

<https://doi.org/10.15407/dopovidi2025.05.032>

УДК 552.1: 551.14(477)

П.О. Буртний, <https://orcid.org/0009-0005-2481-2163>

О.Є. Карнаухова, <https://orcid.org/0000-0002-2325-5263>

В.П. Коболев, <https://orcid.org/0000-0001-5625-5473>

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

E-mail: karnaukhova@igph.kiev.ua; kobol@igph.kiev.ua

Петрофізичне термобаричне моделювання глибинного речовинного складу Українського щита

представлена членом-кореспондентом НАН України О.Б. Гінтовим

Методом петрофізичного термобаричного моделювання побудовано речовинні глибинні моделі окремих блоків Українського щита, що наразі є особливо актуальним з огляду на підвищений інтерес до видобутку рідкоземельних металів у зв'язку з угодою про надра між Україною та США. Суть методу полягає в зіставленні даних глибинних сейсмічних зондувань та експериментальних результатів вимірювань фізичних параметрів за високих тисків і температур зразків гірських порід, які формують досліджувані блоки Українського щита. Правомірність регіональних глибинних термобаричних петрофізичних побудов підтверджується наявністю відповідних критеріїв подібності. У разі петрофізичного термобаричного моделювання рівності середніх значень тисків і температур у лабораторних та природних умовах достатньо для того, щоб прийняти ці параметри порівнянними. Цей базовий принцип лежить в основі методу. Диференціація за фізичними параметрами різних мінеральних середовищ залежно від їх петрологічних характеристик, у тому числі складу, генезису, структурно-текстурних особливостей і інших факторів — другий принцип моделювання. Для кожного досліджуваного району Українського щита було розроблено індивідуальні РТ-програми експериментів.

Встановлено, що верхні горизонти зазвичай складені граніто-гнейсами, нижче — породами середнього складу (чарнокітоїдами, ендербітами або діоритами) і далі до межі Мохо — різноманітними товщами порід основного (основними гранулітами, габроїдами) або ультраосновного (піроксенітами) складу. На всіх речовинних моделях фіксуються зони низьких швидкостей, які відповідають інтервалам, експериментально виявленим інверсіями швидкостей досліджених зразків порід, залежно від тиску і температури відповідно до глибини залягання. Передбачувані зони низьких швидкостей, як зони термобаричного розуцілення порід, розташовані на глибинах 5—15 км, можуть слугувати глибинними діагностичними ознаками пошуку вуглеводневих родовищ.

Ключові слова: Український щит, профіль ГСЗ, сейсмічні швидкості, тиск, температура, розуцілення, щільність, моделювання, модельні колонки.

Ц и т у в а н н я: Буртний П.О., Карнаухова О.Є., Коболев В.П. Петрофізичне термобаричне моделювання глибинного речовинного складу Українського щита. *Допов. Нац. акад. наук Укр.* 2025. № 5. С. 32—48. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2025.05.032>

© Видавець ВД «Академперіодика» НАН України, 2025. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ. Багаторічні дослідження фізичних властивостей широкого спектра гірських порід у модельних PT -умовах різних глибин літосфери [1] і розроблена методика петрофізичного термобаричного моделювання (ПТБМ) [2] дали змогу по-новому інтерпретувати геофізичні дані та прогнозувати глибинний речовинний склад Українського щита (УЩ).

В основу ПТБМ покладено наявну геолого-геофізичну інформацію стосовно геологічної будови УЩ, структурно-тектонічного районування, даних глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), гравіметрії та геотермії поряд з результатами лабораторних експериментальних вимірювань фізичних параметрів зразків гірських порід за високих тисків (P) і температур (T), що відповідають їх розподілу з глибиною [2].

У цій статті аналізується побудова речовинних глибинних моделей окремих блоків УЩ методом ПТБМ. Слід окремо підкреслити, що вивчення глибинного речовинного складу окремих блоків УЩ наразі є особливо актуальним з огляду на підвищений інтерес до видобутку рідкоземельних металів у зв'язку з угодою про надра між Україною та США.

Мета — на основі аналізу експериментальних PT -досліджень петрофізичних характеристик порід і результатів поєднаної інтерпретації цих та сейсмічних даних по регіональних сейсмічних профілях ГСЗ УЩ, застосовуючи метод ПТБМ, спрогнозувати речовинний склад земної кори на глибину до 30 км.

Методика досліджень. Блок-схема петрофізичного глибинного речовинного моделювання складається з 14 блоків, або етапів [2, 3] (рис. 1): 1) вивчення структурно-тектонічних особливостей регіону; 2) аналіз апіорної геолого-геофізичної інформації з урахуванням глибинних термодинамічних умов; 3) відбір колекції зразків порід досліджуваного регіону; 4) складання програм експериментального вивчення на підставі прогнозування розподілу з глибиною тиску і температури та їх подальше використання в експериментальних дослідженнях зразків гірських порід в апаратах високого тиску і температури; 5) вивчення в різних термобаричних умовах пружних та щільнісних параметрів за зразками колекцій порід; 6) статистична обробка та аналіз результатів лабораторних дослідів; 7) комплексне опрацювання петрологічної інформації та експериментальних даних з метою пошуку кореляційних зв'язків між відповідними параметрами; 8) побудова швидкісних розрізів по блоках та шарах вздовж профілів ГСЗ; 9) зіставлення результатів лабораторних петрошвидкісних PT -досліджень із сейсмічною інформацією; 10) побудова літологічної моделі розподілу з глибиною поверхневих аналогів глибинних порід на підставі системного аналізу відповідної інформації (блоки 1, 2, 6, 7 та 9); 11) реконструкція на основі літологічної моделі (блок 10) петрошвидкісних розрізів (V_p , V_s) за експериментальними даними (блоки 6, 7); 12) побудова щільнісного розрізу з наступною циклічною кореляцією аномалій гравітаційного поля зі швидкісним та речовинним розрізами; 13) створення та аналіз моделей розподілу з глибиною пружно-щільнісних характеристик мінеральної речовини за окремими блоками; 14) побудова колонок прогнозованого складу порід з глибиною на основі експериментальних PT -досліджень та інформації блоків 10—13.

Об'єкт досліджень. Згідно із сучасним уявленням у межах УЩ виділяють мегаблоки (рис. 2): Волинський, Подільський, Росинський, Бузький, Інгульський, Середньопридніпровський, Приазовський, а також Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс і міжблокові шовні зони — Голованівську та Інгулецько-Криворізьку, включені до Інгульсько-го мегаблока, та Оріхово-Павлоградську, що належить до Приазовського мегаблока [5].

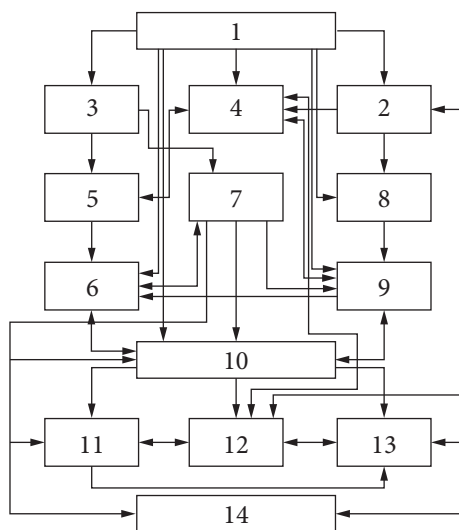


Рис. 1. Блок-схема петрофізичного термобаричного глибинного моделювання (пояснення у тексті). Однобічні стрілки вказують шляхи обробки, спрямованість і послідовність переходу інформації від блока до блока, а двобічні — на можливість повернення інформації в разі багатоциклічного моделювання із застосуванням методу послідовних наближень [3, 4]

Сумарно в межах УЩ було відібрано близько 5000 зразків, для більш ніж 1000 зразків за атмосферних умов виконано вимірювання щільності та швидкостей поздовжніх (V_p) і поперечних (V_s) хвиль, за гідростатичного тиску — для 200 зразків (кожний 5—10-й зразок вихідної колекції порід). Близько 90 зразків (кожний 10—15-й зразок) було піддано вимірюванням за програмами одночасної дії тиску і температури, відповідно до їх розподілу з глибиною для дослідженого регіону. Також виконано детальний петрографічний аналіз більш ніж 300 шліфів досліджуваних порід УЩ і статистичну обробку отриманих експериментальних даних (таблиця). Виділені блоки характеризуються швидкісним розрізом, на певних глибинах якого спостерігаються стрибки швидкості, інколи ж виділяються позитивні чи негативні рівноградієнтні за швидкістю ділянки. У спрощеному вигляді ці блоки можна розглядати як елементи вертикального розшарування геологічного середовища.

Кожному шару властиві свої середні значення V_p і V_s та їх зміни з глибиною. Іншими словами, вертикальна зональність, яка визначається сейсмічними дослідженнями, як правило, має вигляд стрибків абсолютних значень швидкостей зі значною відмінністю їх змін із глибиною вздовж профілю. Стабільні за величиною градієнтів швидкості шари можна розглядати як зони певного складу. Зміни значень V_p у цьому разі обумовлені ефектами впливу на мінеральне середовище тиску і температури.

Відповідно до геотраверсів (IV, VI, VIII, Євробридж) та профілів ГСЗ (XXIV, XXX, XXXIV, Путивль—Кривий Ріг), що перетинають основні мегаблоки центральної частини УЩ (рис. 3), побудовано 27 колонок прогнозованого складу порід (аналогів поверхневих мінеральних утворень) з глибиною (рис. 4).

Обговорення результатів. У межах *Подільського* мегаблока (див. рис. 2) розвинені утворення гранулітової фації регіонального метаморфізму [6—8]. Поверхня його фундаменту приблизно до 5 км складена в основному гранітоїдами нижньопротерозойського подільського комплексу (чудново-бердичівські граніти) (див. рис. 3, 4 — кол. 1, 3, 4), серед яких у вигляді підняття виступають окремі тіла порід немирівського комплексу (чарнокіти, ендербіти) (див. рис. 3, 4 — кол. 2, 5) і гнейси дністровсько-бузької серії.

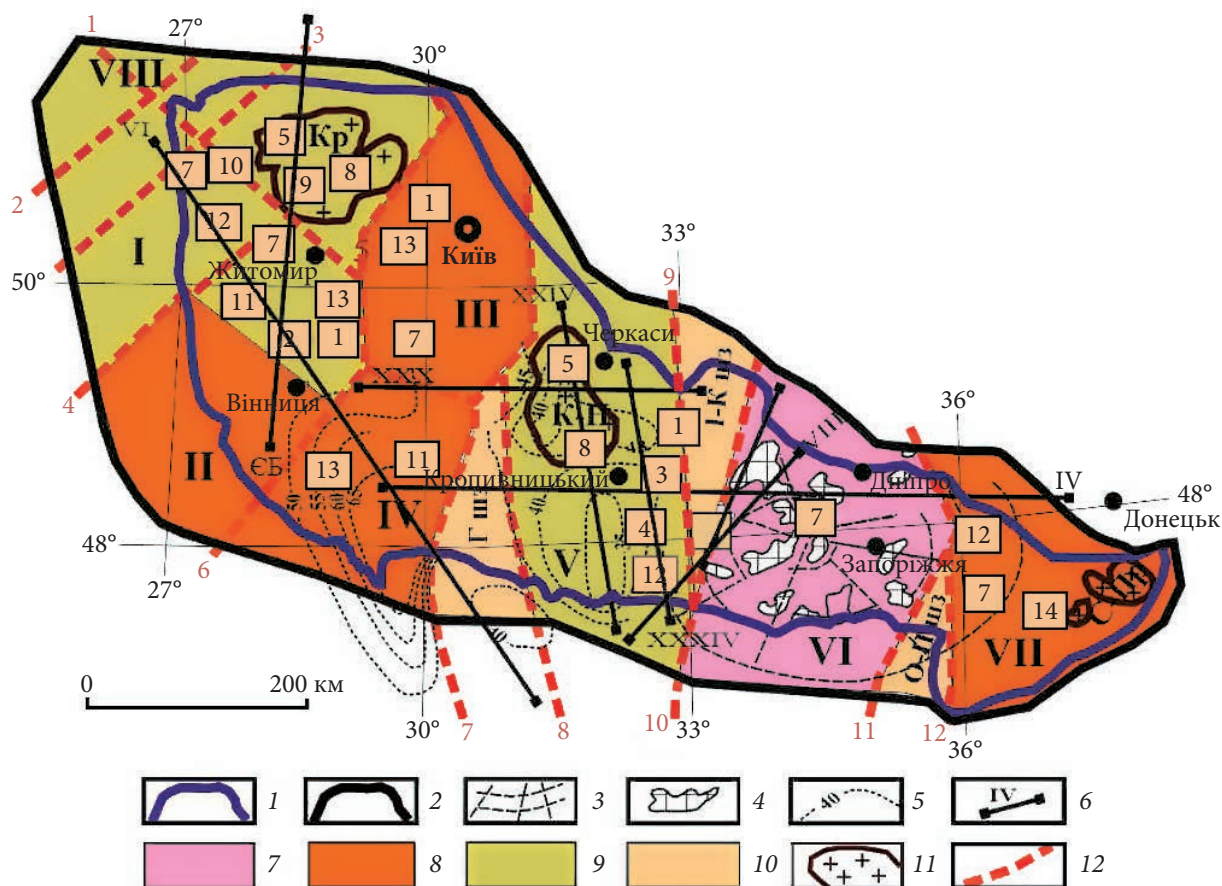


Рис. 2. Схема структурно-тектонічного районування Українського щита (за [5]) і розташування місць відбору зразків досліджених порід. Межі: 1 — контур відслоненої частини щита, 2 — контур схилів щита, в межах яких простежуються складчасті та розривні структури докембрійського фундаменту за геофізичними даними, 3 — Придніпровського палеоскліпіння, 4 — зеленокам'яних синкліноріїв; 5 — ізоглибини поділу М, км; 6 — сейсмічні геотрансекти; комплекси порід: 7 — архейські, 8 — архейські, перероблені в протерозой, 9 — палеопротерозойські; 10 — шовні зони (Гшз — Голованівська, І-Кшз — Інгуло-Криворізька, О-Пшз — Оріхово-Павлоградська); 11 — масиви (Кр — Коростенський, К-Н — Корсунь-Новомиргородський, С-Пр — Східноприазовський); 12 — міжмегаблокові розломи (1 — Центральний, 2 — Луцький, 3 — Суцано-Пержанський, 4 — Тетерівський, 5 — Брусилівський, 6 — Немирівський, 7 — Тальнівський, 8 — Первомайський, 9 — Західноінгулецький, 10 — Криворізько-Кременчуцький, 11 — Оріхово-Павлоградський, 12 — Азово-Павлоградський). Мегаблоки: I — Волинський; II — Подільський; III — Росинський; IV — Бузький; V — Інгульський; VI — Середньопридніпровський; VII — Приазовський; VIII — Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс. Місця відбору зразків порід (цифри у квадратах): граніти: 1 — рівномірнотзернисті, 2 — рівномірнотзернисті гранат-біогітові, 3 — порфіроподібні, 4 — гранітоїдні, 5 — рапаківі; 6 — плагіограніти; 7 — діорити, гранодіорити; 8 — лабрадорити; 9 — габро; 10 — піроксеніти; 11 — чарнокітоїди; 12 — гнейси біотитові; 13 — гнейси піроксенові, амфіболові; 14 — породи приазовського лужного комплексу

За матеріалами ГСЗ (див. рис. 3 — геотраверс VI, ПК 600-750) у верхній частині кори можна виділити три блоки з найбільш високошвидкісним у центральній частині профілю, де $V_p = 6,25$ км/с на поверхні (див. рис. 3 — ПК 660-690, рис. 4 — кол. 2). Сейсмічні швидкості приповерхневого шару задовільно узгоджуються з їх величинами і градієнтами змін з глибиною, встановлених експериментально для чарнокітоїдів (рис. 5).

Найімовірнішими представниками цієї групи порід у верхніх горизонтах є плагіочарнокіти (глибини до 7 км), що переходять в ендербіти (глибини 7—25 км). На глибинах від 25 км сейсмічні швидкості дещо вищі за експериментально встановлені для ендербітів і узгоджуються зі швидкостями більш основних гранулітів, які можуть спостерігатися аж до межі М (див. рис. 4 — кол. 2, рис. 5). Сейсмічні швидкості у верхніх горизонтах

**Середні значення пружно-щільнісних параметрів
та середній мінеральний склад основних груп порід УЩ за атмосферних умов**

V_p , км/с	V_s , км/с	ρ , г/см ³	Мінеральний склад, об. %											
			Плагіоклаз	КПШ	Кварц	Біотит	Піроксен	Амфібол	Олівін	Актиноліт	Дроблена маса	Аксесорні мінерали	Вторинні мінерали	
Граніти рівномірностерності														
5,73	3,23	2,626	35,3	29,1	26,6	6,6	2,8	—	—	—	—	1,8	1,3	
Граніти порфіроподібні														
5,81	3,38	2,691	35,5	20,4	27,3	11,6	—	3,1	—	—	—	2,1	16,2	
Граніти новоукраїнські														
5,75	3,46	2,661	27,3	38,1	26,5	4,3	1,2	2,9	—	—	3,9	1,0	3,2	
Плагіограніти														
5,95	3,42	2,706	54,8	20,7	22,5	12,5	2,0	6,3	—	—	50,4	1,6	17,7	
Діорити														
6,09	3,43	2,774	70,1	0,5	10,9	6,6	—	10,0	—	—	—	2,3	—	
Чарнокітоїди														
6,26	3,59	2,770	39,4	17,7	28,1	3,1	11,5	4,8	—	—	—	2,9	0,6	
Породи основного складу														
6,73	3,65	2,863	72,1	0,5	2,8	3,2	13,8	3,0	—	—	—	4,1	0,8	
Породи ультраосновного складу														
6,37	3,73	3,180	—	—	—	—	23,9	22,3	3,92	17,4	—	14	15,1	
Гнейси біотитові														
5,79	3,42	2,715	35,9	3,3	44,1	15,6	—	—	—	—	—	—	1,1	
Гнейси амфібол-піроксенового складу														
6,67	3,75	3,096	31,3	—	3,3	3,3	38,6	26,7	—	—	—	4,2	—	

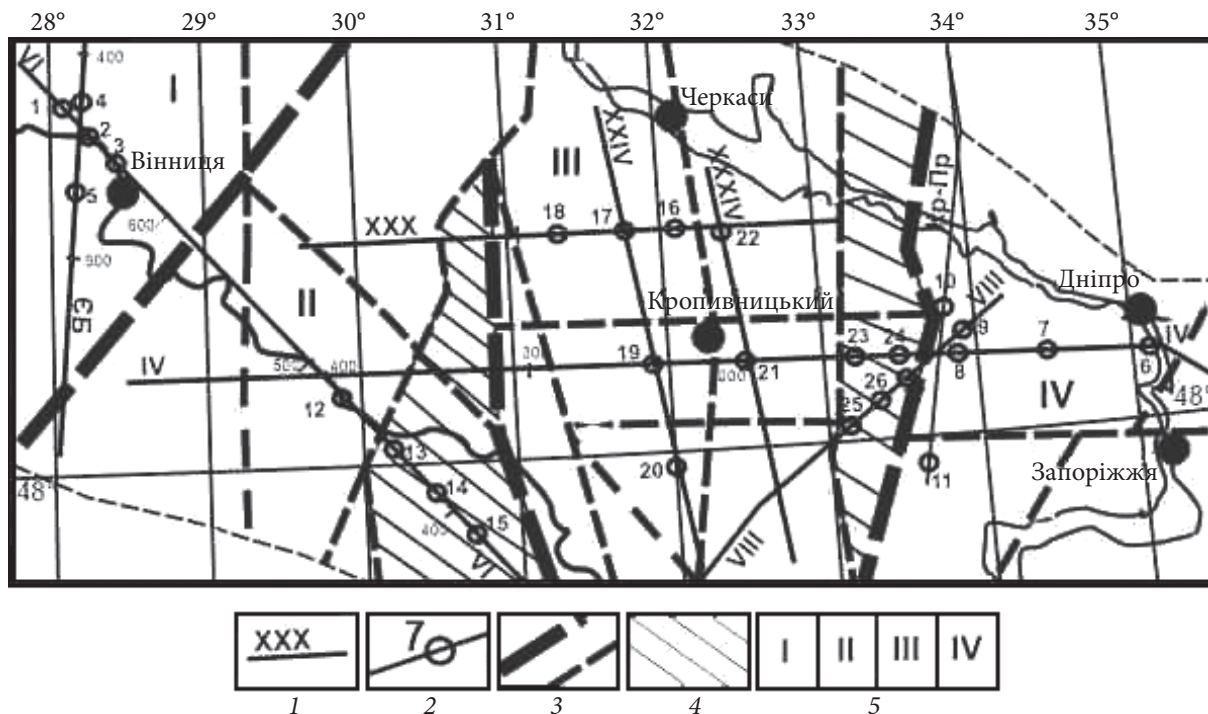


Рис. 3. Карта-схема із зазначенням місць розташування колонок, за якими виконано моделювання глибинної будови земної кори УЩ. 1 — профілі ГСЗ; 2 — номери колонок; 3 — розломи різних порядків; 4 — шовні зони; 5 — райони відбору зразків (I — Подільський блок, II — Середнє Побужжя, III — Інгульський мегаблок і Голованівська та Інгулецько-Криворізька шовні зони, IV — Середньопридніпровський мегаблок)

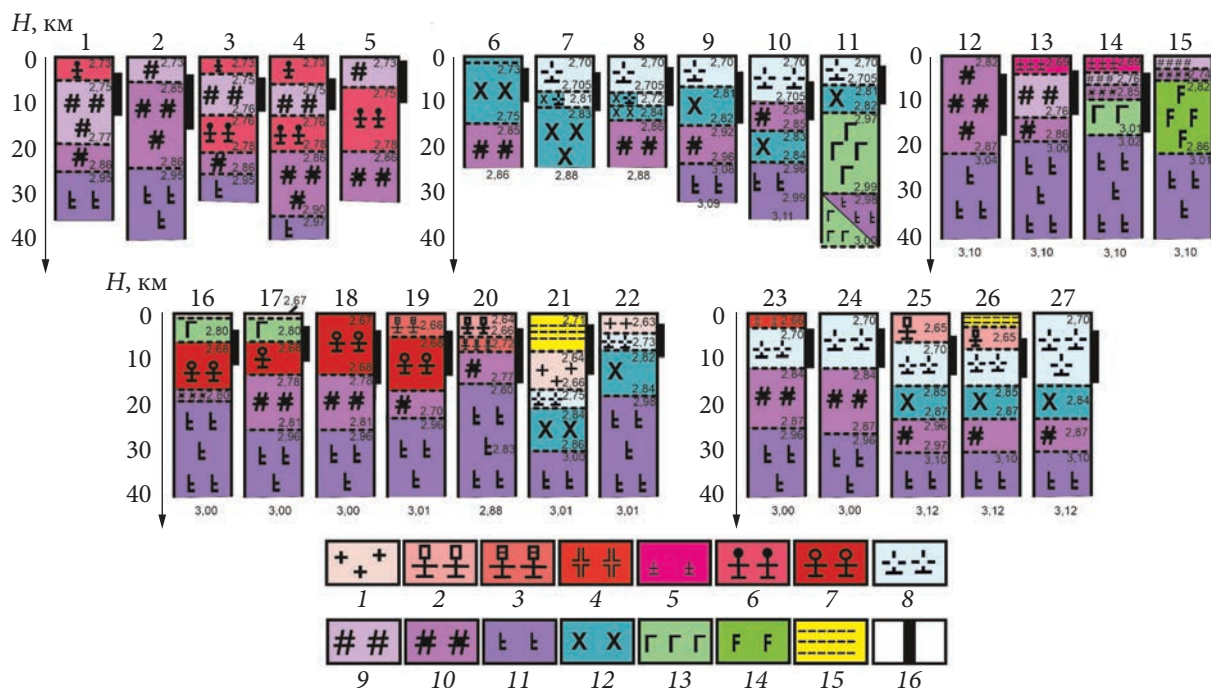


Рис. 4. Модельні колонки розподілу гірських порід з глибиною для різних районів УЩ (райони розташування колонок 1—27 див. рис. 3). Гранітоїди: 1 — рівномірнозернисті кіровоградські; 2 — порфіроподібні кіровоградські; 3 — новоукраїнські; 4 — боков'янські; 5 — бузькі; 6 — чудново-бердичівські; 7 — рапаківі; 8 — плагіограніти; 9 — чарнокіти; 10 — ендербіти; 11 — основні грануліти; 12 — діорити; 13 — габро; 14 — анортозити; 15 — гнейси інгуло-інгулецької серії; 16 — імовірні ЗНС

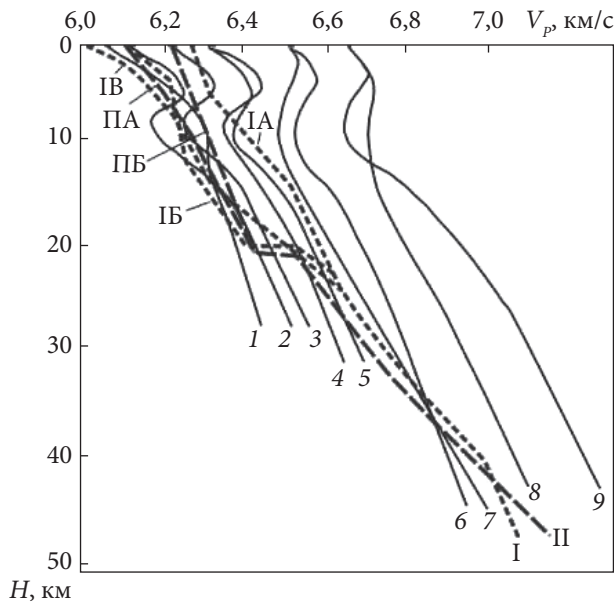


Рис. 5. Зіставлення графіків зміни $V_p = f(H)$ за даними ГСЗ (криві: I — вздовж геотраверсу VI: ПК 660-690, кол. 2 (IA), ПК 640-660, кол. 3 (IB), ПК 690-710, кол. 1 (IB); II — Євробридж-97: ПК 440, кол. 4 (IIA) та ПК 470, кол. 5 (IIB)) з матеріалами експериментальних досліджень залежності $V_p = f(PT) = f(H)$ у земній корі Подільського блока: 1 — чудново-бердичівські граніти; 2, 3 — чарнокіти, плагіочарнокіти; 4, 5 — ендербіти; 6, 7 — основні грануліти; 8 — габро-норити; 9 — піроксенові гнейси

кори суміжних ділянок профілю (див. рис. 4 — кол. 1, 3, рис. 5) значно нижчі — 6,15 і 6,0 км/с відповідно. Їх можна порівняти з експериментально отриманими значеннями $V_p = f(PT) = f(H)$ для чарнокітів і плагіочарнокітів, поширення яких можна припустити до глибин 23—25 км. Починаючи з 23—25 км сейсмічні швидкості усіх трьох блоків вирівнюються ($V_p = 6,7$ км/с за даними ГСЗ) і відповідають значенням V_p для “основних гранулітів” (див. рис. 4 — кол. 1—3, рис. 5).

Уздовж геотрансекту Євробридж-97 у районі його перетину з геотраверсом VI (див. рис. 3 — ПК 640-660, рис. 4 — кол. 3) до глибини 5 км спостерігається чергування низько- та високошвидкісних горизонтів порід, швидкості сейсмічних хвиль у яких узгоджуються зі значеннями V_p відповідно для чудново-бердичівських гранітів (див. рис. 3 — ПК 440, рис. 4 — кол. 4) та чарнокітів-плагіочарнокітів (див. рис. 3 — ПК 470, рис. 4 — кол. 5). На глибинах 5—20 км передбачається розвиток чудново-бердичівських гранітів, плагіочарнокітів, чарнокітів, ендербітів у різних варіантах. З глибини 20 км швидкісні параметри кори за даними ГСЗ вздовж обох профілів практично збігаються та відповідають експериментально отриманим для ендербітів та “основних гранулітів” (див. рис. 4 — кол. 4, 5, рис. 5) [1, 9].

Фундамент **Середньопридніпровського** мегаблока формують утворення амфіболітової фації регіонального метаморфізму (див. рис. 4 — кол. 6—11). Субширотний геотраверс IV (див. рис. 2, 3) [5, 7, 8] перетинає в його межах блоково-купольні структури (граніто-мігматитові куполи і вали: Дніпропетровський, Криничанський, П’ятихатський). Останні, утворені гранітоїдами дніпропетровського комплексу, складають власне архейський фундамент блока з розвинутими на ньому зеленокам’яними структурами (Сурська і Верховцевська), складеними більш пізніми утвореннями консько-верховцевської серії [10]. Результати зіставлення графіків зміни з глибиною швидкостей сейсмічних хвиль $V = f(H)$ та експериментально отриманих кривих зміни $V_p = f(PT) = f(H)$ проілюстровано на рис. 6.

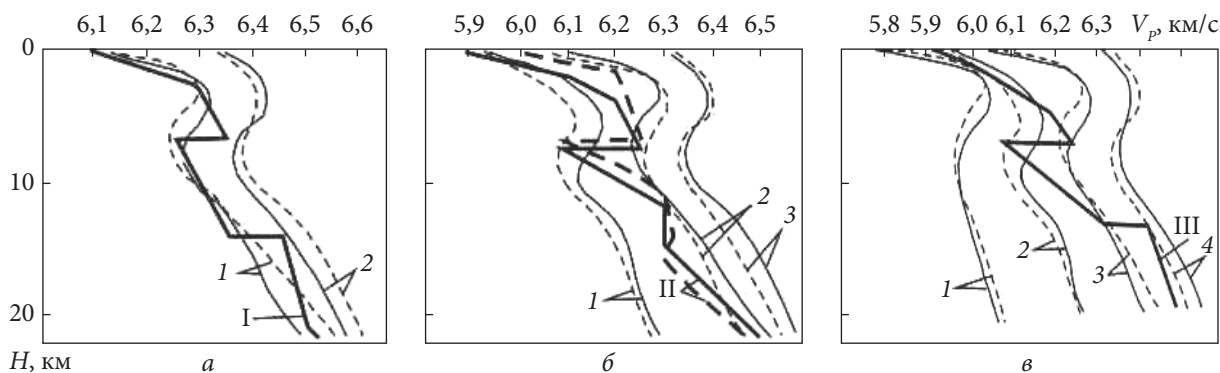


Рис. 6. Зіставлення графіків зміни $V_p = f(H)$ за даними ГСЗ уздовж геотраверсу IV (криві: I — ПК (-30)-30, II — ПК 30-110, III — ПК 110-150) з результатами експериментальних досліджень залежності $V_p = f(PT) = f(H)$: а — східний блок (1 — діорити, 2 — ендербіти); б — центральний блок (1, 2 — плагіограніти, 3 — діорити); в — західний блок (1, 2 — плагіограніти, 3 — діорити, 4 — ендербіти)

За характером поведінки сейсмічних швидкостей у корі Середньопридніпровського мегаблока можна виділити три основні блоки: східний, центральний і західний (див. рис. 6) [1, 7]. Швидкості сейсмічних хвиль східного блока (див. рис. 4 — кол. 6, рис. 6, а) лежать в області вищих значень ($V_p = 6,10$ км/с на поверхні) порівняно з іншими, які в інтервалі глибин 5—14 км збігаються з експериментальними кривими $V_p = f(PT) = f(H)$, встановленими для діоритів. Натомість розвинені на поверхні плагіограніти дніпропетровського комплексу, за даними петрошвидкісного моделювання, можуть бути наявними до глибин близько 5 км.

Визначена за сейсмічними даними зона низьких швидкостей (ЗНШ) за значеннями для поздовжніх хвиль і градієнтів їх зміни з глибиною практично збігається з аналогічною для діоритів. Останнє дає підстави припускати їх розвиток на цих глибинах, де значення V_p досягають 6,35 км/с зі зниженням до 6,25 км/с на початку ЗНШ. Вихід із ЗНШ характеризується збільшенням швидкості сейсмічних хвиль з 6,35 до 6,45 км/с і, як наслідок, вузькою зоною переходу діоритів до більш глибинних різновидів порід. Наведені величини сейсмічної швидкості значно вищі за аналогічні для діоритів на цих глибинах. Тут вони добре узгоджуються зі значеннями V_p , експериментально встановленими для ендербітів. Нижче 20—25 км швидкісні параметри кори близькі до таких Подільського блока, що дає підстави припускати зміну ендербітів породами основного складу, зокрема основними гранулітами. Підставою для цього є загальноприйняте положення про гранулітовий склад нижніх горизонтів земної кори Українського щита, а також знайдені в північно-східній частині району гранулітові породи, які подібні до порід Дністровсько-Бузького комплексу [11—13].

Західний блок ($V_p = 5,90$ км/с на поверхні) характеризується наявністю ЗНШ, яка за характером зміни сейсмічних швидкостей розташовується в області поступового переходу в невеликому інтервалі глибин (6 км) від плагіогранітів до діоритів. Стрибок швидкості сейсмічних хвиль на 0,1 км/с на глибині 14 км зумовлений наявністю гранулітової основи фундаменту — ендербітів та основних гранулітів на глибинах понад 26—30 км (див. рис. 2, 3, рис. 4 — кол. 8) [13].

Інший характер зміни швидкостей сейсмічних хвиль ($V_p = 5,90 \div 6,00$ км/с на поверхні) спостерігається в корі центрального блока (див. рис. 4 — кол. 7). Зниження швидкості

сейсмічних хвиль (з 6,25 до 6,08 км/с) на глибині близько 7 км характеризує початок ЗНШ, яка простежується до глибини 11 км і за швидкісними параметрами та градієнтом їх зміни збігається з даними, отриманими експериментально для плагіогранітів (початок зони) та діоритів (кінець зони). Інтервал глибин 11—16 км характеризується практично постійними значеннями швидкості сейсмічних хвиль (6,3 км/с). У глибших горизонтах вони нижчі порівняно з сусідніми блоками і добре узгоджуються з експериментально отриманими для діоритів. Це дає підстави припускати їх розвиток до глибин порядку 25 км, на яких швидкісні характеристики аналогічні східному та західному блокам [13].

Відповідно до сейсмічних даних уздовж VIII геотраверсу ГСЗ (Рені—Кривий Ріг) (див. рис. 3, 4), розвиток аналогів приповерхневих плагіогранітів у західному блоці можна припускати максимально до глибини 7 км ($V_p = 6,05$ км/с на поверхні). Глибше ймовірні діорити, наявність яких можлива до 14 км ($V = 6,40 \div 6,50$ км/с). Як і в попередньому випадку, далі за глибиною — ендербіти і основні грануліти (див. рис. 3, 6, рис. 4 — кол. 9) [14].

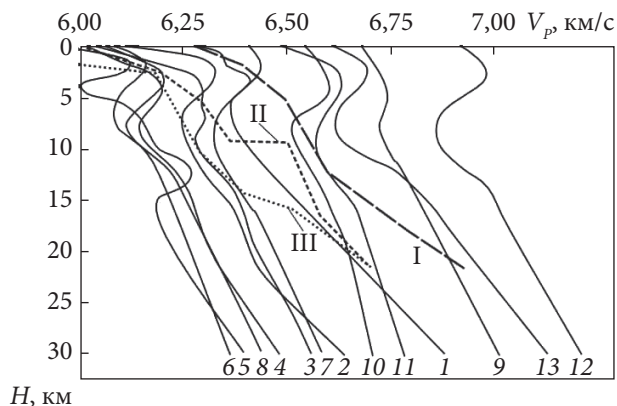
Додаткові дані про глибинну будову західної частини Середньопридніпровського мегаблока було отримано вздовж профілю ГСЗ Кривий Ріг—Путівль (див. рис. 3), який проходить у субмеридіональному напрямку поблизу Криворізько-Кременчуцького розлому [15]. На часовому розрізі виділяються два блоки: південний (Саксаганський) та північний (П'ятихатський). Кордоном між ними є зона Девладівського розлому. Загалом для Середньопридніпровського мегаблока на цій ділянці профілю значення V_p на поверхні становить 5,6—5,7 км/с.

У верхній частині північного (П'ятихатського) блока до 10 км спостерігається задовільне узгодження сейсмічних швидкостей з експериментально отриманими для плагіогранітів, які формують фундамент Середньопридніпровського мегаблока (див. рис. 2, 3, рис. 4 — кол. 10). Глибше швидкості сейсмічних хвиль узгоджуються з експериментально отриманими для ендербітів (10—16 км), діоритів (16—22 км) та основних гранулітів (понад 22 км).

Фундамент південного блока представлений переважно плагіогранітами саксаганського комплексу, які виходять на поверхню у вигляді купола (Саксаганський купол) (див. рис. 2, 3, рис. 4 — кол. 11). Верхня частина кори до глибини 12 км характеризується високим градієнтом зміни швидкості сейсмічних хвиль, близьким до експериментально отриманих значень як для плагіогранітів, так і для діоритів (останні виявлені в межах купола). У зв'язку з цим можна припустити наявність у верхній частині кори гранітоїдів (інтервал 0—6 км), які змінюються діоритами (6—12 км). Інтервал глибин 12—30 км характеризується різким зменшенням градієнта сейсмічної швидкості, що збігається з експериментально отриманим для габро або близький (за абсолютними значеннями) до нього. Про габровий склад кори площі Саксаганського блока можуть свідчити результати буріння Криворізької надглибокої свердловини [13].

Земна кора **Середнього Побужжя** має найбільшу потужність (див. рис. 2, рис. 4 — кол. 12—15). Цей район, який перетинає геотраверс VI (див. рис. 3), є багатоярусною складчастою спорудою, розділеною глибинними розломами. В його межах виділяються блоки, утворені породами різного складу та віку, які формувалися за різних умов. Це Гайворонський (див. рис. 3 — ПК 490-460, рис. 4 — кол. 12), Синицівський (див. рис. 3 — ПК 460-430, рис. 4 — кол. 13), Кривоозерський (див. рис. 3 — ПК 430-400, рис. 4 — кол. 14) та Чечеліївський (див. рис. 3 — ПК 400-350, рис. 4 — кол. 15) блоки [7, 8].

Рис. 7. Зіставлення графіків зміни $V_p = f(H)$ за даними ГСЗ уздовж геотраверсу VI (криві: I — ПК 490-460, II — ПК 460-430, III — ПК 430-400) з результатами експериментальних досліджень залежності $V_p = f(PT) = f(H)$: 1, 2 — діорити; 3, 4 — плагіограніти; 5, 6 — гранітоїди; 7 — ендербіти; 8 — чарнокіти; 9 — габро; 10 — габро-норити; 11 — лабрадорити; 12 — піроксеніти; 13 — двопіроксенові гнейси



У межах Гайворонського та Чечеліївського блоків переважають архейські утворення гранулітової фації чарнокіт-ендербітового складу. Фундамент Синицівського та Кривоозерського блоків складений нижньопротерозойськими утвореннями амфіболітової фації — метаморфічними породами бузької серії та гранітоїдами побузького комплексу. Зіставлення даних ГСЗ з експериментальними матеріалами петрошвидкісних PT -досліджень з урахуванням геологічних та гравіметричних даних уздовж геотраверсу VI наведено на рис. 7.

Найбільш контрастні відмінності за складом та швидкісними характеристиками при-таманні верхнім горизонтам кори. У межах Гайворонського блока (див. рис. 3 — ПК 490-460) на поверхні розвинені в основному ендербіти, швидкісні параметри яких практично збігаються зі швидкостями сейсмічних хвиль ($V_p = 6,35$ км/с), що дає підставу припускати їх можливий розвиток на глибину з подальшим переходом до основних гранулітів (див. рис. 2, 7, рис. 4 — кол. 12).

Верхня частина розрізу на ділянці ПК 460-400 геотраверсу VI (див. рис. 3) складена породами амфіболітової фації, а гравітаційний мінімум Синицівського блока ($V_p = 6,10 \div 6,25$ км/с; $\rho_{\text{експ}} = 2,69 \div 2,76$ г/см³ на глибині 0—14 км) може свідчити про глибоку переробку давнього фундаменту і розвиток на глибину продуктів гранітизації — гранітів та мігматитів побузького комплексу. Останні, відповідно до матеріалів зіставлення, можуть змінюватися породами типу чарнокітів, ендербітів та основних гранулітів (див. рис. 3, 7; рис. 4 — кол. 13). Такий розподіл порід можна припустити і для крайової частини профілю. Щодо центральної його частини, власне Кривоозерського блока, зазначимо, що в інтервалі глибин 4—15 км сейсмічні швидкості кори значно вищі ($V_p = 6,30 \div 6,55$ км/с), а отриманий у результаті петрошільнісного моделювання збіг швидкісних параметрів і щільності для порід типу габро і габро-норитів дає підстави прогнозувати наявність у цьому районі прихованої інтрузії основного складу (див. рис. 3, 7; рис. 4 — кол. 14). Сейсмічні швидкості в приповерхневій частині Чечеліївського блока (ПК 400-340 на рис. 3) до глибин 20—25 км значно перевищують величини, зазначені для розглянутих вище блоків ($V_p = 6,30 \div 6,80$ км/с) і характерні зазвичай для високощільних порід основного складу (габро, габро-норити, основні грануліти), що суперечить даним петрошільнісного моделювання. У цьому випадку одним з варіантів узгодження спостереженої та розрахункової кривих сили тяжіння поряд з ендербітами та основними гранулітами необхідна наявність високошвид-

кісних порід з відносно низькою щільністю. Результати експериментальних досліджень $V_{PS} = f(PT) = f(H)$ свідчать про те, що такими породами можуть бути анортозити, які характеризуються високими значеннями швидкості пружних хвиль (6,40—6,50 км/с) за відносно низької щільності (2,75—2,81 г/см³) і відомі як утворення мангерит-анортозитової серії в гранулітових комплексах щитів (див. рис. 4 — кол. 15) [16, 17].

Породи в інтервалі глибин 20—40 км для всієї досліджуваної ділянки геотраверсу VI (див. рис. 4, кол. 12—15) за швидкісними характеристиками практично зіставляються з утвореннями більш давнього непереробленого фундаменту і відповідають такому складу (згори донизу): ендербіти — основні грануліти — двопіроксенові гнейси, кристалосланці. Глибше 40 км земна кора цього району, за даними ГСЗ, характеризується найвищими швидкостями сейсмічних хвиль. При цьому спостерігається збіг за абсолютними значеннями швидкостей поздовжніх хвиль ($V_p = 7,4 \div 7,5$ км/с), отриманими в польових і лабораторних дослідженнях. Останнє, поряд з величиною градієнтів зміни значень V_p з глибиною, може свідчити про наявність тут порід піроксенового складу (продуктів верхньої мантії) [1, 17].

В *Інгульському* мегаблоці виділяють структури, які різняться швидкісними параметрами кори (особливо в її верхніх частинах), складом і віком порід приповерхневих горизонтів (див. рис. 2, 3, рис. 4 — кол. 16—27) [4, 7, 8, 10, 18—20]. У ході розвитку земної кори тут відбулося кілька етапів тектономагматичної активізації, внаслідок яких сформувалися основні структурні елементи, складені певними типами метаморфічних, ультраметаморфічних та інтрузивних утворень. Такими структурами є Корсунь-Новомиргородський плутон гранітів рапаківі та основних порід (див. рис. 3 — XXX профіль ГСЗ, рис. 4 — кол. 16—18), Новоукраїнський масив порфіроподібних новоукраїнських гранітів (див. рис. 3 — IV і XXIV геотраверси, рис. 4 — кол. 19, 20) та Приінгульська синкліналь, виконана гнейсами інгуло-інгулецької серії (див. рис. 3 — XXXIV профіль ГСЗ, рис. 4 — кол. 21). Серед них виділяється серія купольних структур, складених плагіогранітами і гранітоїдами кіровоградсько-житомирського комплексу (див. рис. 3 — XXXIV профіль ГСЗ, рис. 4 — кол. 22) [2, 5, 18].

Швидкісні параметри кори Корсунь-Новомиргородського масиву за даними ГСЗ у приповерхневих частинах збігаються з експериментальними вимірами швидкостей пружних поздовжніх хвиль для гранітів рапаківі (рис. 8, в). Для глибших горизонтів відзначені деякі особливості в розподілі швидкісних параметрів кори.

На профілі ГСЗ XXX (див. рис. 3 — ПК 230, рис. 4 — кол. 16, рис. 8) виділяється східна частина масиву, де виявлено приповерхневий високошвидкісний горизонт, який відповідає значенням V_p для порід габро-анортозитового складу. На глибинах близько 6—16 км він підстиляється більш низькошвидкісними породами, які за величиною і градієнтом змін добре узгоджуються із ЗНШ, експериментально встановленою для гранітів рапаківі (див. рис. 4 — кол. 16). Приповерхневий високошвидкісний горизонт має своє продовження і в центральній частині масиву (див. рис. 3 — XXX ПК 249, рис. 4 — кол. 17). Підстиляють його більш низькошвидкісні граніти рапаківі, які можуть поширюватися до глибин 10—12 км, де зафіксовано межу K_2 , яку можна ототожнювати з межею виходу із ЗНШ, встановленою експериментально для гранітів рапаківі (див. рис. 8, рис. 4 — кол. 17). У межах західної частини масиву від поверхні і до межі K_2 (10—12 км) можна припускати розвиток гранітів рапаківі, експериментально встановлені швидкості для яких добре

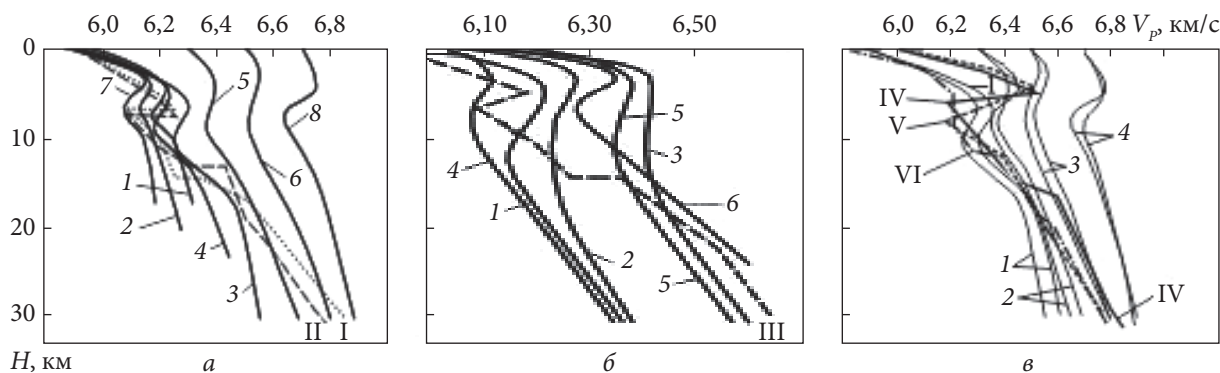


Рис. 8. Зіставлення графіків зміни $V_p = f(H)$ за даними ГСЗ (криві: I — IV ПК 240, XXIV ПК 103, кол. 19; II — IV ПК 195, XXXIV ПК 103, кол. 21; III — IV ПК 150-130, кол. 23, 24; IV — XXX ПК 230, кол. 16; V — XXX ПК 249, XXIV ПК 169, кол. 17; VI — XXX ПК 270, кол. 18) з результатами експериментальних досліджень залежності $V_p = f(PT) = f(H)$. а: 1 — граніти кіровоградського комплексу, 2 — граніти новоукраїнські, 3 — граніти рапаківі, 4 — плагіограніти, 5 — ендербіти, 6 — основні грануліти, 7 — гнейси біотитового складу, 8 — гнейси піроксенового складу; б: 1 — граніти порфіроподібні, 2 — граніти боков'янські, 3 — граніти рапаківі, 4 — плагіограніти, 5 — чарнокітоїди, 6 — діорити; в: 1 — граніти рапаківі, 2 — ендербіти, 3 — основні грануліти, 4 — гнейси

узгоджуються із сейсмічними швидкостями в цьому інтервалі глибин (див. рис. 3 — XXX ПК 270, рис. 4 — кол. 18) [18].

На відміну від Корсунь-Новомиргородського поверхня Новоукраїнського масиву складена порфіроподібними новоукраїнськими гранітами, які, згідно з експериментальними даними, можуть бути простежені до глибин 5—6 км. Глибше до межі K_2 сейсмічні швидкості в корі значно вищі за отримані експериментально значення V_p для цих порід і добре узгоджуються з такими для гранітів рапаківі. Причому виявлена на профілі ГСЗ VIII ЗНШ в інтервалі глибин 6—14 км чітко збігається з експериментально отриманою в досліджених гранітах, вихід з яких фіксується як межа K_2 . Це дає підставу стверджувати, що в цьому випадку межа K_2 має термодинамічну природу, коли швидкості пружних хвиль інтенсивно зростають внаслідок підвищення з глибиною тиску і температури після ЗНШ (див. рис. 8, а, рис. 4 — кол. 19) [18].

Склад кори глибше межі K_2 в Корсунь-Новомиргородському і Новоукраїнському блоках передбачається гранулітовий. З рис. 8 випливає, що найбільш близькі до сейсмічних швидкостей у певних інтервалах глибин експериментальні значення V_p для ендербітів та основних гранулітів (див. рис. 4 — кол. 16—19).

Розташований південніше Бобринецько-Кіровоградський масив розглядають як складову частину Кіровоградсько-Новоукраїнського плутону [10]. Він складений порфіроподібними гранітами кіровоградського комплексу, експериментально отримані швидкості пружних хвиль яких можна порівняти зі сейсмічними, визначеними на профілі ГСЗ XXIV ПК 50 (див. рис. 4 — кол. 20). Поширення таких порід можна припускати до глибин 5—6 км. Глибше, згідно зі сейсмічними даними, можливо поширення новоукраїнських гранітів з подальшою зміною їх породами гранулітової фації — ендербітами та основними гранулітами [18].

Характер розподілу сейсмічних швидкостей у земній корі Приінгульського синклінорію дещо інший. У верхній частині кори до глибини 12—13 км виділяють два підбло-

ки — північний та південний, які відрізняються величинами приповерхневих сейсмічних швидкостей і мають досить близькі швидкісні параметри в нижніх горизонтах. Південний блок — центр Приінгульської синкліналі, виконаний гнейсами інгуло-інгулецької серії (див. рис. 3 — перетин профілів ГСЗ IV ПК 195 та XXXIV ПК 103, рис. 4 — кол. 21). Загальна потужність гнейсів, за геологічними даними, становить 8—10 км, що відповідає результатам зіставлення матеріалів ГСЗ з отриманими експериментально значеннями V_p у цих породах (див. рис. 8, а). В інтервалі глибин 12—30 км, за матеріалами ГСЗ, швидкості сейсмічних хвиль значно нижчі за такі для розглянутих раніше блоків. Найбільш близькими за абсолютним значенням сейсмічних швидкостей і характером їх змін з глибиною в інтервалі цих глибин є експериментально отримані швидкісні параметри для гранітів з подальшим переходом до плагіогранітів та діоритів. Глибше сейсмічні швидкості можна порівняти зі швидкостями V_p порід основного складу типу основних гранулітів (див. рис. 8, а, рис. 4 — кол. 21). Верхня частина північного блока більш високошвидкісна (див. рис. 2, 3, перетин профілів ГСЗ XXX ПК 201 та XXXIV ПК 169, рис. 4 — кол. 22). Це північне продовження Приінгульської синкліналі, де на поверхні в основному переважають гранітоїди кіровоградського комплексу з підпорядкованим розвитком гнейсів інгуло-інгулецької серії. Зіставлення сейсмічних матеріалів з експериментальними даними зміни швидкості V_p з глибиною для окремих типів порід дає таку поступову зміну складу порід з глибиною (згори донизу): граніти — плагіограніти — діорити — основні грануліти (див. рис. 4 — кол. 22) [18].

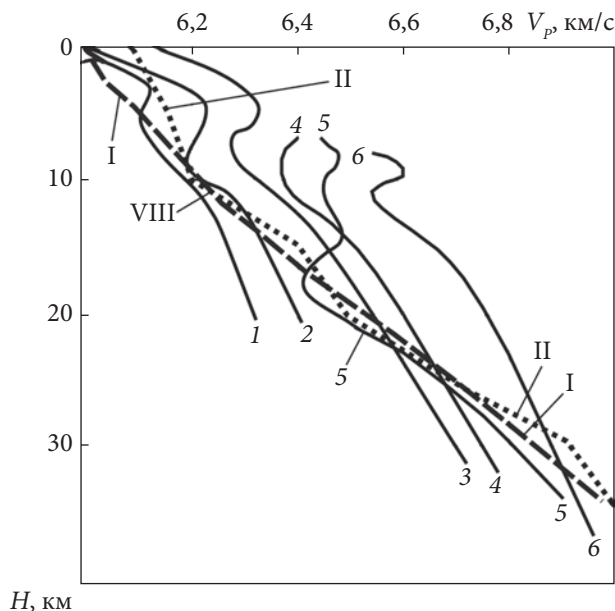
На схід від Інгульського мегаблока розташована **Інгулецько-Криворізька шовна зона**, обмежена Західно-Інгулецькою та Криворізько-Кременчуцькою зонами розломів (див. рис. 2). Її територію перетинають IV та VIII геотраверси (див. рис. 3). Уздовж геотраверсу IV на поверхні розвинені граніти Боков'янського масиву (див. рис. 3 — IV геотраверс ГСЗ, рис. 4 — кол. 23), що належать до новоукраїнського комплексу до глибини 3 км ($V_p = 5,90 \div 6,00$ км/с) і які, згідно з моделюванням, змінюються плагіогранітами дніпропетровського комплексу (див. рис. 8, б). Останні розвинені на поверхні IV геотраверсу ГСЗ у районі ПК 130 (див. рис. 3, 4 — кол. 24).

У розрізі кори IV геотраверсу зафіксовано ЗНШ, яка розташована на глибинах 7—12 км і збігається з такою, що виділяється на експериментальних графіках $V_p = f(PT) = f(H)$ для плагіогранітів. Нижче хвилеводу можлива різка зміна складу підстильних порід. У ендербітів в інтервалі 5—12 км експериментально також виявлено ЗНШ, вихід з якої практично збігається зі швидкостями підосви хвилеводу. Градієнт зміни швидкостей V_p в ендербітах у PT -умовах, які відповідають глибинам 12—22 км, практично збігається з градієнтом зміни сейсмічних швидкостей за даними ГСЗ для цього горизонту. Можна припустити розвиток на цих глибинах саме ендербітів, які глибше змінюються породами основного складу — основними гранулітами (див. рис. 4 — кол. 23, 24, рис. 8, б).

На швидкісному розрізі геотраверсу VIII, який перетинає Західно-Інгулецьку зону в північно-східному напрямку (див. рис. 3), виділяються три блоки, верхні горизонти яких до глибин 12—13 км відрізняються швидкісними параметрами [14] і відповідають конкретним приповерхневим геологічним структурам (рис. 9).

Перша ділянка відповідає Долинському масиву, де на поверхню виходять долинські порфіроподібні гранітоїди ($V_p = 5,70 \div 5,90$ км/с) до глибин 7—8 км, які переходять у дніпропетровські плагіограніти до глибин 14—15 км (див. рис. 3 — VIII гео-

Рис. 9. Зіставлення графіків зміни $V_p = f(H)$ за даними ГСЗ уздовж геотраверсу VIII (криві: I — VIII ПК 430-460, кол. 25; II — VIII ПК 475-495, кол. 27) з результатами експериментальних досліджень залежності $V_p = f(PT) = f(H)$: 1 — граніти долиньські; 2 — плагіограніти; 3 — норити придніпровські; 4 — ендербіти; 5 — діорити; 6 — анортозити



траверс ГСЗ ПК 440, рис. 4 — кол. 25). У блоці порід гнейсового комплексу (міжкупольна синкліналь) припускаємо наявність поверхневих порід максимально до 3 км ($V_p = 5,75 \div 5,80$ км/с). В інтервалі глибин 3—8 км можливі долиньські граніти, а нижче (до 14—15 км) імовірна наявність дніпропетровських плагіогранітів (див. рис. 3 — VIII геотраверс, ПК 465, рис. 4 — кол. 26).

У верхніх горизонтах кори Інгулецького валу передбачається розвиток дніпропетровських плагіогранітів до 14 км, де $V_p = 6,10 \div 6,20$ км/с (див. рис. 3 — VIII геотраверс, ПК 485, рис. 4 — кол. 27). Зазначимо, що за експериментальними даними $V_p = f(PT) = f(H)$ і передбачуваним розподілом порід на глибинах 5—10 км досліджуваних ділянок можливі зони інверсії сейсмічних швидкостей з їх зменшенням на 0,05—0,07 км/с. На відміну від побудов уздовж IV геотраверсу, починаючи з глибин 12—14 до 22 км, сейсмічні швидкості уздовж VIII геотраверсу (див. рис. 3, 4 — кол. 25—27) однакові для всіх виділених ділянок і відповідають діоритам ($V_p = 6,30 \div 6,60$ км/с). Нижче цих порід найімовірніші ендербіти (глибина 22—28 км), які переходять у породи основного складу — основні грануліти [1, 2, 5, 18].

Висновки. Як правило, верхні горизонти земної кори УЩ складені породами — аналогами поверхневих, що формують досліджувану площу. Це переважно різноманітні граніто-гнейси (за винятком деяких площ), які поширюються до глибин 5—20 км. Нижче цих порід найбільш імовірні горизонти, сформовані різноманітними чарнокітоїдами, ендербітами, діоритами та іншими подібними до них різновидами середнього складу. Горизонти цих порід розташовані на глибинах 5—30 км. Нижні горизонти вивчених ділянок кори УЩ, аж до межі М, зазвичай сформовані різноманітними товщами порід основного та ультраосновного складу (останні трапляються епізодично). Це основні грануліти, різноманітні габроїди, кристалосланці та піроксеніти.

Відповідно до петрофізичної моделі щільність мінеральної речовини з глибиною змінюється в широкому діапазоні — від 2,61 до 3,17 г/см³. Це пов'язано зі збільшенням основності порід з глибиною і тисків та температур, що впливають на неї. У верхніх шарах кори

УЩ до глибин 5—10 км щільність змінюється від 2,61 до 2,8 г/см³. Горизонти на глибинах від 10 до 30 км мають щільність від 2,75 до 2,95 г/см³. У порід на великих глибинах до межі М цей параметр змінюється від 2,87 до 3,17 г/см³.

Межі між різними породами необхідно розглядати як перехідні зони змінного складу та щільності. Зважаючи на дані надглибокого буріння, можна припустити, що ці зони можуть досягати товщини 1—2 км. Якщо врахувати похибки, які виникають під час зіставлення швидкостей сейсмічних хвиль та експериментальних даних, зона невизначеності межі поділу порід може становити 3—4 км. Причому, якщо межа поділу поверхневих порід і тих, що лежать нижче, визначається з точністю $\pm 0,5$ км, то на глибинах понад 30 км зони переходу одних порід до інших досягають ± 2 км від зазначених на наведених петрофізичних колонках. Цей факт необхідно враховувати під час подальшої побудови узгодженої моделі складу кори з урахуванням диференційованості гравітаційних, теплових та інших геофізичних полів.

ЦИТОВАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Буртний П.О., Карнаухова О.Є., Коболев В.П., Корчин В.О., Кравчук М.В., Денисенко Б.В., Нех О.С. Довідник (кадастр) фізичних властивостей гірських порід Українського щита за високих тисків і температур. Київ: Наук. думка, 2023. 282 с. <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1878-5>
2. Корчин В.А., Буртний П.А., Коболев В.П. Термобарическое петрофизическое моделирование в петрофизике. Киев: Наук. думка, 2013. 312 с.
3. Буртний П.А., Корчин В.А., Карнаухова Е.Е. Моделирование вещественного состава глубинных горизонтов земной коры (новая концепция интерпретации геофизических данных). Саарбрюкен: LAP Lambert Academic Publishing, 2013. 188 с.
4. Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Прогнозирование геологической среды земной коры по материалам ГСЗ и петрофизического термобарического исследования минерального вещества. *Геодинаміка*. 2009. 8, № 1. С. 67—75. <https://doi.org/10.23939/jgd2009.01.067>
5. Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых: Старостенко В.И., Гинтова О.Б. (ред.). Киев: Прастыи луды, 2013. 500 с.
6. Ильченко Т.В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97. *Геофиз. журн.* 2002. 24, № 3. С. 36—50.
7. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII: Чекунов А.В. (ред.). Киев: Наук. думка, 1988. 171 с.
8. Кирилюк В.П. Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1 000 000. Ч. 2. Тектоніка фундаменту Українського щита (Пояснювальна записка до “Тектонічної карти фундаменту Українського щита” масштабу 1 : 2 000 000). Київ: УкрДГРІ, 2007. 96 с.
9. Корчин В.А., Буртний П.А., Карнаухова Е.Е. Породы гранулитового комплекса: их упругие параметры и прогноз распространения в земной коре Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007. 29, № 3. С. 99—109.
10. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 364 с.
11. Колий В.Д., Сиворонов А. А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита. *Геол. журн.* 1991. № 4. С. 28—40.
12. Сиворонов А.А., Сирота М.Г., Бобров А.Б. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. *Геол. журн.* 1983. № 6. С. 52—64.
13. Корчин В.А., Буртний П.А. Термобарическое петрофизическое моделирование литосферы участков земной коры Украинского щита с зонами низких сейсмических скоростей. *Геофиз. журн.* 2011. 33, № 6. С. 82—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116795>
14. Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры Украинского щита вдоль геотраверса VIII (Рени—Кривой Рог). *Геофиз. журн.* 1987. 9, № 1. С. 44—51.
15. Чекунов А.В., Кившик Н.К., Харитонов О.М., Омельченко В.Д., Толкунов А.П. Профиль ГСЗ Путивль—Кривой Рог через сверхглубокие скважины Украины. *Геофиз. журн.* 1992. 14, № 1. С. 3—10.

16. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. Москва: Наука, 1974. 304 с.
17. Korchin, V.A., Burtnyi, P.A., & Karnaukhova, E.E. (2005). Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of PT-experiments. *J. Balkan Geophys. Soc.* 2005. **8**, Suppl. 1: 4th Congress of the Balkan Geophysical Society (Bucharest, Romania, 9—12 Oct. 2005). P. 557—560. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.26.P5-01>
18. Корчин В.А., Буртний П.А., Коболев В.П. Зоны разуплотнения земной коры центральной части Украинского щита (по материалам петрофизического и сейсмогравитационного моделирования). *Геофиз. журн.* 2016. **38**, № 3. С. 84—99. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107781>
19. Ильченко Т.В. Результаты обработки материалов метода ГСЗ по профилю Черкассы-Новый Буг (Украинский щит) и их точность. *Геофиз. журн.* 1983. **5**, № 4. С. 51—57.
20. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.

Надійшла до редакції 01.07.2025

REFERENCES

1. Burtnyi, P., Karnaukhova, O., Koblelev, V., Korchin, V., Kravchuk, M., Denysenko, B. & Nech, O. (2023). Directory (cadastre) of physical properties of rocks of Ukrainian shield at high pressures and temperatures. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian). <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1878-5>
2. Korchin, V. A., Burtnyi, P. A. & Koblelev, V. P. (2013). Thermobaric petrophysical modelling in geophysics. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
3. Burtnyi, P. A., Korchin, V. A. & Karnaukhova, O. Y. (2013). Modeling material composition of deep horizons of the crust: a new conception of the interpretation of geophysical data. Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing (in Russian).
4. Korchin, V. A., Burtnyi, P. A. & Karnaukhova, E. E. (2009). Prognosis of geological medium of the Earth crust on materials of DSS and petrophysical thermobaric research of the mineral matter. *Geodynamics*, 8, No. 1, pp. 67-75 (in Russian). <https://doi.org/10.23939/jgd2009.01.067>
5. Starostenko, V. I. & Gintov, O. B. (Eds.). (2013). The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits. Kyiv: Prastyi ludy (in Russian).
6. Ilchenko, T. V. (2002). Research results by the DSS method along the EUROBRIGE-97 geotranssect. *Geologicheskiiy zhurnal*, 24, No. 3, pp. 36-50 (in Russian).
7. Chekunov, A. V. (Ed). (1988). The lithosphere of central and eastern Europe. Geotraverses IV, VI, VIII. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
8. Kyryljuk, V. P. (2007). Tectonic map of Ukraine. Scale 1 : 1,000,000. Pt. 2. Basement tectonics of the Ukrainian Shield (Explanatory note to the “Tectonic map of the basement of the Ukrainian Shield” scale 1 : 2,000,000). Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
9. Korchin, V. A., Burtnyy, P. A. & Karnaukhova, E. E. (2007). Rocks of the granulite complex: their elastic parameters and prediction of distribution in the earth's crust of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29, No. 3, pp. 99-109 (in Russian).
10. Shcherbakov, I. B. (2005). Petrology of the Ukrainian Shield. Lviv: ZUKTs (in Russian).
11. Kolii, V. D., Syvoronov, A. A., Bobrov, A. B. & Nekryach, A. I. (1991). Stratigraphy of the lower precambrian of the Middle Dnieper geoblock of the Ukrainian shield. *Geologicheskiiy zhurnal*, No. 4, pp. 28-40 (in Russian).
12. Sivoronov, A. A., Sirota, M. G. & Bobrov, A. B. (1983). Tectonic structure of the basement in the Middle Dniper granite-greenstone region. *Geologicheskiiy zhurnal*, No. 6, pp. 52-64 (in Russian).
13. Korchin, V. A. & Burtnyi, P. A. (2011). Thermobaric petrophysical modeling of the lithosphere of the parts of the earth's crust of the Ukrainian shield with zones of low seismic velocities. *Geophys. J.*, 33, No. 6, pp. 82-95 (in Russian). <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116795>
14. Ilchenko, T. V. (1987). The velocity model of the Earth's crust of the Ukrainian shield along the VIII geotraverses (Reni—Krivoy Rog). *Geologicheskiiy zhurnal*, 9, No. 1, pp. 44-51 (in Russian).
15. Chekunov, A. V., Kivchik, N. K., Charitonov, O. M., Omelchenko, V. D. & Tolkunov, A. P. (1992). DSS profile Putivl—Krivoy Rog through ultra-deep boreholes of Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal*, 14, No. 1, pp. 3-10 (in Russian).
16. Lutts, B. G. (1974). Petrology deep zones of the continental crust and upper mantle. Moscow: Nauka (in Russian).

17. Korchin, V. A., Burtnyi, P. A. & Karnaukhova, E. E. (2005). Regional deep petrovelocity modeling of the crust according to the data of PT-experiments. *J. Balkan Geophys. Soc.*, 8, Suppl. 1: 4th Congress of the Balkan Geophysical Society (Bucharest, Romania, 9—12 Oct. 2005), pp. 557-560. <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.26.P5-01>
18. Korchin, V. A., Burtnyi, P. A. & Koble, V. P. (2016). Zones of decompaction of the Earth's crust of the central part of the Ukrainian Shield (according to materials of petrophysical and seismogravitational modeling). *Geophys. J.*, 38, No. 3, pp. 84-99 (in Russian). <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i3.2016.107781>
19. Ilchenko, T. V. (1983). The results of processing materials of the DSS method according to the profile of the Cherkasy—New Bug (Ukrainian shield) and their accuracy. *Geofizicheskiy zhurnal*, 5, No. 4, pp. 51-57 (in Russian).
20. Sollogub, V. B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).

Received 01.07.2025

P.A. Burtnyi, <https://orcid.org/0009-0005-2481-2163>

E.Ye. Karnaukhova, <https://orcid.org/0000-0002-2325-5263>

V.P. Koble, <https://orcid.org/0000-0001-5625-5473>

S. Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: karnaukhova@igph.kiev.ua, kobol@igph.kiev.ua

PETROPHYSICAL THERMOBARIC MODELING OF DEEP MATERIAL COMPOSITION OF UKRAINIAN SHIELD

The method of petrophysical thermobaric modeling constructed material deep models of individual blocks of the Ukrainian shield, which is particularly relevant at present due to the increased interest in the extraction of rare earth metals in accordance with the subsoil agreement between Ukraine and the United States. The essence of the method lies in comparing the data of deep seismic probe and experimental results of measurements of physical parameters at high pressures and temperatures of rocks which form the studied blocks of the Ukrainian Shield. The legitimacy of regional deep thermobaric petrophysical constructions is confirmed by the existence of appropriate criteria for similarity. In petrophysical thermobaric modelling, it is sufficient to assume that the average pressure and temperature values in laboratory and natural conditions are comparable. This basic principle underlies the method. Differentiation by physical parameters of different mineral media, depending on their petrological characteristics, including composition, genesis, structural and texture features and other factors — the second principle of modeling. Individual PT programs of experiments have been developed for each of the studied area of the Ukrainian shield.

Within the Ukrainian Shield, it is established that the upper horizons are usually composed of granite-gneisses, below — rocks of intermediate composition (charnockitoides, enderbites or diorites) and then, down to the Moho border the mossy of variety of rocks of the basic (basic granulites, gabroides) or ultra-basic (pyroxenites) composition. All material models record low-velocity zones that correspond to the intervals experimentally detected by the inversion of the studied of rock samples, depending on the pressure and temperature according to the depth of occurrence. The predicted low-velocity zones, as areas of thermobaric decompaction of rocks, are usually located at depths of 3—15 km can serve as deep diagnostic features of the search for hydrocarbon deposits.

Keywords: *Ukrainian shield, DSS profile, seismic velocity, pressure, temperature, decompaction, density, modelling, model columns.*