїдна структура), однорідність внутрішньої будови, наявність взємопереходів між Новоукраїнським і Кіровоградсько-Бобринецьким масивами, що й було покладено в основу об'єднання їх у складі єдиного вікового гранітоїдного комплексу, але в якості утворень різної глибинності і температурності (Гранитоидные ..., 1984; Усенко и др., 1973, 1975, 1976).

Принципово інша модель формування тих же гранітоїдів розглянута Р. Я. Белевцевим (1975). Ним обґрунтовано уявлення про виникнення нижньопротерозойських гранітоїдів у результаті ремобілізації архейських гранітоїдів фундаменту нижньопротерозойських товщ; у той час, як гранітоутворення в нижньопротерозойських товщах проявилось лише в метапелітових гнейсах і “выразилось в появлении согласных послонных жил и прожилков лейкократовых пегматоидных гранитов или биотитовых гранитов” (Белевцев, 1975, с. 183). Ці уявлення поділяють низка інших дослідників (Комаров, Прытков, 1975; Метаморфизм..., 1982), які також розглядають гранітні масиви як виступи інфраструктури в ядрах куполоподібних антикліналей. На думку авторів, масиви новоукраїнського комплексу є магматичними інтрузіями в супраструктуру ремобілізованого гранулітового фундаменту, у той час, як кіровоградський комплекс, складає тіла, що виникли на границі структурних поверхів, внаслідок анатексису та постанатектичного метасоматозу, частково за рахунок амфіболіт-гранітової або грануліт-діафоритової інфраструктури, а частково – за рахунок супраструктури. У зв'язку з цим, кіровоградський комплекс у формаційному відношенні найкраще називати *порфіровидною граніто-гнейсовою формацією*, а з урахуванням структурної позиції, подібної до уманського комплексу Бузько-Росинського мегаблоку, але між іншими поверхами, ще й з додаванням “*міжповерхова*”.

Загальну структуру Кіровоградського мегаблоку Г. І. Каляєв та О. М. Комаров (Тектоніка..., 1972) вже досить давно в загальних рисах правильно визначили як симетричну по відношенню до Центрального осьового підняття, складеного Корсунь-Новоморгородським та Новоукраїнським масивами. У сучасній структурі це підняття, як і прогнуті частини, що з ним межують, ускладнені повздовжніми ступінчастими розломами і мають блок-антиклінорну та блок-синклінорну природу. Усього в структурі мегаблоку може бути уособлено, крім Центрального підняття, дві синклінорні зони (блоки) – Інгульська на сході та Ташлицька на заході, а також два крайових підняття (блоки) – Західноінгулецьке на сході та Вознесенське на заході. Кожна з цих структур має складну внутрішню складчасту будову із дещо змінним, але в цілому північно-західним простяганням та, імовірно, помітною західною вергентністю, що знайшла своє відображення в асиметрії мегаблоку по відношенню до Центрального підняття та у більшій ширині східних зон.

Мегаблок розбитий численними різноорієнтованими розломами, зокрема широтними Лукашівським, Суботсько-Мошоринським та Бобринецьким, меридіональними, Кіровоградським

та Західноінгулецьким, а також Звенигородсько-Братським, Лелеківським та Новоукраїнським розломами північно-західного простягання.

**2.2.5. Волинський гранітно-гнейсо-сланцевий мегаблок.** Волинський мегаблок є другим з двох блоків гранітно-гнейсо-сланцевого типу. Він обмежений на півдні Андрушівським розломом, на сході - Брусилівським. Західна межа збігається з обмеженням Українського щита, на півночі та північному заході мегаблок по Північнополіській і Суцано-Пержанській зонах розломів межує з Волино-Поліським вулканоплутонічним поясом (Металлогеническая ..., 1989), який довгий час включався до складу Волинського мегаблоку. У різний час геологічні роботи на території мегаблоку проводили численні дослідники і наукові колективи, зокрема В. І. Лучицький, М. І. Безбородько, Г. М. Козловська, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко, В. С. Соколов, Л. Г. Ткачук, А. Я. Хатунцева, В. А. Рябенко, Л. І. Забіяка, Л. С. Галецький, В. П. Кирилук, В. М. Ключков, В. Д. Колій, В. А. Колосовська, І. С. Паранько, В. Г. Пастухов, А. О. Сіворонов, П. І. Слинько, І. І. Шоцький, М. П. Щербак, І. Б. Щербаков, Г. М. Яценко та багато інших.

У зазначених межах мегаблок являє собою структуру безумовно двоповерхової будови, не враховуючи овруцької серії, що складає однойменну ізольовану грабен-синклінальну структуру, та сусідні прогини. Обсяг і склад верхнього структурного поверху, основу якого складає тетерівська серія, визначений з достатньою повнотою. Проте розповсюдження й обсяг нижнього структурного поверху ще потребує свого уточнення.

Це пов'язано з тим, що довгий час метаморфічні утворення Волинського мегаблоку розглядали як основну складову частину найдревнішої, архейської товщі Українського щита (В. І. Лучицький, Ю. Ір. Половинкіна, М. П. Семененко та інші), стосовно фундаменту якого, природно, не робилося ніяких припущень. Виділення часом пізніше нижньопротерозойської тетерівської (Бабков и др., 1970), тетерево-бузької (Доброхотов, 1978) або радомишльської (Лазько и др., 1975) серії порушило питання про фундамент, на якому відклалися товщі, що складають цю серію. Виявлення особливостей складу і внутрішньої будови тетерівської серії (Лазько и др., 1975; Шоцький, 1967; Шоцький, Радченко, 1970), що чітко свідчать про її осадову природу, дають підстави припускати як наявність джерела зносу, так і фундаменту, на якому відбувалось накопичення товщ. Мабуть першим дослідником, хто чітко висловився щодо фундаменту тетерівської серії, був В. А. Рябенко (Тектоніка ..., 1972), який, розглядаючи співвідношення Подільського та Волинського блоків, писав, що останній "прилягає до Подільського блоку і, ніби накочуючись на його північний занурений схил, перекидає найбільш ранній фундамент докембрію осадками Тетерівського прогину" (Тектоніка ..., 1972, с.69). Між тим, нижня стратиграфічна границя тетерево-бузької серії до нині ніде надійно не обгрунтована у зв'язку з тим, що на вивчених (описаних) ділянках вона має або тектонічні обмеження з імовірно більш древніми утвореннями, або контактує з гранітоїдами, що виявляють ознаки проривання або заміщення її утворень.

**Нижній структурний поверх (інфраструктура).** У південній частині мегаблоку площа поширення тетерівської серії обмежена кінцигіт-діафторит-гранітовою (гнейсо-гранодіоритовою) формацією, що передбачається авторами в якості складової частини палеофундаменту тетерівської серії. Проте, дані про налягання останньої на ці утворення відсутні. Вивчено розбурені ділянки "зіткнення" тетерівської серії з гранітоїдами кінцигіт-діафторит-гранітової формації, що нагадують чудново-бердичевські граніти, за даними геологічної зйомки Г. С. Безверхнього (1970 р.) та інших геологів, супроводжують мігматити в зоні переходу. Разом із наявністю в чудново-бердичевських гранітах і в їхніх видозмінених різновидах ксенолітовидних включень метапелітів, ці вищезгадані явища іноді інтепретують як проривання тетерівської серії чудново-бердичевськими гранітоїдами кінцигіт-гранітової і кінцигіт-діафторит-гранітової (гнейсо-гранодіоритової) формації. Проте, твердо встановлені дані про "непереміщений характер" цих гранітоїдів і їхнє виникнення по породах кінцигітової формації гранулітового комплексу (Лазько и др., 1975), виключають таку можливість і дають підставу інтерпретувати характер контакту як взаємовідносини метаморфізованого осадового палеочохла (або супраструктури), що складений тетерівською серією, із ремобілізованим фундаментом (або інфраструктурою), складеною утвореннями грануліт-діафторит-гранітового комплексу.

Участь діафторованого гранулітового комплексу у фундаменті тетерівської серії припускають зараз багато геологів (Берзенин и др., 1982; Галецький и др., 1990) Це навіть вже знайшло відображення у "Кореляційній хроностратиграфічній схемі" (2004). Авторами ці утворення спостерігалися в долині р. Случ біля с. Соснове, де розвинута діафторит-кінцигітова формація. Це дало підставу для виокремлення в інфраструктурі Волинського мегаблоку

самостійного *сосновського грануліт-діафторит-гранітового комплексу* (Кирилюк, Смоголюк, 1993 а). Цю ділянку, як і ряд інших подібних за складом у цьому районі, розташовану серед поля гранітоїдів і мігматитів і розглядають та показують на картах як тетерівську серію. Однак, поширені тут гранітоїди разом із залишками метаморфітів, дуже нагадують амфіболіт-гранітову асоціацію, подібну до тікицького комплексу. Характерні представники цього типу комплексів спостерігалися авторами в деяких місцях (р. Корчик біля м. Корець, низов'я р. Гнилоп'яті та інші), де поширені біотит-роговообманкові гнейси, кристалічні сланці та супутні діоритовидні породи (Лазько и др., 1975; Кирилюк, Смоголюк, 1993 ). Контакти з ними тетерівської серії не розкрито і тому також не вивчено, проте сама наявність цих утворень у складі інфраструктури мегаблоку не викликає сумнівів, у зв'язку з чим вони були виділені авторами за назвою *корчикського амфіболіт-гранітового комплексу* (Кирилюк, Смоголюк, 1993).

На площі поширення тетерівської серії, до “ядер” антиклінальних структур, у яких можна було б очікувати виходи порід фундаменту, часто приурочені гранітоїдні масиви. Вони тяжіють до двох досить великих антиклінальних зон або “валів гранітизації” - Красногорсько-Житомирського та Новоград-Волинського (Комаров, Прытков, 1978). Автори вважають їх результатом “мобілізації” гранітно-метаморфічного шару фундаменту в процесі ультраметаморфізму, що призводить до утворення дрібних куполів і антикліналей.

Таким чином, існуючі в наш час дані дають змогу упевнено говорити про наявність інфраструктури Волинського мегаблоку, складеної грануліт-діафторит-гранітовим і амфіболіт-гранітовим комплексами, проте визначення границь інфра- і супраструктури і віднесення до інфраструктури конкретних виходів порід ще потребує свого подальшого вивчення. Стосовно західної частини мегаблоку, де поширена інфраструктура, слід зауважити, що показані на “Тектонічній карті України” співвідношення діафторит-грануліт-гранітового та амфіболіт-гранітового комплексів є умовними і значною мірою лише “відбивають” (доведене в Бузько-Росинському мегаблоці) більш низьке положення в розрізі кори гранулітових комплексів. Дані щодо деформаційної структури нижнього поверху відсутні у зв'язку з домінуванням у ньому гранітоїдів та загальною слабкою відслоненістю кристалічного фундаменту.

**Верхній структурний поверх (супраструктура).** Основу верхнього структурного поверху мегаблоку складає нижньопротерозойський радомишльський комплекс (Лазько и др., 1975; Кирилюк, 1982), більше відомий за назвою *тетерівської серії*. У цьому поверсі зосереджена основна маса гранітоїдів житомирського комплексу. Уся ця асоціація в системі структурно-формаційної термінології відповідає типовому *пізньопрогогейському* гранітно-гнейсосланцевому формаційному типу, а його конкретний прояв у межах Волинського мегаблоку складає *тетерівський структурно-формаційний комплекс*, або супраструктуру мегаблоку.

Стратометаморфічна частина поверху складається з двох метаморфізованих формацій (знизу-догори) – *метапеліто-сланцевої (метааспідної)* потужністю понад 3,5 км, та *метасаміто-карбонатної (метаванякової) формації* потужністю близько 2,5–3 км. У стратиграфічній схемі їх виділяють під назвами городської та кочерівської світ. У тій же схемі нижче городської серії розміщена так звана “василівська світ”, яку виділену виключно на підставі вивчення свердловин. На думку автора, є малообґрунтованою як самостійна стратиграфічна одиниця. Імовірно, вона об'єднує як метаморфічні породи інфраструктури, так і строкаті утворення низів супраструктури, подібно до “базальної товщі” супраструктури Кіровоградського мегаблоку.

У західній частині території розповсюдження супраструктури в нижній частині розрізу деякі дослідники виділяють так звану “новоград-волинську світ”, що включає як метаосадові, так і вулканогенні утворення. За спостереженнями авторів на околицях м. Новоград-Волинська поширена типова метапеліто-сланцева формація, що прорвана дайками та сілами магматичних порід. Із субвулканічних порід супраструктури визначено ізотопний вік 2 430 млн років (Верхогляд, Скобелев, 1995).

Крім цих магматичних проявів супраструктура проривається відносно невеликими (від перших кілометрів – до 20–30 км у перетині) масивами гранітової формації, віком 2 080–2 020 млн років, у її рівномірнозернистому (житомирський тип), порфіровидному (коростишівський тип) та двослюдяному проявах. Відомі окремі тіла габро-норит-монцонітової (букинський комплекс віком 2 060–1 980 млн років) та габро-діорит-гранодіоритової (осницький комплекс віком 1 980–1 970 млн років) формацій. Значну частину території мегаблоку, біля 12 000 км<sup>2</sup> охоплює Коростенський масив, який сформувався протягом 1 800–1 720 млн років і складений ранньою, габро-анортозитовою та більш пізньою рапаківі-гранітовою формаціями.

Загальна структура Волинського мегаблоку виглядає як великий прогин супраструктури, більша (центральна та північна) частина якого прорвана і знищена Коростенським масивом. У південній частині мегаблоку, де збереглася широтно орієнтована смуга супраструктури, вона одержала назву “Тетерівський прогин” (Тектоніка ..., 1972). На більшій частині прогину, на захід від м. Коростишева, супраструктура деформована з утворенням лінійних складок північно-західного простягання. Лише на крайньому заході ця витриманість зникає, структура ускладнюється через поєднання з лінійними складками куполоподібних форм.

По всьому периметру мегаблоку мають місце специфічні крайові структурні елементи, що свідчать про його автономний розвиток по відношенню до сусідніх мегаблоків. На півдні і заході це крайові підняття, що фіксуються виходами інфраструктури. На сході це найбільш прогнута частина супраструктури, що раніше виділялася як Брусилівська шовна (рубцева, трогова) синкліналь (Тектоніка ..., 1972), а пізніше отримала назву “Кочерівський синклінорій” (Лазько и др., 1975). Ця структура має меридіональне простягання, що співпадає з напрямком східної границі мегаблоку і, ймовірно, свідчить про її пристосування до обмеження сусіднього підняття – Бузько-Росинського мегаблоку, та компенсаційний характер прогинання. На заході Кочерівський синклінорій межує з суміжним із заходу Коростишівський антиклінорієм (Лазько и др., 1975) теж субмеридіонального простягання.

Якщо ці крайові особливості мають, так би мовити, власний, сингенетичний характер, то на північному заході та заході мегаблоку спостерігаються накладені пограничні явища, пов’язані із розвитком більш молодих сусідніх структур. На північному заході – це інтрузивні масиви вздовж Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу, а на півночі – накладений Овруцький прогин (грабен-синкліналь?) та його сателіти, формування яких спеціалісти пов’язують з розвитком Прип’ятської западини і які завершують розвиток мегаблоку уже в неогей (пізньому протерозої).

Серед розривних порушень, що ускладнюють структуру Волинського мегаблоку, добре відомі Сарненсько-Варварівський, Тетерівський, Звіздаль-Залський, Ємільчанський та інші розломи.

**2.2.6. Приазовський діафорит-гранулітовий мегаблок.** У будові Приазовського мегаблоку, що належить до грануліт-діафоритового типу, домінують утворення однойменного стратиграфічного комплексу (Лазько и др., 1982). Крім того, у межах мегаблоку відома низка невеликих накладених на фундамент прирозломних структур, і в східній частині – досить крупний складний за своєю будовою Східноприазовський лужно-гранітний масив. Західна границя Приазовського мегаблоку з Придніпровським мегаблоком проходить по Оріхово-Павлоградській зоні розломів. Вздовж неї розташована однойменна зона лінійної складчастості, щодо структурного положення якої висловлюють різні уявлення, – частина Придніпровського мегаблоку або зовнішня зона геосинкліналі Великого Кривого Рогу (Каляев и др., 1980), самостійна міжблокова шовна зона (Крутиховская и др., 1982; Дранник та ін., 2002), або крайова частина Приазовського мегаблоку та інші. Формаційний склад Оріхово-Павлоградської зони схиляє нас до останньої точки зору, а особливості складчастої структури пояснити крайовим положенням поблизу границі мегаблоків. На півночі мегаблок має тектонічну границю зі складчастою спорудою Донбасу, на сході він виходить за межі України, а на півдні обмежений акваторією Азовського моря.

Територія Приазовського мегаблоку має тривалу і дуже різнобічну історію дослідження. Серед дослідників, що зробили вагомий внесок у вивчення цього району, слід назвати В. І. Луцицького, М. І. Світальського, М. П. Семененко, І. С. Усенко, О. Л. Ейнора, Г. В. Жукова, Г. І. Каляєва, Г. Г. Конькова, Р. М. Полуновського, Р. І. Сіроштана, В. О. Цуканова, Є. Б. Глеваського, К. Ю. Єсипчука, А. М. Лисака та деяких інших дослідників. Мегаблок добре вивчений у речовинному аспекті, але внаслідок збереження окремих традиційних поглядів, а також некритичного ставлення до деяких новацій останніх років, його геологія здається надто заплутаною.

Приазовський мегаблок за своєю будовою є досить простим, і в цьому відношенні він поступається лише Подільському гранулітовому мегаблоку. Між тим, за останніми схемами розчленування докембрію Українського щита, в його межах виділяють чи не найбільшу кількість різних стратиграфічних підрозділів та магматичних комплексів. Така ситуація є наслідком ряду причин. Одна з них полягає у традиційному, але нічим не невиправданому, поділі гранулітового комплексу на дві різновікові серії. Друга – зумовлена, як це не парадоксально, найкращою відслоненістю території мегаблоку і можливістю більш детального розчленування товщ в різних

місцях. Ця обставина, однак, не пішла на користь у тому відношенні, що існує бажання надати дрібним місцевим стратиграфічним підрозділам, виділеним на окремих ділянках, загальнотериторіального значення, замість їхньої кореляції і узагальнення у вигляді уніфікованої схеми. Це стосується як гранулітового комплексу, так і прирозломних структур, для кожної з яких може бути складена окрема стратиграфічна схема, але це не поглибить загальних знань про історію розвитку мегаблоку в цілому. Невиправдано детально, з точки зору дублювання, розчленовані і магматичні утворення.

Не маючи можливості тут розглядати дискусійні питання стратиграфії та розчленування інтрузивних утворень мегаблоку, ми зупинимося нижче саме на узагальнених і, на нашу думку, найбільш обґрунтованих поглядах.

Для центральної і західної частин Приазовського мегаблоку широке визнання одержала стратиграфічна схема розчленування метаморфічних утворень на дві серії - західноприазовську і центральноприазовську, що різняться своїм породним і формаційним складом. Із приводу їхньої хроностратиграфічної приналежності існує дві точки зору. Відповідно до однієї з них, обидві серії входять до складу єдиного ранньоархейського стратиграфічного комплексу (Лысак и др., 1989, Усенко и др., 1971 а,б; Стратиграфія ..., 1972), за іншою – західноприазовська серія вже давно вважається архейською (або нижньоархейською), а центральноприазовська – нижньопротерозойською, верхньоархейсько-нижньопротерозойською або, у кращому випадку, верхньоархейською, у загальній схемі Українського щита більш молодію за зеленокам'яний комплекс (Геологическая..., 1989; Стратиграфические ..., 1985; Кореляційна ..., 2004 та ін.).

Ця остання точка зору не раз зазнавала критики, як така, що не має ніякого фактичного обґрунтування. Багаторазово відзначалася стратиграфічна та формаційна відповідність комплексу – в цілому побузькому гранулітовому комплексу (Лазько и др., 1986 та ін.). Стратиграфічну та структурну єдність розрізу підтвердили дослідження А. М. Лисака і його співавторів (1989). Відповідно до цих даних, західноприазовська серія включає три товщі-формації – кристалосланцеву, амфіболітову і плагіогнейсову, що у своїй сукупності відповідають, швидше за все, діафторованій ендербіто-гнейсовій формації, характерної для ранньоегейських гранулітових комплексів усіх без винятку щитів Північної Євразії. Центральноприазовська серія підрозділяється на сачкінську і каратиську світи, які відповідають лейкогранулітовій формації побузького комплексу (Кирилюк, 1982а), а також висломогильську світу (кондалітова формація). Ці формації теж є характерними компонентами ранньоегейських комплексів. Підтвердженням ранньоархейського віку центральноприазовської серії є визначення ізотопного віку уран-свинцевим ізохронним методом по циркону з ультрабазитів Новопавлівської площі Оріхово-Павлоградської зони, що показали 3 810 млн. років (Щербак и др., 1983, 1984). Ці породи поширюються серед діафторованих утворень типової лейкогранулітової формації, що складають основний зміст західноприазовської серії.

Таким чином, узагальнення всіх даних по Приазовському мегаблоку показує, що на рівні сучасного ерозійного зрізу він складений єдиним *приазовським структурно-формаційним комплексом* площового поширення і являє собою одноповерхову споруду. Петрографічні особливості комплексу визначаються його початковим метаморфізмом гранулітової фації помірних тисків і наступним повсюдним площовим діафторезом, на фоні якого дуже рідко трапляються недіафторовані або слабо діафторовані ділянки. Саме тому і сам комплекс, і мегаблок одержали назву *діафторит-гранулітового*. Важливою особливістю приазовського комплексу є відносно невеликий ступінь як додіафторитового, так і післядіафторитового ультраметаморфізму. Майже на всій площі максимальний ультраметаморфізм комплекс досягає рівня мігматитів з розсіяною лейкосомою і лише на невеликих ділянках лейкогранулітової формації вона має вигляд гнейсо-алаяскітової плутоно-метаморфічної формації. На деяких недіафторованих ділянках ендербіто-гнейсової формації спостерігають малопотужні пластові тіла ендербітів, а на площах діафторованої ендербіто-гнейсової формації ультраметаморфічна асоціація має вигляд діафторит-діорит-гранітової формації (обіточненський комплекс).

Приазовський комплекс повсюдно інтенсивно деформований. На всій площі домінують північно-західні простягання. На цьому фоні за особливостями складу та характером деформацій А. М. Лисак (усне повідомлення) виділяє Західноприазовську (Салтичанську) і Східноприазовську антиклінорні зони та Оріхово-Павлоградську і Центральноприазовську синклінорні зони. В антиклінорних зонах поширена переважно діафторована ендербіто-гнейсова формація, ці зони характеризуються брахіальною складчастістю. Синклінорні зони складені переважно лейкогранулітовою формацією і мають чітку лінійну складчастість.

Приазовський мегаблок відрізняється від інших мегаблоків Українського щита наявністю значної кількості локальних структурних елементів. До них належать численні дрібні (сотні метрів – перші кілометри в перетині) плутонічні масиви гранітоїдів нормального ряду (діорити, тоналіти, гранодіорити, граніти) та окремі дайкові тіла. Але головна відмінність полягає у наявності тут ряду природнозломних прогинів і трогових структур, що складені метаморфізованими осадово-вулканогенними товщами (Коньков, Майданович, 1981). Зараз відомо вже до десятка таких структур – Косивцівська, Сорокинська, Павлівська, Зеленогайська, Гуляйпільська, Шевченківсько-Федорівська, Куйбишевська, Новогурівська, Чистопільська, і в умовах закритості території та невеликого розміру структур не виключена можливість виявлення нових об'єктів такого типу. Ці структури, як правило, мають невелику ширину від 0,5 км до 2–3 км при довжині в декілька десятків кілометрів. Нижні частини розрізів цих структур складені переважно зеленокам'яними метавулканогенними утвореннями, у верхніх частинах домінують металітогенні відклади. Найбільша з цих структур – Косивцівська грабен-синкліналь, шириною біля 20 км та довжиною до 45 км, дала назву косивцівській товщі та однойменному зеленокам'яному комплексу (Карта ..., 1991). Суттєво металітогенна частина розрізу отримала назву гуляйпільсько-осипенківського комплексу (Карта ..., 1991).

Ці комплекси за своїм формаційним складом подібні до середньопридніпровського зеленокам'яного та криворізько-білозерського залізисто-крем'янисто-сланцевого комплексів Придніпровського мегаблоку. У складі зеленокам'яного комплексу різних структур виявлено метакотатіт-толеїтову, сланцево-джеспіліт-метатолеїтову та метаріодацитову формації (Кореляційна ..., 2004). Гуляйпільсько-осипенківський комплекс представлений слюдисто-сланцевою, крем'янисто-залізистою та вуглецево-крем'янистою формаціями (Карта ..., 1991). У той же час можна констатувати чіткі відмінності, що полягають у неповноті формаційних розрізів структур Приазовського мегаблоку порівняно з розрізами Придніпров'я, а також у меншій потужності формацій, що складають від 200 м до 700 м. У співвідношенні вулканогенних та теригенних порід значно більша роль, ніж у Придніпров'ї, належить літогенним утворенням. Загальна потужність розрізів окремих структур орієнтовно складає не більше 2–3 км. До того ж слід додати, що для Приазов'я немає ніяких підстав говорити про суттєво більше ніж сучасне поширення цих комплексів, які не тільки збереглися, але імовірно і формувалися у локальних природнозломних структурах, через що до них не можна застосовувати термін “структурний поверх”.

Зеленокам'яний комплекс природнозломних структур Приазовського мегаблоку певний час вважався більш древнім за комплекс Придніпров'я, і навіть існувала думка про два різних на Українському щиті етапи зеленокам'яного вулканізму. Але за останніми ізотопно-хронологічними даними вік зеленокам'яного комплексу Приазов'я співпадає з придніпровськими і складає приблизно 3 200–3 000 млн років (Щербак, 2004). Щодо гуляйпільсько-осипенківського комплексу, то він виявляється теж досить древнім, оскільки верхня вікова межа його формування визначається за U-Pb ізохронною датою у  $2\,802 \pm 33$  млн років з гранодіоритів шевченківського комплексу, які його інтродують (Кореляційна ..., 2004). На погляд автора, не можна виключати того, що суттєво-теригенні відклади природнозломних структур Приазов'я теж належать зеленокам'яному комплексу, який в силу певних обставин збагачений теригенними відкладами.

До етапу формування природнозломних структур та комплексів, що їх виповнюють, деякі дослідники відносять інтрузивні масиви тоналіт-плагіогарнітової формації добропільського комплексу, що просторово асоціюють тільки з породами косівцевського комплексу, та близькі до них за складом тіла шевченківського комплексу, які мають більше поширення і проривають як відклади зеленокам'яних структур, так і утворення їхнього гранулітового оточення (“рами”). Вік формування плагіогранітоїдів шевченківського комплексу за численними визначеннями складає 2 890–2 800 млн років, близьким вважається і добропільський комплекс, але щодо останнього то його вік не є остаточно визначеним (Кореляційна ..., 2004).

У східній частині Приазов'я значним поширенням користуються інтрузивні утворення сублужного і лужного ряду, що складають відомий Східноприазовський масив. За деякими схемами районування ця частина Приазов'я розглядається іноді як самостійний Східноприазовський блок першого порядку (Металлогеническая ..., 1986).

Серед розривних структур найбільш помітними є східне продовження з сусіднього Придніпровського мегаблоку широтного Конкського розлому, субмеридіональний Азово-Павлоградський розлом, а також ряд субпаралельних розломів північно-західного простягання – Сорокинський, Куйбишевський, Краснополянський, Малоянисольський та Центральноволноваський.

Закінчуючи характеристику Приазовського мегаблоку, хотілося б надати деякі пояснення щодо його розгляду не на своєму, так би мовити, місці у визначеному вище загальному порядку мегаблоків за складністю їхньої будови. Це викликано тим, що його зовнішня відносна простота приховує складну історію, яка може бути зрозумілою лише у порівнянні з іншими мегаблоками. Зокрема, мегаблок за площиною поширення тільки одного гранулітового комплексу визначається як *одноповерховий*. Проте повсюдний діафорез із очевидністю свідчить про колишнє існування *верхнього структурного поверху* Приазовського мегаблоку, що дає підставу розглядати його як глибоко еродований блок двоповерхової будови. Стосовно того, яким міг бути цей поверх з числа відомих на щитах, може розглядатися або амфіболіт-гранітовий (тікицького чи аульського типів), або гранітно-гнейсосланцевий (тетерівського чи інгуло-інгулецького типів). До речі, у Чарсько-Удоканському мегаблочі Алдано-Станового щита під удоканською серією, що складає структурний поверх мегаблоку і є формаційним і віковим аналогом тетерівської та інгуло-інгулецької серій, поширені вузькі грабеноподібні структури, подібні до приазовських, що вповнені так званім “троговим комплексом” (Федоровський, 1977). Він подібний за своїм складом та особливостями метаморфізму до метавулканогенно-осадового наповнення прирозломних структур Приазов’я. Виявляється певна подібність геологічної будови Приазовського мегаблоку з Кольським мегаблоком Балтійського щита, не тільки у наявності в ньому прирозломних структур, але й через розвиток тут лужних та сублужних інтрузій. Усе це дає можливість припускати в якості еродованої супраструктури і пізньопротогейський (нижньопротерозойський) комплекс, представлений на Балтійському щиті світою Кейв, яку В.Я. Хільтова зі співавторами (1987) розглядають як верхній поверх Кольського мегаблоку. Обрана послідовність описування Приазовського мегаблоку дає можливим, крім того, зробити певні висновки, що наведені вище, і щодо зіставлення прирозломних утворень Приазов’я з супраструктурою Придніпровського мегаблоку.

----- x -----

Перераховані вище при характеристиці мегаблоків Українського щита структурно-формаційні комплекси, що складають ці структури та їхні поверхи, наведено в табл. 1. Крім власного найменування, структурно-формаційні комплекси позначені індексами, що вказують на приналежність їх до типу формаційних комплексів мегаблоків (*Мк* – метаморфічний, *ГМк* – гранітно-метаморфічний). Вертикальна послідовність комплексів (знизу догори) у кожному мегаблочі, за винятком побузького і собітового комплексів у Бузько-Росинському мегаблочі, відповідає відносній віковій послідовності стратиграфічних серій, що входять до їхнього складу. Проте це не поширюється на вік комплексів, у цілому точніше складених ними структурних поверхів, у зв’язку з тим, що метаморфізм і супутні йому процеси гранітоутворення протікали одночасно в інфра- та супраструктурі мегаблоків на стадії формування останньої. При переході із супраструктури в інфраструктуру комплекси попереднього етапу зазнавали спрямованих змін їхнього складу і структури. Відбувалися деформаційні процеси, утворення нових гранітоїдних формацій, що призводило фактично до формування нових структурно-формаційних комплексів, які завершували свій ендегенний петрологічний розвиток одночасно з комплексами супраструктури, або навіть пізніше. Таке припущення витікає з того, що процес поступового охолодження ранньодокембрійської кори відбувався в напрямку зверху вниз від земної поверхні, був дуже повільним і термічна консолідація разом із супутніми петрологічними процесами, у тому числі ізотопно-геохімічними змінами, на більш глибоких рівнях земної кори могла закінчитися пізніше, ніж біля поверхні.

### 2.3. Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс

Цей структурний елемент охоплює крайню північно-західну частину Українського щита. Донедавна він розглядався як частина Волинського мегаблоку, і лише протягом 90-х років остаточно сформувалося чітке уявлення про нього як про самостійну специфічну структуру на території щита. Цьому значною мірою сприяли спільні розробки українських геологів з білоруськими та російськими колегами по складанню комплексу геологічних карт фундаменту Східноєвропейської платформи. В процесі проведення цих робіт було виявлено існування протяжної Волино-Двинської мобільно-проникливої зони, частиною якої є Волино-Поліський пояс.

Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс в межах Українського щита (Галецкий и др., 1984) або Осницько-Мікашевичський пояс на суміжній території Білорусії (Аксаментова, 1988), являє собою смугу північно-східного простягання, ширина якого (разом з частиною,

розташованою поза межами України) сягає 120–150 км. Останнім часом з чітко встановлена речовинна специфіка цієї структури, у складі якої приймає участь лептітова метавулканогенна формація, відома як *клесівська серія*. Вона проривається численними інтрузивними тілами осницького комплексу, які складають діорит-гранодіорит-гранітову формацію. Обидві магматичні формації мають петрохімічні ознаки спільного родинного походження і об'єднуються у складі *осницького вулкано-плутонічного комплексу*, вік якого за сучасними даними складає 2 020–1 980 млн років (Кореляційна..., 2004). До крайової південно-східної частини поясу тяжіє сублужна гранітова формація пержанського комплексу віком 1 760–1 730 млн років (Кореляційна ..., 2004). Щодо внутрішньої структури поясу, то відомості про неї вкрай обмежені. Існують нечисленні дані про наявність на території поясу ділянок, складених гранітно-метаморфічними асоціаціями, що відповідають амфіболітовій мінеральній фації. Ці виходи порід представляють, ймовірно, виступи гранітно-метаморфічного протофундаменту, на якому був закладений пояс, і (з огляду на сусідній Волинський мегаблок) можуть належати як комплексам амфіболіт-гранітового типу, так і грануліт-діафторит-гранітовим комплексам, що важко визначити у зв'язку із повною закритістю території платформним чохлам. З цієї ж причини фактично відсутні дані про складчасто-блокову будову поясу. Відомі лише численні ознаки розривних порушень, що супроводжуються явищами динамометаморфізму.

#### **2.4. Глибинна характеристика мегаблоків Українського щита**

Український щит є добре вивченим регіоном не лише в геолого-формаційному, але в геофізичному аспекті, що обіймає різні методи приповерхневого та глибинного дослідження. Що торкається приповерхневих методів, у першу чергу магнітних і гравітаційних, то вони в умовах закритості фундаменту осадовим чохлам використовуються безпосередньо під час геологічної зйомки. При цьому геологічні і геофізичні дані є повністю узгодженими на породному (петрографічному) рівні і геофізичні матеріали тут, так би мовити, напряму включені в традиційні геологічні карти. Що ж до більш глибинних і масштабних геофізичних неоднорідностей, що за масштабами відповідають геотектонічним об'єктам – геологічним формаціям, формаційним комплексам, структурним поверхам, структурно-формаційним зонам тощо, то тут, за виключенням окремих інтрузивних масивів і деяких характерних стратигенних формацій, поки що не існує систематичного узгодження геологічних і геофізичних даних, або *геолого-геофізичного синтезу*, який мав би велике значення як для розуміння тектонічної будови, так і структурно-речовинної – *геотектонічної* – еволюції Українського щита.

**МЕТАМОРФІЧНІ (Мк) І ГРАНІТНО-МЕТАМОРФІЧНІ (ГМк) СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНІ КОМПЛЕКСИ  
І СТРУКТУРНІ ПОВЕРХИ МЕГАБЛОКІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

Тип формаційних комплексів (індекс типу)	Р е г і о н а л ь н і м е г а б л о к и т а і х н і т и п и						
	Подільський гранулітовий (тип А)	Приазовський грануліт- діафторитовий (тип Б)	Бузько- Росинський грануліт- діафторитовий (тип В)	Придні- провський гранітно- зеленокам'яний (тип Г)	Волинський	Кіровоград- ський	Структурні поверхи
					гранітно-гнейсо-сланцевий (тип Д)		
Гранітно-гнейсо- сланцевий, мета-карбонатно- теригенний (тип VI)					Тетерівський (Радомишль- ський (ГМк))	Інгуло- інгулецький (ГМк)	Супраструктура (верхній структурний поверх)
Метавулканогенно- хемогенно-териген- ний, залізисто-кре- м'янистий (тип V)				Криворізько- Білозерський (Мк)			
Зеленокам'яний, метавулканогенний (тип IV)				Середньопри- дніпровський (Мк)			
Амфіболіт-грані- товий (тип III)			Тікицький (ГМк)	Аульський (ГМк)	Корчицький (ГМк)	Раєвський (ГМк)	Інфраструктура (нижній структурний поверх)
Грануліт- діафторит- гранітовий (тип II)		Приазовський (ГМк)	Собітовий (ГМк)	Славгородський (ГМк)	Сосновський (ГМк)		
Гранулітовий (тип I)	Дністровсько- бузький (ГМк)		Побузький (ГМк)			Братський (ГМк)	
	С т р у к т у р н о - ф о р м а ц і й н і к о м п л е к с и						

Між тим можливість такого синтезу безперечно є і автори мають певний досвід такої роботи, що проводилася в середині 90-х років минулого століття співробітниками Львівського державного університету ім. Івана Франка та Інституту геофізики ім. С. І. Суботіна НАН України. На жаль, робота була короткотривалою, а вона вимагає систематичної спільної роботи геологів і геофізиків регіонального профілю. Тому за час її проведення фактично було лише визначено деякі методичні аспекти та завдання регіонального геолого-геофізичного синтезу, такі як можливість розчленування гранітного шару із виділенням різних структурно-формаційних комплексів (структурних поверхів), визначення положення їхньої підшови, зв'язок окремих комплексів (поверхів) з типами земної кори та інші. Для вирішення цих проблем існують певні шляхи і методи, але вони вимагають часу. У більше або менше закінченому вигляді з'ясувалось лише підтвердження геофізичними даними геологічної індивідуальності мегаблоків. Така ж геофізична "індивідуальність" у подальшому знайшла свій розвиток (Старостенко и др., 2002). Але у зв'язку з тим, що авторський поділ Українського щита дещо відрізняється від районування, прийнятого в зазначеній роботі (Старостенко и др., 2002), у якій до того ж відсутня характеристика гранітного шару, нижче наводиться коротка геофізична характеристика мегаблоків.

Глибинна характеристика мегаблоків Українського щита базується на результатах магнітного, щільнісного і сейсмічного моделювання складу і будови земної кори уздовж геотранссектів і геотраверсів та розрахунку об'ємних моделей для всього Українського щита. Геофізичні дані та їхня інтерпретація, що використані в даному розділі, були люб'язно надані С. С. Красовським і І. К. Пашкевич (Інститут геофізики ім. С. І. Суботіна НАН України, м. Київ), за що автор їм глибоко вдячний. Отримані кількісні оцінки параметрів глибинної будови окремих мегаблоків проаналізовано разом із наведеною вище (табл. 1) їхньою структурно-формаційною характеристикою. При цьому розглядалися: потужність земної кори й окремих геофізичних шарів (гранітний, діоритовий, базальтовий), щільність, намагніченість і швидкісна характеристика кожного з цих шарів, а також узагальнений склад кори, який характеризується співвідношенням гранітного, діоритового і базальтового шарів, і характер зчленування мегаблоків.

**Подільський гранулітовий мегаблок (тип А).** Земна кора мегаблоку характеризується варіаціями потужності від 38 до 53 км із максимальним зануренням границі розділення *М* у центральній частині блоку. Потужність гранітного (геофізичного) шару складає від перших кілометрів на північному сході до 10–15 км на південному заході, що відповідає загальному збільшенню повноти і потужності розрізу гранулітового комплексу від кінцигітової формації на півночі, до кінцигітової та ендербіто-гнейсової – у центральній частині і кінцигітової, ендербіто-гнейсової і лейкогранулітової – на південному заході. Середня щільність гранітного шару достатньо висока (до 2,72 г/см<sup>3</sup>), теж із тенденцією зменшення до південного заходу. Намагніченість цього шару змінюється від 0,1 до 0,8 А/м, при цьому максимальні значення її відзначені в центральній частині блоку (кінцигітова і ендербітова формації). Тут виділено значне високонамагнічене (до 3,5 А/м) тіло в межах діоритового і базальтового шарів. Співвідношення геофізичних шарів вказує на домінування "діоритового" типу кори, що замінюється до південного заходу на "гранітно-діоритовий". Низка глибинних щільнісних неоднорідностей може бути петрологічно пов'язаний з наявністю в розрізі метавулканогенної ендербіто-гнейсової формації.

**Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий мегаблок (тип В).** Мегаблок поділяється лінеаментом "В" за особливостями глибинної будови на Росинську (північну) і Бузьку (південну) частини. Бузька частина у свою чергу поділяється Тальнівським розломом на дві половини – західну або Гайворонську та східну або Голованівську, яку деякі дослідники вважають самостійною шовною зоною (Крутиховская и др., 1982; Старостенко и др., 2002; Дранник та ін., 2003). Уся Бузька частина характеризується унікальним збільшенням потужності кори (до 65–67 км). За своїм складом вона відповідає області домінуючого розвитку ендербітової і лейкогранулітової (можливо також кінцигітової в низах розрізу) формацій і їхніх діафоритів. Прогин границі розділення *М* має різне простягання в західній та східній половині Бузької частини мегаблоку: на захід від Тальнівського розлому він має північно-західне простягання, на сході – субмеридіональне. Тут він різко незгідний із приповерхневими структурами, складеними тими ж формаціями. Це пояснюється деякими дослідниками можливим алохтонним заляганням верхньої частини кори в результаті значного насування її в західному напрямку.

У рельєфі границі розділення *М*, приблизно посередині Голованівської частини мегаблоку, виявлений субмеридіональний уступ з амплітудою понад 20 км, на захід від якого підшовка кори

занурена на глибину 62–67 км, а на сході знаходиться на глибині 36–42 км (Старостенко и др., 2002).

На більшій території Бузької частини мегаблоку гранітний шар має потужність менше 5 км, виняток складає її східна половина (10–15 км). Бузька частина характеризується високою середньою щільністю гранітного шару (до 2,73 г/см<sup>3</sup>) і його диференційованою намагніченістю (від 0,1–0,3 на сході до 0,8 А/м – у західній половині). Відмінною рисою західної половини мегаблоку є висока намагніченість усього розрізу (до 4,0 А/м у нижній частині), у той час, як у східній половині високою намагніченістю характеризується тільки нижня частина кори під ймовірним алохтоном.

У межах блока зафіксовано ряд областей ущільнення (щільність вище середньої для розрізу кори) земної кори, а на схід від Тальнівського розлому породи кори мають аномально високу щільність. Значна площа Бузької частини мегаблоку належить до базальтоїдного типу кори.

Росинська частина мегаблоку є найменш вивченою в глибинному відношенні. Тут середня потужність земної кори складає біля 45 км з невеликими варіаціями, ймовірна потужність гранітного шару біля 5–10 км, що співпадає з передбачуваною товщиною амфіболіт-гранітового структурного поверху. Середня щільність гранітного шару 2,70 г/см<sup>3</sup>, намагніченість біля 0,2 А/м. У центральній частині блока виділене значне глибинне тіло підвищеної намагніченості (1,5–2,0 А/м). До осі цієї магнітної неоднорідності приурочена межа областей розущільнених і ущільнених порід земної кори. Область ущільнення приурочена до зони передбачуваної максимальної потужності амфіболіт-гнейсового комплексу. Наявність глибинної магнітної неоднорідності і загальної підвищеної щільності порід може свідчити про наявність у розрізі гранулітового комплексу. Тип кори - ймовірно граніт-діоритовий і діоритовий.

**Придніпровський гранітно-зеленокам'яний (амфіболіт-зеленокам'яний) мегаблок (тип Г)** характеризується глибинами до границі розділення *М* від 40 км у центральній частині до 50–55 км на заході і сході. Потужність гранітного шару 10–15 км, за винятком південно-східної частини, де вона зменшується до 5 км і менше, що теж сумірно з товщиною амфіболіт-гранітового структурного поверху. Щільність гранітного шару біля 2,70 г/см<sup>3</sup>. Встановлено зону зменшення щільності всієї кори в центральній частині мегаблоку, а також зони ущільнення в нижній частині кори західної частини мегаблоку, на яку частково накладається розущільнення верхньої частини кори. Намагніченість гранітного шару на більшій частині блока невелика (до 0,3 А/м), виняток складає Славгородський блок, де вона сягає 1,0 А/м. Магнітне моделювання показало, що намагніченість нижньої частини кори складає біля 3,0 А/м, а в Славгородському блоці - до 4,0 А/м.

Як вже наголошувалося вище, глибинний структурний план за гравітаційними даними субмеридіональний (Крутиховская, 1971). Західна межа мегаблоку теж субмеридіональна і супроводжується значним уступом границі розділення “Мохо” і згідною з нею глибинною Західноінгулецькою магнітною аномалією, що належить вже сусідньому Кіровоградському мегаблоку. Тип кори мегаблоку - граніт-діоритовий і діоритовий.

**Кіровоградський гранітно-гнейсосланцевий мегаблок (тип Д)** має найменшу на Українському щиті потужність земної кори (у середньому біля 40 км) при слабкій диференційованості границі розділення *М*. У центральній частині мегаблоку виділено глибинний субмеридіональний трансрегіональний тектонічний шов, по якому сполучаються західна і східна половини мегаблоку, а разом з тим і два сегменти земної кори Східноєвропейської платформи (Старостенко и др., 2002). Гранітний шар має потужність до 15 км, у східній частині він характеризується пониженою середньою щільністю (2,66 г/см<sup>3</sup>). Більшу частину мегаблоку охоплює розущільнення не тільки земної кори, але і верхів мантиї. На окремих ділянках відзначено зони ущільнення кристалічних порід. Земна кора тут практично немагнітна у всьому розрізі, гранітний шар характеризується слабкою намагніченістю (до 0,1 А/м). Трансрегіональний глибинний шов розділяє мегаблок на граніт-діоритовий (західний) і гранітний (східний) типи кори, що узгоджується з імовірним різним формаційним складом інфраструктури, на якій розташовується граніто-гнейсосланцевий комплекс, – переважно гранулітовий у західній та домінуючій амфіболіт-гранітовий – у східній частинах мегаблоку.

**Волинський гранітно-гнейсосланцевий мегаблок (тип Д)** характеризується потужністю кори 43–57 км при середній потужності гранітного шару 5–10 км і збільшенні його у південно-західному напрямку до 15 км. Скорочена потужність земної кори та плоский рельєф границі розділення *М* характеризують територію Коростеньського масиву (Старостенко и др., 2004). Щільність гранітного шару підвищена і складає 2,70 г/см<sup>3</sup>, намагніченість не перевищує 0,2 А/м. Виявлені незначні зони ущільнення земної кори. Нижня частина кори має намагніченість біля 3,0 А/м. Морфологія

глибинного магнітного поля має північно-східне простягання, згідне з Волино-Поліським вулканоплутонічним поясом. Тип кори – граніт-діоритовий і діоритовий.

**Приазовський грануліт-діафторований мегаблок (тип В).** Рельєф границі розділення *М* плоский, потужність кори змінюється від 35 до 45 км, причому мінімальна потужність тяжіє до Західного і Центрального Приазов'я – області розвитку діафторитів по гранулітам. Середня потужність гранітного шару складає 5–10 км, середня щільність його 2,68 г/см<sup>3</sup>, намагніченість біля 0,6 А/м. У північній частині блока, у межах Вівчанського виступу, кора ущільнена, а в нижній частині розрізу має високу намагніченість (до 4 А/м). Тип кори – граніт-діоритовий. Звертає увагу низька потужність кори, не властива гранулітовим областям.

**Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс.** У межах Українського щита пояс обмежений на південному сході Сушансько-Пержансько-Сурозькою зоною розломів. За геофізичними даними (Соллогуб, 1984), зона розлому круто занурюється на південний схід і фіксується на глибині порушеннями залягання поверхні границі розділення *М*. У межах поясу фіксується аномальна сейсмічна зона такого ж напрямку. Рельєф поверхні *М* у межах поясу диференційований в межах 40–55 км глибини його залягання, морфологія поверхні узгоджується із загальним простяганням поясу (Старостенко и др., 2002). У розрізі земної кори поясу відсутній гранітний шар при одночасно максимальній потужності базальтового шару в порівнянні з суміжними районами. Волино-Поліському поясу відповідає мінімальна глибина залягання поверхні палеоастеносфери. У зоні зчленування структур Волинського мегаблоку та Волино-Поліського поясу відбувається різка зміна напрямку простягання ізогіпс поверхні Мохо від північно-західного – субмеридіонального, характерного для більшої частини щита, на північно-східне – субширотне.

## 2.5. Про розломну тектоніку фундаменту Українського щита

У сучасній структурі фундаменту Українського щита розривні дислокації значно поширені. Але при цьому слід одразу зауважити, що більшість розломів в їхньому сучасному вигляді була сформована на заключних, імовірно неогейських, стадіях розвитку фундаменту і у зв'язку з цим *об'єктивно* суттєво ускладнює дослідження геотектонічного розвитку фундаменту протягом більшої частини його ранньодокембрійської історії. Така роль розломів, на жаль, посилюється деякими *суб'єктивними* чинниками. Справа полягає в тому, що слабка відслоненість фундаменту обмежує можливість вивчення розломів прямими геологічними спостереженнями лише окремими ділянками їхньої повної протяжності, і тому дослідження розломів на Українському щиті традиційно ведеться переважно геофізичними методами. При цьому на Українському щиті склався дещо специфічний напрямок, що полягає у вивченні *власне розломів*, без урахування геологічної будови їхніх крил, або блоків, що вони розділяють, хоча звичайно в інших регіонах їх вивчають разом з “крилами”, з якими складають своєрідні *розломно-дислокаційні системи*. Саме тому характеристика розломів, як правило, не містить таких важливих даних як масштаби переміщень, їх вертикальні та горизонтальні амплітуди. Відсутність цих даних дає підстави деяким авторам для припущень про великі масштаби переміщень, достатні для застосування до структури фундаменту концепції літосферних плит, наслідком чого є “строката суміш або “колаж” мегаблоків” (Глевасский, Каляев, 2000). З об'єктивних причин для більшості розломів не може бути достеменно визначений вік їхнього закладання.

У силу згаданої вище специфіки дослідження розломів на Українському щиті склалася тенденція до явного перебільшення, на думку автора, їхньої ролі у формуванні ранньодокембрійської структури фундаменту регіону. В “рамках” одного з підходів фундамент розбитий шістьма закономірно зміщеними одна відносно одної, послідовними у віці ортогональними системами розломів, що сумарно густою сіткою покривають увесь фундамент (Тяпкин, Гонтаренко, 1990). При цьому робиться малопродуктивна спроба прив'язати формування різних типів і вікових груп формацій до систем розломів. Згідно з іншими поглядами, в межах Українського щита «площади, относимые к зонам разломов, занимают от 30 до 50 % его территории. И чем детальнее изучаются структуры и процессы, тем большая часть района исследований относится к зоне влияния разломной тектоники» (Гинтов, 2001, с. 36). При цьому, природно, відкидається нормальне метаморфічне походження значної групи порід, що мають звичайну для них гнейсову та сланцеву текстуру. Їм надають роль бластомілонітів, метасоматитів, а відтак заперечують роль стратиграфічних досліджень. “Поэтому вопросы стратификации таких комплексов (розломних – В. К.) весьма сложны, а составление детальных стратиграфических схем мало оправдано” (Гинтов, 2001, с. 36).

Досить детальну характеристику існуючих підходів і розуміння розломної тектоніки фундаменту Українського щита та історії вивчення розломів регіону можна знайти в роботах О. Б. Гінтова і В. М. Ісає (1988), К. Ф. Тяпкіна і В. М. Гонтаренка (1990) та інших дослідників. На наш погляд, сучасний стан вивчення “розломного” аспекту фундаменту Українського щита в силу зазначеної вище специфіки підходу і його фактичної відірваності від стратиграфічної геології, ще далекий від розуміння його справжньої ролі в ранньодокембрійському геотектонічному розвитку регіону. У зв’язку з цим, автори не будуть переоповідати існуючі погляди, а коротко зупиняться лише на деяких геологічних та геотектонічних відомостях про розривні дислокації, що розвинуті на границях мегаблоків і впливають безпосередньо з геологічних даних. Перед тим лише зауважимо, що протягом останніх двадцяти років існує, без будь-якого прогресу, уявлення про так звані *самостійні міжблокові шовні зони*. Бачення цієї проблеми автором викладено у спеціальній роботі (Кирилюк, 2004) і не будемо її тут повторювати. Підкреслимо лише те, що певні глибинні особливості земної кори за геофізичними даними “на стиках” деяких мегаблоків іноді дійсно чітко проявлені і, можливо навіть, генетично обумовили виникнення та позицію границь мегаблоків. Але самостійного геологічного змісту, подібного, скажімо, до класичного розуміння глибинного розлому, “шовні зони” Українського щита не мають ні за своїми розмірами, ні за складом і будовою.

Усі міжмегаблокові границі в сучасній структурі фундаменту проявлені як більш, або менш *чіткі зони* – системи ешелонованих сколів. Більш чіткі – це такі, наприклад, як зона Тальнівського розлому, ширина якої сягає 10 км (Гинтов, 2000, с. 97, рис. 8), менш чіткі мають місце вздовж північної границі Подільського мегаблоку, де наявність так званого Андрушівського розлому взагалі заперечується деякими дослідниками. Але це у сучасній структурі, тоді як під час свого закладення і тривалого донеогейського формування вони могли мати зовсім іншу, нерозломну природу. Послідовно коротко розглянемо в цьому аспекті обмеження всіх мегаблоків. При цьому границі Бузько-Росинського та Приазовського мегаблоків характеризуються, так би мовити, за залишковим принципом, оскільки їхні обмежувальні розломи розглядаються як границі сусідніх мегаблоків.

**Подільський мегаблок** на сході обмежений південною частиною *Звіздаль-Заліського розлому*. Приуроченість до північного продовження розлому великої за розмірами і пострапаківігранітної за віком габро-діабазової дайки у Волинському мегаблоці свідчить про активність розлому на самих кінцевих стадіях формування фундаменту. Частина розлому, що обмежує мегаблок, приблизно співпадає з метаморфічною зоною переходу гранулітового комплексу Подільського мегаблоку до діафорит-грануліт-гранітового комплексу Бузько-Росинського мегаблоку, який, імовірно, формувався в інфраструктурі мегаблоку під супраструктурою амфіболіт-гранітового комплексу. Це дає можливість розглядати сучасну східну межу Подільського мегаблоку як ймовірну західну границю поширення тікицького амфіболіт-гранітового комплексу і, таким чином, її не молодший за пізньоеогейський вік. Правда, на той час ця границя не могла бути розломною в силу в’язкого реологічного стану високотемпературних комплексів. Вертикальна амплітуда сучасного розлому, очевидно невелика (до 1 км), тому що в обох блоках знаходять однакові суперкрукральні формації. На цій же підставі нема даних говорити про суттєву горизонтальну складову *Звіздаль-Заліського розлому*.

Південно-східною границею Подільського мегаблоку є південно-західний фрагмент *Немирівського розлому*. За матеріалами геологічного картування, зокрема за складом його прилеглих крил, де спостерігається безперервне нарощування гранулітового розрізу, теж немає підстав для висновків про помітні горизонтальні або вертикальні переміщення по розлому. Тобто він може бути визначений як безамплітудний, або малоамплітудний, можливо шарнірний, з невеликим нахилом прилеглої до розлому частини Бузько-Росинського мегаблоку у північно-східному напрямку. Між тим, у петрологічному відношенні прилеглі частини, як і блоки в цілому, відрізняються набутими особливостями метаморфізму та ультраметаморфізму, про які йшлося вище, що і є підставою для того, щоб вважати цю ділянку Немирівського розлому міжмегаблоковою, такою, що ще в пізньому еогей обмежувала поширення амфіболіт-гранітового комплексу. Природа і вік цього розлому можуть бути такими ж, як і для східної межі Подільського мегаблоку – *Звіздаль-Заліського розлому*.

**Волинський мегаблок** на півдні обмежений Андрушівським розломом, на сході – Брусиловським, а на півночі і північному заході – зоною Суцансько-Пержансько-Сурозького розлому. Останній був коротко охарактеризований вище.

Найбільш дискусійним є *Андрушівський розлом*, а разом з ним і обмеження Волинського та Подільського мегаблоків, які або об’єднуються деякими дослідниками в один мегаблок, або в іншому

варіанті їх границю проводять по Тетерівському і Центральному розломах. Останні разом з Андрушівським розломом обмежують трикутну площу, що іноді включається до складу Подільського мегаблоку (Єнтін, Шимків, 2003). Ця територія складена діафорит-грануліт-гранітовим комплексом та крайовими відкладами тетерівського комплексу, за своїм складом вона чітко відрізняється від Подільського мегаблоку і повністю відповідає основному змісту двоповерхового Волинського мегаблоку (інфраструктура та супраструктура). Що ж до Андрушівського розлому, то він, на відміну від багатьох інших розломів, дійсно слабо фіксується ознаками крихкого розриву. Але він, за спостереженнями авторів по відслонених долинах річок Тетерів та Гнилоп'ять (Лазько и др., 1975), чітко проявлений як границя між породними асоціаціями гранулітової та амфіболітової мінеральних фацій, що за сучасними уявленнями відповідають гранулітовому та грануліт-діафорит-гранітовому комплексам. Цей перехід є абсолютно поступовим, але на короткій відстані, усього декількох сот метрів – одного кілометра. Він добре описаний І. Б. Щербаковим зі співавторами (Метаморфізм ..., 1984, с. 71–87) і в такому ж вигляді в широтному напрямку простежується вздовж усієї границі мегаблоків. Скоріше за все, початкова природа Андрушівського розлому подібна до розглянутих вище обмежень Подільського мегаблоку. Пізніше він, напевно, існував як в'язкий розлом на пізньопротогейській стадії розвитку мегаблоку і обмежував з півдня поширення тетерівської серії. Протягом наступного періоду він, очевидно, не зазнав настільки значних рухів, як інші розломи, хоч і тут зустрічаються ознаки крихких деформацій. Вертикальна амплітуда не перевищує 1,0–1., км.

*Брусилівський розлом* є східним обмеженням Волинського мегаблоку, а разом з ним і границею поширення на схід тетерівської серії. За даними профільного буріння 60–70-х років (Л. І. Забіяка, Р. М. Довгань та ін.) він має східний нахил біля  $70^{\circ}$ , тобто визначається як підкид. У напрямку розлому підвищується до амфіболітової фації ступінь метаморфізму тетерівської серії. Завдяки цьому, а також структурному узгодженню в зоні розлому з метаморфічними утвореннями тікицького комплексу Бузько-Росинського мегаблоку, співвідношення між комплексами виглядають як поступовий перехід. Внаслідок цього були навіть спроби включити утворення тікицького комплексу до складу тетерівської серії як верхню згідно залягаючу частину світу амфіболітів. Вертикальна амплітуда розлому не менше за 2–3 км. Розлом як обмежувальна границя мегаблоку існував принаймні з пізнього протогею, відокремлюючи область прогинання Волинського мегаблоку від підняття Бузько-Росинського мегаблоку, поруч з яким формувалася найбільш прогнута, компенсційна частина Тетерівського прогину – Кочерівська синкліналь.

*Кіровоградський мегаблок.* *Первомайсько-Трактемирівський розлом*, що обмежує мегаблок із заходу, є одночасно західною границею поширення інгуло-інгулецького комплексу. Це може свідчити про його принаймні пізньопротогейське закладення. Відомостей про більш ранню його історію немає. Вважається, що “вдоль Первомайско-Трактемировского разлома Кировоградский блок надвинут на запад” (Геология ..., 1984), хоча спостереження авторів у долині р. Гнилий Тікич поруч з м. Звенигородка (Кирилюк та ін., 1971) показують його досить крутий ( $75\text{--}80^{\circ}$ ) нахил на захід, що дає можливість трактувати його як підкид, але у зворотному напрямку. Деякі дослідники розлом визначають як правосторонній зсуво-насув, але зсувна компонента, якщо і існує, то дуже незначна. Це витікає з того, що в супраструктурі Кіровоградського мегаблоку продовжуються формаційні комплекси сусіднього мегаблоку, практично без зміщення їхньої границі, що підходить до розлому в районі злиття річок Гнилого та Гірського Тікичів: на півдні це гранулітовий, а на півночі – амфіболіт-гранітовий комплекс.

Конседиментаційна природа розлому підтверджується не тільки його обмежувальною роллю, але і наявністю поруч з ним, як і біля східної границі Волинського мегаблоку, найбільш прогнутої частини супраструктури, складеної тут метапсефітовою товщею, умовно, метамоласовою формацією, що збереглася в районі м. Звенигородка – с. Стебне і відома під назвою стебнинська (Лазько и др., 1975), або шполянська світа (Кобзар, 1980). Історія рухів по розлому мабуть дуже складна. Наявність біля м. Звенигородки верхів розрізу свідчить про досить опущену тут частину мегаблоку. На південь від злиття річок Гірський та Гнилий Тікич маємо навпаки підняту частину східного крила розлому і вихід на поверхню гранулітової інфраструктури мегаблоку. Тут же в районі м. Первомайська є свідчення прояву розлому в умовах пластичної деформації за РТ-параметрів гранулітової фації, що призвело до утворення так званих “первомайських конгломератів” безумовно тектонічного походження. У північній Трактемирівській частині розлому в його зоні спостерігається видовжений горстоподібний блок, складений гранулітовою асоціацією, подібною за складом до ендербіто-гнейсової формації.

Уже досить давно існує думка, яка однак не дуже активно пропагується, про включення Голованіського блоку до складу Кіровоградського мегаблоку і проведення в такому разі його західної границі не по Первомайському, а по Тальнівському розлому. Деякі дослідники вважають, що ця частина насунута на автохтон, разом з яким вони обумовили аномально потужну кору (до 60 км) так званого “Голованіського гравітаційного максимуму”. Суттєво різний характер деформацій територій по різні боки від Тальнівського розлому робить цю думку імовірною, але вона потребує подальшого вивчення.

Східним обмеженням Кіровоградського мегаблоку є *Криворізький, або Криворізько-Кременчуцький розлом*. Це одна з найвідоміших та найбільш вивчених (починаючи з 30-х років минулого сторіччя) розривних структур, різні аспекти будови та розвитку якої описані в численних працях. Тут хотілося б нагадати, що розлом являє собою підкид, який іноді називають насумом, з нахилом зміщувача на захід під кутом 60–80°. Розлом, імовірно, був закладений ще в ранньому протогоєї і обмежував із заходу Придніпровську область поширення зеленокам’яного комплексу. У пізньому протогоєї розлом відігравав роль фаціальної границі територій накопичення метатеригенного комплексу в межах Кіровоградської області та метавулканогенно-хемогенно-теригенного комплексу в Придніпровській області. Вертикальна амплітуда розлому за формальними ознаками потужності криворізької серії може бути визначена приблизно у 3–4 км. Але з огляду на консидиментаційний характер розлому ця цифра явно перебільшена, особливо з урахуванням латерального переходу верхньої частини розрізу криворізької серії до інгуло-інгулецької серії Кіровоградського мегаблоку (Белевцев, 1975; Кобзар, 1981 та ін.).

**Придніпровський мегаблок** на заході обмежений щойно розглянутим *Криворізько-Кременчуцьким розломом*, а на сході *Оріхово-Павлоградським розломом*. Деякі дослідники вважають його, разом з Азово-Павлоградським розломом, одним з парних розломів, що обмежують Оріхово-Павлоградську шовну зону, та «представляють собою крупнейшие надвиги, вдоль которых Днепровский блок надвинут в восточном направлении» (Геология ..., 1984, с 140). Такі висновки базувалися виключно на уявленнях про вік товщ, що розділялися розломом, – нижньопротерозойський вік центральноприазовської серії та архейський вік аульської серії. За уявленнями автора, вік аульської серії є більш молодим, по відношенню до приазовського комплексу, що разом з крутим нахилом зміщувача Оріхово-Павлоградського розлому (близько 70–80°) на захід дає можливість визначити його як скид, амплітуду якого важко визначити точно, але навряд вона перевищує 2–3 км. Розлом був закладений не пізніше початку раннього протогоєю, коли він уже розділяв Придніпровську область широкого розповсюдження зеленокам’яного комплексу та його локальне формування у прирозломних структурах. Подібна роль розлому зберігалася і протягом пізнього протогоєю.

### 3. Тектонічний аналіз фундаменту Українського щита

Як уже зазначалося вище, ознайомлення з матеріалами попередніх тектонічних досліджень фундаменту Українського щита показало, що досі ще не проводився його неупереджений системний геотектонічний (геоеволюційний) аналіз. Зокрема не було належного використання геологічних формацій та їхніх парагенезисів – формаційних рядів і комплексів різного рангу – для геотектонічного дослідження будови та еволюції Українського щита. Усі геотектонічні ідеї стосовно ранньодокембрійської еволюції цього регіону тією чи іншою мірою спиралися на існуючі геотектонічні концепції, переважно дві основні – спочатку геосинклінально-платформну, а згодом – плейтектонічну. За цих умов, враховуючи наведені вище геологічні особливості щитів взагалі та Українського щита зокрема, важко було очікувати хоч скільки-небудь об’єктивних висновків щодо тектонічного розвитку ранньодокембрійського фундаменту. Автором була зроблена спроба провести, як для Українського щита, так і для інших щитів Північної Євразії (Кирилюк, 1995; Кирилюк, Смоголюк, 1995а,б), неупереджений геотектонічний аналіз, скорочений зміст якого викладений в цьому розділі.

Виходячи з наведених вище посилань – наявності різнофаціальних метаморфічних комплексів і майже загально визнаної блокової будови регіону – тектонічний аналіз з використанням результатів формаційних досліджень ранньодокембрійського фундаменту Українського щита, як і інших щитів, а разом з ними і всієї ранньодокембрійської земної кори, може бути рекомендований у вигляді ряду послідовних операцій, що наводяться нижче. Ці операції, у свою чергу, є ні чим іншим, як

постановкою ряду послідовних запитань (проблем, завдань) та відповідей на них, спрямованих на усвідомлення основних рис тектонічної будови та розвитку регіону, з використанням для цього геологічних формацій. При цьому питання постають у послідовності від найбільш загальних до більш детальних. Загальний перелік проблем (завдань), що складають зміст тектонічного аналізу, наводяться нижче у вигляді заголовків окремих параграфів цього розділу. У подальшому вони можуть уточнюватися та деталізуватися в ході конкретних геотектонічних тектонічних досліджень окремих мегаблоків.

### **3.1. Порівняльна геолого-формаційна характеристика метаморфічних комплексів Українського щита**

На Українському щиті, як і на інших щитах древніх платформ, відомі різнофаціальні метаморфічні комплекси, яким надають, залежно від результатів ізотопно-геохронологічного вивчення, різний вік, а на підставі інтерпретації їхніх окремих рис та речовинних особливостей висловлюють різні уявлення про їх геотектонічну природу та структурну позицію, як правило, без урахування геолого-формаційного складу.

Між тим, здається доцільним, геотектонічний аналіз починати саме з порівняння геолого-формаційного складу різних фаціальних комплексів і обговорення наслідків такого зіставлення. У [табл. 2](#) наводяться матеріали такого зіставлення, які показують добру формаційну кореляцію між собою комплексів, подібних за ступенем метаморфізму. Для зіставлення використані різнофаціальні метаморфічні комплекси різних мегаблоків, раніше виділені нами під власними назвами (Кирилюк, 1986; Кирилюк, Смоголюк, 1993). У [табл. 3](#) показано узагальнені дані про геолого-формаційний склад різнофаціальних типів комплексів. З цієї таблиці чітко видно, що комплекси однакового ступеня метаморфізму добре зіставляються між собою за своїм формаційним складом і різко відрізняються від інших комплексів. При цьому, вони не можуть бути зведені один до одного ні шляхом уявного “знімання” (елімінації) метаморфізму, ні теж уявного приведення комплексів до однакових умов метаморфізму. Виключення складають гранулітові та діафторит-гранулітові метаморфічні комплекси, які, не зважаючи на досить інтенсивні повторні метаморфічні перетворення в умовах амфіболітової фації, зберігають, тим не менше, риси вихідних гранулітових комплексів. Тим самим вони показують, також як зонально метаморфізовані комплекси, що основні риси первинного складу та будови дометаморфічних вихідних товщ в основному зберігаються під час навіть дуже глибокого метаморфізму.

### **3.2. Висновки про зв'язок між ступенем метаморфізму і формаційним складом комплексів.**

#### **Формаційна типізація стратометаморфічних комплексів**

Дані попереднього параграфу дають підстави для обґрунтованого висновку про кореляційний зв'язок між ступенем метаморфізму та геолого-формаційним складом метаморфічних комплексів. Тобто, і ступінь метаморфізму, і набір геологічних формацій комплексів відображають певні геологічні, імовірно головним чином тектонічні, умови їхнього формування. Виходячи з майже загальноприйнятих уявлень про вихідну осадово-вулканічну – *стратигенну* – природу метаморфічних комплексів, можна назвати такі комплекси, як це і зроблено вище, *геолого-формаційними* (або скорочено *формаційними*) *стратометаморфічними комплексами* і зробити висновок про їхню відповідність певним геотектонічним умовам їхнього формування. Таким чином, формаційні стратометаморфічні комплекси можуть виступати в якості індикаторів певних геотектонічних умов формування і на перших етапах розглядатися як цілісні системи, які на наступних стадіях тектонічного аналізу можна, за необхідності, деталізувати до окремих формацій. Такими цілісними елементами, що варто застосовувати на перших етапах тектонічного аналізу щитів, є вже названі вище типи формаційних стратометаморфічних комплексів: а) грануліто-гнейсові (включаючи діафторит-гранулітові); б) амфіболіто-гнейсові; в) зеленокам'яні (метавулканогенні); г) залізисто-крем'янисто-сланцеві (метавулканогенно-хемогенно-теригенні); д) гнейсо-сланцеві (метакарбонатно-теригенні).

При цьому слід зауважити, що це лише на перших етапах, тому що на більш пізніх етапах аналізу структурно-тектонічного та петрологічного пояснення вимагає різниця між грануліто-гнейсовими та грануліт-діафторитовими комплексами. Також треба приймати до уваги і різницю в суттєвих структурно-речовинних особливостях територіально відокремлених комплексів, що

належать до одного типу – грануліто-гнейсових, амфіболіто-гнейсових та інших. До яких висновків приводить така деталізація комплексів буде показано нижче.

А поки що, наступні питання, які виникають після висновків попереднього параграфу, полягають у тому, в яких вікових та структурно-стратиграфічних співвідношеннях між собою знаходяться головні типи стратометаморфічних комплексів, чи є вони послідовно сформованими в ході еволюції, чи могли повторюватися в ході геологічної історії, яку роль можуть відігравати в геотектонічній періодизації щитів, у тому числі Українського щита. Ці питання ставляться не вперше, але й досі не мають однозначної відповіді, головним чином через те, що вирішувалися не на підставі прямих чи опосередкованих геологічних даних, а виключно на матеріалах ізотопно-геохронологічних досліджень, які для однотипових комплексів дають різний вік і, навпроти, дають однакові результати для комплексів різних типів.

### **3.3. Встановлення структурної позиції формаційних комплексів і закономірностей їхнього поширення в тектонічній структурі фундаменту**

Вище було показано, що метаморфічні комплекси в природі супроводжуються різноманітними плутонічними породними асоціаціями, головним чином гранітоїдного складу. Високотемпературні метаморфічні комплекси – грануліто-гнейсові, грануліт-діафторитові та амфіболіто-гнейсові – в основному заміщуються ізофаціальними ультраметаморфічними гранітоїдами, залишки серед яких метаморфіти відповідних комплексів дають можливість встановлювати площі їхнього “догранітного” поширення на сучасному денудаційному зрізі фундаменту. Гнейсо-сланцеві комплекси в своїй нижній частині, яка часто метаморфізована в умовах амфіболітової, а іноді і гранулітової фацій, теж іноді заміщуються ультраметаморфітами, а на більш високих рівнях прориваються інтрузивними тілами. Зеленокам’яні та залізисто-крем’янисто-сланцеві комплекси супроводжуються близькими за віком січними плутонічними інтрузивними тілами, що здебільшого розташовані серед високотемпературних комплексів інфраструктури, які вони проривають.

Для стратометаморфічних комплексів, що зазнали ультраметаморфічних змін, фактично встановлюють їхню спільну з гранітоїдами структурну позицію. Досвід показує, що з різнофаціальними метаморфічними комплексами асоціюють різні плутоно-метаморфічні (ультраметаморфічні) формації, чим ще раз підкреслюють формаційну специфіку метаморфічних комплексів (Кирилюк, 19866). У зв’язку з цим є доцільним виділення спільних *гранітно-метаморфічних формаційних комплексів*, якими є : а)гранулітові, що включають під цією назвою як метаморфічні, так і плутоно-метаморфічні формації; б)грануліт-діафторит-гранітові; в)амфіболіт-гранітові; г) гранітно-гнейсо-сланцеві.

Структурні, вікові та генетичні співвідношення метаморфічних та супутніх плутонічних і плутоно-метаморфічних комплексів заслуговують на спеціальне обговорення і будуть розглянуті пізніше, але на цьому етапі аналізу не розглядаються.

Якщо поки що не звертати також уваги на деякі особливості гранулітових комплексів різних мегаблоків, то треба зазначити, що вони в діафторованому, або недіафторованому вигляді розповсюджені в усіх мегаблоках (див. табл. 2). У Подільському мегаблоці гранулітовий комплекс є одноосібним, в Бузько-Росинському – гранулітовий комплекс та його діафторований аналог асоціюють з амфіболіт-гранітовим комплексом, в Придніпровському мегаблоці поширені грануліт-діафторит-гранітовий, амфіболіт-гранітовий, зеленокам’яний та залізисто-крем’янисто-сланцевий комплекси. У Приазовському блоці домінує грануліт-діафторит-гранітовий комплекс, разом з яким у локальних прирозломних трогових структурах розвинуті метаморфічні асоціації, подібні до зеленокам’яного та залізисто-крем’янисто-сланцевого комплексів Придніпров’я, але значно меншого площового поширення та потужності. У межах Волинського та Кіровоградського мегаблоків невеликі площі займають гранулітовий, або грануліт-діафторит-гранітовий, та амфіболіт-гранітовий комплекси, а основну частину території – гнейсо-сланцеві комплекси з супутніми гранітоїдами.

На підставі наведених даних про поширення окремих типів комплексів у різних мегаблоках, можна зробити висновок про те, що всі комплекси поділяють на такі, що поширені в різних мегаблоках, та такі, які характеризують тільки окремі мегаблоки. Значення цього висновку для періодизації історії геологічного та тектонічного розвитку може бути визначене після з’ясування відносного віку цих комплексів.

### **3.4. Встановлення відносної вікової послідовності різних типів стратометаморфічних формаційних комплексів**

Однією з важливих особливостей геологічної будови всіх щитів, у тому числі Українського щита, є відсутність неметаморфізованих утворень серед ранньодокембрійських стратигенних комплексів, що складають кристалічну основу цих регіонів. У зв'язку з цим, на всіх щитах взагалі дуже рідко можна спостерігати безпосередньо у відслоненнях стратиграфічні неузгодження різновікових комплексів, що є звичайним методом визначення відносної вікової послідовності у фанерозойських (неогейських) регіонах. Такі співвідношення в окремих регіонах, наприклад на Балтійському щиті, іноді спостерігаються у підшві слабометаморфізованих нижньопротерозойських товщ на контакті з архейськими утвореннями. На Українському щиті немає відомостей щодо жодного достовірного такого контакту.

Саме тому, а також через слабку відслоненість Українського щита, у цьому регіоні склалася практика ізотопно-геохронологічного визначення віку різних комплексів і висновків на цій основі щодо їх відносної стратиграфічної послідовності. Поряд з тим в інших, добре відслонених регіонах, наприклад, на Алдано-Становому щиті, вже давно застосовують метод всебічного, багатаспектного вивчення співвідношень різнофаціальних комплексів, що охоплює: а) визначення регіонального структурного плану різних комплексів, б) повторних метаморфічних та структурних перетворень біля контактів, в) співвідношення однотипових за складом гранітоїдів з різними комплексами та інші. Інтерпретація таких даних, строго кажучи, ніколи не буває абсолютно беззаперечною і завжди залишає якусь можливість для альтернативних поглядів, але максимально скорочує такі можливості і наближає до істини.

Таблиця 2.

**Зіставлення (кореляція) геологічних формацій  
різнофаціальних метаморфічних комплексів мегаблоків Українського щита**

Типи метаморфічних комплексів	М е г а б л о к и					
	Волинський	Подільський	Бузько-Росинський	Кіровоградський	Придніпровський	Приазовський
	Комплекси формації	Комплекси формації	Комплекси формації	Комплекси формації	Комплекси формації	Комплекси формації
1	2	3	4	5	6	7
<b>Грануліто-гнейсовий та грануліт-діафторитовий</b>	<b>Сосновський</b> - кінцигіт-діафторитова - діафторитова гнейсо-кристалосланцева (ендербіто-гнейсова)	<b>Дністровсько-Бузький</b> - кінцигітова - ендербіто-гнейсова - лейкогранулітова	<b>Побузький</b> - ендербіто-гнейсова - лейкогранулітова - високо-глиноземисто-кварцитова - мрамур-кальцифірова - кондалітова - глиноземисто-базитова	<b>Братський</b> - ендербіто-гнейсова - лейкогранулітова	<b>Славгородський</b> - ендербіто-гнейсова (діафторована) - лейкогрануліт-діафторитова (?)	<b>Приазовський</b> - ендербіто-гнейсова (діафторована) - лейкогрануліт-діафторитова - кондаліт-діафторитова
<b>Амфіболіто-гнейсовий</b>	<b>Корчицький</b> - гнейсо-кристалосланцева	<i>(немає)</i>	<b>Тикицький</b> - гнейсо-кристалосланцева	<b>Рєвський</b> - гнейсо-кристалосланцева	<b>Аульський</b> - гнейсо-кристалосланцева, - кристалосланцево-амфіболітова	<i>(немає)</i>

## Продовження таблиці 2

1	2	3	4	5	6	7
<b>Зеленокам'яний</b>					<b>Середньо-придніпровський</b> - метадацит-андезит-толейтова - метакоматіт-толейтова - джеспіліт-метатолейтова - метакоматітова - метаріоліт-дацитова	<b>Косивцівський</b> - метакоматіт-толейтова - метаріоліт-дацитова
<b>Залізисто-кременисто-сланцевий (метавулканогенно-хемогенно-теригенний)</b>					<b>Криворізько-білозерський</b> - метаконгломерат-сланцева - джеспіліт-кременисто-сланцева - чорносланцева - метаконгломератова (метамоласова)	<b>Гуляйпільсько-осипенківський</b> (нерозчленований метатеригенно-сланцевий комплекс)
<b>Гнейсо-сланцевий (метакарбонатно-теригенний)</b>	<b>Тетерівський</b> - метапеліто-сланцева (метааспідна) - метапсамітокарбонатно-сланцева (метавапнякова)			<b>Інгуло-інгулецький</b> - метапісковикова олігоміктова (метатраувакова) - метаконгломератова (метамоласова)		

Таблиця 3

**Зведений геолого-формаційний склад  
різнофаціальних комплексів Українського щита**

Типи метаморфічних комплексів	Грануліто-гнейсовий	Грануліт-діафторитовий	Амфіболіто-гнейсовий	Зеленокам'яний	Залізисто-кременисто-сланцевий	Гнейсо-сланцевий
Геологічні формації	<ul style="list-style-type: none"> <li>- ендербіто-гнейсова</li> <li>- лейкогранулітова</li> <li>- високоглиноземи-сто-кварцитова</li> <li>- мрамур-кальцифірова</li> <li>- кондалітова</li> <li>- глиноземисто-базитова</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- кінцигіт-діафторитова</li> <li>- діафторитова</li> <li>- гнейсово-кристалосланцева (ендербіто-гнейсова)</li> <li>- лейкогрануліт-діафторитова</li> <li>- кондаліт-діафторитова</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- гнейсо-амфіболітова</li> <li>(-гнейсо-кристалосланцева та кристалосланцево-амфіболітова)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- метадацит-андезит-толейтова</li> <li>- метакоматіт-толейтова</li> <li>- джеспіліт-мета-толейтова</li> <li>- метакоматітова</li> <li>- метаріоліт-дацитова</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- метаконгломерат-сланцева</li> <li>- джеспіліт-кремени-сто-сланцева</li> <li>- чорносланцева</li> <li>- метаконгломератова(метамоласова)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- метапеліто-сланцева (метааспідна)</li> <li>- метапісковикова олігоміктова (метатравакова)</li> <li>- метапсаміто-карбонатно-сланцева (метавапнякова)</li> <li>- метаконгломератова (метамоласова)</li> </ul>

Високий рівень геолого-картографічної вивченості Українського щита дає можливість застосувати зараз цей метод і в цьому регіоні. При цьому співвідношення між комплексами варто визначати в межах окремих мегаблоків, поступово поширюючи їх на весь щит.

Не зупиняючись на розгляді всіх підстав для визначення відносної послідовності комплексів, які були розглянуто у відповідних регіональних параграфах попереднього розділу, наведемо тут лише їхні кінцеві результати. Співвідношення гранулітового та амфіболіто-гнейсового комплексів на Українському щиті можуть визначатися лише в межах Бузько-Росинського мегаблоку, де наявні дані свідчать про більш високе стратиграфічне положення амфіболіто-гнейсового комплексу. Одним з найважливіших доказів такої послідовності є повторний метаморфізм амфіболітової фації в приконтаткових частинах гранулітового комплексу. Ці спостереження дають можливість для інтерпретації територій широкого розвитку діафоритів по гранулітах як площ попереднього розповсюдження амфіболіто-гнейсових комплексів у геологічному минулому.

Зараз вже майже ні в кого не викликає сумніву, що зеленокам'яні метавулканогенні комплекси Придніпров'я займають більш високе стратиграфічне положення відносно амфіболіто-гнейсового комплексу, хоч був час, коли на підставі ізотопно-геохронологічних даних домінували уявлення про найдревніший в цьому районі, і на Українському щиті взагалі, стратиграфічний вік зеленокам'яних комплексів. Ще вище залягає залізисто-крем'янисто-сланцевий комплекс. На підставі даних про співвідношення амфіболіто-гнейсового комплексу з грануліт-діафоритовим, що можуть бути отримано тільки в межах Придніпров'я, не можна зробити однозначного висновку про їхні вікові стосунки. Але з урахуванням висновків по Бузько-Росинському мегаблоку та подібності формаційного складу з недіафоритованими гранулітовими комплексами грануліт-діафоритовий комплекс Придніпров'я вважають самостійним і найдревнішим у своїй метаморфічній частині в цьому мегаблоці.

У межах Волинського та Кіровоградського мегаблоків, у повній відповідності до відзначеної вище загальної відсутності достовірних незгідних стратиграфічних контактів, границі розвинутих тут комплексів не виявлено і залишаються предметом дискусій. Проте, сучасні геологічні та геофізичні дані про будову цих мегаблоків свідчать про залягання гнейсо-сланцевих комплексів вище гранулітових та амфіболіто-гнейсових комплексів інфраструктури.

Враховуючи наведені вище висновки про стратиграфічну послідовність окремих типів стратометаморфічних формаційних комплексів, можна укласти таку загальну схему їхньої відносної стратиграфічної послідовності на Українському та інших щитах (знизу – догори):

*залізисто-крем'янисто-сланцеві комплекси*

□

*зеленокам'яні комплекси*

□

*амфіболіто-гнейсові комплекси*

□

*грануліто-гнейсові комплекси*

Безпосередніх знаходжень гнейсо-сланцевих комплексів із зеленокам'яними та залізисто-крем'янисто-сланцевими в межах спільних структур (блоків, областей) не існує в природі. Але в приграничних частинах гранітно-гнейсосланцевих та гранітно-зеленокам'яних областей (мегаблоків) встановлюються поступові латеральні переходи між гнейсо-сланцевими та залізисто-крем'янистосланцевими комплексами, що дає можливість розглядати їх як, принаймні частково, одновіковими і вважати більш молодими за зеленокам'яні комплекси. Такі висновки про співвідношення комплексів на Українському щиті можна зробити стосовно інгуло-інгулецької та криворізької серій і відповідних комплексів (Кобзар, 1981; Стрыгин, 1978). Аналогічні співвідношення встановлені для гнейсо-сланцевого комплексу ладозької серії Ладозького мегаблоку та ятулійського комплексу Карельської гранітно-зеленокам'яної області Балтійського щита (Салоп, 1971). При цьому варто наголосити на тому, що гнейсо-сланцеві комплекси на загал є більш високотемпературними, ніж більш древні зеленокам'яні комплекси. Це пов'язано з тим, що комплекси розташовані в різних мегаблоках, тектонічні режими яких відрізнялися умовами метаморфізму.

Важливе питання, що безпосередньо торкається відносних вікових співвідношень стратометаморфічних формаційних комплексів, полягає в тому, чи є така послідовність постійною, однонаправленою, еволюційною, чи подібні за складом та ступенем метаморфізму комплекси

могли неодноразово утворюватися (повторюватися) у різний час в одному та в різних регіонах. Саме до такого останнього висновку приводять іноді дані ізотопно-геохронологічного визначення віку однотипних комплексів. У першу чергу це торкається високотемпературних комплексів. Не вдаючись тут до всебічного обговорення цієї проблеми, підкреслимо, що різний ізотопний вік свідчить про різний час закінчення їхнього метаморфізму і ніяк не вказує на їхній стратиграфічний вік. Принаймні ніде в світі немає геологічних спостережень, які б доводили існування *однотипових* різновікових високотемпературних комплексів і їх більш молодий *стратиграфічний вік* відносно менше метаморфізованих. На думку автора, що неодноразово висловлювалася й обґрунтовувалася раніше, послідовність стратометаморфічних формаційних комплексів має спрямовану, еволюційну природу, хоч при цьому можливий тривалий вік окремих типів комплексів:

- а) грануліто-гнейсові – нижній (ранній) архей;
- б) амфіболіто-гнейсові – середній – низи верхнього (початок пізнього) архею;
- в) зеленокам'яні – верхній (пізній) архей;
- г) залізисто-крем'янистосланцеві – верхи верхнього (кінець пізнього) архею – нижній (ранній) протерозой;
- д) гнейсо-сланцеві – нижній (ранній) протерозой.

У такому розумінні різні стратометаморфічні формаційні комплекси характеризують собою окремі послідовні етапи розвитку та геотектонічні і супутні умови, що їх характеризують.

### **3.5. Обґрунтування розташування стратометаморфічних комплексів у тектонічній структурі Українського щита, етапів формування його структури і змісту цих етапів**

На підставі викладених матеріалів про відносну стратиграфічну послідовність та вік головних стратометаморфічних комплексів, можна перейти до визначення їх місця і ролі в тектонічній будові Українського щита та значення для періодизації історії формування його структури.

Поширення найдревнішого грануліто-гнейсового комплексу, представленого в сучасному вигляді у складі плутоно-метаморфічного гранулітового та грануліт-діафорит-гранітового комплексів у межах усіх мегаблоків, дає підставу для висновку про його повсюдний розвиток на території Українського щита, і навіть далеко за його межами, протягом найбільш раннього з відомих етапів формування Українського щита (ранній архей). Менші площі, але також значні і в межах більшості із сучасних мегаблоків, обіймали гнейсо-амфіболітові комплекси, які фіксуються зараз територіями розвитку амфіболіт-гранітових та грануліт-діафорит-гранітових комплексів. Єдина ділянка, у межах якої немає жодних ознак про розповсюдження в геологічному минулому амфіболіто-гнейсового комплексу, це Подільський мегаблок, який можна розглядати як область підняття на етапі формування цього комплексу. У зв'язку з цим грануліто-гнейсові та більш молоді амфіболіто-гнейсові комплекси можуть вважатися основою “загальнощитових” структурних поверхів, які зберігають свою поверхову позицію і в межах окремих мегаблоків.

Зеленокам'яні комплекси відомі в межах Придніпровського та Приазовського мегаблоків, при цьому вони помітно розрізняються між собою структурною позицією, формаційною повнотою та потужністю розрізу. У Придніпров'ї вони складають декілька складних синклінальних структур, що імовірно є відокремленими частинами єдиного еродованого верхнього (“надгрануліт-амфіболітового”) структурного поверху, представленого досить повним формаційним розрізом, загальною потужністю до 7–9 км. У Приазов'ї це здебільшого неширокі видовжені прирозломні структури, складені однією-двома формаціями потужністю від декількох сот метрів до перших кілометрів. Разом з зеленокам'яними комплексами в тих же структурах знаходять залізисто-крем'янисто-сланцеві комплекси, що утворюють у Придніпров'ї верхній підповерх верхнього поверху, або супраструктури.

Гнейсо-сланцеві комплекси розповсюджені в межах двох мегаблоків – Волинському та Кіровоградському, де вони утворюють верхній структурний поверх, фундамент якого складають гранулітові та амфіболіт-гранітові комплекси.

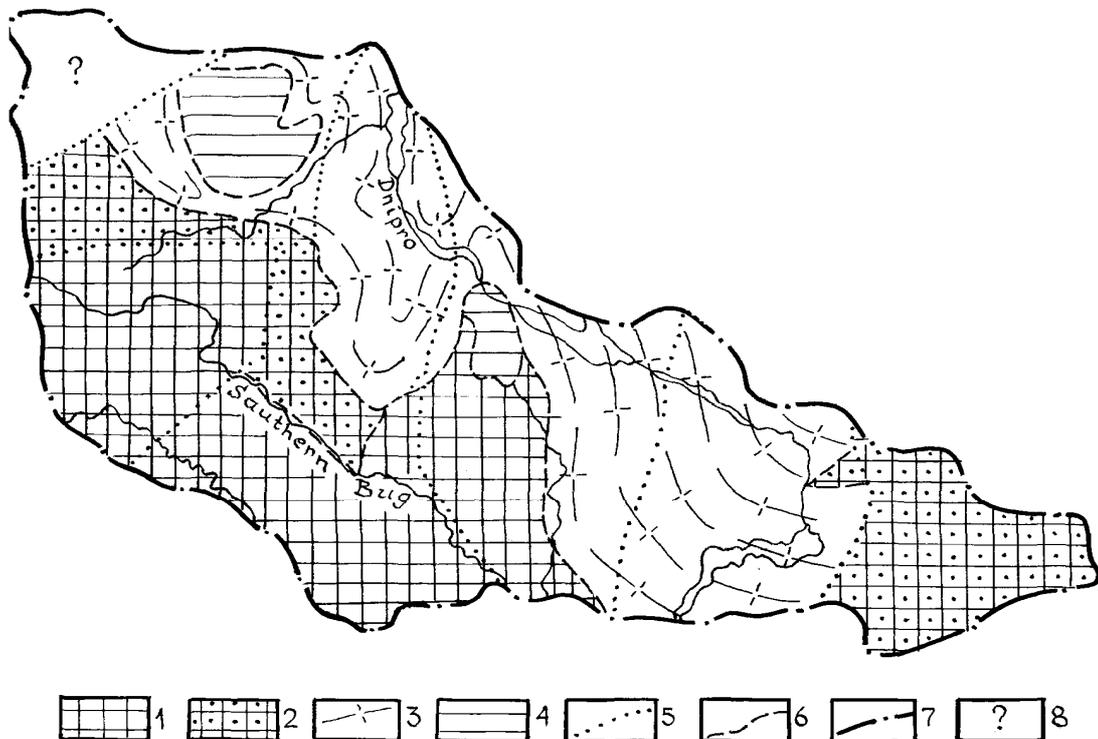
Схему поширення “загальнощитових” структурних поверхів у дозеленокам'яному фундаменті Українського щита показано на **рис. 1**. Поширення більш високих поверхів, що належать лише окремим мегаблокам, добре видно з самої тектонічної карти. Дані про геолого-формаційний склад поверхів наведено в додатку до тектонічної карти.

На підставі аналізу особливостей розповсюдження різних типів стратометаморфічних геолого-формаційних комплексів у структурі Українського щита можна виділити два етапи

формування цієї структури. Перший з них характеризувався повсюдним, або майже повсюдним поширенням стратигенних утворень, що представлені грануліто-гнейсовими та амфіболіто-гнейсовими комплексами, і відомі в усіх (перші) або в більшості (другі) мегаблоків.

Перший етап у геотектонічному (структурно-речовинному) відношенні відповідає тому відрізку розвитку ранньодокембрійської земної кори – мегахрону, який одержав назву *eoгеі* (Шульдинер, 1979). У віковому відношенні він охоплює ранній, середній і, можливо, початок пізнього архею, у геотектонічному відношенні він характеризується так званим *пермобільним режимом* (Салоп, 1973). Цей етап названий авторами *етапом нечіткої, або початкової, догеоблокової геотектонічної диференціації* (Кирилюк, 1986). Ознакою цього етапу і режиму вважається саме повсюдне розповсюдження, великі потужності комплексів, високотемпературний метаморфізм, ультраметаморфізм та інтенсивна дислокованість комплексів, що характеризує обидва типи комплексів. Речовинну різницю між ними використовують для поділу етапу на дві стадії – ранню – “протогранулітову” та пізню – “сірогнейсову (протоамфіболіто-гнейсову)”. Ця різниця обумовлена, найімовірніше, не тільки геотектонічними, але і палеокліматичними змінами (Кирилюк, 1991).

Другий етап формування тектонічної структури Українського щита характеризується чіткою диференціацією її на окремі області (мегаблоки в сучасній структурі), що відрізнялися своїми режимами, складом та будовою. Протягом цього етапу сформувалися зеленокам'яні, залізо-крем'янисто-сланцеві та гнейсо-сланцеві комплекси в межах



**Рис. 1. Сучасне поширення в дозеленокам'яному фундаменті Українського щита високотемпературних метаморфічних та ізофаціальних ультраметаморфічних комплексів**

**Комплекси СФК:** 1 – грануліто-гнейсові; 2 – діафоровані грануліто-гнейсові; 3 – амфіболіто-гнейсові; 4 – анортозит-рапаківі-гранітові масиви.

**Границі:** 5 – сучасних мегаблоків; 6 – комплексів; 7 – Українського щита; 8 – ділянка щита з відсутньою інформацією

окремих областей (мегаблоків), що були територіями відносного опускання. Території, у межах яких відсутні відповідні комплекси і немає жодних ознак їхнього формування в минулому, були в цей час піднятими блоками, що зазнавали денудації. Цей етап відповідає протогею (за Г. Штілле), у віковому відношенні він охоплює пізній архей та ранній протерозой. Для нього автором

запропонована назва *етапу чіткої, геоблокової тектонічної диференціації*. На підставі послідовно сформованих комплексів цей етап розпадається на дві стадії – ранню – вулканогенну (зеленокам'яну) та пізню – вулкано-осадову (гнейсо-сланцеву). Окремі області, сформовані протягом цього етапу розрізняються не тільки режимом вертикальних рухів, але й умовами літогенезу, що дозволяє відносити їх до різних геотектонічних типів мегаблоків (див. нижче). Така періодизація ранньодокембрійської геотектонічної історії Українського щита, як і інших щитів древніх платформ, в основі своїй є суто геолого-формаційною, еволюційною і лише охарактеризована у віковому (геохронологічному) відношенні на підставі геологічних та ізотопно-геохімічних даних, на відміну від геотектонічної періодизації неогеою (байкаліди, каледоніди і т. д.), яка є віковою, геохронологічною або історико-геологічною за своєю суттю. Ця відмінність полягає в тому, що геотектонічні стадії (або геохрони) раннього докембрію чітко розрізняються геолого-формаційним складом своїх комплексів і, відповідно, геотектонічними умовами формування, у той час, як геотектонічні епохи неогеою характеризувалися подібними комплексами і умовами, що мають лише вікові відмінності.

### 3.6. Встановлення парагенезисів формаційних комплексів у межах визначених типів структур (блоків) і їхніх структурно-стратиграфічних співвідношень

Якщо використовувати стратометаморфічні комплекси в якості речовинних елементів мегаблоків, подібно до того, як це раніше було зроблено для гранітно-зеленокам'яних областей (мегаблоків), то мегаблоки Українського щита можна охарактеризувати як:

1. Подільський гранулітовий;
2. Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий;
3. Придніпровський гранітно-зеленокам'яний, або амфіболіт-зеленокам'яний;
4. Приазовський грануліт-діафторитовий;
5. Волинський та Кіровоградський гранітно-гнейсосланцеві.

Цими назвами ми вже скористувалися вище і тут лише підтвердили їхню об'єктивність на Українському щиті. Відповідні набори стратометаморфічних комплексів різних мегаблоків можна бачити у табл. 1. Наявність на інших щитах аналогічних за складом та будовою мегаблоків дозволяє вважати їх типовими структурами, або геолого-формаційними типами мегаблоків щитів. Для їх позначення нами раніше (Кирилюк, 1986; Кирилюк, Смоголюк, 1993а) були запропоновані великі літери кириличного алфавіту, якими ми далі, за необхідності, і будемо їх позначати:

- Тип А – гранулітовий;
- Тип Б – грануліт-діафторитовий;
- Тип В – грануліт-амфіболітовий;
- Тип Г – гранітно-зеленокам'яний;
- Тип Д – гранітно-гнейсосланцевий.

Питання стратиграфічного співвідношення комплексів розглянуто вище. Тут ми хотіли б коротко зупинитися на структурних співвідношеннях комплексів. У всіх мегаблоках спостерігається загальна закономірність, яка полягає в тому, що більш інтенсивно метаморфізовані комплекси складають нижні структурні поверхи, а менш метаморфізовані – верхні. При цьому виявляються поступові метаморфічні переходи між різними поверхами (комплексами) та їх структурна узгодженість, які часто приймаються за згідне стратиграфічне залягання. Такі співвідношення свідчать про спільний ендегенний розвиток верхніх та нижніх поверхів мегаблоків. У зв'язку з цим, для них доцільно використовувати запропоновані Вегманом (1935) для гранітно-гнейсових куполів терміни *інфраструктура та супраструктура*, але в даному випадку стосовно *мегаблоків*, а поступові переходи між ними розглядати не як згідні, а як структурно та метаморфічно узгоджені в процесі формування верхнього структурного поверху.

### 3.7. Фіксація головних просторових, формаційних і петрологічних ознак подібності і відмінності послідовно сформованих комплексів (поверхів)

Надзвичайно важливим елементом тектонічного аналізу є порівняльна характеристика послідовно сформованих визначальних комплексів структурних поверхів мегаблоків та фіксація головних ознак їхньої подібності і відмінності. Справа в тому, що тектонічна еволюція, як і будь яка інша, відбувається шляхом успадкування та новоутворення, що саме і відбиваються у спільних

та відмінних рисах. Пояснення можливої природи подібності та відмінності послідовно сформованих комплексів і дає загальну картину еволюції.

У короткому викладенні ці риси виглядають наступним чином для всіх послідовно сформованих комплексів, безвідносно їхнього конкретного взаєморозташування, і відбивають головні риси загальної еволюції не тільки Українського щита, але й усїєї ранньодокембрїйської земної кори.

Спільним між грануліто-гнейсовими та амфіболіто-гнейсовими комплексами є те, що вони мають дуже велике поширення і не обмежуються окремими блоками. Вони характеризуються однорідним (монофаціальним) метаморфізмом та ізофаціальним гранітоутворенням, повсюдно дислоковані. Різниця між комплексами полягає перш за все у тому, що вони чітко розрізняються своїм метаморфізмом, який навіть отримав назву “стрибок метаморфізму”. Крім того, звертає на себе увагу чітка геолого-формаційна відмінність комплексів. Грануліто-гнейсові комплекси мають строкатий породний склад і включають до 7-9 формацій, у той час як амфіболіто-гнейсові комплекси складені фактично однією формацією, яка спрямовано змінює свій склад знизу догори за розрізом і іноді навіть поділяється на дві близьких формації. Якщо порівнювати не комплекси в цілому, а окремі формації, то встановлюється подібність усього амфіболіто-гнейсового комплексу за складом і будовою (з урахуванням різниці у ступені метаморфізму) з однією ендербіто-гнейсовою формацією. Ця подібність полягає в досить обмеженому наборі порід – основних членів формації, до того ж подібних за своїми петрохімічними особливостями до вулканічних порід від кислого до основного складу.

Порівняння амфіболіто-гнейсових та наступних зеленокам'яних комплексів, навпаки, показує певну подібність складу комплексів, яка полягає в домінуючій ролі вулканічних порід і майже повній відсутності теригенних утворень. При цьому, зеленокам'яні комплекси відрізняються більшим діапазоном складу порід і, як наслідок, більшою кількістю формацій. Знову таки, відрізняються в цілому ступінь метаморфізму комплексів та їхня приналежність до різних типів – ареального та зонального, хоч у пограничних частинах метаморфізм близький і, як завжди, є ознаки поступового метаморфічного переходу. Але головна відмінність полягає в тому, що амфіболіто-гнейсові комплекси мають велике поширення і знаходяться в різних блоках, у той час як зеленокам'яні обмежені площовим розповсюдженням лише в гранітно-зеленокам'яних блоках (тип Г) і локальним в грануліт-діафторитових (тип Б).

Приналежність лише до окремих типів мегаблоків і обмежене розповсюдження є спільною рисою зеленокам'яних та залізо-крем'янистосланцевих і гнейсо-сланцевих комплексів. Але при цьому виявляється різка відмінність, яка полягає у домінуванні в складі зеленокам'яних комплексів вулканічних формацій, у той час як у наступних комплексах різко переважають похідні осадових, переважно теригенних формацій.

Викладений матеріал відбиває найбільш загальні закономірності складу та будови ранньодокембрїйської земної кори. Він ще раз підкреслює правомірність виділення етапів та стадій геотектонічної еволюції Українського щита, як і інших щитів, на підставі даних про поширення та зміну складу. Проте, змістовна сторона цих змін, а також їхнє застосування по відношенню до конкретних регіонів, вимагають попереднього розгляду ще деяких особливостей складу та будови формаційних комплексів.

### **3.8. Встановлення латеральної витриманості – мінливості стратометаморфічних комплексів**

Питання геолого-формаційної витриманості – мінливості стратометаморфічних комплексів є важливим елементом геотектонічного аналізу окремих стадій формування будь-яких геоструктур, зокрема фундаменту щитів. По відношенню до останніх, у тому числі до Українського щита, ще й досі фактично обговорюються дві крайні точки зору – від граничної витриманості (латеральної однорідності) як розрізів, так і ступенем метаморфізму певних етапів розвитку, до безграничної мінливості цих параметрів. До останнього, хоч і неявного, висновку призводять результати використання “абсолютного віку”.

Об'єктивні дані порівняння однотипних комплексів у різних мегаблоках, як на Українському, так і на інших щитах, дають можливість зробити такі висновки по цьому питанню стосовно окремих типів комплексів і стадій формування структури фундаменту.

Грануліто-гнейсові комплекси (*ранній еогеї*) – характеризуються загальною витриманістю гранулітового метаморфізму, хоч на окремих ділянках розрізняються значеннями тиску (помірного в межах Подільського та підвищеного в межах Бузько-Росинського мегаблоків), а також наявністю

або відсутністю проявів амфіболітового діафторезу. Ці риси, на нашу думку, відбивають набуті, а не первинні особливості формування гранулітових комплексів. До первинних може бути віднесено такі особливості як повнота формаційного розрізу в західній частині Українського щита, та його обмежений формаційний склад у східній частині, особливо в Придніпров'ї (див. табл. 1). По суті кажучи, на матеріалах одного щита такий висновок зробити важко, але авторами проаналізовано дані по гранітно-зеленокам'яних областях різних щитів (Кирилук, Смоголюк, 1990, 1993б), що дають підстави для висновку про найбільш імовірний розвиток у межах гранітно-зеленокам'яних областей тільки однієї ендербіто-гнейсової формації і, можливо, лише частково лейкогранулітової формації.

Амфіболіто-гнейсові комплекси (*пізній еогеї*) – достатньо чітко виявляють свою неоднорідність навіть у межах одного Українського щита, при цьому виявлені саме тут особливості знаходять підтвердження на різних щитах. Тікицький комплекс утворений однією гнейсово-кристалосланцевою формацією з приблизно рівним вмістом названих порід і в цілому підпорядкованою роллю амфіболітів. В аульському комплексі амфіболіти складають близько третини складу порід, їхнє розміщення в розрізі чітко впорядковане і збільшується знизу догори, що дає можливість деяким дослідникам виділити дві частини розрізу в якості самостійних формацій – гнейсово-кристалосланцевої та кристало-сланцево-амфіболітової (Карта ..., 1991; Лазько и др., 1986)). Загальною рисою обох комплексів є чітка антидромна будова. А найбільш помітною різницею є наявність у тікицькому комплексі самостійної кристалосланцево-діоритової формації та її відсутність у Придніпров'ї. Хоч ця формація і є, так би мовити, “вторинною” по відношенню до суперкрупного розрізу, але вона є відображенням первинної особливості будови розрізу, зокрема домінування у верхніх частинах розрізу “негранітно-зеленокам'яних” областей досить однорідних товщ кристалічних сланців. Є і інші відмінності, зокрема у гранітоїдній частині комплексів, що мають відношення до латеральної неоднорідності і тектонічного аналізу, але вони вимагають спеціального розгляду.

Зеленокам'яні комплекси (*ранній протогеї*) – у силу своєї вулканічної природи взагалі латерально невитримані. Але навіть для них і на обмежених площах гранітно-зеленокам'яних областей Карелії та Придніпров'я встановлені закономірності просторового розміщення і виявлено декілька типів зеленокам'яних структур (С. І. Рибаків, О. Б. Бобров та інші).

Суттєво теригенні комплекси (*пізній протогеї*) – теж чітко латерально мінливі, як при простежуванні з одного мегаблоку в інший, так і в межах окремих мегаблоків. Зокрема карбонатно-теригенний літогенез в одних блоках відбувався синхронно крем'янисто-теригенному в інших. Стосовно цих комплексів, як і попередніх зеленокам'яних, треба зауважити, що для них крім латеральної мінливості встановлюється і латеральний плин (ковзання) віку.

### 3.9. Висновки про вихідну природу геологічних формацій різних комплексів

Гіпотези стосовно геотектонічної природи метаморфічних комплексів і структур не можуть бути хоч якось обґрунтованими і зрозумілими без висновків про вихідну, первинну природу геологічних формацій різних комплексів. Для зональних і в цілому слабо метаморфізованих комплексів ці висновки, як показано вище, зараз достатньо обґрунтовані (див. вище). Що ж до високометаморфізованих (ареальних, монофаціальних) комплексів, то їхня природа поки що досить дискусійна, хоч і в цьому питанні є певний прогрес.

Формації амфіболіто-гнейсових (“сірогнейсових”) комплексів більшість дослідників вважають зараз похідними від вулканогенних бімодальних або послідовно диференційованих базальт-андезит-дацитових (-ріолітових) формацій, до складу яких входять як члени толейтової, так і лужно-вапнякової серій. Але деякі дослідники ще й досі дотримуються уявлень про первинно-осадову природу, зокрема аульського комплексу (А. М. Лисак, А. О. Сіворонов), про діафторитову природу всіх амфіболітових комплексів за рахунок гранулітових (І. Б. Щербаков) та про їх складну гетерогенну інтрузивно-метасоматичну природу (Р. Я. Белєвцев).

На погляд автора, перша з гіпотез є найбільш обґрунтованою геологічними та петрохімічними даними. Вона може бути поширена також на ендербіто-гнейсову формацію грануліто-гнейсового комплексу. Подібність цих двох формацій – гнейсово-кристалосланцевої та ендербіто-гнейсової – стала підставою для об'єднання їх деякими дослідниками у одну “сірогнейсову” формацію, по різному метаморфізовану в різних структурах та регіонах. Але такий висновок не узгоджується з тим, що ендербіто-гнейсова формація має гомодромну будову, а

амфіболітова гнейсово-кристалосланцева – антидромну. Скоріше за все їх треба розглядати як дві послідовні – “прогресивну” та “регресивну” – стадії єдиного еогейського вулканізму.

Не менш складною є проблема походження інших формацій гранулітових комплексів, яка заслуговує на спеціальне обговорення і була досить детально розглянута авторами раніше (Кирилюк, 1971, 1976, 1986, 1991). Основні висновки з розгляду цієї проблеми висвітлено у наступному підрозділі.

### **3.10. Гіпотези щодо можливої природи загальних формаційних відмінностей окремих комплексів і їхньої латеральної витриманості/мінливості**

Висновки щодо походження окремих формацій не можуть бути обґрунтованими без загальних уявлень про природу та рушійні сили еволюції ранньодокембрійської земної кори, що пояснювали б основні формаційні відмінності стратометаморфічних комплексів, включаючи як їхній склад, так і ступінь метаморфізму. Головні питання, що вимагають відповіді, полягають у наступному:

1) яка природа ареального гранулітового метаморфізму раннього еогею і як це пов'язано із формаційним складом (нагадаємо, що вище показана кореляція цих явищ)?

2) чим викликана зміна формаційного складу та ступеню метаморфізму грануліто-гнейсових комплексів раннього еогею амфіболіто-гнейсовими комплексами пізнього еогею в ході еволюції?

3) з чим пов'язане те, що амфіболіто-гнейсові (пізній еогей) та зеленокам'яні (ранній протогей) комплекси мають вулканічний склад і в них відсутні, або вкрай обмежені теригенні відклади?

4) чим викликана масова поява теригенних формацій в пізньому протогейі?

Є ще цілий ряд важливих питань, що торкаються геотектонічної природи окремих комплексів і структур Українського щита, однак ці проблеми є найпринциповими і вимагають першочергової відповіді.

Не зупиняючись на обґрунтуванні, яке в основному вже робилося авторами раніше (Кирилюк, 1971, 1976, 1986, 1991; Кирилюк, Смоголюк, 1993 б), викладемо лише основні висновки:

1) гранулітовий метаморфізм раннього еогею може бути викликаний високотемпературними безгідросферними, субаеральними умовами на земній поверхні, що обумовили специфічний вулканогенно-хемогенно-кластогенний літогенез і послідовну зміну формацій на фоні тривалого поступового загального пониження температури земної поверхні. У подальшому метаморфізм початково “сухих” відкладів призвів до формування гранулітових асоціацій, минаючи більш низькотемпературні фації. Різні типи формаційних розрізів свідчать про первинну нечітку геотектонічну диференціацію структури земної кори, в тому числі Українського щита;

2) зміна ступеню метаморфізму грануліто-гнейсових та амфіболіто-гнейсових комплексів викликана накопиченням вихідних товщ останніх у субаквальних умовах термогідросфери – у первинних високотемпературних водних басейнах, що обумовило участь води в метаморфізмі і призвело до анатексису і термостатування в умовах амфіболітової фації. Наявність суцільної воднопарової оболонки Землі того часу та відсутність механізму кругообігу води загальмувала теригенний (кластогенний) літогенез і призвела до накопичення виключно вулканічних утворень, чим обумовлений одноманітний формаційний склад комплексів пізнього еогею. Успадковано розвиваються первинні тектонічні неоднорідності, що видно з латеральної мінливості комплексів;

3) подібність загального вулканічного складу амфіболіто-гнейсових (пізній еогей) та зеленокам'яних (ранній протогей) комплексів та відсутність у них теригенних утворень викликана продовженням формування вихідних товщ зеленокам'яних комплексів в термогідросферних умовах. Однак на цей час загальне охолодження кори вже призвело до набуття нею жорсткості і появи крихких розривних деформацій, а вертикальні тектонічні рухи перетворили первинні нечіткі геотектонічні неоднорідності у блокові структури;

4) масове накопичення теригенних формацій в пізньому протогейі, у тому числі подібних до геосинклінальних (тетерівський та інгуло-інгулецький комплекси), викликано пониженням температури денної поверхні і включенням глобального механізму “кругообігу води”. На цей час вже чітко оформилися не тільки області (мегаблоки) підняття та опускання, але й окремі типи негативних структур, які умовно можна назвати *евмегаблоковими* (Придніпровський мегаблок) та

*міомегаблоковими* (Тетерівський та Кіровоградський мегаблоки). Їхні аналоги відомі на всіх щитах древніх платформ.

### 3.11. Геокінематичні реконструкції (аналіз рухів) окремих структур (мегаблоків), геотектонічні режими формування структур

На підставі наборів стратометаморфічних геолого-формаційних комплексів у мегаблоках, що належать до різних типів, можна провести якісну та кількісну, з урахуванням потужності комплексів, оцінку вертикальних рухів за допомогою класичного методу тектонічного аналізу “перерв і потужностей”. Якісна характеристика дає можливість перевести виділені вище структурно-формаційні типи мегаблоків у категорію геокінематичних типів (за Л. І. Красним) з відповідним геотектонічним режимом:

Подільський мегаблок (*тип А*). Територія мегаблоку після прогинання в ранньому еогеї на протязі всієї історії зазнавала підняття, що дає можливість визнати геокінематичний тип мегаблоку і його режим як *анастабільний*.

Бузько-Росинський мегаблок (*тип В*). Його площа у складі значно більшої території, що не обмежувалася сучасним мегаблоком, продовжувала прогинання, можливо після короткої перерви, протягом усього еогею, з наступним підняттям протягом усього протогею. Це дає можливість охарактеризувати мегаблок як *ката-анастабільний*.

Придніпровський мегаблок (*тип Г*). Його територія зазнавала найбільш повного і тривалого опускання протягом усього раннього докембрю, можливо з невеликими перервами, у зв'язку з чим мегаблок може бути охарактеризований як *катастабільний*, а за формаційним складом супраструктури як *евмегаблоковий*.

Кіровоградський та Волинський мегаблоки (*тип Д*) – після тривалого підняття протягом раннього протогею, і можливо частини пізнього еогею, знову зазнали опускання в пізньому протогеї, що дає можливість віднести їх до *мобільного типу* (I-й підтип), а за формаційним складом супраструктури до *міомегаблоків*.

Приазовський мегаблок (*тип Б*) – за рядом ознак, що вимагають спеціального розгляду, теж може бути охарактеризований як *мобільний мегаблок II-го підтипу*.

Кількісна оцінка потужностей стратометаморфічних комплексів (поверхів) дає можливість побудувати криві вертикальних рухів для кожного з мегаблоків в координатах “геологічний час – потужність (або перерва)”.

### 3.12. Структурна та геотектонічна позиція гранітоїдних комплексів

У структурі Українського щита, як і щитів взагалі, важливу роль відіграють різноманітні гранітоїдні комплекси. Серед них виділяють такі категорії:

1) плутоно-метаморфічні, пов'язані з високотемпературними метаморфічними комплексами та іноді з нижніми частинами гнейсо-сланцевих комплексів;

2) плутонічні, пов'язані в часі з формуванням певних метаморфічних комплексів супраструктури;

3) автономні плутонічні комплекси (масиви), які не мають супутніх “одноетапних” товщ і часто вважаються комплексами етапів активізації.

Усі категорії гранітоїдних комплексів відіграють важливу роль у розшифровці структури щита, але мають різне значення для періодизації та розуміння власне геотектонічної еволюції регіону.

Перші з них є найбільш поширеними, відіграють важливу роль у розумінні структури, особливо з урахуванням того, що вони успадковують відповідні суперкрустальні формації, але нічого не додають до усвідомлення геотектонічних режимів і умов формування комплексів та поверхів, які вони складають. Нами розроблена структурно-речовинна систематика плутоно-метаморфічних формацій (табл. 4). У ній застосовані деякі не дуже поширені терміни, введені автором раніше, такі як коінцидентні – дезинцидентні формації (Кирилюк, Лысак, 1979), параалоктонні (Кирилюк, Свешников, 1995; Кирилюк, 2003). З вищезгаданої систематики видно, що гранітоїдні формації тією чи іншою мірою ускладнюють відповідні структурні поверхи мегаблоків і заміщують суперкрустальні формації, що їх складають, але лише пристосовуються до умов формування поверхів. Дещо додаткове для розуміння режимів формування структур може дати тільки внутрішня структура (конституція) формацій, їхній конституційний підтип. Аналіз зв'язку

останнього з історією розвитку дає можливість припускати формування брилового типу в умовах підняття та розтягання, а пластово-лінзового – в умовах занурення та стиснення. Систематика не має вікової компоненти, тому що формування однотипних плутоно-метаморфічних формацій могло бути тривалим, неодноразовим і реально їх вік може визначатися лише ізотопно-геохронологічними методами, а геологічними методами можна визначити лише їхню нижню вікову границю.

**Структурно-речовинна систематика  
плутоніо-метаморфічних геологічних формацій щитів**

Структурна позиція формацій	Структурно-речовинний (структурно-генетичний) тип	Формаційний тип	Конституційний підтип
Границя інфра- та супраструктури грануліт-амфіболітових і гранітно-гнейсо-сланцевих мегаблоків	Дезінцидентний (параалохтонний)	Мігматит-гранітовий	Зонально-асиметричний (пластово-лінзовий та бриловий)
Амфіболіт-гранітові структурні поверхи	Дезінцидентний (параавтохтонний)	Мігматит-плагіограніт-гранітовий	Пластово-лінзовий
	Коінцидентний (автохтонний)	Кристалосланцево-діоритовий	Пластово-лінзовий
Грануліт-діафторит-гранітові структурні зони гранулітових поверхів	Дезінцидентний (параавтохтонний)	Діафторит-діорит-гранітовий	Бриловий
	Коінцидентний (автохтонний)	Діафторит-тоналіт-діоритовий	Бриловий
		Діафторит-кінцигіт-гранітовий (гнейсо-гранодіоритовий)	Бриловий
Гранулітові структурні поверхи	Коінцидентний (автохтонний)	Гнейсо-аляскітовий	Бриловий
			Пластово-лінзовий
		Ендербітовий (чарнокіт-ендербітовий)	Бриловий
			Пластово-лінзовий
		Кінцигіт-гранітовий	Бриловий
		Пластово-лінзовий	

Другі плутонічні, пов'язані в структурі і часі з відповідними товщами протогею. Вони не додають нічого для геотектонічної періодизації, але сприяють розумінню змісту та режиму самих етапів і відіграють певну роль у деталізації протогейської тектоніки як інфра-, так і супраструктури.

Автономні плутонічні комплекси мають певне періодизаційне значення. На Українському щиті їх всіх відносять до кінця протогею, або навіть, можливо, початку неогейу. Варто лише зауважити, що ці комплекси лише умовно можуть вважатися автономними, тому що за нашими даними усі вони мають чітку приуроченість до *мобільних*, мегаблоків, в межах яких є закономірним елементами їхньої еволюції.

#### 4. Геотектонічний синтез

##### *(короткий нарис структурно-речовинної еволюції фундаменту)*

В основу геоеволюційного узагальнення результатів тектонічного аналізу автором покладено геотектонічну періодизацію, тоді як звичайно питання історико-геологічного та тектонічного розвитку розглядають на геохронологічній основі. Це зроблене тому, що хроностратиграфічний поділ та офіційна вікова кореляція утворень фундаменту Українського щита

на ізотопно-геохронологічній основі дуже суб'єктивні і викликають багато зауважень. Саме через це в ролі вікової координати в цій роботі виступає поділ геологічної історії на *два мегахрони – еогей і протогей* – та їхні *ранню та пізню стадії, або геохрони*, а за об'ємну просторову основу прийнята охарактеризована вище поверхово-блокова будова фундаменту.

Нагадаємо, що *еогей* визначений нами як початковий етап тектонічної еволюції фундаменту, що відзначився нечіткою геотектонічною диференціацією, в той час як *протогей* вже несе ознаки чіткої, найбільш імовірно, геоблокової за своєю природою, геотектонічної диференціації. Поділ кожного з етапів на ранню та пізню стадії зроблено на підставі послідовно сформованих різних за складом стратигенних геолого-формаційних комплексів.

#### 4.1. Еогей

Основою для його виділення стали стратигенні високотемпературні монофаціальні комплекси. Тобто еогей має, на думку автора, чітке речовинне вираження, що у свою чергу є відображенням специфічного *еогейського режиму*. Під еогейським режимом розуміють всю сукупність екзогенних і ендемогенних, в тому числі геотектонічних, умов формування комплексів. Як було показано вище, екзогенні та ендемогенні ознаки повсюдно суміщені у складі комплексів фундаменту, і тому при розгляді будь-якого з аспектів їхнього формування, будь-то тектоніки, чи літогенезу, ці аспекти не можуть розглядатися ізольовано.

##### 4.1.1. Ранній еогей (палеоархей)

На Українському щиті знаменується накопиченням вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів, відомих у межах усіх мегаблоків. У Подільському мегаблоці вони складають верхній структурний поверх (супраструктуру), у всіх інших мегаблоках – входять до складу їхньої інфраструктури. Модельні та розрахункові дані (Кирилюк, 1971, 1976; Шульдинер, 1976; Добрецов, 1981 та ін.) свідчать про високотемпературний режим на поверхні Землі в процесі формування грануліто-гнейсових комплексів (понад +300 °С) і, внаслідок цього, субаеральні, безгідросферні умови їхнього накопичення (Кирилюк, 1971, 1976). Імовірними процесами формування розрізу за цих умов могли бути фізичне та хімічне вивітрювання, еолове транспортування та накопичення, хімічні реакції між літосферою і атмосферою та вулканізм (Кирилюк, 1971, 1976). Утвореннями вулканічного походження вважають ендербіто-гнейсову формацію та її окремі члени у складі інших формацій, що переважно розглядаються як літогенні.

Повсюдне поширення грануліто-гнейсових комплексів на території сучасного щита (та далеко за його межами), дає можливість вважати територію щита в ранньому еогейі частиною *безмежної гранулітової геотектонічної області*. Інтенсивний метаморфізм, ультраметаморфізм і деформованість, тобто повсюдна тектоно-метаморфічна активність в межах цих областей, виправдовують назву тектонічного режиму раннього еогейу як *пермобільного* (Салоп, 1973). Деяка геотектонічна диференційованість гранулітової області обумовила помітну різницю формаційного складу окремих ділянок, або *структурно-формаційних областей*, що співпадають з сучасним мегаблоковим поділом. Зокрема, імовірно, саме тектонічними причинами обумовлені відмінності формаційного складу західної та східної частин Українського щита та території окремих сучасних мегаблоків. Так, у західній частині Українського щита розвинутий повний розріз із семи суперкрустальних формацій, переважно літогенних, що згідно залягають і пов'язані між собою поступовими переходами. На території Придніпровського гранітно-зеленокам'яного мегаблоку поширений дуже редукований розріз, де надійно встановлена лише метавулканогенна ендербіто-гнейсова формація та, можливо, частково лейкогранулітова формація. У Приазов'ї розріз більш повний, але з нього випадають високоглиноземисто-кварцитова та мармур-кальцифірова формації, внаслідок чого кондалітова формація тут, на відміну від Побужжя, залягає безпосередньо на лейкогранулітовій формації. Розрізи цих трьох ділянок певною мірою співпадають з раніше виділеними типами розрізів ранньоєогейських комплексів різних щитів (Кирилюк, Смоголюк, 1990, 1993б), що дає можливість попередньо трактувати ці ділянки як залишки ранньоєогейських структурно-формаційних областей – *вулканолітогранулітової (Подільський та Бузько-Росинський мегаблоки), вулканогранулітової (Придніпровський мегаблок) та умовно літо-вулканогранулітової (Приазовський мегаблок)*. Геотектонічна природа відмінностей західної та східної частин фундаменту Українського щита знаходить своє підтвердження у петрохімічних та геохімічних особливостях кристалічних сланців з поширених тут гранулітових комплексів.

Границя між вулканогранулітовою та вулканолітогранулітовою структурно-формаційною областями була розташована десь на території сучасного Кіровоградського мегаблоку. Слід

наголосити, що саме тут, посередині Кіровоградського мегаблоку, проходить зараз субмеридіональна границя між Західним та Центральним сегментами Східноєвропейської платформи, що проводиться по трансрегіональному шву Херсон-Смоленськ (Старостенко та ін., 2002). Вона могла б існувати вже в ранньому еогеї і бути в цей час умовною границею різних гранулітових структурно-формаційних областей, але не розривною, як у протоеї, а зв'язковою (*связной – рос.*) в умовах високотемпературного пластичного середовища.

Найважливішою особливістю раннього еогею слід вважати ареальний гранулітовий метаморфізм, обумовлений, найімовірніше, його безводною природою та високою температурою в цей час поверхні Землі (Кирилюк, 1971). До особливостей раннього еогею, імовірно, слід віднести в цілому незначний, початковий прояв процесів ультраметаморфізму. Про це свідчать: а) значно більш молоді цифри ізотопного віку переважної більшості гранітоїдів, пов'язаних з гранулітами, що відповідають віковим значенням неогархею і навіть палеопротерозою; б) відносно слабкий ультраметаморфізм діафторованого приазовського комплексу; в) дуже рідкісні посилання дослідників на регресивно змінені гранітоподібні породи гранулітової фації – ендербіти, чарнокіти, чудново-бердичівські “граніти”. Як показує вивчення породних включень у гранітоїдах грануліт-діафторит-гранітових комплексів, вони зазвичай представлені діафторованими метаморфітами і лише зрідка – проблематичними породами плутонічного вигляду.

Виходячи з геологічних спостережень та ізотопно-геохронологічних даних, *ранній еогеї, або час формування вихідних товщ грануліто-гнейсових комплексів, є стадією закладення гранулітових структурних поверхів* мегаблоків Українського щита, накопичення їхнього розрізу та початкового гранулітового метаморфізму і ультраметаморфізму помірних тисків, а також початкових деформацій. Пізніше гранулітові структурні поверхи пройшли тривалий і складний розвиток як у одноповерховому Подільському мегаблоці, так і в інфраструктурі інших мегаблоків. Зокрема, на післяранньоегейській розвиток припадають головні ультраметаморфічні процеси, про що йдеться нижче. Але вже в ранньому еогеї було закладено перші нечіткі тектонічні неоднорідності, що успадковано розвивалися протягом наступного часу.

#### 4.1.2. Пізній еогеї

Ознаменувався накопиченням вихідних товщ амфіболіто-гнейсових комплексів. Ці комплекси, або ознаки їхнього поширення в геологічному минулому, мають місце в усіх мегаблоках, крім Подільського. Вони відомі у Волинському, Бузько-Росинському, Кіровоградському та Придніпровському мегаблоках. З їхнім передбачуваним попереднім розповсюдженням на всій території Бузько-Росинського мегаблоку можна пов'язати процеси діафторезу гранулітового комплексу та сполучене з цим ультраметаморфічне гранітоутворення, які спостерігаються на площі в оточенні амфіболіт-гранітового комплексу і, імовірно, безпосередньо під його подошвою у розрізі мегаблоку. На більш глибоких рівнях одночасно відбувався повторний метаморфізм гранулітової фації підвищених тисків та сполучені з цим процеси ультраметаморфізму і деформації інфраструктури. Такі структурно-метаморфічні ускладнення гранулітової інфраструктури, порівнянно з Подільським мегаблоком, спостерігаються в південній та південно-західній частинах Бузько-Росинського мегаблоку.

Повсюдний діафторез амфіболітової фації на території Приазовського мегаблоку теж свідчить про імовірне формування і поширення тут у геологічному минулому денудованого пізніше комплексу пізнього еогею.

Амфіболіто-гнейсові комплекси на Українському щиті, як і на інших щитах, чітко відрізняються від грануліто-гнейсових комплексів не лише ступенем метаморфізму, але й формаційним складом. Вони складені однією гнейсово-кристалосланцево-амфіболітовою формацією проти поліформаційного складу грануліто-гнейсових комплексів. Природа цієї різниці добре пояснює зміну палеокліматичних та палеогеографічних обстановок екзолітогенезу (Кирилюк, 1977, 1991; Кирилюк, Смоголюк, 1993б), який у пізньому еогеї відбувався, імовірно, вже за умов існування первинної високотемпературної гідросфери - *термогідросфери*. Виникнення термогідросфери докорінно змінило умови літогенезу, зокрема загальмувало процес теригенного осадконакопичення і зумовило формування майже виключно вулканічних розривів (Кирилюк, 1991). Зміна літогенезу у зв'язку із появою термогідросфери відбулася на фоні існування пермобільного геотектонічного режиму попередньої стадії, про що свідчать основні ознаки цього режиму – повсюдна високотемпературна тектоно-метаморфічна активність та супутній ультраметаморфізм, що охоплювали навіть гранулітові області, які були закладені раніше, зокрема територію Подільського мегаблоку. У цей час на більшій частині Українського щита сформувалася

двоповерхова **амфіболіт-гранулітова геотектонічна область**, фрагмент якої зберігся в сучасній структурі у вигляді Бузько-Росинського мегаблоку. І лише територія Подільського мегаблоку існувала як гранулітове підняття.

Амфіболіто-гнейсові комплекси представлені на Українському щиті двома відомими стратиграфічними підрозділами – росинсько-тікицькою та аульською серіями та їхніми аналогами в сусідніх мегаблоках. Вони складають основу тікицького та аульського амфіболіто-гнейсових суперкрустальних структурно-формаційних комплексів. Ці комплекси мають найбільш імовірну субаквальну вулканічну природу, їхній ступінь метаморфізму, внаслідок надмірного початкового зволоження та інтенсивного палінгенно-анатектичного ультраметаморфізму (Кирилук, 1977), не перевищує амфіболітової фації. Територіально відокремлені комплекси мають багато спільних рис, що дає змогу корелювати їх між собою та протиставляти іншим комплексам. У той же час вони несуть суттєві відмінності, на яких наголошувалося вище, що свідчить про наявність певної тектонічної диференціації. Можна говорити про існування принаймні *двох структурно-формаційних областей пізнього еогею – гнейсово-кристалосланцево-діоритової*, залишки якої поширені в західній частині Українського щита і представлені тікицьким структурно-формаційним комплексом та *гнейсово-кристалосланцево-амфіболітової* у східній частині щита, де вона представлена аульським структурно-формаційним комплексом. Як бачимо, територіально ці області успадковують геотектонічний поділ попереднього ранньоегейського етапу.

Пізній еогей слід розглядати як стадію інтенсивного ультраметаморфізму структурних поверхів на їхніх різних рівнях – на власне пізньоегейському амфіболіто-гнейсовому, а також на більш глибоких грануліт-діафоритовому та гранулітовому рівнях. Саме в цей час, імовірно, створилися умови для максимального за масштабами гранітоутворення *на сучасному рівні денудаційного зрізу*, коли почалося формування літинського та бердичівського комплексів у гранулітовому поверсі, гайсинського (собітового) та славгородського комплексів у грануліт-діафоритових зонах інфраструктури, тетієвського, ставищанського, звенигородського, дніпропетровського в амфіболіт-гранітовому поверсі пізньоегейського закладення. Масштаби цих процесів без перебільшення були настільки грандіозними, що вони, завдяки великим запасам тепла та його постійному підживленню стаціонарним тепловим потоком, розтягнулися в часі далеко за межі пізнього еогею, про що свідчать значно більш молоді значення радіологічного віку більшості гранітоїдів, що за різними методами сягають 1 900–2 000 млн років. Повторює те, що ці процеси характеризують *сучасний рівень зрізу*, хоч на поверхні Землі і в приповерхневій частині кори в цей час відбувалися процеси охолодження літосфери, атмосфери і гідросфери, що призвели у підсумку до структурних змін земної кори і тектонічного режиму.

Процесами ультраметаморфізму в цей час було охоплено не лише території поширення амфіболіто-гнейсових комплексів, але й, завдяки великим запасам первинного тепла, також область підняття на місці сучасного Подільського мегаблоку. Тут в умовах висхідних рухів і розтягнення відбувалося формування плутоно-метаморфічних асоціацій з характерною бриловою будовою. Принагідно ще раз варто зауважити, що мова йде про процеси, які відбувалися на рівні сучасного зрізу Подільського мегаблоку, у той час як на поверхні відбувалися повільні процеси його денудації.

## 4.2. Протогей

Цей етап розвитку фундаменту відображений у зеленокам'яних та суттєво теригенних гнейсо-сланцевих комплексах. Перші з них відповідають ранньому протогею, а другі – пізньому протогею. На відміну від комплексів еогею, що мають безперервне поширення в інфраструктурі усіх мегаблоків, де відомі комплекси або ранньої та пізньої стадій або принаймні однієї з них, розповсюдження комплексів протогею обмежене лише окремими типами мегаблоків. Тобто, поруч з мегаблоками, де відбувалося опускання та формування стратигенних товщ, у протогеї вже існували стабільні області підняття і денудації. Загальний температурний стан верхньої кори в протогеї дає можливість припускати, що сучасні мегаблоки, принаймні ті, де поширені протогейські комплекси, у цей час вже були розмежовані зонами розломів і тому можуть вважатися справжніми блоковими структурами.

### 4.2.1. Ранній протогей

Протягом раннього протогою формування зеленокам'яних комплексів відбувалося в межах Придніпровського та Приазовського мегаблоків, але характер їхнього розповсюдження в них був суттєво різний.

У Придніпровському мегаблоці комплекс, імовірно, мав первинне повсюдне поширення, що збігається з уявленням про нього як про структурний поверх мегаблоку. При цьому не виключено, що поверх від початку свого формування, у межах синклінальних структур (прогинів) мав дещо більшу потужність, тобто прогини мають конседиментаційний характер. Він утворився в субаквальних умовах, внаслідок процесів переважно толейтового та меншою мірою лужно-вапнякового вулканізму, у віковому інтервалі від 3 170 до 3 050 млн років (Щербак, 2004). У розрізі комплексу дуже незначну роль відіграють первинно теригенні породи. На погляд автора, домінування у складі комплексу вулканітів свідчить, як і для попередньої, пізньоеогеїської стадії, про його формування в умовах термогідросфери і загальмованих у цей час процесів теригенно-хемогенного літогенезу. Незначна кількість теригенних утворень серед метавулканітів має ознаки місцевого походження уламкового матеріалу, з його недалеким транспортуванням і подібністю до складу порід, що їх підстеляють.

Щодо геотектонічної природи зеленокам'яних комплексів гранітно-зеленокам'яних областей, то більшість дослідників дотримується уявлень про їхнє походження внаслідок рифтогенезу континентальної кори над мантийними струменями або плюмами. Між тим, В. Ю. Хаїн та М. А. Божко (1988), резонно приймаючи до уваги підвищений температурний режим ранньої кори, вважають, що “стадія заложення зеленокаменних поясів лише весьма условно может быть названа рифтогенной; вероятно, следует говорить о *пластичном рифтогенезе*” (Хаїн, Божко, 1988, с. 71). Однак, враховуючи значну потужність гранітного шару, що підстеляє зеленокам'яні структури і з огляду на температурну специфіку розігрітої ранньопротогоїської кори, важко собі уявити навіть “пластичний рифтогенез”.

Зважаючи на те, що і грануліто-гнейсовий (славгородський), і амфіболіто-гнейсовий (аульський) комплекси інфраструктури Придніпровського гранітно-зеленокам'яного мегаблоку теж мають вулканогенну природу, можна припустити існування тут протягом усього раннього докембрію специфічних вулканічних областей з постійно діючими вулканічними каналами (струменями), тобто свого роду власне *плюм*, а не “надплюмову” область рифтогенезу. На користь цієї ідеї може свідчити відсутність на цей час у різних регіонах надійних даних про безпосередні співвідношення зеленокам'яних і амфіболіто-гнейсових комплексів, що їх підстеляють. Саме через це деякі авторитетні дослідники вже давно схильні були «думать, что и “серые гнейсы”, и нижние толщи зеленокаменных разрезов отвечают одному этапу развития в раннем архее» (Богатиков и др., 1980). Щодо приналежності до одного геотектонічного етапу розвитку, то з цим навряд чи можна погодитися, з огляду на наведені вже вище особливості еогею та протогою. Але уявити собі успадкований і майже безперервний (у геологічному розумінні) прояв вулканізму при переході від еогею до протогою на території гранітно-зеленокам'яної області цілком можливо.

Формування зеленокам'яних комплексів Придніпров'я супроводжувалося дрібними комагматичними інтрузіями основного та ультраосновного складу, а також тоналіт-плагіогранітовою інтрузією сурського комплексу, віком у 3 120–3 000 млн років (Кореляційна ..., 2004), який теж вважається комагматичним до кислих вулканітів зеленокам'яного комплексу. В інфраструктурі в цей час продовжувалися процеси ультраметаморфізму та супутні деформаційні процеси, зокрема спливання під більш важкою супраструктурою ремобілізованого фундаменту та формування валів і куполів, що розмежовують зеленокам'яні структури. Якщо порівнювати аульський комплекс інфраструктури Придніпров'я з тікицьким комплексом супраструктури Бузько-Росинського мегаблоку, то можна побачити деякі зміни, що можуть бути пов'язані з подальшим розвитком амфіболіт-гранітового комплексу при переході з супраструктури в інфраструктуру. Серед них варто назвати меншу роль метаморфічних утворень, очевидно, внаслідок “просунутої” гранітизації, більш однорідний склад гранітоїдної складової, внаслідок чого вона частіше має вигляд граніто-гнейсів (“тінювих гранітів”), а не мігма-титів, як у тікицькому комплексі. Наслідком подальшої гомогенізації інфраструктури слід, мабуть, вважати наявність однорідних плагіогранітних масивів саксаганського комплексу віком 3 010–2 950 млн років (Щербак, 2004), що мають плутонічний вигляд і пов'язані з граніто-гнейсами інфраструктури поступовими переходами.

На території Приазовського мегаблоку ранній протогої позначився формуванням невеликих прирозломних структур, заповнених типовими зеленокам'яними комплексами віком 3 140–3 100 млн років (Кореляційна ..., 2004), але зі скороченим, порівнянно з Придніпров'ям, формаційним складом та потужністю. До цих же структур приурочені суттєво теригенні товщі

верхніх частин розрізу, що вважаються аналогами криворізько-білозерського комплексу Придніпров'я (Карта ..., 1991). Варто зауважити, що теригенні утворення досить часто, частіше ніж у Придніпров'ї, зустрічаються і серед зеленокам'яних метавулканітів, тому не виключено, що розрізи прирозломних структур Приазов'я цілком сформовані протягом зеленокам'яного етапу, а більший вміст теригенних утворень обумовлений близьким розташуванням джерел зносу в бортах вузьких локальних прогинів. Формування цих структур супроводжувалося вкоріненням невеликих за розмірами масивів тоналіт-плагіогранітової формації добропільського комплексу та близьких за складом масивів шевченківського комплексу, віком від 2 890 до 2 800 млн років.

Протягом раннього протогою всі інші ділянки Українського щита були позбавлені процесів осадово-вулканогенного літогенезу і, очевидно, існували в режимі підняття. Але одночасно на рівні сучасного денудаційного зрізу продовжувалися ендегенні петрологічні процеси, які можуть розглядатися як “інерційні”, такі що пов'язані з величезними запасами первинного тепла, тривале функціонування якого підтримувалося стаціонарним тепловим потоком. Про це свідчать, зокрема, ізотопно-геохронологічні дані про прояви гранулітового метаморфізму та супутнього ультраметаморфізму в гранулітовому поверсі західної частини Українського щита віком 3 085–3 050 млн років та 2 815–2 780 млн років (Щербак, 2004).

Такі факти ізотопного “омолодження” геологічно і геохронологічно більш древніх комплексів щитів звичайно пов'язують з гіпотетичними процесами тектонічної та тектоно-магматично-метаморфічної активізації. Але якщо можна якось уявити “активізацію” у вигляді локальних явищ утворення розломів та супроводжуваних їх невеликих за розмірами інтрузивних тіл, то, як вже наголошувалося нами раніше (Кирилук, 2004б), у природі невідомі ефективні дискретні процеси швидкого охолодження і наступного розігріву великих геологічних мас, які могли б спровокувати такі масштабні явища, як неодноразовий високотемпературний гранулітовий або амфіболітовий регіональний метаморфізм та ультраметаморфізм. Більш логічно і виправдано, на думку автора, трактувати молоді ізотопно-геохронологічні дані як відображення дуже тривалого охолодження високотемпературних структурних поверхів, на фоні якого продовжувалися процеси породо- та мінералоутворення, що і закарбовані в більш молодих цифрах абсолютного віку.

#### 4.2.2. Пізній протогоей

Цей етап формування структури фундаменту Українського щита ознаменований найбільш чітким геотектонічним поділом, у тому числі структурно-формаційною подільністю територій літогенезу і утворенням різних стратигенних формаційних комплексів. Саме на цьому етапі остаточно сформувався сучасний “мегаблоковий” поділ фундаменту та його поверхова будова. До областей (мегаблоків), що зазнавали опускання, належали в цей час Волинський, Кіровоградський, Придніпровський та частково Приазовський мегаблоки, до областей підняття – Подільський та Бузько-Росинський мегаблоки. Два суміжних між собою мегаблоки – Кіровоградський та Придніпровський, що належали до областей прогинання, являли собою в цей час сусідні геотектонічні структурно-формаційні області, що можуть розглядатися як фаціально пов'язані тектонічні зони.

У Придніпровському мегаблоці формувався в цей час теригенно-хемогенно-вулканогенний залізисто-крем'янистий комплекс, що поширений зараз у ряді зеленокам'яних структур і складає верхній підповерх супраструктури мегаблоку. Судячи з усього, він навряд чи мав суцільне площове поширення в границях мегаблоку і, скоріше за все, утворювався в межах залишкових від попередньої стадії найбільш прогнутих частин зеленокам'яних синкліналей, що продовжували успадковано розвиватися, а також вздовж обмежувального міжмегаблокового Криворізько-Кременчуцького розлому.

До пізнього протогою Придніпровського мегаблоку та відповідного структурно-формаційного комплексу, як уже наголошувалося вище, автором включено дві стратиграфічні серії, що вважаються різновіковими: *білозерська*, що нібито належить до неоархею, та *криворізька*, що традиційно розглядається як палеопротерозойська. Це зроблене на підставі подібності їхнього формаційного складу між собою та відмінності від інших формаційних комплексів, що свідчить про спільність умов формування. А щодо можливих вікових співвідношень, то це питання було розглянуте нами вище.

Накопичення комплексу відбувалося в субаквальних умовах нормальної гідросфери (температура нижча за +50 °C), як за рахунок теригенної складової, так і віддалених залізисто-крем'янистих продуктів вулканічної діяльності. Саме загальним зниженням температури земної поверхні і гідросфери та початком дії в глобальному масштабі механізму “кругообігу води”,

найкраще пояснюється, на погляд авторів, масове накопичення теригенних та інших “нормальноосадових” порід (Кирилюк, 1991). Вулканогенна складова продовжує генетичну лінію вулканічного розвитку Придніпровського мегаблоку.

Палеогеографічні та палеотектонічні умови пізнього протогею на прикладі Криворізької структури було детально розглянуто І. С. Паранько (1993). За його даними формування розрізу відбувалося стадійно в морських та лагунних умовах внаслідок вулканогенно-хемогенно-теригенного літогенезу. Якщо висновки автора щодо палеоген-графічних умов є цілком прийнятними, то з його уявленнями про формування Криворізької структури шляхом послідовної зміни тектонічних режимів – проторифтового (зелено-кам'яного), рифтового, протогеосинклінального та платформного навряд чи можна погодитися, як за масштабами прояву, так і за потужностями і формаційним складом розрізу.

Стосовно Придніпровського мегаблоку, як і інших гранітно-зеленокам'яних областей щитів древніх платформ, дуже поширено уявлення, згідно з яким ці області є найбільш древніми стабільними ділянками, або архейськими кратонами (Комплексна ..., 2003; Синицын, 1990 та ін). Підставою для цього є масове знаходження тут ізотопних дат гранітоїдів понад 2 700–2 800 млн років та таких, що часто перевищують 3 000 млн. років, а із зеленокам'яних комплексів досягають 3 200, 3 300 і навіть 3 500 млн років. “При цьому під поняттям ”кратони” розуміють досить крупні стійкі ядра фундаменту, що стабілізувалися до протерозою і не зазнали тектоно-термальних змін після рубежу 2 800 млн років” (Комплексна ..., 2003, с. 16). Такі уявлення знаходяться у прямому протиріччі з тим, що у всіх гранітно-зеленокам'яних областях є досить широко розвинуті на площі та потужні ранньпротерозойські стратигенні комплекси, які з усіх гранітно-зеленокам'яних областей чи не найменше поширені саме на Українському щиті. Нижній протерозой Карельської гранітно-зеленокам'яної області є практично світовим стратотипом палеопротерозою (Салоп, 1982). Його товщі на так званих “архейських кратонах” є повсюдно інтенсивно дислокованими. При цьому процеси складчастих деформацій охоплюють і зеленокам'яні утворення, разом з якими палеопротерозойські відклади утворюють спільні лінійні складчасті структури, що чітко відображено, наприклад, на картах найближчих до Українського щита Карельської та Курської гранітно-зеленокам'яних областей – мегаблоків.

Що ж до збереження і найбільшого поширення тут древніх цифр ізотопного віку, то це пояснюється не тектонічною інертністю чи стабільністю, а низькотемпературним та середньотемпературним станом цих структур на сучасному рівні денудаційного зрізу, за якого не відбувалося ізотопного “омолодження” віку метаморфічних та інтрузивних комплексів. Як наголошувалося вище, метаморфізм зеленокам'яного підповерху супраструктури відповідає, головним чином, зеленосланцевій фації з деяким його підвищенням у малопотужній (декілька сот метрів) нижній частині розрізу синклінальних структур. Щодо залізо-крем'янистосланцевого підповерху, то він повсюдно метаморфізований не вище зеленосланцевої фації. За значно більш стабільних тектонічних умов, маючи на увазі деформаційну інертність, у глибинних високотемпературних зонах постійно ідуть як мінімум процеси перекристалізації, а отже і ізотопного “омолодження” древніх комплексів, в яких визначення геохронологічного віку дають здебільшого *реальний вік мінералів*, а не порід і тим більше комплексів. Саме такі процеси, імовірно, відбувалися протягом протогею в структурних поверхах еогеїського закладення.

Другий тип структурно-формаційних областей пізнього протогею на Українському щиті представлений двома ізольованими мегаблоками – *Кіровоградським* та *Волинським*. Тут в ізометричних басейнах, що охоплювали всю, або майже всю територію мегаблоків, відбувалося накопичення потужних теригенних товщ з більшою чи меншою участю хемогенного карбонатного літогенезу. Можна припускати, що тектонічне опускання початкових стадій формування прогинів мали некомпенсований характер, з відкладанням у цей час лише в крайових частинах прогинів малопотужних базальних товщ строкатого складу (зеленоріченська, артемівська та родіонівська світи Кіровоградського мегаблоку, василівська світа Волинського мегаблоку). Пізніше почалося масове, у межах усього прогину, накопичення флішоїдних теригенних товщ (городська, спасівська і чечелівська світи), яке в Тетерівському прогині змінилося карбонатним літогенезом (кочерівська світа).

Чітка ритмічна будова гнейсо-сланцевих комплексів має тектонічну трансгресивно-регресивну природу, що пов'язана з вертикальними коливальними рухами (Лазько и др., 1975). У межах Тетерівського прогину нижня, метапеліто-сланцева (метааспідна) формація (городська світа), має в цілому трансгресивно-регресивну будову і відокремлена від метапсаміто-карбонатної (метавапнякової) формації (кочерівська світа) міжформаційними тетерівськими конгломератами,

що фіксують час тектонічної інверсії при накопиченні формацій Кочерівського синклінорію. Літолого-фаціальний аналіз формацій показав існування фаціальних змін породного складу та потужності товщ, а також окислювально-відновлювальних обстановок літогенезу (Лазько и др., 1975). Усе це свідчить про подібність умов формування первинних літогенних товщ гнейсо-сланцевих комплексів до звичайних міогеосинклінальних (або їхніх аналогів у сучасній плитотектонічній термінології) комплексів, по аналогії з якими вони і отримали назви метааспідної та метавапнякової формацій (Лазько и др., 1975).

Але при цьому гнейсо-сланцеві комплекси Українського щита, як і аналогічні комплекси інших щитів, мають ряд суттєвих відмінностей від подібних комплексів неогеою, серед яких найважливішими є наступні. При значній потужності комплексів (до 4-6 км) вони мають невеликі площі поширення, несумірні з масштабами розповсюдження звичайних геосинклінальних формацій, а також вони постійно метаморфізовані в діапазоні від епідот-амфіболітової до амфіболітової і навіть гранулітової фації в окремих мегаблоках. Слід наголосити на тому, що ступінь метаморфізму гнейсо-сланцевих комплексів є завжди значно вищий за метаморфізм їхніх вікових аналогів – заліристо-крем'янистосланцевих комплексів гранітно-зеленокам'яних мегаблоків. У цьому теж проявляється геотектонічна диференційованість пізньопротогейської стадії, що в даному випадку зумовлена меншою потужністю кори і її більшою проникністю для ендегенних теплоносіїв у гранітно-гнейсосланцевих мегаблоках ніж у гранітно-зеленокам'яних мегаблоках.

Більш високий температурний рівень верхньої кори гранітно-гнейсосланцевих мегаблоків призвів до появи численних гранітоїдних проявів, як у формі ультраметаморфічного заміщення переважно нижніх частин супраструктури, так і у вигляді численних гранітоїдних інтрузій. Серед останніх чітко виділяють дві формаційні групи – гранітова та діорит-монзоніт-гранітова, що своїм загальним виглядом та вмістом ксенолітів нагадують про існування двох комплексів інфраструктури – амфіболіт-гранітового та гранулітового, за рахунок мобілізації та палінгенезу яких, найбільш імовірно, і утворилися ці інтрузії. Про ознаки спільного ендегенного розвитку інфра- і супраструктури цих мегаблоків та їхні узгоджені структурно-стратиграфічні співвідношення вже йшлося вище.

Процеси гранітоїдного ультраметаморфізму структурних поверхів еогейського закладення протягом пізньоеогейської стадії відбувалися і в Бузько-Росинському та Подільському мегаблоках, але у зв'язку з непереміщеним, автохтонним характером новостворених гранітоїдів та успадкованим спільним субстратом їх важко за зовнішніми ознаками відрізнити від власне еогейських гранітоїдів. Але про активність тут петрологічних процесів пізнього протогею свідчать численні ізотопно-геохронологічні визначення віку з гранітоїдів бердичівського комплексу, що асоціюють з ранньоеогейським грануліто-гнейсовим комплексом і показують 2 100–2 000 млн років (Щербак, 2004), а також з гранітоїдів уманського та ставищанського комплексів, що заміщують пізньоеогейський амфіболіто-гнейсовий комплекс Росинсько-Тікицького району і мають вік 2 080–1 990 млн років (Безвинний та ін., 2000).

Крім двох різних структурно-формаційних областей накопичення пізньопротогейських комплексів, незначні масштаби літогенезу цього етапу, імовірно, мали місце в прирозломних прогинах Приазовського мегаблоку, де вони досі не можуть бути надійно відокремлені від ранньопротогейських зеленокам'яних комплексів. У діафорованому гранулітовому комплексі цього району, судячи з визначень ізотопного віку, на пізньопротогейському етапі геотектонічного розвитку закінчувалося формування гранітоїдів обіточненського (2 200–2 020 млн років) та анадольського (2 080 млн років) комплексів (Кореляційна ..., 2004), а також відбувалися близькі за віком інтрузії хлібодарівського та чернігівського комплексів.

Кінець пізнього протогею ознаменувався активними магматичними процесами на крайньому північному заході Українського щита, де розташований Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс. Час його закладення як самостійного структурного елементу невідомий. Але основні процеси магматизму, що призвели до формування тут клесівської серії (2 020–1 970 млн років) та осницького інтрузивного комплексу (1 980-1 970 млн років) відбувалися тут саме в кінці пізнього протогею.

### 4.3. Неогей (?)

Надійною основою для геотектонічної періодизації фундаменту щитів, у тому числі Українського, виступають стратигенні утворення, що чітко різняться своїм формаційним складом

і мають представницькі масштаби свого поширення. У зв'язку з відсутністю на УЩ більш молодих за ранньопротогейські осадово-вулканічних товщ, окрім локально розвинутих відкладів Овруцького прогину та його сателітів, усі утворення, більш молоді за пізньопротогейські поверхи мегаблоків, умовно віднесено до неогей. Його впевнене виділення може бути зроблене лише в західній крайовій частині Українського щита, де на утвореннях фундаменту залягають рифейські відклади платформного чохла. Однак, навіть тут невідомо, який час пройшов між виникненням умов для формування неогейських утворень, тобто власне початком нового геотектонічного етапу, та реальним початком накопичення рифейських товщ, так само, як не існує співвідношень з чохлами тих умовно неогейських утворень, що розглядають нижче.

У прийнятому обсязі неогей у межах УЩ ознаменувався становленням Коростенського та Корсунь-Новомиргородського аортозит-рапаківігранітних масивів, формування головних членів яких визначається в інтервалі 1 800–1 740 млн років (Кореляційна ..., 2004). До етапу формування цих масивів фахівці в галузі магматизму відносять і основну масу сублужних та лужно-гранітних плутонічних утворень Східноприазовського масиву, що довгий час вважався єдиним віковим комплексом і в якому останнім часом виділяють і більш древні утворення. Його об'єднують в один етап з аортозит-рапаківігранітними масивами на підставі близького віку та, нібито, приналежності до єдиного трансєвропейського Приазовсько-Прибалтійського магматичного поясу (Свешников и др., 1994). Велика відстань між окремими ланками-масивами цього поясу, а також їхнє розташування, як на Українському щиті, так і на інших щитах, у межах мобільних мегаблоків, схиляє нас до думки про їхню закономірну геотектонічну приуроченість саме до мобільних мегаблоків, де вони є кінцевою стадією їхнього еволюційного розвитку, проявленою вже в неогейі.

Явно накладеною структурою, відклади якої перекривають утворення Коростенського масиву, є Овруцький прогин та його крайові сателіти. Формування цієї структури, можливо, є вже відображенням проявленої в ранньому неогейі на плитах Східноєвропейській платформі стадії авлакогенезу. Більш пізні стадії розвитку фундаменту ознаменувалися розривними дислокаціями, серед яких є і такі, що порушують і аортозит-рапаківігранітові масиви і Овруцьку структуру. Деякі з них супроводжувалися дайками та метасоматичними утвореннями, які окремі дослідники схильні вважати проявами активізації. Але, скоріше за все, це залишкові явища, пов'язані з послідовним охолодженням та крихкими деформаціями верхньої кори і міграцією по поновлених або новоутворених розломах гідротерм і дрібних порцій магми.

Що ж до мегаблокового поділу та розломів, що обмежують мегаблоки, то ознаки їхнього успадкованого функціонування спостерігаються навіть на неотектонічному етапі розвитку території Українського щита, що певною мірою проглядається в сучасному рельєфі, характері відслоненості та на картах і схемах новітньої геодинаміки (Палиєнко, 1992).

## **5. Основні результати геотектонічних досліджень фундаменту Українського щита**

Наведений вище стислий опис мегаблоків та результатів тектонічного аналізу і синтезу фундаменту Українського щита дають можливість зробити наступні основні висновки, що мають не тільки регіональне, але й загальне значення для раннього докембрію, а також перевірені на матеріалах інших щитів Північної Євразії:

1. На Українському щиті представлено всі головні типи стратометаморфічних комплексів нижнього докембрію існуючих щитів: а) грануліто-гнейсові, в) амфіболіто-гнейсові, в) зеленокам'яні (метавулканогенні), г) залізисто-крем'янистосланцеві (метавулканогенно-хемогенно-теригенні), д) гнейсо-сланцеві (метакарбонатно-теригенні). Грануліто-гнейсові комплекси на значних площах зазнали амфіболітового діафторезу та ізофаціального ультраметаморфізму.

2. Порівняльний геолого-формаційний аналіз показав, що послідовно сформовані різнофаціальні стратометаморфічні комплекси за своїм складом не можуть бути уявно, шляхом "елімінації" метаморфізму, приведені як один до одного, так і до відомих геотектонічних формаційних рядів структур неогейу. Це свідчить про спрямовану геоеволюційну природу цих змін.

3. У межах кожного мегаблоку стратометаморфічні комплекси самі по собі, або разом із ультраметаморфічними утвореннями, можуть бути представлені як структурні поверхи та підповерхи: а) гранулітові, в яких виділяють гранулітові та грануліт-діафторитові зони, б) амфіболіт-гранітові, в) зеленокам'яні, г) залізисто-крем'янисто-сланцеві, г) гнейсо-сланцеві. У кожному з мегаблоків нижні поверхи і субповерхи завжди є більш високотемпературними (високометаморфізованими) за верхні, хоч в окремих випадках більш молоді комплекси одного з

мегаблоків можуть бути інтенсивніше метаморфізовані за більш древні утворення сусіднього мегаблоку. Це стосується, зокрема, пізньопротогейських гнейсо-сланцевих та ранньопротогейських зеленокам'яних комплексів.

4. Характеристика регіональних мегаблоків Українського щита з допомогою провідних стратометаморфічних комплексів і структурних поверхів, дозволяє виділити мегаблоки п'яти типів: а) Подільський гранулітовий (тип А); б) Приазовський грануліт-діафоритовий (тип Б); в) Бузько-Росинський грануліт-амфіболітовий (тип В); г) Придніпровський амфіболіт-зеленокам'яний або граніт-зеленокам'яний (тип Г); д) Волинський і Кіровоградський гранітно-гнейсосланцеві мегаблоки (тип Д) (див. табл. 1).

5. Аналіз розповсюдження стратометаморфічних комплексів щита по відношенню до мегаблоків дає можливість виділити дві групи комплексів: а) такі, що поширені в усіх або більшості мегаблоків – грануліто-гнейсові та амфіболіто-гнейсові, б) поширені лише в певних мегаблоках – зеленокам'яні та гнейсо-сланцеві та залізо-крем'янисто-сланцеві. На цій підставі в еволюції Українського щита виділяють два геотектонічних етапи або *мегахрони*: а) етап нечіткої догеоблокової тектонічної диференціації – *еогей*, б) етап чіткої, геоблокової диференціації або *протогей*. У кожному з мегахронів виділяють по дві стадії – *геохрони*, що відрізняються між собою формуванням різних за складом стратигенних комплексів.

6. Комплексні спостереження на границях структурних поверхів свідчать про їхні узгоджені структурно-метаморфічні співвідношення, що є ознакою тривалого спільного ендегенного тектоно-метаморфічного розвитку в якості *інфраструктури* (нижній структурний поверх) та *супраструктури* (верхній структурний поверх) мегаблоків. Такі співвідношення часто ускладнюються на контактах поверхів розривними порушеннями, явищами ультраметаморфізму та гранітними інтрузіями.

7. Порівняльний аналіз однотипних комплексів у різних мегаблоках показує існування в них, поруч зі спільними типовими ознаками, деяких індивідуальних особливостей, що властиві комплексам різних мегаблоків, серед яких є як первинні, так і набуті внаслідок їхньої тривалої ендегенної еволюції за різних режимів в процесі автономного розвитку окремих мегаблоків. Вище було показано, що високотемпературні комплекси супраструктури окремих мегаблоків належать до однієї групи формаційних комплексів з однотипними утвореннями інфраструктури. Це пояснюється геологічним розвитком мегаблоків: комплекси супраструктури попереднього етапу переходять в інфраструктуру у зв'язку з формуванням більш молодих товщ верхніх структурних поверхів. При цьому є цілком очевидним, що одночасно з інтенсивними ендегенними (термальними і тектонічними) процесами, що охопили верхні структурні поверхи, в інфраструктурі повинні були також проходити активні перетворення більш ранніх комплексів. Цим, очевидно, значною мірою викликані і відмінності однотипових комплексів у різних мегаблоках, що проявилися в характері метаморфізму, гранітоутворення та особливостях складчастої деформаційної структури, а також у різних ізотопно-геохронологічних визначеннях віку однотипних комплексів.

8. У зв'язку зі спільною ендегенною еволюцією структурних поверхів мегаблоків, усі вони закінчили свій структурно-речовинний розвиток і набули сучасного вигляду майже одночасно, наприкінці пізнього протогею, внаслідок загальної кратонізації фундаменту біля 2 100-1 900 млн. років назад. Тому структурні поверхи фундаменту щитів, на відміну від структурних поверхів неогей, що виділяються за часом кінцевої складчастості, варто вирізняти за віком їхнього закладення у ранньому чи пізньому еогейі або ранньому протогеї, а час формування визначати як період від їхнього закладення до кінця пізнього протогею, що в системі геохронологічної періодизації відповідає палеопротерозою. Лише пізньопротогейські поверхи можуть вважатися такими, що виникли протягом одного геохрону, в процесі якого було сформовано всі їхні структурно-речовинні ознаки, що не зазнали більш пізніх ускладнень і перетворень.

9. Загальний зміст геотектонічної еволюції фундаменту і супутніх геологічних процесів у стислому вигляді полягає в наступному:

- *ранній еогей* (>3 800–4 000 млн років, еоархей) – *пермобільний* геотектонічний режим, стадія накопичення в безгідросферних (афроподібних) умовах вихідних вулканогенно-осадових товщ грануліто-гнейсових комплексів, а разом з ними і закладення гранулітових структурних поверхів; на фоні суцільної *гранулітової геотектонічної області* виникають перші нечіткі відокремлені структурно-формаційні області (вулканолітогранулітова, літовулканогранулітова та вулканогранулітова); початковий гранулітовий метаморфізм помірних тисків, ультраметаморфізм та пластичні складчасті деформації; відсутні дані про існування розломів;

- **пізній еогеї** (від >3 800 до 3 200 млн років, еоархей – палеоархей ) – продовження *пермобільного* геотектонічного режиму, виникнення термогідросфери, стадія формування в субаквальних умовах вихідних вулканогенних товщ амфіболіто-гнейсових комплексів, а разом з ними і закладення амфіболіт-гранітових структурних поверхів; формування *двоповерхової грануліт-амфіболітової геотектонічної області* на більшій частині території Українського щита, можливо, за виключенням Подільського гранулітового підняття. У *супраструктурі* геотектонічної області – початковий амфіболітовий метаморфізм та супутній ізофаціальний ультраметаморфізм і пластичні деформації глибинного типу з явищами течії речовини; в *інфраструктурі* – у верхній частині процеси амфіболітового діафорезу і супутнього ізофаціального ультраметаморфізму, у нижній частині – повторний метаморфізм гранулітової фації підвищених тисків, супутній ультраметаморфізм та складчасті деформації, що ускладнюють структурний малюнок попередньої стадії;

- **ранній протогеї** (від 3 200 до 2 900 млн років, мезоархей) – рання стадія геоблокової геотектонічної диференціації, виникнення обмежувальних міжмегаблокових та внутрішньомегаблокових розломів; поділ території щита на блоки з висхідними рухами і денудацією (на захід від Криворізько-Кременчуцького розлому) та блоки з низхідними рухами, поява перших сталих відмінностей низхідних мегаблоків. У *низхідних мегаблоках* відбувалося накопичення в субаквальних умовах термогідросфери вихідних вулканічних товщ зеленокам'яних комплексів, у межах сучасного Придніпровського мегаблоку на всій площі у вигляді суцільного структурного поверху, у Приазов'ї – у вузьких прирозломних прогинах. У *супраструктурі* Придніпровського мегаблоку відбувався зональний метаморфізм з нарощуванням температурності вниз за розрізом від зеленосланцевої до амфіболітової фації; в *інфраструктурі* – продовження метаморфізму та ультраметаморфізму попередніх стадій, підйом ремобілізованої інфраструктури і спільно з супраструктурою утворення характерного структурного малюнку гранітно-зеленокам'яних областей – граніто-гнейсових куполів та зеленокам'яних поясів; формування за рахунок палінгенної магми інфраструктури параавтохтонних гранітних (мокроросковський та токівський комплекси) та плагіогранітних (саксаганський комплекс) плутонічних масивів, а за рахунок нижньокорової магми – тоналіт-плагіогранітових інтрузій (сурський комплекс), переважно на границі інфра- та супраструктури. У висхідних мегаблоках на рівні сучасного денудаційного зрізу продовжуються процеси метаморфізму та ультраметаморфізму попередніх стадій.

- **пізній протогеї** (від 2 900 до 1 900 млн років, неоархей – палеопротерозой) – зріла стадія чіткої, геоблокової геотектонічної диференціації; формування висхідних (Подільський та Бузько-Росинський) та низхідних (Волинський, Кіровоградський, Придніпровський та частково Приазовський) мегаблоків фундаменту. У низхідних мегаблоках відбувалося накопичення суттєво теригенних товщ, що належать різним структурно-формаційним зонам і, відповідно, структурно-формаційним комплексам: залізисто-крем'янисто-теригенному в Придніпровському мегаблочі та карбонатно-теригенному в Кіровоградському та Волинському мегаблокам. Супраструктура різних типів мегаблоків відрізнялася умовами метаморфізму та магматизму, але в інфраструктурі обох типів продовжувалися процеси високотемпературного ультраметаморфізму, що призвели до виникнення магм і знайшли відображення у вигляді інтрузій в супраструктурі гранітно-гнейсосланцевих мегаблоків (кіровоградський, новоукраїнський, букинський, житомирський комплекси). Продовжувався ультраметаморфізм на рівні сучасного денудаційного зрізу у висхідних Подільському та Бузько-Росинському мегаблоках, що обумовив формування побузького, бердичівського, уманського та ставищанського комплексів. Був сформований Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс.

10. Виходячи зі сказаного, слід наголосити, що послідовне змінення тектонічних та палеогеографічних умов на поверхні Землі, які обумовили формування різних стратометаморфічних геолого-формаційних комплексів, не вкладається в концепцію тектономагматичних циклів і зміни всіх параметрів на границях різних стадій. Успадковані за РТ-параметрами від попередніх стадій процеси ендегенезу комплексів продовжувалися на більш глибинних рівнях у межах своїх поверхів протягом наступних стадій. Таким чином, тектонічна і пов'язана з нею петрологічна еволюція відбувалися не шляхом повного відмирання умов попередньої стадії, а шляхом зміни на границях стадій умов і місць прояву процесів екзолітогенезу та загального нарощування обстановок тектогенезу і глибинного петрогенезису.

11. Аналіз вертикальних тектонічних рухів мегаблоків на підставі наявності – відсутності стратигенних товщ відповідних стадій дозволяє виокремити наступні геокінематичні типи мегаблоків (за термінологією Л. І. Красного): а) *анастабільний* Подільський (опускання в ранньому

еоегі і наступне підняття протягом пізнього еоегу і усього протоегу; б) *ката-анастабільний* Бузько-Росинський (опускання протягом еоегу і підняття протягом протоегу); в) *катастабільний* Придніпровський (домінуючі опускання, можливо з короткими перервами, протягом еоегу і протоегу); г) *мобільні мегаблоки* Волинський та Кіровоградський (*I типу* – з супраструктурою) та Приазовський (*II типу* з денудованою супраструктурою та природними структурами).

12. Порівняльний геолого-формаційний аналіз низхідних структурних елементів протоегейського етапу дає можливість вирізнити серед них мегаблоки з різними типами літогенезу, обумовленими різними тектонічними режимами: осадового літогенезу в межах *міомегаблокових* Волинського та Кіровоградського мегаблоків, та вулканогенно-осадового – на території *евмегаблокового* Придніпровського мегаблоку.

13. Розгляд відмінних рис ендегенного етапу формування однотипних комплексів дозволяє виділити послідовні стадії еволюції гранулітових і амфіболіт-гранітових комплексів у ході тектонічних переміщень і розвитку структурних поверхів, за якими мегаблоки Українського щита групуються в два еволюційні ряди – *катастабільний та анастабільний*. Катастабільний ряд включає Подільський (*тип А*) → Бузько-Росинський (*тип В*) → Придніпровський (*тип Г*) мегаблоки, мобільний ряд – Подільський (*тип А*) → Приазовський (*тип Б*) → Волинський і Кіровоградський (*тип Д*) мегаблоки. Порівняння мегаблоків одного ряду та однотипних комплексів в різних мегаблоках дає можливість зрозуміти шляхи та особливості їхньої еволюції. Головні загальні тенденції при переході із супраструктури в інфраструктуру в ході еволюції інфраструктури полягають у наступному: а) зменшення в інфраструктурі в об'ємному відношенні суперквартально-метаморфічної складової, внаслідок продовження ультраметаморфізму, і зростання ролі плутоно-метаморфічної частини; б) гомогенізація останньої і набуття нею місцями чіткого плутонічного вигляду (саксаганський комплекс); в) наступна диференціація гранітоїдної складової з утворенням асоціацій плагіо- і двопольовошпатового ряду, при цьому остання завжди виглядає як кінцева; г) укрупнення структури гранітоїдів із широким розвитком порфіробластезу (порфіровидності); д) збільшення калієвості новоутворених гранітоїдів; е) їхня локалізація у вигляді масивів в інфраструктурі і часткове переміщення в супраструктуру.

14. Однією з особливостей всіх нижньодокембрійських комплексів, як еоегейських, так і протоегейських, є постійна суміщеність у них ознак екзогенного та ендегенного формування. Свідченням цього є відсутність у фундаменті щитів неметаморфізованих осадово-вулканічних утворень, постійний метаморфізм стратигенних комплексів, переважно високотемпературний, що зазвичай супроводжується ультраметаморфізмом. *Специфічний температурний стан земної кори і поверхні Землі в ранньому докембрії є, на погляд автора, основною причиною кардинальних геогенетичних відмінностей еоегу та протоегу від неоегу.*

Суть цих відмінностей полягає в тому, що для неоегу, як відомо, визначальною причиною структурно-речовинних особливостей різних структур є тектонічний режим, який і зумовлює формаційний склад, метаморфізм, магматизм, характер дислокацій та особливості металогенії. У той же час для *донеоегу визначальним був температурний стан земної кори та інших зовнішніх оболонок Землі, тривала тепла еволюція яких зумовила зміну обстановок та типів ранньодокембрійського літогенезу, особливості метаморфізму та ультраметаморфізму різновікових комплексів, їхню металогенічну специфіку і навіть структурну еволюцію фундаменту щитів, зокрема перехід від етапу нечіткої геотектонічної диференціації до етапу чіткої геоблокової тектонічної диференціації.*

----- x -----

Вище коротко наведено основні, на думку авторів, моменти геотектонічних досліджень Українського щита та їхні головні висновки, які є першою спробою послідовного використання для цього геологічних формацій. Наслідком проведених досліджень є закінчена в цілому концепція структурно-речовинної та геотектонічної еволюції регіону. Саме так (у принципі, а не в деталях!), а не шляхом запозичення і застосування будь якої готової концепції, повинен, на погляд авторів, проводитися регіональний геотектонічний аналіз. Одержані дані можуть бути не тільки продекларовані, але й відображені на “Тектонічній карті фундаменту Українського щита” та в легенді до неї. На її основі можуть бути проведені більш детальні палеотектонічні і супутні палеогеографічні фаціально-формаційні реконструкції окремих етапів (стадій) формування структури щитів і їх загальна геодинамічна (геоеволюційна) історія.

У проведених дослідженнях лише частково порушено питання про час закладання та геолого-структурну позицію основних розломних структур на границях мегаблоків. Виходячи із

загальної термічної історії ранньодокембрійської земної кори, розвиток справжніх розломів (зон зчленування, шовних зон) мегаблоків, а не гіпотетичних “пластичних та інших розломів”, міг розпочатися лише на границі еогею та протогею, тобто разом із початком формування зеленокам’яних комплексів. Узгодження передісторії розломів та їхньої подальшої еволюції протягом усієї історії Українського щита з наведеними вище результатами аналізу вимагають спільної розробки з геофізиками, які в силу специфічних умов вивчення розломно-блокової будови регіону переважно займаються вивченням цього аспекту геології та тектоніки Українського щита.

## 6. Зміст тектонічної карти фундаменту Українського щита

Будь які регіональні геотектонічні дослідження можна вважати закінченими на певному етапі лише за наявності графічного відображення їхніх результатів на *тектонічній карті*. Між тим цей заключний етап завжди є досить складним, оскільки загальних принципів складання тектонічних карт, подібних до практично загальноновизнаного змісту геологічних карт, не існує і навряд чи вони можливі взагалі. Справа в тому, що тектонічні дослідження та тектонічне картографування *це суто науковий процес*, у той час, як геологічне картування є зараз одним з видів стандартизованої виробничої діяльності. І хоч вона, безумовно, теж передбачає, як і будь-яка інша діяльність, можливість і необхідність творчого підходу, але лише в рамках діючих інструкцій, що періодично оновлюються. Тому дискусії довкола питань, пов’язаних зі складанням тектонічної карти, є звичайним явищем.

Розбіжності у розумінні змісту тектонічної карти виникли і під час колективної роботи над новою “Тектонічною картою України” масштабу 1:1 000 000, коли з’ясувалося, що різні автори мають різні погляди не тільки щодо змісту та призначення самої тектонічної карти і відповідно застосування зображувальних засобів, але і взагалі до розуміння поняття “тектоніки” стосовно регіональних досліджень. Одні обмежують його переважно рамками структурної геології з формальним залученням уявлень про породний склад структурних елементів, без визначення їхньої природи, умов формування та еволюції. Інші визнають за обов’язкову складову тектонічних досліджень і тектонічних карт використання геологічних формацій, при цьому з різним підходом щодо розуміння самого поняття “геологічної формації” в рамках генетичного або парагенетичного підходів. Окремі дослідники проводять різницю між “тектонікою”, як статичною картиною будови певного району або регіону, та “геотектонікою”, як розділом, що призначений не лише констатувати тектонічну структуру, але й відтворювати умови, послідовність та час її формування. Саме такі різні уявлення щодо змісту визначального терміну “*тектоніка*” і призводять до складання різних за зовнішнім виглядом та змістом варіантів *тектонічних карт* для однієї й тієї ж території та несумісних між собою карт різних, у тому числі сусідніх, структурних елементів. Цим же обумовлене фактичне складання в рамках однієї роботи двох тектонічних карт фундаменту Українського щита.

Ще одна проблема, що майже постійно дискутується під час складання будь-якої тектонічної карти, мала місце під час роботи над новою “Тектонічною картою України”, це вибір геотектонічної концепції, що, на думку деяких дослідників, має бути обов’язково попередньо покладена в основу створення карти. Стосовно цього думка автора є категоричною і незмінною протягом тривалого часу, у тому числі від початку колективної роботи над новою картою. Вона полягає у тому, що *будь-яка тектонічна карта на початковій стадії її складання повинна бути позбавлена заздалегідь визначеної, упередженої геотектонічної ідеології. Геотектонічна концепція кожного окремого регіону повинна формуватися і доводитися на підставі регіонального геотектонічного аналізу з наступним зіставленням її з відомими геотектонічними гіпотезами та теоріями, внаслідок чого може бути зроблений висновок стосовно того, чи поширюється на той чи інший регіон одна, або декілька з відомих геотектонічних гіпотез (теорій), або він заслуговує на створення нової самостійної геотектонічної концепції. Єдиним спільним підходом для різних тектонічних карт та їхніх окремих тектонічних районів має бути складання структурно-формаційної основи, що базується на загальноновизнаних або спеціально розроблених ієрархізованих класифікаціях структурних та формаційних категорій.* До речі, ця основа зовсім не обов’язково повинна в повному обсязі увійти в саму карту, але її складання є, на наш погляд, необхідною попередньою умовою створення будь-якої тектонічної карти. І взагалі, мабуть найкращим варіантом є складання взаємопов’язаної пари – комплекту з геолого-формаційної та тектонічної карт.

Тому будь-яка тектонічна карта повинна містити, на самій карті та в її зарамковому навантаженні і додатках, дані про структурно-формаційне розчленування, що має бути показане з детальністю, достатньою для проведення регіонального геотектонічного аналізу, а також основні результати та висновки цього аналізу.

Саме таким шляхом пішов автор при підготовці своєї карти та пояснювальної записки до неї. На думку автора, ці матеріали є першим досвідом *неупередженого* геотектонічного аналізу фундаменту Українського щита в цілому, проведеного без залучення відомих геотектонічних концепцій. Наслідком його стало обґрунтування специфічного, відмінного від відомих умов та режимів формування структур неогену, розвитку ранньодокембрійського фундаменту Українського щита. Його історія та умови утворення є конкретним регіональним відображенням специфіки еволюції земної кори в цілому на ранніх етапах її розвитку. Провідну роль для такого висновку відіграли геологічні формації, в їхньому морфопарагенетичному розумінні, та порівняльна характеристика на геолого-формаційній основі різновікових комплексів і основних структурних елементів фундаменту щитів.

Під час роботи над картою та пояснювальною запискою до неї автор виходив з того, що будь-яка *регіональна тектонічна карта* та супроводжуючі матеріали до неї є роботою *геотектонічною*, призначення якої полягає не лише у відображенні тектонічної структури регіону, але й у висвітленні, хай дискусійному, але логічно витриманому, його структурно-речовинної еволюції, послідовності формування основних структурних елементів, а також геотектонічних і супутніх умов (режимів) виникнення головних структурно-формаційних комплексів і їхнього подальшого розвитку і перетворення. Усі перелічені геотектонічні аспекти, що знайшли своє втілення на карті та в додатку до неї, були розглянуті і обґрунтовані раніше. Тому в цьому розділі ми коротко зупинимося лише на засобах їхнього відображення.

### 6.1. Загальний зміст карти

Робота над авторським варіантом карти та легенди до неї передбачала наочне відображення наступних аспектів тектоніки фундаменту Українського щита:

1) раціонального геотектонічного районування фундаменту Українського щита з виділенням місцевих регіональних структурних (геотектонічних) елементів в якості типових структур – мегаблоків та вулканоплутонічного поясу;

2) тектонічної будови регіональних структурних елементів за допомогою структурних поверхів;

3) узагальненого складу та деформаційної структури (структурного малюнку) структурних поверхів за допомогою крапу – лінійних та штрихових позначень;

4) періодизації геотектонічної історії (еволюції) щита та обґрунтування змісту етапів і стадій геотектонічної еволюції на підставі порівняльного вивчення геолого-формаційного складу поверхів та закономірностей їхнього розповсюдження в структурі фундаменту щита;

5) обґрунтування та відображення в супроводжуючих матеріалах карти ймовірних умов та режимів формування структурних елементів щита.

Органічною складовою частиною тектонічної карти фундаменту Українського щита є *додаток до карти*, в якому у табличному вигляді відображені фактичні дані, що є підставою для тектонічного районування, геотектонічної періодизації та виокремлення основних структурних елементів мегаблоків, а також деякі результати геотектонічного синтезу. Ця таблиця, на нашу думку, відіграє приблизно таку ж фактологічну роль, як стратиграфічна колонка геологічних карт, і тому вона буде розглянута в першу чергу. Щодо традиційних для тектонічних карт умовних позначень, то вони наведені безпосередньо на карті.

### 6.2. Зміст умовних позначень

Власне умовні позначення тектонічної карти складаються з кольорових, лінійних та штрихових позначень або крапу, за допомогою яких показують структурне та речовинне навантаження карти, певною мірою охарактеризоване у віковому геотектонічному відношенні. В якості позарамкового навантаження карти пропонується таблиця “Основні структурні елементи фундаменту Українського щита, його районування та геотектонічна періодизація”, яка є доповненням до умовних позначень і, за задумом, мала б бути розміщена разом з картою на одному аркуші, але в цьому варіанті друкується як її додаток.

*Додаток-матриця.* Призначення цього додатку полягає в тому, щоб:

а) показати на одному ієрархічному рівні головні структурні елементи (*СЕ I порядку*) фундаменту Українського щита – мегаблоки та вулcano-плутонічний пояс;

б) показати їхнє наповнення у вигляді структурних елементів, що складають мегаблоки, – структурних поверхів (структурно-формаційних комплексів), прогинів, автономних масивів (*СЕ II-го порядку*);

в) наочно продемонструвати етапи геотектонічної еволюції фундаменту – *мегахрони* – на підставі розподілу структурних поверхів у блоковій структурі щита, а на підставі речовинного складу поверхів показати стадії геотектонічної еволюції або *геохрони*;

г) обґрунтувати геокінематичні типи мегаблоків на основі аналізу стратиграфічного розрізу (набору поверхів) мегаблоків, як індикатору їхніх вертикальних рухів;

д) на базі всієї сукупності даних висловити думку щодо можливих геотектонічних режимів формування головних структурних елементів.

Додаток-матриця складається з чотирьох частин:

1. Верхня частина, або голівка таблиці, показує типи головних структур фундаменту Українського щита – мегаблоки та пояси, конкретні представники цих типів та їхню приналежність до геолого-формаційних (речовинних) типів. Районування прийнято за найбільш поширеною зараз схемою поділу для території Українського щита на шість мегаблоків та вулcano-плутонічний пояс.

2. Ліва бокова частина, або колона, показує: а) прийняту періодизацію геотектонічної історії, б) основні типи структурних елементів, закладені або сформовані протягом окремих стадій еволюції регіону, в) вікову характеристику етапів і стадій геотектонічної еволюції або їхнє співвідношення з віковими підрозділами загальної геохронологічної шкали докембрію. З таблиці чітко видно поділ на два геотектонічних етапи донеогейської еволюції, протягом першого з яких – *еогей* або етапу догеоблокової диференціації, структурні поверхи, та відповідні геотектонічні комплекси, формувалися не рахуючись із границями сучасних мегаблоків, а під час другого – *протогей* – окремі типи комплексів і поверхів формувалися лише в певних типах мегаблоків. Зіставлення формаційного складу кожного з рівнів, що відповідають певним стадіям, показує їхню подібність і загальну витриманість по латералі. У той же час по вертикалі, у розрізі кожного з мегаблоків і між рівнями у цілому, спостерігаються чіткі відмінності, які власне і дають підставу для виділення окремих стадій еволюції.

Основними типами структурних елементів, що формувалися протягом *еогей* і *протогей*, є структурні поверхи. Менш поширеними є протогейські прирозломні прогини (у Приазовському мегаблоці), а виключення складає нетиповий для щитів вулcano-плутонічний пояс, що належить до окремого типу структур фундаменту кратонів, які розмежовують картонні геоблоки. *Неогей* в межах фундаменту щита проявлений у вигляді окремих прогинів Овруцької системи западин та автономних інтрузивних масивів. Саме ці структурні елементи та їхнє наповнення є індикаторами стадій еволюції фундаменту щита. Як показує порівняння матеріалів по різних регіонах, усі щити Земної кулі проходять однакові стадії геотектонічної і супутньої речовинної еволюції, але рубежі цих стадій асинхронні на різних щитах і навіть у різних структурах одного щита. Вікове співвідношення геохронів з підрозділами загальної геохронологічної шкали показано в крайній правій колонці.

Треба ще раз наголосити на тому, що *показаний вік геохронів це не вік структурних поверхів, що попадають у таблиці на цей же рівень*. Стосовно цього звертаємо увагу на другу зліва колонку де сказано, що *геохрони – це час закладення структурних поверхів*, тобто час формування їхньої стратигенної основи, що має зараз вигляд метаморфічних комплексів (серій, світ, формацій), у той час як сучасний породний склад і деформаційна структура поверхів виникли внаслідок тривалого ендегенного розвитку протягом декількох стадій-геохронів. Ця особливість структурних поверхів щитів знайшла своє відображення в індексах поверхів. Індекси складаються з двох частин – чисельника і знаменника. У чисельнику показана геотектонічна стадія, на якій розпочалося формування поверху, та назва структурно-формаційного комплексу (СФК), що складає цей поверх, у знаменнику – тривалість ендегенного розвитку поверху та формування його сучасного структурно-речовинного наповнення у вимірах хроностратиграфічної шкали. На карті індекси замінені на цифри, оскільки саме в такому варіанті карта прийнята до друку в “Атласі природних ресурсів України”, звідки вона і запозичена в цю роботу.

3. Внутрішнє наповнення матриці-дodatку відбиває поверхову будову і склад структурно-формаційних комплексів мегаблоків. Структурні поверхи виділяють на підставі регіональних стратиграфічних підрозділів та охоплюють, крім них, ще й ультраметаморфічні гранітоїдні

комплекси, що їх заміщують. Тут варто зауважити, що високотемпературні структурні поверхи і відповідні структурно-формаційні комплекси інфраструктури кожного з мегаблоків заслуговують на їхнє виділення під власними назвами, так як це було зроблене авторами раніше (Кирилюк, Смоголюк, 1993а) і наведене в табл. 1, у зв'язку з тим, що кожен з них має власні первинні, сингенетичні або набуті пізніше особливості. Але через недостатню поки що вивченість цих індивідуальностей, у додатку показано спільні СФК ряду сусідніх мегаблоків, для характеристики яких використано найбільш відомі найменування серій. Назви стратиграфічних підрозділів та гранітоїдних комплексів запозичені з офіційної “Кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію Українського щита” та з “Геологічної карти докайнозойських утворень України” (2000). Для характеристики структурних поверхів використано головним чином назви геологічних формацій з “Карты геологических формаций докембрия Украинского щита» (1991), з урахуванням деяких більш пізніх змін у назвах та обсягах формацій.

Крім структурних поверхів, у додатку наведено Овруцький прогин і його сателіти, Коростенський, Корсунь-Новомиргородський та Східноприазовський автономні інтрузивні масиви, а також комплекси дрібних прирозломних структур Приазов'я. Під автономними масивами розуміють інтрузії, формуванню яких не передувало утворення стратифікованих комплексів. Ці елементи теж проіндексовані за тим же принципом, тільки для інтрузивних комплексів їхній індекс показаний спереду. У таблиці не знайшло відображення численних різновікових інтрузивних комплексів різних мегаблоків, які, ймовірно, супроводжували формування окремих поверхів, а зараз утворюють підпорядковані за розмірами структурним поверхам інтрузивні масиви або існують у власних, сингенетичних поверхах, або у поверхах, що їх підстеляють. Вони не мають і не відіграють у масштабах щита власної визначальної геотектонічної ролі, тому на карті показуються у відповідності до традицій, що склалися при створенні тектонічних карт і схем, як включення у структурні поверхи (Косыгин, Кулындышев, 1981). Їхні умовні позначення показано безпосередньо на карті.

4. Нижня частина додатку-матриці є повністю інтерпретаційною. Геокінематичні типи мегаблоків визначені, як уже наголошувалося, на підставі аналізу повноти розрізу і наявності чи відсутності тривалих перерв у осадконакопиченні. Геотектонічні режими для гранулітового та грануліт-амфіболітового типів мегаблоків указують не стільки режими формування самих мегаблоків і їхніх поверхів, скільки режими всього еогею, на території всіх сучасних мегаблоків. Для інших мегаблоків це режими їхнього протоегейського етапу розвитку, хоч треба сказати, що порівняльний аналіз усіх поверхів у межах цих мегаблоків дає підстави для припущення і про більш ранні їхні еволюційні зв'язки, починаючи з еогею. Це особливо наочно демонструє Придніпровський гранітно-зеленокам'яний (амфіболіт-зеленокам'яний) емегаблок.

### **6.2.1. Кольорові позначення**

Кольорові позначення, які дублюють умовні знаки на карті, показано для наочності і в додатку-матриці, хоч їхнє основне місце і призначення – це умовні позначення на карті і сама карта. Кольорами на карті відображено структурні елементи II-го порядку – структурні поверхи мегаблоків, автономні інтрузивні масиви та Овруцький прогин. Виключення складає Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс, який є частиною протяжного трансрегіонального Волинсько-Двинського поясу і за ієрархічною систематикою мабуть відповідає мегаблокам, тобто структурним елементам I-го порядку.

На карті структурні поверхи зафарбовано як цілісні тіла, в їхніх відтворених за різними ознаками межах на рівні сучасної поверхні фундаменту. Обмеження структурних поверхів проведено через імовірні місця структурно-стратиграфічних контактів між поверхами, через їхні передбачувані контакти на площах сучасного поширення плутоно-метаморфічних та плутонічних формацій, а також місцями співпадають з тектонічними обмеженнями поверхів. Усі ці типи (різновиди) границь на карті більш крупного масштабу заслуговують на їхнє спеціальне відображення, але в цьому масштабі вони показані узагальненими знаками. Колір структурних поверхів еогейського закладення об'єднує як суперкрукстальну, так і плутоно-метаморфічну складові, оскільки їхнє розчленування в цьому масштабі на формаційні групи, а тим більше до окремих формацій, могло або призвести до перевантаження карти, або до її занадто схематичної стилізації, що не несло б ніякої додаткової інформації. Повний формаційний склад поверхів та їхні стратиграфічні і вікові ультраметаморфічні підрозділи наведено в додатку до карти.

Слід звернути увагу на те, що в умовних позначеннях, а також і на карті окремо виділено гранулітовий поверх Подільського мегаблоку серед гранулітових поверхів інших мегаблоків. Це зумовлено не лише наведеною на карті формальною ознакою того, що тут він належить до супраструктури, а в інших мегаблоках до інфраструктури. Головний сенс його виокремлення полягає в тому щоб показати, що територія Подільського мегаблоку під час еволюції фундаменту Українського щита, імовірно, ніколи не перекривалася більш молодими структурними поверхами.

Автономні інтрузивні масиви, а також Волино-Поліський пояс і прогини Овруцької системи западин показано в їхніх реальних границях, що співпадають з контурами на геологічних картах.

### 6.2.2. Штрихові позначення (крап)

В умовних позначеннях і на карті крапом окремо виділено міжповерхові, параалохтонні плутоно-метаморфічні формації, одна з яких – уманська – приурочена, на погляд авторів, до границі амфіболіт-гранітового поверху та діафоритової зони гранулітового поверху, а друга – кіровоградська – до контакту гнейсо-сланцевого поверху з його інфраструктурою. Така “перевага” цим формаціям у порівнянні з багатьма іншими, надана тому, що всі інші формації, як автохтонні (коінцидентні), так і параавтохтонні (дезинцидентні) не виходять за межі одного поверху і конформно вписуються своїми тілами в його структурний малюнок. У той же час, показані на карті плутоно-метаморфічні формації заміщують різні поверхи, і тому виглядають як січні тіла. На геологічних картах вони показуються своїм кольором як окремі вікові комплекси, що проривають (заміщують) різні стратиграфічні підрозділи. Їхнє вилучення з тектонічної карти збіднило би звичний вже вигляд цих районів, а виділення окремим кольором ускладнило б сприйняття поверху як цілісного структурного елемента.

Автохтонні інтрузивні гранітоїдні масиви теж не мають власного кольору, а об’єднані крапом у дві вікові групи – ранньопротогейську та пізньопротогейську. Вони показані кольоровим крапом як включення в структурному поверсі на фоні відповідного кольору. Більш дрібне розчленування цих груп на даній карті позбавлене сенсу, оскільки не дає додаткової загальнощитової геотектонічної інформації, хоч розподіл окремих комплексів у межах конкретних мегаблоків, очевидно, відіграє певну роль у розумінні їхньої будови і еволюції як автономних структурних елементів.

Міжповерхові ультраметаморфічні формації і інтрузивні формації (масиви) не індексують, оскільки їхній вік попадає в діапазон формування поверхів, в які вони включені і кольором яких зафарбовані на карті. Але їхній вік і місце у геотектонічній еволюції фундаменту вказано в умовних позначеннях. Для них, на відміну від структурних поверхів, які визначаються за часом їхнього закладання, пропонується поділ за часом їхньої *магматичної стабілізації*, тобто часом набуття ними в межах масивів консолідованого стану. Не зупиняючись тут детально на цьому питанні, зауважимо, що термін “магматична стабілізація” вибрано тому, що є підстави припускати тривалий період існування та міграції магми в межах структурних поверхів від часу її виникнення до утворення консолідованих масивів. Вважаємо за більш коректну і змістовно витриману вікову прив’язку масивів – на підставі ізотопно-геохронологічних даних до геотектонічної періодизації (ранній і пізній протогей), ніж до геохронологічної (архей, протерозой). На основі даних інтрузивні та ультраметаморфічні міжповерхові формації (комплекси) поділені на масиви ранньо- та пізньопротогейської стабілізації. До останніх належить і переважна більшість плутоно-метаморфічних формацій, що включені до складу поверхів. Вони стабілізувалися саме в пізньому протогейі у зв’язку з початком загальної кратонізації фундаменту.

Загальноновизнано, що важливим елементом пізнання тектоніки є вивчення метаморфізму, результати якого так чи інакше знаходять своє втілення на тектонічних картах. Більша частина даних про метаморфізм сингенетичного характеру включена безпосередньо в характеристику, назву та кольори структурних поверхів, на підставі показаної вище кореляції геолого-формаційного складу та особливостей метаморфізму стратометаморфічних комплексів. Однак, крім того, на карті окремо виділено чітко встановлені зони повторного метаморфізму в гранулітових поверхах, які пов’язані зі зміною геологічних і петрологічних умов їхнього перетворення в інфраструктурі мегаблоків і несуть певну структурну, геоісторичну і геотектонічну інформацію. Зокрема наявність ознак будь якого площового повторного метаморфізму взагалі свідчить, на думку авторів, про його “протікання” під покрівлею денудованих пізніше верхніх поверхів або супраструктури. Так, зони повторного гранулітового метаморфізму підвищеного тиску можуть свідчити про глибоке занурення гранулітового “фундаменту” (інфраструктури) амфіболіто-гнейсових мегаблоків

внаслідок формування верхнього структурного поверху. Зони амфіболітового діафторезу та супутнього ультра мета-морфізму, імовірно, охоплюють верхні частини гранулітового фундаменту під подошвою амфіболіт-гранітової супраструктури. При цьому в палеотектонічному відношенні обидва типи повторного метаморфізму свідчать про поширення на цій території в геологічному минулому супраструктури, тобто про її двоповерхову будову.

Добре відомі прояви діафторезу в зонах розломів, але на УЩ вони мають не площову, а лінійну форму в плані і, зазвичай, невеликі розміри. Однією з найбільших таких зон є, зокрема, меридіональна смуга діафоритів, що протягується на південь від низів'я р. Синиця уздовж Тальнівського розлому. Зони діафторезу, хоч вони і не мають чітких контактів з гранулітами, відокремлені умовною границею.

Виходячи із загальних міркувань та ізотопно-геохронологічних даних, стає очевидним, що неодноразовий, точніше тривалий метаморфізм і супутній ультра мета-морфізм мав місце і в Подільському мегаблоці, і в амфіболіт-гранітових комплексах Бузько-Росинського та Придніпровського мегаблоків. Але там вони відбувалися за менш суттєвих відмінностей від умов початкового метаморфізму і тому важко діагностуються.

### **6.2.3. Лінійні позначення**

Ця частина умовних позначень характеризує структурне навантаження карти. Ряд умовних позначень пропонується для відображення співвідношень та тектонічної позиції структурних поверхів, для чого використовують такі позначення, як "Границі структурних поверхів (положення подошви)". Уявлення про границі, як уже наголошувалося вище, є досить умовним. Границі є узагальнюючими, значною мірою реставрованими межами сучасного поширення стратиграфічних підрозділів, що складають основу структурних поверхів. Положення подошви поверху, там де вони не супроводжуються розломами, слід сприймати як такі, що проходять по поверхні зрізу фундаменту. Ті ділянки подошви, що проведені вздовж розломів, показують горизонтальну проекцію в цьому місці перетину на глибині подошви з обмежувальним розломом. Границі структурних поверхів мають берг-штрихи, орієнтовані в бік нахилу подошви, з тим, щоб підкреслити загальний басейновий (синформний) характер верхніх поверхів мегаблоків. Границі різних поверхів показано різними кольоровими лініями, щоб відізнати на тектонічній карті їхню відокремленість від поверхів, що залягають нижче. Разом з поверхами таким же чином відокремлений Овруцький прогин з його сателітами, хоч він не вважається поверхом, а є окремою локальною структурою.

Уся територія фундаменту фактично поділена на дві частини: території поширення лінійних та нелінійних складчастих деформацій. Напрямок пунктирних ліній на ділянках нелінійної складчастості показує узагальнений, відповідно до масштабу карти напрямок директивних елементів поширених тут породних асоціацій (смугастості, кристалізаційної сланцюватості, напрямку скіалітів та метаморфічних включень). Осі лінійних складок проведено на карті з різним ступенем достовірності, достатньо умовно, наприклад, на площі переважного поширення ультраметаморфічних формацій в супраструктурі Бузько-Росинського мегаблоці. Але, тим не менше, вони досить добре відображають загальний структурний малюнок поверхів.

Мабуть не потребують додаткових пояснень зміст границь інтрузивних і плутоно-метаморфічних формацій.

Важливим елементом структурного навантаження тектонічної карти має бути систематика і відображення розривних порушень. Цей аспект стосовно Українського щита ще й досі є предметом дискусій і знаходиться в стадії розробки фахівцями. Автор не вважає себе спеціалістом у цій галузі геології Українського щита, у зв'язку із специфічним характером картування розломів у цьому регіоні, головним чином за геофізичними даними. Тому автором прийнято спрощений порядок відображення розривних структур, поділених на міжмегаблокові, показані в повному обсязі, та інші, що представляють собою дуже схематичний варіант сучасних уявлень про розломно-блокову структуру фундаменту вищих за мегаблоки порядків.

### **Замість закінчення**

Наведені матеріали у своїй сукупності відображають новий цілісний підхід до дослідження тектоніки ранньодокембрійського фундаменту Українського щита та відображення його результатів на тектонічній карті. Подібний підхід взагалі є новим для ранньодокембрійських споруд. Він

включає як апробовані ідеї і методи тектонічного аналізу фанерозойських складчастих систем, так і особливості будови і геолого-еволюційну специфіку фундаменту щитів. Наведені матеріали, безумовно, не є вичерпними щодо тектоніки фундаменту Українського щита. На карті і в тексті відображено лише ті аспекти тектоніки, які торкаються всіх без винятку геотектонічних елементів Українського щита, усіх його мегаблоків та структурних поверхів, і дають можливість їхньої порівняльної тектоно-еволюційної характеристики. Окремі деталі, що можуть бути поширені на весь щит і мати, так би мовити, “загальнощитове” значення, можуть бути доповнені на карті масштабу 1:1 000 000, по відношенню до якої карта масштабу 1:2 000 000 є дещо схематизованою. Але при подальшому збільшенні масштабу, понад 1:1 000 000, суттєву роль почнуть відігравати індивідуальні особливості кожного з мегаблоків, які в більшості своїй не можна зіставити навіть для сусідніх мегаблоків, не говорячи вже про щит в цілому.

Тому цю роботу слід розглядати як концептуальну основу геотектонічної будови і еволюції фундаменту Українського щита, яка відкриває широкі можливості і перспективи подальшого порівняльно-геологічного вивчення регіону. Її варто дещо наочно і теоретично деталізувати з використанням карти масштабу 1:1 000 000. Але більш детальні тектонічні карти Українського щита, як, очевидно, і України в цілому (масштабу 1:500 000 та крупніші), доцільно поки що складати для окремих геотектонічних елементів – мегаблоків щита. В іншому випадку це буде не “Тектонічна карта Українського щита”, а щось на кшталт “Тектонічної карти регіонів Українського щита”.

Автор буде вдячний всім зацікавленим особам за можливість подальшого обговорення матеріалів і конструктивних рекомендацій щодо покращення змісту “Тектонічної карти Українського щита” масштабу 1:2 000 000 в рамках *концепції поверхово-блокової будови і спрямованої, стадійної еволюції структури ранньодокембрійського фундаменту щитів.*

## ЛІТЕРАТУРА

1. Аксаментова Н. В. Эволюция структурообразования в раннем докембрии на юго-западе Восточно-Европейской платформы//Докл. АН СССР. 1988. Т. 32., № 5. С. 433–436.
2. Бабков Ю. Б., Булаевский Д. С., Зайцев Д. С. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита//Геол. журнал. 1970. Т. 30. Вып. 4. С. 139–148.
3. Безвинний В. П. Про вік двопольовошпатових гранітів Росинсько-Тікицького району Українського щита//Мінерал. журнал. 2000. Т. 22. № 4. С. 66–72.
4. Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. К.: Наукова думка, 1975. 230 с.
5. Берзенин Б. З., Билынская Я. П., Брянский В. П. и др. К уточнению корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита//Геол. журнал. 1982. Т. 42. № 6. С. 43–53.
6. Бибикова Е. В. Древнейшие породы Земли: изотопная геохронология и геохимия изотопов//Мінерал. журнал. 2004. Т. 26. № 3. С. 13–20.
7. Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Малюк Б. І., Лисенко О. М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита//Зб. наук. пр. УкрДГРІ. Київ: УкрДГРІ, 2002. № 1–2. С. 46–68.
8. Бобров О. Б., Сіворонов А. О., Малюк Б. І. Формацийні ряди зеленокам'яних комплексів Світу та їх міжконтинентальна кореляція//Зб. наук. пр. УкрДГРІ. Київ: УкрДГРІ, 2004. № 2. С. 5–32.
9. Богатиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С. Серые гнейсы» архей и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры//Докембрий. МГК, XXVI сесс. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1980. С. 17–24.
10. Верховгляд В. М., Скобелев В. М. Изотопный возраст субвулканитов района г. Новоград-Волынский (северо-западная часть Украинского щита)//Геохимия и рудообразование. Сб. научн. трудов ИГМР. Вып. 21. К.: Наукова думка, 1995. С. 47–56.
11. Галецкий Л. С., Есипчук К. Е., Пийяр Ю. К. и др. Уточнение стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита//Геол. журнал. 1991. № 4. С. 10–20.
12. Галецкий Л. С., Колосовская В. А., Илькевич Г. И. и др. Корреляция структур, геологических и рудных формаций Украинского щита, Белорусского и Воронежского массивов//27-й Международный геологический конгресс. Тезисы. Т. II. Секция 05. М.: Наука, 1984. С. 295–296.
13. Галецкий Л. С., Колосовская В. А., Шевченко Т. П. и др. Геологическое развитие и металлогения докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы//Международная Конференция “Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр Земли”. Киев, 14–18 мая 1996, г. Киев, 1996. С. 138–140.
14. Галецкий Л. С., Шмидт А. О., Титов В. К., Колосовская В. А. Тектоника и металлогения Восточно-Европейской платформы на основе концепции геоблокового развития и активизации земной коры//Геол. журнал. 1990. № 2. С. 49–56.
15. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка/В. Г. Пастухов, К. П. Астахов, М. К. Багинян и др. К.: Геопрогноз, 1993. 213 с.
16. Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита масштаба 1:500 000/Редактор Н. П. Щербак. Объяснительная записка. Киев, 1983. 101 с.
17. Геологическая карта основных структурных этажей Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка/В. Г. Чередниченко, В. А. Великанов, Л. А. Демехин и др. К.: ЦГЭ, 1989. 126 с.
18. Геологический словарь. В двух томах. Т. 1. М.: Недра, 1973. 456 с.
19. Геологическое строение СССР. Т. 10. Геологическое строение и минерализация СССР. Книга 1. Геологическое строение СССР/Под ред. А. И. Жамойды, Л. И. Красного, С. И. Стрельникова. Л.: Недра, 1989. 352 с.
20. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1:1 000 000. Объяснительные записки. Книга I/Авторы Л. С. Галецкий, Б. А. Горлицкий, Л. А. Кипнис и др. Киев, 1984. 150 с.
21. Геологічна карта докайнозойських утворень України (2000)/Автори В. Я. Великанов, В. А. Колосовська//Комплект карт “Геологія і корисні копалини України”. Масштаб 1:1 000 000/Під ред. Д. С. Гурського, В. І. Калініна. Київ: Видавничий центр УкрДГРІ. С. 27–49.
22. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита/Н. П. Щербак,

- Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий и др. К.: Наукова думка, 1989. 144 с.
23. Гинтов О. Б. Некоторые вопросы строения и магматизма Украинского щита с позиций тектонофизики//Минерал. журнал. 2000. Т. 22. № 2/3. С. 92–102.
24. Гинтов О. Б. Некоторые важные структурно-кинематические элементы геологических карт//Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти–200. Тези доп. I Наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України (17–21 вересня, м. Гурзуф). Київ, 2001 С. 35–37.
25. Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. К.: Наукова думка, 1988. 228 с.
26. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита//Минерал. журнал. 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77–91.
27. Глубинное строение и геодинамика литосферы/Гл. ред. А. А. Смыслов. Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 317. Л.: Недра, 1983. 276 с.
28. Голубовский В.А. Формационный анализ сложных регионов. М.: Недра, 1983. 212 с.
29. Гранитоидные формации Украинского щита/И. Б. Щербаков, К. Е. Есипчук, В. И. Орс и др. К.: Наукова думка, 1984. 192 с.
30. Гурский Д. С., Войновский А. С., Колосовская В. А. и др. Металлогеническая специализация магматических комплексов и эпохи рудообразования Украинского щита//Минерал. журнал. 2000. Т. 22. № 2/3. С. 5–11.
31. Добрецов Н. Л. Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли//Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты, 1980. С. 19–31.
32. Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. Вопросы литологии и рудоносности докембрийских метаморфических толщ. М.: Недра, 1967. С. 14–26.
33. Доброхотов М. Н. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы)//Проблемы геологии докембрия. Киев: Наукова думка, 1971. С. 14–32.
34. Доброхотов М. Н. К вопросу стратиграфии докембрия западной части Украинского щита//Проблемы геологического строения, петрологии и металлогении кристаллического фундамента Белоруссии и смежных регионов. Минск: Наука и техника, 1978. С. 95–103.
35. Дранник А. С., Костенко М. М., Есипчук К. Ю. та ін. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень//Мінеральні ресурси України. 2003. № 1. С. 26–29.
36. Древин А. Я. Структура, стратиграфия Среднего Побужья и поисковые критерии на силикатный никель: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1966. 23 с.
37. Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода//Проблемы осадочной геологии докембрия: Вып. 2. М.: Недра, 1967. С. 88–96.
38. Єнтін В. А., Шимків Л. М., Гітов О. Б. та ін. Звіт за темою: “Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000”. Київ, 2002. 55 с.
39. Єнтін В. А., Шимків Л. М. Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень Українського щита//Мінеральні ресурси України. 2004. С. 12–13.
40. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. К.: Наукова думка, 1965. 190 с.
41. Каляев Г. И. Геотектонические районирование Украинского щита по структурно-формационным критериям//Петрография докембрия Русской платформы. К.: Наукова думка, 1970. С. 87–94.
42. Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит//Геол. журнал. 1976. Вып. 1. С. 29–41.
43. Каляев Г. И. Ранний докембрий и тектоника плит//Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С. 169–178.
44. Каляев Г. И., Глевасский Е. ., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. К.: Наукова думка, 1984. 240 с.
45. Каляев Г. И., Крутиховская З. А., Рябенко В. А. и др. Тектоника раннего докембрия Украинского щита//Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 18–32.
46. Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита/Редактор Г. И. Каляев. К.: Мингео УССР, ЦТЭ. 1984.

47. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка/В. П. Кирилюк, В. Д. Колий, В. И. Лашманов и др. К.: ЦГЭ, 1991. 119 с.
48. Кирилюк В. П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры//Геол. журнал. 1971. Т. 31. № 6. С. 42–54.
49. Кирилюк В. П. О некоторых особенностях догеосинклинальной стадии развития Земли в свете данных сравнительной палеонтологии//Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва. 1976. № 15 С. 69–75.
50. Кирилюк В. П. Модель раннедокембрийского монофациального метаморфизма и ультраметаморфизма//Геология метаморфических комплексов. Межвуз. научн.-тематич. сб. Вып. 6. Свердловск: Изд. УПИ, 1977. С. 40–47.
51. Кирилюк В. П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1. Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея//Геол. журнал. 1982а. Т. 42. № 3. С. 88–103.
52. Кирилюк В. П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 2. Формации позднего архея и протерозоя и сводная стратиграфическая схема//Геол. журнал. 1982б. Т. 42. № 4. С. 30–41.
53. Кирилюк В. П. Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР. Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1986. 40 с.
54. Кирилюк В. П. Условия формирования гранитно-метаморфических формационных комплексов щитов//Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986а. С. 176–180.
55. Кирилюк В. П. О влиянии экзогенных факторов на температурный режим формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов щитов//Геология метаморфических комплексов. Вып. 17. Межвуз. тематич. сб. Екатеринбург: Уральский горный ин-т, 1991. С. 4–13.
56. Кирилюк В. П. Мегаблоки щитов древних платформ Северной Евразии. Том 1. Общие сведения о щитах Северной Евразии. Львов, 1994. 155 с. Деп. в ДНТБ України 13.02.95 № 321 УК 95.
57. Кирилюк В. П. Типы геоблоковых структур в раннедокембрийской тектонике и эволюции кратонов Северной Евразии//Международная конференция “Глубинное строение литосферы и нетрадиционное использование недр Земли” Киев, 14–18 мая 1996 г. Тезисы докладов. Киев, 1996. С. 156–157.
58. Кирилюк В. П. Об особенностях геологического строения и эволюции щитов древних платформ//Сб. научн. трудов Национальной горной академии. № 6. Т. 1. Геология полезных ископаемых. Днепропетровск, 1999. С. 32–35.
59. Кирилюк В. П. Головні геоструктурні та геодинамічні елементи Українського щита в матеріалах геологічного картографування (оглядовий аналіз)//Геодинаміка. № 1(3). 2000. С. 75–89.
60. Кирилюк В. П. Структурно-вещественные и генетические особенности раннедокембрийских гранитоидных формаций щитов древних платформ//Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Тез. докл. Всероссийск. совещ. посвященного 100-летию со дня рождения академика Ю. А. Кузнецова. Новосибирск, Академгородок, 16–19 апреля 2003 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2003. С. 160–161.
61. Кирилюк В. П. Про районування та так звані “шовні зони” фундаменту Українського щита (стосовно деяких останніх рішень ранньодокембрійської секції НСК України)//Мінеральні ресурси України. № 4. 2004а. С. 27–32.
62. Кирилюк В. П. Ранньодокембрійська геологічна еволюція та проблема “тектоно-магматичної активізації” Українського щита//Вісник Київ. нац. ун-ту. ім. Т. Шевченка. Геологія. Вип. 31–32. 2004б. С. 22–27.
63. Кирилюк В. П. Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ (опыт геотектонического анализа)//Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 281–285.
64. Кирилюк В. П. Головні підсумки морфопарагенетичних геолого-формаційних досліджень нижнього докембрію//Вісник Львів ун-ту. Сер. геол. 2005а. Вип. 19. С. 53–74.
65. Кирилюк В. П. Еволюція поглядів на тектонічний розвиток фундаменту Українського щита//Геолог України. 2006, № 1. С. 71–79.

66. Кирилюк В. П., Лысак А. М. Некоторые виды плутоно-метаморфических формаций Украинского щита//Геология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Тез. докл. III регион. петрограф. совещ. (Днепропетровск, сентябрь 1979). К.: Наукова думка, 1979. С. 122–123.
67. Кирилюк В. П., Лысак А. М., Великанов В. Я. Основні риси ранньодокембрійської тектоніки Українського щита//Мінеральні ресурси України. 2003. № 4. С. 8–12.
68. Кирилюк В. П., Лысак А. М., Свешников К. И. Методические указания по составлению карт формаций раннего докембрия Украины (для целей геологического картирования и металлогенического прогноза) с макетами карт. К.: ЦТЭ, 1979. 178 с.
69. Кирилюк В. П., Лысак А. М., Свешников К. И. Эндогенные формации докембрия щитов, их систематика и картирование//Геологические формации и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1990. С. 115–122.
70. Кирилюк В. П., Свешников К. И. Структурно-генетическая систематика гранитоидных формаций щитов и ее использование при геологическом картировании /"Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей докембрия на территории России". Тез. докл. Всеросс. совещ. (8–10 февраля 1994). С.-Пб.: изд. ВСЕГЕИ, 1994. С. 76–77.
71. Кирилюк В. П., Сиворонов А. О., Яценко Г. М. Про структурне та вікове співвідношення тикицького та звенигородського комплексів//Доп. АН УРСР, серія "Б". 1974. № 7. С. 586–588.
72. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Расчленение и корреляция катархейских гранулитовых комплексов щитов, территории СССР на формационной основе//Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Тезисы докладов II Всесоюз. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа: 1990. С. 53–55.
73. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Об основных структурных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита//Геол. журнал. 1993а. № 3. С. 54–69.
74. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Связь раннедокембрийского вулканогенно-осадочного литогенеза с блоковым строением щитов//Геол. журнал. 1993б. № 4. С. 21–29.
75. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Мегаблоки щитов древних платформ Северной Евразии. Т. 2. Мегаблоки щитов Восточно-Европейской платформы. Львов, 1994. 218 с. Деп. в ДНТБ України 13.02.95 № 322 УК 95.
76. Кирилюк В. П., Смоголюк А. Г. Мегаблоки щитов древних платформ Северной Евразии. Т. 3. Мегаблоки щитов Сибирской платформы и геозволюционный анализ типовых мегаблоков. Львов, 1994. 179 с. Деп. в ДНТБ України 13.02.95 № 323 УК 95.
77. Кобзар В. Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. К.: Наукова думка, 1981. 104 с.
78. Колий В. Д., Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Некряч А. И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита//Геол. журнал. 1991. № 4. С. 28–40.
79. Колий В. Д., Сиворонов А. А. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области//Геотектоника. 1989. № 5. С. 71–81.
80. Комаров А. Н., Прытков Ф. Я. Структура центральной части Волынского блока (по геолого-геофизическим данным)//Геол. журнал. 1975. Т. 35. Вып. 4. С. 56–63.
81. Комаров А. Н., Прытков Ф. Я. Геолого-структурные особенности Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита, их сходство и различие//Геол. журнал. 1978. Т. 38. № 2. С. 34–45.
82. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500 000. Пояснювальна записка/А. С. Войновський, Л. В. Бочай, С. В. Нечасєв та ін. Київ: УкрДГРІ, Держгеолслужба Мінекоресурсів України, 2003. 336 с.
83. Коньков Г. Г., Майданович И. А. Методика выделения и типизации троговых структур юго-восточной части Украины. К.: Наукова думка, 1981. 64 с.
84. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка)/К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін. К.: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
85. Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981. 271 с.
86. Красный Л. И. Геоблоки//Геотектоника. 1967. № 5. С. 103–120.
87. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. Л.: Недра, 1973. 152 с.
88. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.

89. Красный Л. И. Основы учения о блоковой (геоблоковой) делимости литосферы//Геол. журнал. 1993. № 3. С. 4–13.
90. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. К.: Наукова думка, 1982. 216 с.
91. Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка железорудной провинции (по данным геофизических исследований). К.: Наукова думка, 1971. 201 с.
92. Крюченко В. А. Складчато-блоковая структура докембрия центральной части Украинского щита//Геол. журнал. 1989. № 1. С. 43–51.
93. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли//Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва. 1968а. № 11. С. 116–126.
94. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов нижнего докембрия//Геология докембрия. МГК. XXIII сессия Докл. сов. геол. Пробл. 4. М.: Наука, 1968б. С. 177–182.
95. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения//Советская геология. 1970. № 6. С. 28–43.
96. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Выща школа, 1975. 239 с.
97. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. Формации метаморфических комплексов нижнего докембрия, принципы их выделения и корреляции//Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1982. С. 162–167.
98. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М. и др. Геологические формации и проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита//Геол. журнал. 1984. Т. 44. Вып. 2. С. 103–112.
99. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Лысак А. М. и др. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита {на формационной основе}//Геол. журнал. 1986. Т. 46. № 2. С. 18–26.
100. 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.
101. Лысак А. М., Пащенко В. Г., Про тектонічну структуру Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області Українського щита//Вісник Лівів. ун-ту. Серія геол. 2002. Вип. 16. С. 53–62.
102. Лысак А. М., Пащенко В. Г., Стрекозов С. М., Бородин Б. В. Основні риси докембрійської тектонічної структури Приазовської грануліт-зеленокам'яної області Українського щита//Геодинаміка. 2004. № 1 (4). С. 32–39.
103. Лысак А. М., Сиворонов А. А. Петрографо-геохимические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации бассейна р. Базавлук (Украинский щит)//Геол. журнал. 1976. Т. 36. Вып. 6. С. 55–67.
104. Лысак А. М., Сиворонов А. А. Гнейсово-амфиболитовая формация в бассейне р. Базавлук (Украинский щит)//Геол. журнал. 1978. № 5. С. 89–97.
105. Лысак А. М., Сиворонов А. А. Внутренняя структура Саксаганской глыбы Украинского щита//Геотектоника. 1979. № 6. С. 27–31.
106. Малич Н. С. Формационный анализ в системе региональных геологических исследований//Геологические формации и закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1990. С. 95–99.
107. Металлогеническая карта Украинского щита. Масштаб 1:1 000 000 (1986)/ Отв. ред. Л. С. Галецкий. Мингео СССР. 1989.
108. Метаморфизм Украинского щита/И. С. Усенко, И. Б. Щербаков, Р. И. Сироштан и др. К.: Наукова думка, 1982. 308 с.
109. Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
110. Орта В. И. Гранитообразование докембрия Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. К.: Наукова думка, 1988. 202 с.
111. Палиенко В. П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. К.: Наукова думка, 1992. 116 с.
112. Паранько И. С. Некоторые особенности геологического развития Криворожской

структуры//Геол. журнал. 1993. № 4. С. 112–122.

113. Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита//Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 175. Л., 1971. С. 7–87.

114. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.

115. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.

116. Свешников К. И., Пашкевич И. К., Красовский С. С. Раннедокембрийские магматогенные структуры Украинского щита//Геол. журнал. 1994. № 2. С. 69–80.

117. Сиворонов А. А., Малюк Б. И., Бобров А. Б. Эволюция магматизма и геодинамика зеленокаменных поясов Украинского щита//Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 209–221.

118. Сиворонов А. А., Сирота М. Г., Бобров А. Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской ГЗО//Геол. журнал. 1983. С. 52–64.

119. Сеницын А. В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.

120. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 1986. 184 с.

121. Соллогуб В. Б., Харитонов О. М., Чекунов А. В. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований//Геофиз. журнал. 1980. Т. 2. № 6. С. 26–35.

122. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита/Н. П. Щербак, К. Е. Есипчук, Б. З. Берзенин и др. К.: Наукова думка, 1985. 168 с.

123. Стратиграфія УРСР. Т. 1. Докембрій. К.: Наукова думка, 1972. 348 с.

124. Стрыгин А. И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. К.: Наукова думка, 1978. 268 с.

125. Тектоническая карта Украинской и Молдавской ССР. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Киев, 1988. 134 с.

126. Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. К.: Вид-во АН УРСР, 1959. 220 с.

127. Тектоніка Українського щита/Г. І. Каляєв, З. О. Крутиховська, Г. В. Жуков та ін. К.: Наукова думка, 1972. 300 с.

128. Тяпкин К. Ф., Гонтаренко В. Н. Системы разломов Украинского щита. К.: Наукова думка. 1990. 184 с.

129. Усенко И. С., Личак И. Л., Бернадская Л. Г. и др. Геохимическая специализация магматических формаций Украинского щита//Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. К.: Наукова думка, 1975. С. 141–166.

130. Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др. Геологическое строение и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Украинского щита//Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. С. 58–67.

131. Усенко И. С., Есипчук К. Ю., Цуканов В. О. Стратиграфія гнейсо-мігматитового комплексу Приазов'я//Геол. журнал. 1971а. Т. 31. Вип. 2. С. 129–140.

132. Усенко И. С., Есипчук К. Ю., Цуканов В. О. Архейські геологічні формації Приазов'я//Допов. АН УРСР. Сер. Б. 1971б. С. 684–687.

133. Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я. Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита//Геол. журнал. 1973. Т. 38. № 4. С. 3–14.

134. Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1977. 130 с.

135. Федоровский В. С. Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса – единый структурный парагенезис докембрия Байкальской горной области//Геология докембрия. МГК. XXVII сессия. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 125–132.

136. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

137. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения)//Бюлл. Моск. общ-ва испыт. природы. Отд. геол. 1952. № 5. С. 31–52.

138. Хильтова В. Я., Митрофанов Ф. П., Берковский А. Н. и др. Раннедокембрийские тектонические области//Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л.: Наука, 1987. С. 5–14.

139. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977. 152 с.
140. Шварц Г. А., Пятаде А. А., Геологическое строение и состав гнейсовой толщи Братского синклинория//Геол. журнал. 1980. Т. 40. № 5. С. 20–28.
141. Шощкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии//Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. М.: Недра, 1967. С. 103–106.
142. Шощкий И. И., Радченко О. Ф. Генезис и металлогеническая специфика пород тетерево-бугской серии северо-восточной части Украинского щита//Петрография докембрия Русской платформы. К.: Наукова думка, 1970. С. 358–360.
143. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир. 1964. 887 с.
144. Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 172 с.
145. Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов//Геол. и геофиз. 1976. № 2. С. 67–75.
146. Шульдинер В. И. О периодизации раннего докембрия//Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С. 115–119.
147. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
148. Щербак Н. П. Сравнительная геохронология архейских мегаблоков Украинского, Западно-Австралийского и Южно-Африканского щитов//Минерал. журнал. 2004. Т. 26. № 3. С. 21–32.
149. Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита//Геохимия и рудообразование. Вып. 21. К.: Наукова думка, 1995. С. 3–24.
150. Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Скобелев В. М. и др. Новые данные по радиологическому датированию докембрийских пород Украинского щита//Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Тез. докл. I региональной стратиграф. совещ. К.: Наукова думка, 1983. С. 15–19.
151. Щербак Н. П., Бибикина Е. В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР//Геология докембрия. МГК. XXVII сессия. Доклады. Т. 5. М.: Наука, 1984. С. 3–14.
152. Щербак Н. П., Пономаренко А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита Украинского щита//Минерал. журнал. 2000. 22, № 2/3. С. 12–24.
153. Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. К.: Наукова думка, 1975. 280 с.
154. Щербаков И. Б. Эволюция магматизма Украинского щита//Минерал. журнал. 2000. 22, № 2/3. С. 36–47.
155. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов/К. О. Кратц, В. Я. Хильтова, А. Б. Вревский и др. Л.: Наука, 1980. 164 с
156. Этингоф И. М. О стратиграфическом расчленении докембрийских образований Ингуло-Ингулецкого района//Геол. журнал. 1971. Т. 31. № 5. С. 152–156.
157. Этингоф И. М., Билынская Я. П. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. Тез. докл. I регионального стратиграф. совещ. К.: Наукова думка, 1983. С. 77–80.
158. Яценко Г. М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита (строение и металлогенические особенности формаций). Л.: Вища школа, 1980. 139 с.
159. Яценко Г. М., Таранько И. С. Стратиграфическая корреляция на формационной основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков Украинского щита. Статья 1. Формации докембрия западной части Кировоградского блока и его стратиграфия//Геол. журнал. 1983. Т. 43. Вып. 3. С. 54–62.
160. Starostenko V. I., Pashkevych I. K., Kutas R. I. Deep-Seated Structure of the Ukrainian Shield Mineral. Journ. (Ukraine). 2002. 24, № 2/3. P. 111–121.
161. Wegmann C. E. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundsch. 1935. V. 26. P. 305–350.

*Наукове видання*

**ТЕКТОНІЧНА КАРТА УКРАЇНИ Масштаб**

**1:1 000 000**

**Частина II**

**ТЕКТОНІКА ФУНДАМЕНТУ  
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА**

(Пояснювальна записка до "Тектонічної карти фундаменту  
Українського щита масштабу 1:2 000 000)

Автор Віктор Павлович Кирилюк

*Видано відповідно до рішення науково-редакційної ради Державної геологічної  
служби  
Міністерства екології та природних ресурсів України  
від 27.11.2002р. (протокол № 121)*

Завідуюча видавничого відділу	С. О. Некрасова
Науковий редактор	Г. Г. Голубева
Технічний редактор	К. Н. Колейчук, І. О. Нагорних
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, Київ-114, вул. Автозаводська, 78.  
Тел.: 206-35-18; тел./факс: 430-41-76

Здано до складання 22.02.07 р. Підписано до друку 5.09.07 р.  
Формат 60x90 1/8. Папір офсетний. Облік.-вид. арк. 10,32. Ум. друк. арк.  
9,4. Тираж 150 прим. Зам. № 183.