



МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО
ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА УКРАЇНИ

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

ПІВНІЧНЕ ДЕРЖАВНЕ РЕГОНАЛЬНЕ ГЕОЛОГІЧНЕ ПІДПРИЄМСТВО
«ПІВНІЧГЕОЛОГІЯ»

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

МАСШТАБ 1:200 000

ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-35-XXIX (ВІННИЦЯ)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Укладачі: С. С. Деркач (відповідальний виконавець), В. Г. Зенько,
П. О. Ляшенко, М. К. Виходцев, В. М. Павлюк,
С. М. Кулик, Л. П. Нікіташ, М. М. Новікова, Н. І. Радіна

Редактори: П. Ф. Брацлавський, І. В. Саніна, Л. М. Степанюк, М. П. Щербина

Експерт НРР К. Ю. Єсипчук, д-р геол.-мінерал. наук

Київ – 2006 р.

УДК 550.8:528.(0.84.3М200)(477.42)

Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральнoукраїнська серія. Аркуш М-35-XXIX (Вінниця). – Київ: Державна геологічна служба, Північне державне регіональне геологічне підприємство “Північгеологія”, Правобережна геологічна експедиція, 2006. – с.120.

Автори:

С. С. Деркач (відповідальний виконавець), В. Г. Зенько, П. О. Ляшенко, М. К. Виходцев,
С. М. Кулик, канд. геол. наук, В. М. Павлюк, Л. П. Нікіташ, М. М. Новікова, Н. І. Радіна

Під загальним керівництвом В. Л. Приходька

Редактори:

П. Ф. Брацлавський, І. В. Саніна, Л. М. Степанюк, д-р геол. наук, М. П. Щербина

Редактор серії:

К. Ю. Єсипчук, д-р геол.-мінерал. наук

У пояснювальній записці узагальнено геологічний матеріал, в основі якого лежать результати геологічного довивчення площі аркуша М-35-XXIX (Вінниця) масштабу 1:200 000, виконаного у 2001-2004 рр. Подано опис підготованих до видання геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень, геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів, геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту, гідрогеологічної карти першого від поверхні водоносного горизонту, гідрогеологічної карти. Дано характеристику стратиграфічного розрізу та нестратифікованих утворень району від палеоархею до сучасних, описано його тектонічну будову, гідрогеологію, корисні копалини, еколого-геологічну обстановку. Наведено списки родовищ та проявів корисних копалин.

Для широкого кола фахівців, які працюють у галузі геологічних наук та природознавства.

Рис. 9. Табл. 3. Бібліогр. 106 назв. Додат. 5.

З М І С Т

ВСТУП	5
1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ	6
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	7
Архейська еонотема.....	8
Палеоархейська ератема.....	8
Кайнозойська ератема.....	20
Палеогенова система.....	20
Неогенова система.....	22
Четвертинна система.....	26
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	33
Палеоархейська ера.....	34
Сабарівський інтрузивний комплекс.....	34
Гайворонський ультраметаморфічний комплекс.....	40
Мезоархейська ера.....	41
Літинський ультраметаморфічний комплекс.....	41
Палеопротерозойська ера.....	47
Гайсинський ультраметаморфічний комплекс.....	47
Бердичівський ультраметаморфічний комплекс.....	53
4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ	61
5. ТЕКТОНІКА	64
6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	72
7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОТВОРНІ ПРОЦЕСИ	76
8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ	79
9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХНЬОГО РОЗМІЩЕННЯ	85
Горючі тверді корисні копалини.....	85
Металічні корисні копалини.....	86
Неметалічні корисні копалини.....	87
Води.....	90
Корисні копалини місцевого значення.....	91
Закономірності розміщення корисних копалин.....	92
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	94
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА	97
ВИСНОВКИ	101
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	102
Опублікована.....	102
Фондова.....	104
ДОДАТОК № 1. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIX “Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень” масштабу 1 : 200 000.....	106
ДОДАТОК № 2. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIX “Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів” масштабу 1 : 200 000.....	110
ДОДАТОК № 3. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIX “Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту” масштабу 1 : 200 000.....	114
ДОДАТОК № 4. Список родовищ підземних вод, показаних на аркуші М-35-XXIX.....	117
ДОДАТОК № 5. Каталог пам'яток природи.....	118

ТЕКСТОВІ СКОРОЧЕННЯ

відсл.	–	відслонення
ВП	–	викликана поляризація
ГДК	–	гранично допустимі концентрації
ГДП-200	–	геологічне довивчення площі масштабу 1 : 200 000
ГГК	–	глибинне геологічне картування
ГК	–	гамма-каротаж
ГСЗ	–	глибинне сейсмічне зондування
Держгеолкарта 200	–	Державна геологічна карта масштабу 1 : 200 000
Держгеолслужба	–	Державна геологічна служба
ДСТУ	–	Державний стандарт України
дж.	–	джерело
ІГМР	–	Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення
кбар	–	кілобар
КГК	–	комплекс із гідроподачою керну
КЕП	–	комбіноване електропрофілювання
КО	–	каротаж опору
кол.	–	колодязь
МАКЗ	–	матеріали аерокосмічних зйомок
мГл	–	мілігал
мкр/год	–	мікрорентген на годину
НРР	–	Науково-редакційна Рада
нТл	–	наноесла
ПДРГП	–	Північне державне регіональне геологічне підприємство
Півд. Буг	–	Південний Буг
р., р.р.	–	річка, ріки
РЗЕ	–	рідкісноземельні елементи
РМА	–	регіональна магнітна аномалія
с.	–	село
св.	–	свердловина
СГ	–	серединний градієнт
СЕП	–	симетричне електропрофілювання
смт	–	селище міського типу
СПЗ	–	сумарний показник забруднення
СРК	–	структурно-речовинний комплекс
СФЗ	–	структурно-фаціальна зона
СФрЗ	–	структурно-формаційна зона
(Ce/Y) _N	–	нормоване по хондриту
ТКЗ	–	Територіальна комісія по запасах
УКБ	–	установка колонкового буріння
УкрДГРІ	–	Український державний геологорозвідувальний інститут
УкрТКЗ	–	Українська територіальна комісія по запасах
УЩ	–	Український щит
ЦКЛ	–	Центральна комплексна лабораторія

ВСТУП

Територія, що обмежується рамками аркуша М-35-XXIX, знаходиться в центрі Вінницької області, займаючи кілька її районів – Жмеринський, Тиврівський, Немирівський та ін. Найбільші міста – Вінниця і Жмеринка – поєднані між собою, а також з Києвом, Одесою, Львовом і Кишиневом залізницею, через них проходять шосе на Київ, Хмельницький, Могилів-Подільський, Одесу, Житомир та інші напрямки. Усі райони центри і більшість великих сіл з'єднані автошляхами з твердим покриттям, дрібніші населені пункти сполучаються мережею путівців.

Ландшафт території являє собою горбисту рівнину з абсолютними відмітками від 190 до 340 м. Більша частина регіону належить до басейну р. Півд. Буг (Верхнє Побужжя), лише південно-західна його окраїна відноситься до Придністров'я – верхів'я р. Мурафа з притоками Мурашка і Лозова. Півд. Буг – річка завширшки понад 45–60 м з порогами і плесами, обривисті скелясті береги чергуються з пологими схилами, заплава її майже повсюдно заболочена. У багатьох місцях Півд. Буг перегороджений греблями, що іноді використовуються як об'єкти гідроенергетики, водоймища служать для малого судноплавства, водопостачання, зрошення. Притоки – рр. Згар, Ров, Десна, Устя та ін. – вузькі, не більше 20–25 м завширшки.

Клімат області помірно континентальний, середньорічна температура січня – -6°C , липня – $+19^{\circ}\text{C}$. У середньому на рік випадає 585 мм опадів. Висота снігового покриву досягає 5–25 см, він іноді утримується протягом трьох місяців, ґрунт промерзає на глибину до 1 м. Вітри найчастіше північно-західні з середньою швидкістю близько 4 м/сек.

Три чверті території зайняті сільськогосподарськими угіддями. Основою економіки Вінницької області є агропромисловий комплекс, розвинене м'ясо-молочне тваринництво. Наявність чорноземів і сприятливий клімат дозволяють отримувати стабільно високі врожаї цукрового буряку, зернових, овочів та фруктів. Промисловість зосереджена в найбільших містах: у Вінниці (389,5 тис. осіб) знаходяться підприємства хімічної, електротехнічної, легкої і харчової промисловостей, заводи точного машинобудування і виробництва будівельних матеріалів. В усіх районних центрах і великих селах є комбінати з переробки сільськогосподарської продукції, крім того, є дрібні заводи: у Жмеринці – завод з ремонту та обслуговування залізничного транспорту, хутрова фабрика; у Гнівані – ремонтно-підшипниковий, шиноремонтний і бетонний заводи; у Тульчині – моторемонтний завод, а також взуттєва, меблева і швейна фабрики; у Немирові – цегельний та залізобетонних виробів, компанія з виробництва горілки "Немирів". Гірничовидобувні підприємства регіону – кар'єри, в яких розробляють кристалічні породи на бут і щебінь (сміт Літин, Гнівань, Турбів та ін.), кору їх вивітрювання – на каолін (сміт Турбів), піски і суглинки – для виробництва цегли і потреб будівництва, вапняки – на пиляний камінь, вапно тощо.

У структурі Українського щита район займає західну окраїну Дністровсько-Бузького мегаблока в місці зчленування Подільського та Середньобузького блоків I порядку. Має триярусну будову: нижній ярус складений ранньодокембрійськими метаморфічними та ультраметаморфічними породами, сформованими протягом кількох тектонічних циклів і за різних термодинамічних умов. Майже повсюдно (за винятком ділянок у долинах річок) він перекритий осадками покривного і четвертинного ярусів. Покривний комплекс разом з повсюдно розвиненою площинною корою вивітрювання має потужність до перших десятків метрів. Генетично це дуже різномірні породи – від континентальних глин і пісків до морських вапняків, що розвинуті більше на південному заході території. Четвертинні відклади, представлені субаквальними і лесовими фаціальними різновидами, формують досить потужний (до 20–30 м) чохол.

Для складання комплексу Держгеолкарти-200 використані результати проведеного ГДП-200, а також раніше виконане картування в масштабі 1:200 000 [103, 72], на половині площі аркуша – у масштабі 1:50 000 [72], враховані відомості, подані у численних звітах про пошукові та розвідувальні роботи. Повнота і якість наявних даних достатні для побудови сучасних кондиційних карт четвертинного і покривного комплексів. Через погану відслоненість фундамент вивчений менш детально. Але матеріали високоточних геофізичних досліджень у комплексі з безпосередніми спостереженнями кількох сотень відслонень і керну 1200 свердловин, з яких близько 100 глибоких, дають можливість з високим ступенем імовірності ідентифікувати та оконтурити поля різних літологічних різновидів, виявити та простежити плікативні структури і розривні порушення.

У попередніх польових роботах і підготовці до видання комплексу геологічних карт брали участь геологи С. С. Деркач (відповідальний виконавець), М. К. Виходцев, В. Г. Зенько, С. М. Кулик, С. В. Лафінчук, Н. І. Радіна, В. М. Смеричанський, В. М. Павлюк, О. І. Цимбал, геофізик Л. П. Нікіташ, петрографи Г. Г. Гребнева та С. Ф. Радченко, гідрогеологи В. В. Бондаренко, П. О. Ляшенко, А. Г. Рослий, З. Д. Познанська. Пояснювальна записка складена В. Г. Зеньком за участю Л. П. Нікіташа, М. К. Виходцева, М. М. Новікової і Н. І. Радіної. Розділи "Кайнозой" і "Геоморфологія та рельєфотвірні процеси" написані С. С. Деркачем, "Гідрогеологія" – П. О. Ляшенко, "Еколого-геологічна обстановка" – С. М. Куликом. Лабораторні роботи (спектральний, золотоспектрометричний, мінералогічний, гідрохімічний аналізи) виконані в лабораторії Правобережної геологічної експедиції, хімічний і рентгеноскопичний аналізи – у ЦКЛ ПДРГП "Північгеологія".

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

Дослідження аркуша М-35-XXIX, проведені у XIX і першій половині XX століть, дозволили досить детально охарактеризувати найпоширеніші породи кристалічного фундаменту – гіперстенові та гранатвмісні гранітоїди, провести стратиграфічне розчленування осадових товщ. Одна з перших найвизначніших праць того часу належить В. Д. Ласкарьову, вона опублікована в 1914 р. і присвячена стратиграфії покривного комплексу. Дещо пізніше, у 20-30-х роках, з'явилися роботи А. В. Красовського, де кристалічні породи та осадові утворення були поділені за складом і віком на підставі палеонтологічних даних. У 20-30-х роках XX століття діяльність більшості геологів була спрямована на петрологічне вивчення кристалічних порід Побужжя. Особливе місце тут належить М. І. Безбородьку [2], який присвятив петрографії гранітів і чарнокітів більше 15 робіт. Цей дослідник розглядав піроксен-плагіоклазові гнейси та деякі інші породи в якості контактово-метаморфічних утворень по глинистих і карбонатних осадах, тою чи іншою мірою змінених під впливом гранітної магми.

У 1957-1959 рр. В. А. Рябенком та ін. [103] виконана середньомасштабна геолого-гідрогеологічна зйомка, яка супроводжувалася геофізичними дослідженнями (магніто- і гравірозвідка) і бурінням 206 свердловин до рівня фундаменту, що дозволило досить об'єктивно охарактеризувати його склад і структуру. У 1978-1986 рр. проведено ГТК-200 аркуша "Вінниця" [72], а також ГЗ-50 і ГТК-50 північної його частини [72, 95]. Дослідники, які виконували ці роботи, при розчленуванні метаморфічних утворень застосовували метод формаційного аналізу, який дещо раніше у практиці геологічної зйомки на суміжних площах використали науковці Львівського університету [30, 83, 84, 90].

Вказаними дослідженнями встановлено, що докембрійський метаморфічний комплекс Подільського блока складається з двох формацій: кінцигітової і кальцифір-кристалосланцевої, котрі пізніше отримали статус стратиграфічних підрозділів – товщ (відповідно березнинська і тиврівська). У запропонованій Л. І. Забіякою, В. П. Кирилоком та іншими авторами [30, 83, 84] схемі найнижче положення зайняла умовно виділена березнинська товща гранат-біотитових гнейсів з горизонтами гіперстенових кристалосланців, яка розглядається як субстрат широко розповсюджених у Подільському блоці гранатвмісних бердичівських гранітів. Над нею була розташована тиврівська товща переважно піроксенових кристалосланців з шарами кальцифірів, що асоціюють з ендербітами і чарнокітами. В. Д. Гейко [72], М. О. Ляшко [95] та інші автори за тими ж самими формаційними принципами розчленовують гранітоїди, в субстраті яких також виділяється ряд товщ, але встановлений ними порядок їх у розрізі комплексу прямо протилежний. Уперше для північної половини аркуша були побудовані карти четвертинних відкладів нового типу у масштабі 1:50 000.

У 1991 р. завершено ГТК-50 на території, що безпосередньо прилягає до східної рамки аркуша "Вінниця" [89]. Ці роботи показали, що в межах сусіднього Гайсинського блока, котрий традиційно включається до складу Росинсько-Тикицького мегаблока, широко розповсюджені формації, подібні до таких же у Подільському блоці. У складі субстрату тут переважають піроксенові кристалосланці (тиврівська товща), поширені двопіроксенові (гайворонські) та антипертитові ендербіти, за складом і віком аналогічні до літинських. Поряд з цим гранітоїди амфіболітової фації в Гайсинському блоці представлені переважно так званими собітами – ретроградними утвореннями по породах гранулітового комплексу.

Останнім часом у західній частині Українського щита проводиться ГДП-200 з метою створення комплексу сучасних геологічних карт. Наразі створена Держгеолкарта-200 аркуша М-35-XXIII (Бердичів) [15] і підготовлені до видання аркуші М-35-XXVII (Житомир) і М-35-XXIV (Сквира). Ці дослідження показали, що поля бердичівських гранітоїдів на південному фланзі Подільського блока розміщені серед гранулітових утворень і тут граніти (принаймні частково) формуються в результаті діафорезу останніх, іноді через проміжні породи – вінницити. На півночі блока відзначається поступове зменшення кількості гранату в бердичівських породах та їх плавний перехід у безгранатові і далі в житомирські граніти. Одночасно з цим тут різко збільшуються кількість і розміри полів гранат-біотитових гнейсів, імовірно, субстрату гранітів з подібним мінеральним парагенезисом.

У 2001-2004 рр. Правобережною геологічною експедицією виконано ГДП-200 аркуша М-35-XXIX (Вінниця) [78]. За результатами робіт складено комплект цифрових карт покривного комплексу і кристалічної основи відповідно до сучасних уявлень. Уточнено розріз тиврівської товщі, проведено більш детальне розчленування ультраметаморфічних утворень, запропоновано провести південну границю Росинсько-Тикицького мегаблока по Дашівському глибинному розлому.

Верхне Побужжя і Придністров'я завжди було об'єктом уваги не лише геологів-зйомщиків: тут протягом багатьох років вчені досліджували докембрійські і фанерозойські утворення, їхній склад, співвідношення, структуру і вік. Найважливіше значення мають праці з петрології гранулітових товщ і гранітоїдів Ю. І. Половинкіної [39], О. І. Слензака [48], Е. Б. Налівкіної [33, 34], В. М. Венедиктова [7, 8], Є. М. Лазька та ін. [30], І. Б. Щербакова [60-64], К. Ю. Єсипчука [19, 20]. Вивченню геохронології порід присвячені роботи М. П. Щербака [58, 59], який встановив палеопротерозойський вік бердичівських гранітів та гнейсів, що асоціюють з ними, а також Л. М. Степанюка [51-53], І. М. Лісної [32]. Вивченню тектоніки Побужжя багато уваги приділили В. А. Рябенко [43-46, 103] та П. С. Верем'єв [9-11]. Л. С. Сонкін [50, 104] і Д. С. Гурський [105] про-

тягом тривалого періоду вивчали кори вивітрювання та пов'язані з ними родовища каолінів. Попри високий ступінь вивченості регіону, єдиної точки зору на деталі його геологічної будови немає: об'єми різних формацій, характер їхніх контактів і вік, природа структур і тектонічне районування з'ясовані ще не повністю і залишаються дискусійними.

Територія аркуша "Вінниця" повністю покрита гравіметричною зйомкою масштабів 1:200 000 і 1:50 000, а також наземною магнітометричною зйомкою масштабу 1:25 000. Різними методами електророзвідки охоплено північно-східну частину території (70% площі). Крім комплексної геолого-гідрогеологічної зйомки масштабу 1:200 000 [103], проведено пошуки підземних вод для постачання населених пунктів Вінниця, Немирів, Шаргород, Жмеринка, Тиврів, Гнівань, Тульчин. У 1974 р. було видано гідрогеологічну карту аркуша масштабу 1:200 000 та пояснювальну записку до неї [29].

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Стратиграфічне розчленування різноманітних породних комплексів виконано згідно зі "Стратиграфічними схемами фанерозойських утворень України для геологічних карт нового покоління" (1993 р.) і "Кореляційною хроностратиграфічною схемою раннього докембрію Українського щита" (2003 р.). Нижче наведено перелік стратиграфічних підрозділів у віковій послідовності з поділом на відповідні структурно-формаційні зони.

Кайнозойська ератема

Четвертинна система

Голоценовий відділ

- eH – Елювіальні відклади
- aH – Заплавні відклади
- adH – Алювіально-делювіальні відклади
- lbH – Озерно-болотні відклади
- bH – Біогенні відклади
- tH – Техногенні утворення

Плейстоценовий відділ

Неоплейстоценовий розділ

Верхня ланка

- edP_{III}, e, vdP_{III} – Нерозчленовані відклади елювіально-делювіальні та елювіальні і еолово-делювіальні відклади
- a¹P_{III}ds – Деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси
- edP_{III}df – Дофінівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади
- a²P_{III}vl – Вільшанський ступінь. Алювіальні відклади другої надзаплавної тераси
- vdP_{III}bg – Бузький кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- a, vdP_{III}bg – Алювіальні та еолово-делювіальні відклади
- edP_{III}pl-vt – Прилуцький, удайський та витачівський кліматоліти нерозчленовані
- edP_{III}vt – Витачівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади
- a³P_{III}tb – Трубізький ступінь. Алювіальні відклади третьої надзаплавної тераси
- a³⁻⁴P_{II-III}cr-tb – Черкаський і трубізький ступені нерозчленовані. Алювіальні відклади четвертої і третьої надзаплавних терас
- vdP_{III}ud – Удайський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- edP_{III}pl – Прилуцький кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади

Середня ланка

- e, vdP_{II} – Елювіальні та еолово-делювіальні відклади нерозчленовані
- a⁴P_{II}cr – Черкаський ступінь. Алювіальні відклади четвертої надзаплавної тераси
- vdP_{II}ts – Тясминський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- edP_{II}kd – Кайдацький кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади
- a⁵P_{II}hd – Хаджибейський ступінь. Алювіальні відклади п'ятої надзаплавної тераси
- P_{II}dn – Дніпровський кліматоліт
- vdP_{II}dn – Еолово-делювіальні відклади
- f, lgP_{II}dn – Водно-льодовикові й озерно-льодовикові відклади
- lgP_{II}dn – Озерно-льодовикові відклади
- edP_{II}zv – Завадівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади

Нижня ланка

- vdP_Itl – Тилігульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади

- edP₁lb – Лубенський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади
- vdP₁sl – Сульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- edP₁mr – Мартоносський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади
- vdP₁pr – Приазовський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- edP₁sh – Широкинський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади

Еоплейстоценовий розділ

Верхня ланка

- vdE₁il – Іллічівський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади
- edE₁kr – Крижанівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади

Неогенова система

Жмеринсько-Тульчинська СФЗ

Літинсько-Немирівська СФЗ

Пліоценовий відділ

- N₂čb – Товща червоно-бурих глин

Нижньопліоценовий-верхньоміоценовий відділи

- N₁₋₂bl – *Балтська світа*

Міоценовий відділ

- Сарматський регіолярус* N₁gp – Товща глин, пісків і алевритів
- N₁v – Товща вапняків
- N₁vp – Товща вуглистих пісків і глин

N₁sg – Товща строкатих глин

Новопетрівський регіолярус

Полтавська серія

N₁np – Новопетрівська світа

Палеогенова система

Еоценовий відділ

Обухівський регіолярус

Харківська серія

- P₂ob – *Обухівська світа*

Бучацький регіолярус

- P₂bč – *Бучацька серія*

Архейська еонотема

Палеоархейська ератема

Дністровсько-бузька серія

- AR₁br – Березнинська товща. Кристалосланці і гнейси гранат-біотитові, іноді з графітом, кристалосланці гіперстенові
- AR₁gn – Гніванська товща. Кристалосланці і гнейси гранат-біотит-гіперстенові, гіперстенові, гранат-біотитові
- AR₁tv – Тиврівська товща. Кристалосланці гіперстенові, двопіроксенові, роговообманково-двопіроксенові, діопсидові, кальцифіри, магнетитвмісні породи

Архейська еонотема

Палеоархейська ератема

Дністровсько-бузька серія

До цього стратиграфічного підрозділу традиційно відносять усі переважно дрібнозернисті породи – кристалосланці і гнейси різного складу, які розглядаються як найдавніші утворення Верхнього Побужжя. У Подільському блоці, значна частина якого знаходиться в межах аркуша М-35-XXIX, відзначається наявність дещо різних породних асоціацій – формацій [30], але спільним для них є присутність у розрізах гіперстенових кристалосланців. Коли останні чергуються з двопіроксеновими (± рогова обманка) кристалосланцями (метабазитами) або карбонатними породами, виділяється кальцифір-кристалосланцева формація; асоціацію тих самих гіперстенових кристалосланців з гранат-(графіт)-біотитовими гнейсами, що спостерігаються в дрібних останцях серед бердичівських гранітів, називають кінцигітовою формацією. На сьогодні цим формаціям надано стратиграфічного статусу товщ: тиврівська (знизу) і березнинська. Крім того, між ними виділена проміжна товща – гніванська [54].

У Гайсинському і Тульчинському блоках, які відповідно до чинної з 2004 р. “Кореляційної хроностратиграфічної схеми...” віднесено до Росинсько-Тикицького мегаблока, має бути лише дністровсько-бузька

серія нерозчленована. Проте там, де ці блоки входять у межі аркуша "Вінниця", а також у суміжних з ним районах, метаморфічні утворення палеоархею найповніше співвідносяться з тиврівською товщею [89]. Серед них переважають піроксенові кристалосланці (метабазити), з якими асоціюють ендербіти гайворонського і літинського типу, а також безгранатові регресивні гранітоїди (собіти). Сучасний рівень вивченості не дозволяє визначити, чи відсутність кінцигітової формації у Гайсинському блоці пов'язана з фаціальною неоднорідністю одновікових утворень, чи зумовлена різним ерозійним зрізом блоків.

Переконливі докази палеоархейського віку є лише для піроксенових кристалосланців тиврівської товщі [53], у літературі наведено описи її розрізів для різних структурно-формаційних зон [54, 72, 77, 95]. Гніванська товща отримала назву [54] за одноіменним кар'єром, де спостерігалися останці гранат-біотит-піроксенових гнейсів, кристалосланців і кальцифірів, які склали пачки потужністю до 60-80 м серед гранат-гіперстен-біотитових мігматитів (вінницитів). Порооди березнинської товщі – гранат-біотитові гнейси – повсюдно складають серед аналогічних за складом гранатів дрібні, зазвичай менше 1 м, останці або реакційні облямівки у зональних ксенолітах, ядерні частини яких складені гіперстеновими кристалосланцями та ендербіт-мігматитами. Розрізи, де б розкривалися пачки гранатвмісних порід потужністю хоча б десятки-сотні метрів, на території аркушів "Бердичів" і "Вінниця" достовірно не встановлені. Слід зауважити, що вік цих утворень, визначений М. П. Щербаком [59], Л. М. Степанюком [53] та ін. за допомогою різних методів, відповідає палеопротерозою. На карті кристалічної основи дрібні виходи гніванської і березнинської товщ (в інтерпретаціях В. Д. Гейка [72] і М. О. Ляшка [95]) показані там, де відсутність фактичного матеріалу не дозволяє прийняти інший варіант.

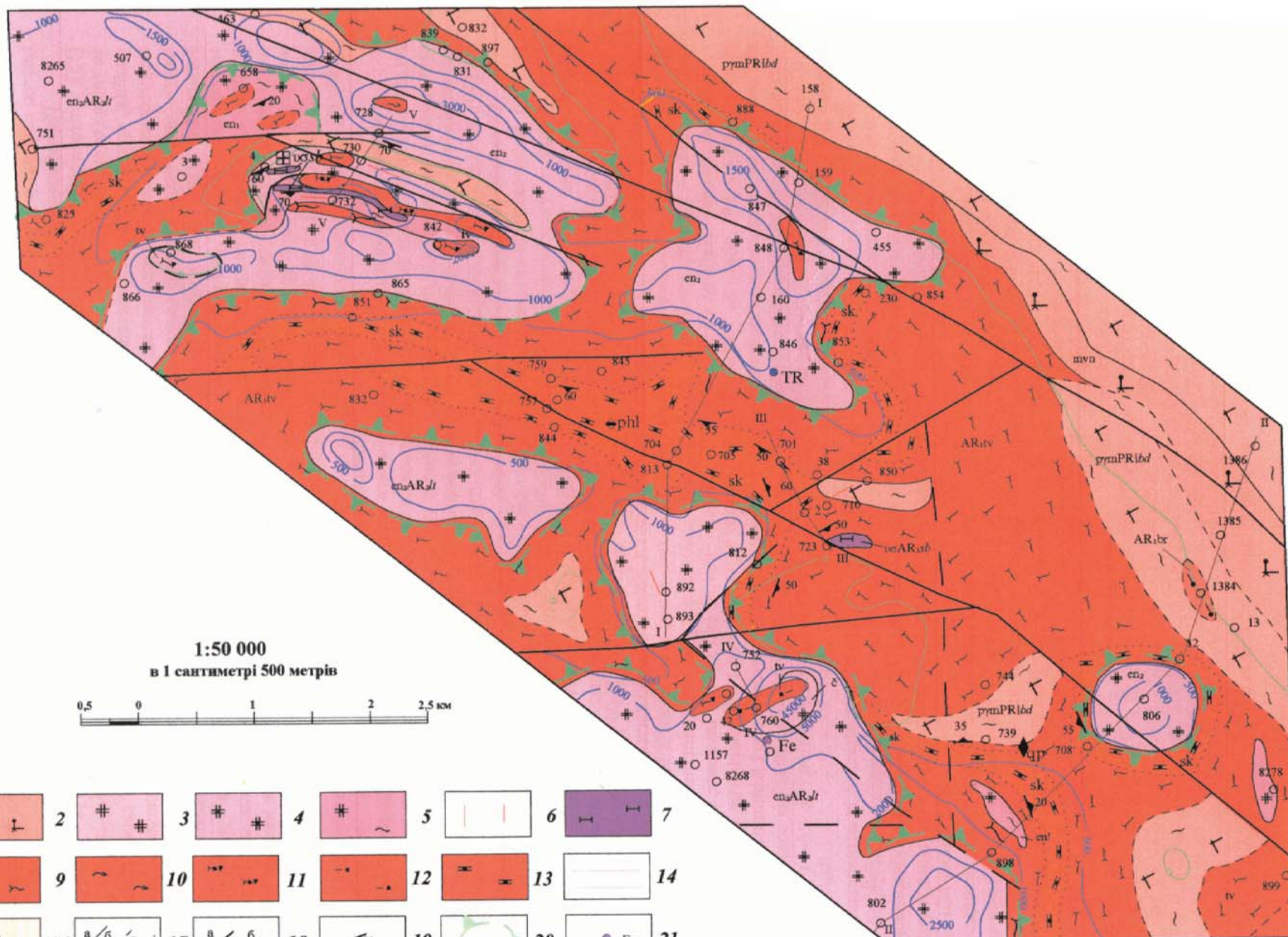
Тиврівська товща (AR₁tv)

Поширена майже скрізь, її крупні фрагменти відсутні лише у великих полях бердичівських гранітоїдів на півночі і південному заході аркуша. Найбільші за площею ділянки збереглися від подальшої гранітизації у синкліналях, які розміщені поміж куполоподібними структурами, складеними ендербітами. На думку більшості дослідників, товща займає найнижче стратиграфічне положення у розрізі палеоархею, але це визнають не всі [30], тому характер її співвідношень з іншими стратонами не може вважатися загальноприйнятим.

Основний фон тиврівської товщі утворюють гіперстенові кристалосланці, рідко гнейси (перший тип розрізу). Ними складені крупні, до кількох кілометрів у поперечнику, майже монопорідні поля на північному сході аркуша, а також північніше м. Літин (розмір 7×3 км), с. Колибабинці (4,5×1,5 км) та ін. [15, 77]. На суміжній території [90] встановлене їх чергування в розрізі з малопотужними тілами роговообманково-двопіроксенових кристалосланців. Кристалосланці, які складають Літинське поле, вивчені найповніше: це дрібнозернисті (0,3-0,6 мм) зливні, схожі на роговики породи світло-сірого з зеленуватим відтінком кольору; текстура їх масивна, але при ендербітизації з'являється гнейсоподібність і смугастість; структура гранобластова, частіше гетерогранобластова, а також псевдобластова. Мінеральний склад найменш змінених порід такий: гіперстен – 25-75 %, частіше 40-50 %, діопсид зазвичай відсутній або міститься у кількості від 1-3 до 5-10 %, плагіоклаз – від 3 до 65 %. Акцесорні мінерали: апатит (до 1-2 %), ільменіт, магнетит, циркон; вторинні: кварц – 2-3 %, рідше до 7-10 %, біотит – до 15-18 %, графіт – до 1-3 %, магнетит, сульфід. Петрофізичні особливості гіперстенових кристалосланців з різних районів Бердичівського і Вінницького блоків досить постійні: понад 90 % зразків немагнітні або слабomagнітні. Щільність негранітизованих зразків досягає 3,05-3,07 г/см³, середня – 3 г/см³. Ці породи зумовлюють локальні аномалії сили тяжіння до 1,5-3,0 мГл і магнітні аномалії від -100-300 до +100-200 нТл.

Другий тип розрізу відзначається широким розвитком поряд з гіперстеновими кристалосланцями дво-піроксенових, часто з роговою обманкою, котрі більшість дослідників називає "метабазитами" [8, 60, 67]. Порооди темно-сірі до чорного, масивні, рідше смугасті, дрібно-середньозернисті з нематогранобластовою мікро-структурою. Судячи з характерних для ділянок розвитку метабазитів високоамплітудних (до кількох тисяч нТл) магнітних аномалій, їх тіла мають лінійно-витягнуту, лінзоподібну, дугоподібну, напівкільцеву або наближену до кільцевої форму. Здебільшого вони оточують ендербітові куполоподібні структури або складають останці і крупні пачки серед ендербітів. Домінують тіла субширотного і північно-східного (60-70°) орієнтування (Уланівська структура, північний фланг Літинського купола), рідше північно-західного та інших. Гравітаційне поле над ними іноді аномально позитивне (північний захід Бердичівського блока), але зазвичай меншої інтенсивності, ніж над полями розвитку гіперстенових кристалосланців (Вінницька РМА). Це суперечить фізичним властивостям порід (їхня середня щільність 3,04 г/см³), але пояснюється тим, що у контурах РМА просторово переважають лейкократові ендербіти з середньою щільністю 2,7 г/см³. Спільне знаходження метабазитів з ендербітами є відомою закономірністю (мафіт-ендербітова серія за Б. Г. Яковлевим та ін. [67]), що підтверджується численними прикладами у Подільському і Гайсинському блоках (сіл Уланів, Сальник, Нападівка, Шендерівка, найпоказовіші – Вінницька та Гайсинська РМА). У Літинському блоці метабазити тяжіють до куполів ендербітів і розташовуються або безпосередньо серед них, або приурочені до їх периферичних частин.

Найбільш повне уявлення про другий тип розрізу дають матеріали буріння Вінницького профілю в межах Літинського купола (рис. 2.1, рис.2.2) [95]



1:50 000
в 1 сантиметрі 500 метрів

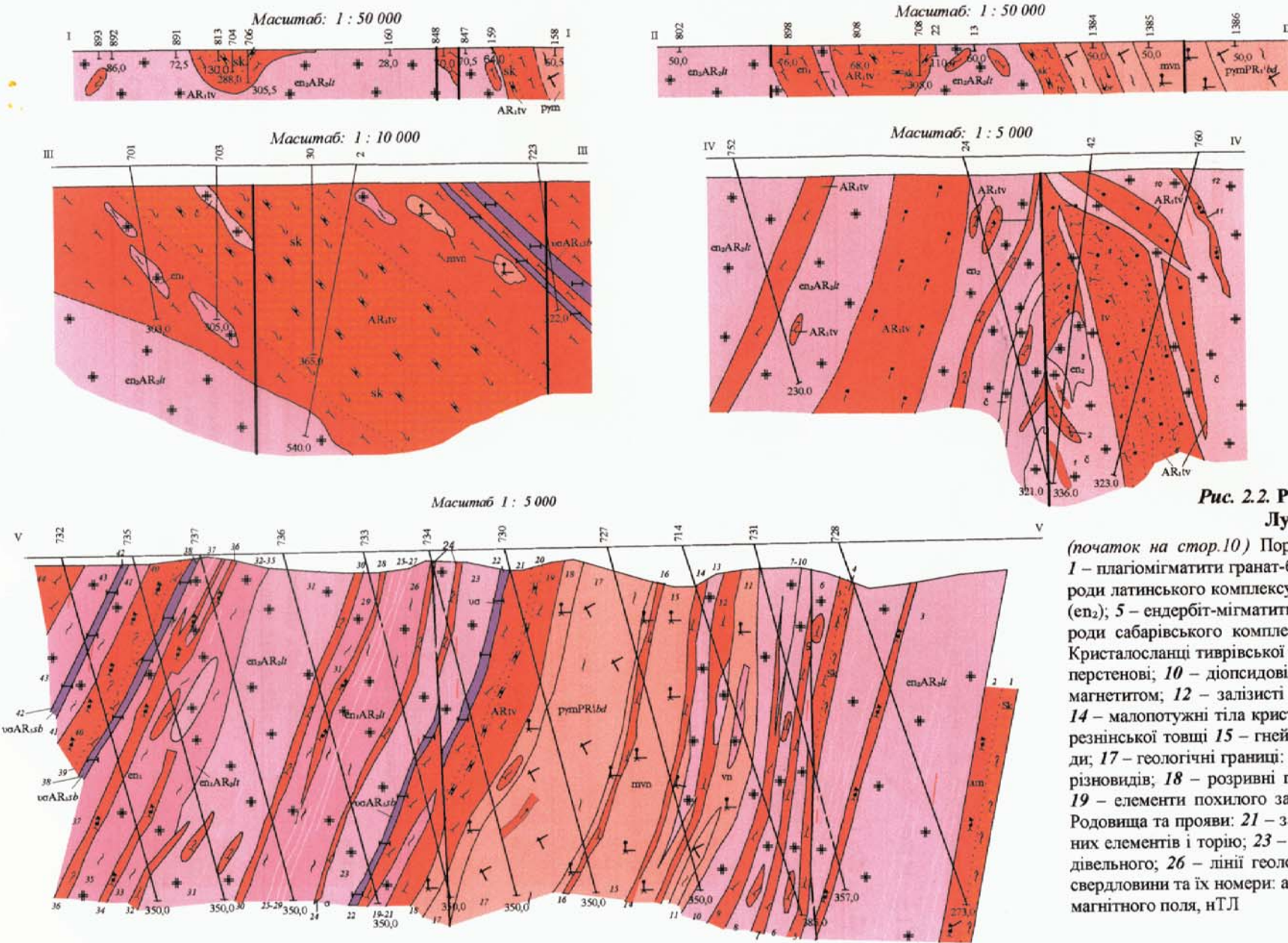


	1		2		3		4		5		6		7
	8		9		10		11		12		13		14
	15		16		17		18		19		20		21
	22		23		24		25		26		27		28

Рис. 2.1. Геологічна карта Лукашівської ділянки
(продовження умовних позначень на стор. 12)

Знизу доверху тут розкриті:

1. Сфен-діопсид-скаполітова (навколоскарнова) порода – 4 м.
2. Кристалосланці магнетит-двопіроксенові, подекуди амфіболізовані з тілами чарнокіт-пегматитів – 12 м.
3. Чарноендербіти й ендербіти, зрідка з малопотужними (0,3-3,5 м) останцями роговообманково-двопіроксенових з магнетитом кристалосланців – 126,5 м.
4. Біотит-скаполіт-діопсидова амфіболізована й окварцована порода (скарноїд) – 2 м.
5. Кристалосланці піроксенові ендербітизовані, з тілами чарнокіт-пегматитів – 9 м.
6. Ендербіти з дрібними останцями гіперстенових і діопсидових кристалосланців і шпінель-гранат-біотитових метасоматитів – 11 м.
7. Кристалосланці гіперстенові біотитизовані, у ділянках гранітизації з'являються окремі зерна гранату, подекуди до 15 % – 10 м.
8. Ендербіти антипертитові пегматоїдні, з останцями кристалосланців гіперстенових – 12 м.
9. Кристалосланці гіперстенові, подекуди з діопсидом, інтенсивно ендербітизовані – 14 м.
10. Ендербіт катаклазований, з одиничними зернами гранату, в ділянках окварцювання іноді переходить у вінницит. Останці представлені гіперстеновими кристалосланцями і скарноїдами – 16 м.
11. Вінницити, які місцями переходять у плагіомігматити гранат-біотитові, зрідка містять останці розміром менше 0,3 м ендербіт-мігматитів гіперстенових – 38 м.
12. Кристалосланці гіперстенові дрібнозернисті, містять тіла ендербітів, іноді з гранатом. У ділянках окварцювання відзначається дуже нерівномірний розподіл гранату, подекуди порода переходить у гнейс гранат-біотит-гіперстеновий – 26 м.
13. Ендербіти, подекуди чарноендербіти, з дрібними останцями гіперстенових кристалосланців. Порооди окварцовані, іноді містять гранат – 13 м.
14. Гнейси гіперстенові, ендербітизовані, в місцях окварцювання містять гранат – 13 м.
15. Вінницити з дещо нерівномірним вмістом гранату, у верхній частині тіла з останцями кристалосланців гіперстенових, іноді з діопсидом – 52 м.
16. Кристалосланець гіперстеновий – 2 м.
17. Плагіограніти гранат-біотитові з поодинокими тілами гнейсів гранат-біотит-гіперстенових (потужністю до 0,4 м) і гранат-біотитових (до 0,2 м) – 86 м.
18. Вінницити з останцями гранат-гіперстенових гнейсів – 15 м.
19. Кристалосланці гіперстенові, іноді з діопсидом, окварцовані, містять тіла ендербітів і чарнокіт-пегматитів – 26 м.
20. Кальцифіри діопсидові, у верхній частині переходять у скаполіт-діопсидові породи, іноді зі шпінеллю – 1,5 м.
21. Кристалосланці гіперстенові з численними тілами ендербітів і чарнокіт-пегматитів, іноді гранатвмісних – 27 м.
22. Гіперстеніти, габро-норити ендербітизовані, подекуди з гранатом і сульфідами – 2 м.
23. Ендербіти антипертитові, нерівномірно зернисті, смугасті – 34 м.
24. Кристалосланці магнетит-двопіроксенові (діопсид – 20-25 %, гіперстен – 10 %), слабо амфіболізовані (7-10 %), ендербітизовані – 5 м.
25. Ендербіт-мігматити гіперстенові, зрідка з тілами ендербітів лейкократових, іноді пегматоїдних – 28 м.
26. Ендербіти гіперстенові з високим вмістом антипертиту (ендербіт-мангерит), поблизу контактів містять останці потужністю до 1 м кристалосланців роговообманково-двопіроксенових, збагачених магнетитом, амфіболізованих. – 10 м.
27. Ендербіт-мігматити гіперстенові, подекуди переходять у лейкократовий крупнозернистий різновид – 12 м.
28. Кристалосланці роговообманково-двопіроксенові з магнетитом, подекуди діафторовані (з блідо-зеленим амфіболітом і біотитом) – 8 м.
29. Ендербіт-мігматити з останцями кристалосланців гіперстенових, подекуди переходять у лейкократові ендербіти – 12 м.
30. Кристалосланці роговообманково-клінопіроксенові з реліктами гіперстену, містять магнетит (близько 4 %) – 10 м.
31. Ендербіти лейкократові антипертитові з тонкими (до кількох десятків см, зрідка до 2 м) реліктовими смужками кристалосланців магнетит-діопсидових, іноді з гіперстеном, слабо амфіболізованих – 72 м.
32. Кристалосланці гіперстенові амфіболізовані – 2,5 м.



**Рис. 2.2. Розрізи до геологічної карти
Лукашівської ділянки**

(початок на стор.10) Породи бердичівського комплексу (PR₁bd): 1 – плагіомігматити гранат-біотитові (рпм); 2 – вінницити (mvn). Породи латинського комплексу (AR₂lt): 3 – чарнокіти (č); 4 – ендербіти (en₂); 5 – ендербіт-мігматити (en₁); 6 – чарнокіти-пегматити (vc). Породи сабарівського комплексу (AR₁sb): 7 – метаультрабазити (σ). Кристалосланці тиврівської товщі (AR₁tv): 8 – двопіроксенові; 9 – гіперстеннові; 10 – діопсидові; 11 – роговообманково-двопіроксенові з магнетитом; 12 – залістисті кварцити; 13 – кальцифіри та мармури; 14 – малопотужні тіла кристалосланців (ан розрізі V-V). Породи березнінської товщі 15 – гнейси гранат-біотитові; 16 – скановані породи; 17 – геологічні границі: а – достовірні, б – ймовірні, в – породних різновидів; 18 – розривні порушення: а – достовірні, б – ймовірні; 19 – елементи похилого залягання порід; 20 – ендербітові куполи. Родовища та прояви: 21 – заліза (Петриківське); 22 – рідкісноземельних елементів і торію; 23 – графіту; 24 – флогопіту; 25 – каменю будівельного; 26 – лінії геологічних розрізів і їх номери; 27 – бурові свердловини та їх номери: а – на карті, б – на розрізах; 28 – ізодинами магнітного поля, нТЛ

33. Ендербіт-мігматити гіперстенові	– 24 м.
34. Кристалосланці піроксенові амфіболізовані й ендербітизовані	– 24 м.
35. Ендербіт-мігматити (мангерити) з низьким (до 3-5 %) вмістом кварцу, дрібнозернисті, смугасті. Містять малопотужні прошарки кристалосланців гіперстенових	– 37 м.
36. Кристалосланці роговообманково-двопіроксенові з магнетитом, меланократові	– 10 м.
37. Ендербіт-мігматити окварцовані, з малопотужними реліктами кристалосланців	– 10 м.
38. Габро-норити (габро-піроксеніти), в основі тіла – гіперстеніти амфіболізовані, іноді до амфіболітів (горнблендитів)	– 9 м.
39. Кристалосланці гіперстенові з домішками діопсиду ендербітизовані. Містять дрібні тіла двопіроксенових метасоматитів	– 6 м.
40. Кристалосланці роговообманково-двопіроксенові (метагабро-норити), місцями роговообманково-діопсидові, збагачені магнетитом (до 3-5 %). Містять гіперстен – 0-17 %, діопсид – 10-25 %, рогову обманку – 20-35 %. Трапляються тіла ендербіт-мангеритів потужністю до 2,5 м.	– 24 м.
41. Ендербіт-мігматити гіперстенові з малим (20-25 %) вмістом кварцу	– 23 м.
42. Піроксеніти амфіболізовані слабо біотитизовані (коматііти?)	– 2,5 м.
43. Ендербіт-мігматити гіперстенові кварцові. Відзначено тіла чорноендербіту	– 34 м.
44. Кристалосланці ендербітизовані (ендербіт-мігматити). Склад порід: плагіоклаз – 65-68 %, кварц – 10-13 %, гіперстен – 10-15 %, магнетит – 3-4 %, біотит, апатит	– понад 14 м.

Переважаюча частина охарактеризованого розрізу загальною потужністю 915 м складена ендербіт-мігматитами з тілами лейкократових чарнокітоїдів, а також пізнішими гранат-біотитовими (\pm гіперстен) гранітоїдами. Судячи з реліктів, які в них збереглися, – переважно гіперстенових кристалосланців – саме вони були найпоширенішими у первинному субстраті*. Гіперстенові кристалосланці становлять близько 60 % обсягу розрізу і спостерігаються у вигляді пачок потужністю до 27 м.

Метабазити в асоціації з метаультрабазитами сабарівського комплексу нерівномірно розподілені по всьому розрізу і групуються в різних його частинах – на північному і південному флангах. Найпотужніша (близько 90 м) південна пачка складена кристалосланцями, до складу яких входить гіперстен – 0-17 %, діопсид – 10-25 %, бура, зеленувато-бура рогова обманка – 20-35 %, магнетит, титаномангнетит – до 3-5 %. Судячи з лінійно витягнутих вузьких магнітних аномалій над ними, на Лукашівській ділянці вони беруть участь у будові крутоспадних протяжних лінзоподібних тіл розмірами понад 0,5-1,0 км завдовжки при ширині до 0,1-0,2 км. Простягання їх переважно субширотне і північно-східне (60-70°), падіння на південний схід. Безпосередньо південніше (за 750 м) розкрита Лукашівська синкліналь, виповнена кальцифір-кристалосланцевою асоціацією, тому з високою імовірністю можна стверджувати, що розкрита Вінницьким профілем частина загального розрізу тиврівської товщі розташована стратиграфічно нижче.

Крім Вінницького профілю, досить велике тіло метабазитів розкрите на південній околиці м. Літин. Тут розріз починається ендербітами з останцями слабомагнітних гіперстенових і двопіроксенових кристалосланців. У покрівлі масиву з'являються малопотужні тіла роговообманково-двопіроксенових кристалосланців і різко (на порядок) зростає намагніченість порід. Над тілом ендербітів спостерігається потужна (понад 70 м) пачка кристалосланців-метабазитів з дрібними тілами метапіроксенітів. Породи відрізняються високою магнітною сприйнятливістю (до $8000-14\ 000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ).

Поблизу с. Барсков метабазити, можливо, не пов'язані з ендербітами; вони залягають у крилі синклінальної структури розміром $5 \times 3,5$ км, ядро і частково крила якої складені щільними метаморфічними породами (кристалосланцями). У магнітному полі їм відповідає вузький (до 400 м) дугоподібний максимум (приблизно $2/3$ кільця), який продовжується у вигляді слабо контрастної аномалії, що замикає кільце (аналог Нападівської аномалії [15, 77]). Тут також розкрито пачку магнітоактивних ($\alpha = 8000-22000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ) роговообманково-двопіроксенових і двопіроксенових кристалосланців потужністю близько 200 м, вище якої залягають слабомагнітні гіперстенові кристалосланці з графітом. Морфологія тіл метабазитів побічно вказує на те, що принаймні частина їх являє собою субзгідні поклади (можливо, сілли або лавові потоки) у дислокованій товщі туфогенних гіперстенових кристалосланців.

Імовірно, фаціальним різновидом розрізів другого типу є ділянки, де поряд з метабазитами помітну роль відіграють збагачені залізом (магнетитом) породи, у тому числі й залізисті кварцити. На Петриківському рудопрові подібні утворення складають останці в ендербітах протяжністю 400-500 м і завширшки до 200 м. У магнітному полі над ними фіксується додатна аномалія сполучена з від'ємною (від -300 до 45 000 нТл), тому що породи мають високу магнітну сприйнятливість ($50-190$ тис. $\times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ) і залишкову намагніченість $I = 50-305$ тис. $\times 10^{-3}$ А/м).

Розріз Петриківської ділянки (рис. 2.2) за свердловинами 42 і 760 (знизу):

* На думку редактора, у первинному субстраті переважали породи кислої складу, ймовірно, гнейси, які в результаті ендогенних трансформацій стали ендербіт-мігматитами. Кристалосланці є більш стійкими до гранітизації породами, тому залишилися у вигляді реліктів.

1. Чарнокіти з останцями кристалосланців діопсидових, збагачених магнетитом (до 15 %) – понад 35 м.
 2. Кристалосланці магнетит-двопіроксенові – 15 м.
 3. Кристалосланці гіперстенові сильно ендербітизовані – 12 м.
 4. Кварцити магнетитові, складаються з кварцу (46 %), магнетиту (42 %), гіперстену (до 7 %), діопсиду (5 %) – 12 м.
 5. Кристалосланці гіперстенові, імовірно, метапіроксеніти, подекуди скарноїди шпінель-гранат-піроксенового складу, породи біотитизовані (18-55 %) – 13 м.
 6. Кварцити магнетитові. Склад порід: кварц – 47 %, магнетит – 42 %, гіперстен – 7 %, діопсид – 5 %, апатит – 25 м.
 7. Кристалосланці двопіроксенові (різко переважає гіперстен) з магнетитом (до 10 %). Подекуди порода переходить у метапіроксеніт або гранат-гіперстеновий скарноїд – 16 м.
 8. Кварцити магнетитові, подекуди збагачені гіперстеном (до 8-25 %), спостерігаються тіла чарнокітів і лейкократових калішпатових чарнокіт-пегматитів потужністю до 8 м – 50 м.
 9. Чарнокіти, іноді лейкократові, з поодинокими останцями (потужністю до 3 м) кристалосланців двопіроксенових з магнетитом, слабо амфіболізованих і біотитизованих – понад 80 м.
- Всього: понад 300 м.

Потужність пачки кварцитів у розрізі становить 90 м. Породи темно-сірі, дрібно-середньозернисті, з різноманітними текстурами. Здебільшого грубо- або тонкосмугасті, плейчасті, з чергуванням шарів потужністю до 1 см (зрідка більше) магнетит-гіперстенових або гіперстен-кварцових з діопсидом агрегатів. Судячи з геофізичних даних, складають блок невеликих розмірів, який тягнеться до ядерної частини локальної чарнокіт-ендербіткової куполоподібної структури (рис. 2.1, рис.2.2). Найвірогідніше, він являє собою відторженець більш низьких стратиграфічних горизонтів тиврівської товщі, винесений на поверхню при спливанні чарнокітоїдного діапіру.

Третій тип розрізу відзначається наявністю в ньому, поряд з гіперстеновими кристалосланцями, карбонатних і діопсидвмісних порід. Найпоказовішою є Лукашівська ділянка на аркуші "Вінниця" (рис. 2.1, рис.2.2) і Калинівська ділянка на аркуші "Бердичів" [15, 77]. Нижче наведено розріз за найглибшою (540 м) свердловиною 2 (знизу):

1. Кристалосланці гіперстенові ендербітизовані зі смугастістю під кутом 50° до осі керну – 7 м.
 2. Ендербіт-мігматити з малопотужними (до 2 м) останцями гіперстенових кристалосланців і тілами лейкократових ендербітів і чарнокітів – 62 м.
- Всього шари 1-2 – 69 м.
3. Сієніт-пегматити (мікроклініти) діопсидові з останцями (від 0,1-0,4 до 2 м) кальцифірів форстеритових зі шпінеллю і кліногумітом – 22 м.
 4. Кальцифіри форстеритові, іноді з кліногумітом і шпінеллю, з прошарками кристалосланців діопсидових скаполітизованих, подекуди скарнованих. У скарнах розвинений флогопіт – до 10-15 % – 107 м.
 5. Кальцифіри, майже мармури кальцитові, з окремими плямами діопсидового скарну і дрібними тілами сієніт-пегматитів – 20 м.
 6. Кристалосланці діопсидові зі сфеном, скаполітизовані, смугасті – 6 м.
 7. Кальцифір форстеритовий з прошарками кристалосланців – 15 м.
 8. Чергування шарів потужністю 2-4 м, складених кристалосланцями двопіроксеновими, діопсидовими та кальцифірами діопсидовими – 16 м.
- Всього шари 3-8 – 182 м.
9. Кристалосланці піроксенові, біотитизовані з графітом, у верхній частині шару ендербітизовані – 67 м.

У наведеному описі простежується поділ розрізу на три горизонти: I – підкарбонатний (шари 1-2); II – карбонатний (шари 3-8); III – надкарбонатний (шар 9). Нижній горизонт на Лукашівській ділянці вивчений св. 701, 38, 41 та ін., які пройшли по ньому від 140 до 250 м. Свердловини 701 і 41 розкрили горизонт гіперстенових кристалосланців, подекуди інтенсивно ендербітизованих, потужністю 124 м. Розріз у св. 38 такий (знизу):

1. Кристалосланці піроксенові, іноді з зернами гранату графітизовані – 32 м.
2. Вінницити, подекуди плагіограніти гранат-біотитові, з численними останцями біотит-гранат-гіперстенових гнейсів і ендербіт-мігматитів – 40 м.
3. Кристалосланці гіперстенові, у верхній частині шару з прошарками кристалосланців діопсидових зі сфеном. Містять тіла лейкократових чарноендербітів – 27 м.

Всього: 99 м.

Отже, нижче карбонатного горизонту залягають переважно гіперстенові кристалосланці, інтенсивно ендербітизовані, а подекуди перетворені на вінницити. У західній частині Лукашівської ділянки II карбонатний горизонт розкритий свердловинами 757 і 758 та ін., розріз його такий (знизу):

1. Скарни магнезійні, які складаються з діопсиду-діалагу (70 %) і флогопіту (30 %), в амфіболізованих ділянках містять до 87 % рогової обманки – 24 м.

2. Кальцифіри форстеритові подекуди з діопсидом (до 30 %) і флогопітом (до 15 %). Відзначаються тіла сієніт-пегматитів діопсидових потужністю до 2-15 м – 92 м.
3. Кальцифіри серпентинізовані, зі шпінеллю (до 5 %) – 32 м.
4. Чергування кальцифірів серпентинізованих і мармурів доломітових – 15 м.
5. Кальцифіри серпентинізовані, з плямами скарнів діопсидових і двома тілами потужністю 6 і 10 м нефелінвмісних флогопіт-діопсидових скарнів – 53 м.

Потужність карбонатного горизонту – понад 120 м.

Надкарбонатний горизонт III, крім св. 2, розкритий і вивчений у св. 702, 711, 753, 710, 723, найбільша потужність у двох останніх – 266 і 322 м відповідно. У св. 710 над кристалосланцями діопсидовими скаполітизованими II горизонту залягають:

1. Кристалосланці піроксенові, біотитизовані, у нижній частині іноді двопіроксенові, з дрібними (0,1-0,2 м) гніздами піроксен-скаполіт-карбонатних порід, подекуди переходять в ендербіт-мігматити, містять жили чарнокіт-пегматитів – 65 м.
2. Вінницити з тінювими ділянками ендербіт-мігматитів – 15 м.
3. Кристалосланці гіперстенові, місцями переходять в ендербіт-мігматити або вінницити з тілами пегматитів. Порооди інтенсивно біотитизовані і графітізовані до появи графіт-біотитових гнейсів – 18 м.
4. Вінницити смугасті. Чергуються смуги лейкократові (потужність 0,3-1,5 м), за складом наближені до гранат-біотитового плагіограніту, зі смугами ендербіт-мігматиту зміненого гранатизованого, який містить графіт і біотит, переходи між ними поступові – 26 м.
5. Ендербіти з останцями кристалосланців сильно графітізованих – 5 м.
6. Плагіограніти гранат-біотитові з останцями ендербіт-мігматитів і кристалосланців гіперстенових сильно графітізованих – 7 м.

Свердловиною 723 цей розріз розкривається так:

1. Кристалосланці двопіроксенові амфіболізовані, біотитизовані – 25 м.
2. Метапіроксеніти з олівіном і шпінеллю (майже перидотити) амфіболізовані, серпентинізовані (коматіти ?) – 31 м.
3. Кристалосланці двопіроксенові амфіболізовані, нерівномірно гранітизовані, з тілами ендербіт-чарнокітів – 9 м.
4. Метаперидотити амфіболізовані, серпентинізовані (коматіти ?) – 19 м.
5. Кристалосланці гіперстенові, місцями ендербітизовані. Порооди графітізовані, окварцовані, подекуди з'являється гранат – 42 м.
6. Кристалосланці гіперстенові, місцями переходять у мігматити гіперстенові або у графіт-гранат-біотит-гіперстенові (вінницити) – 35 м.

Усього потужність надкарбонатного горизонту за св. 710 і 723 – понад 300 м.

Подібний розріз встановлений у південно-східній частині Лукашівської структури, де надкарбонатний горизонт розкритий св. 739-744. У нижній частині він складений кристалосланцями гіперстеновими графіт-місними (потужність 134 м), у верхній переважають мігматити гранат-біотит-гіперстенові з останцями кристалосланців гіперстенових і гнейсів гранат-біотит-гіперстенових, зустрічаються останці ендербіту антипертитового (потужність понад 56 м).

Якщо скласти встановлені у свердловинах потужності вказаних трьох горизонтів, у результаті отримаємо не менше 650 м. Це досить добре зіставляється з розрізом у районі Калинівського прояву міді, де так само карбонатний горизонт потужністю близько 300 м розділяє майже кілометрову товщу гіперстенових кристалосланців. При складанні потужностей пачки з metabазитами і карбонатно-теригенної (вулканогенної) пачки загальна потужність тиврівської товщі, встановлена на Лукашівській ділянці, становить понад 1865 м.

Гніванська товща (AR_{1gn})

Виділена [54] за наявністю останців та пачок гранат-біотит-піроксенових і біотит-піроксенових гнейсів, а також кальцифірів серед гранат-біотит-гіперстенових гранітоїдів (вінницитів) у Гніванському кар'єрі, однак ані М. О. Ляшчу [95], ані автору [78] підтвердити це не вдалося. У гранат-біотитових гранітах, що тут превають, знайдено лише останці біотитизованих гіперстенових кристалосланців, ендербіт-мігматитів, кальцифірів. Гранат-біотитові гнейси з реліктовим гіперстеном (найчастіше бастит) розвиваються в реакційних об'ємках поблизу контактів кристалосланців з гранітами – так виникають загальновідомі “зональні останці”. В. А. Рябенко [103] в старих, нині затоплених Гніванських кар'єрах зустрів понад 30 пачок та останців саме піроксен-плагіоклазових кристалосланців.

В. Д. Гейко [72] в дністровсько-бузькій серії виділяв товщу № 3, складену переважно гранат-гіперстеновими гнейсами, котру можна зіставити з гніванською. У деяких ділянках, де, на його думку, товща була розкрита, при додатковому вивченні наявність подібних гнейсів не встановлена [78]. Авторами на карті кристалічної основи гніванська товща показана лише там, де підтвердити або спростувати висновок попередни-

ків не можна через нестачу фактичного матеріалу (св. 6, 726, с. Сутиски та ін.). Площі її поширення ледве вкладаються у контури позамасштабного знаку.

У св. 6, розташованій південніше м. Вінниця, описано [72] макроскопічно, без даних опису шліфів, такий розріз (знизу):

1. Пачка гранат-біотит-піроксенових гнейсів гранітизованих (мігматитів), з тілами вінницитів і гранат-біотитових гранітів. Вміст гранату – 3-5 %, до 15 %. Серед гнейсів часто спостерігаються тіла ендербітів, котрі мають поступові переходи у мігматити (гнейси) – 90 м.
2. Гнейси гранат-біотит-гіперстенові графітизовані (вміст графіту – до 3 %) – 39 м.
3. Ендербіти (ендербіт-мігматити) з численними останцями кристалосланців гіперстенових графітизованих – 14 м.
4. Гнейси інтенсивно гранітизовані (мігматити), графіт-гіперстенові, із сульфідами, подекуди переходять в ендербіти (в інтервалах до 5 м завдовжки) – 45 м.

Тут гранатвмісні породи (гнейси або мігматити) складають тіло потужністю 130 м серед гіперстенових кристалосланців та ендербітів. Цей факт суперечить концепції попередніх дослідників [54, 72, 95], за якою гніванська товща є перехідною ланкою від тиврівської кристалосланцевої до гнейсової (кінцигітової) – безрнинської. Для Вінницької ділянки характерний широкий розвиток гранатвмісних гранітоїдів бердичівського комплексу, зі становленням яких зазвичай пов'язана поява гранат-біотитового парагенезису по більш ранньому гіперстен-плагіоклазовому [7, 8, 32, 77].

О. М. Ляшко [95] товщу № 3 відніс до низів безрнинської товщі. Для ілюстрації її розрізу він наводить приклад св. 726, де описана така послідовність (знизу):

1. Вінницит з останцями (до 1,5 м) кристалосланців біотит-гіперстенових з гранатом, рідше роговообманково-двопіроксенових – 20 м.
2. Чергування вінницитів (тіла потужністю 2-7 м) з кристалосланцями і гнейсами біотит-роговообманково-гіперстеновими і двопіроксеновими – 20 м.
3. Гнейси (метасоматити) біотит-гранатові (10-15 %), у верхній частині інтервалу з силіманітом (5-10 %), шпінеллю і кордієритом (20-25 %) – 5 м.
4. Вінницити з тілами потужністю до 3-4,5 м гнейсів біотит-гранат-гіперстенових, біотит-гіперстенових і біотит-гранат-кордієритових із силіманітом – 50 м.

За підрахунками автора, гранатвмісні породи, у тому числі і метасоматичні, складають чотири тіла загальною потужністю 13 м (менше 7 % обсягу гірничої маси), переважають гіперстенові і двопіроксенові амфіболізовані кристалосланці, більш типові для тиврівської товщі. Кристалосланці і гнейси св. 726 відзначаються високою щільністю (2,95-3,10 г/см³). Гіперстенові і гранат-біотит-гіперстенові різновиди їх слабомагнітні – 50-200×4π×10⁻⁶ од. СІ, у роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях цей показник становить 700-800×4π×10⁻⁶ од. СІ, а судячи з каротажної діаграми, досягає 3 000×4π×10⁻⁶ од. СІ.

Варто підкреслити, що гранат-гіперстеновий парагенезис у породах гранулітової фації цілком природний, однак серед кристалосланцевих товщ, а також у тілах ендербітоїдів Верхнього Побужжя гранатвмісні грануліти зустрічаються досить рідко. Відомі випадки їх знаходження в асоціації з гіперстеновими кристалосланцями [77, 89], де вони представлені графіт-біотитовими з гранатом і гіперстеном гнейсами. Зрідка гранатвмісні грануліти виникають при трансформації ортопіроксенових кристалосланців в ендербіт-мігматити або лейкократові ендербіти [7, 8]. Проте основна маса гранату утворилася при становленні бердичівських вінницитів і особливо плагіомігматитів, коли ним збагачувалися (до 15-20 %) як власне гранітоїди, так і релікти гранітизованих гранулітів.

Безрнинська товща (AR₁br)

Безрнинська товща – стратиграфічний підрозділ, уперше виділений умовно як імовірний метаморфічний субстрат широко розвинених у Подільському блоці гранатвмісних гранітоїдів [30, 84, 90]. Підставою для цього стала присутність серед останніх дрібних останців гранат-біотитових (нерідко з графітом) гнейсів, які зазвичай асоціюють з гіперстеновими кристалосланцями. У межах аркушів “Вінниця” та “Бердичів”, попри досить добру їх вивченість, нікому ще не вдалося виявити тіла гнейсів потужністю хоча б у кілька десятків-сотень метрів. На суміжних територіях [7, 8, 86, 90 та ін.] до цієї товщі віднесені гнейси графіт-гранат-біотитові (вони, як правило, чергуються з гіперстеновими кристалосланцями), які разом з гранітоїдом складають пачки потужністю до 450-600 м. Вважається, що безрнинська товща залягає вище, ніж тиврівська і гніванська, але цю думку підтримують не всі [30].

У багатьох місцях, у тому числі на локатипічній ділянці безрнинської товщі (Крутнівський кар'єр поблизу с. Березна Хмельницького району), спостерігається розвиток гранат-біотитових гнейсів, часто з реліктовим гіперстеном, по периферії – кристалосланцевих останців. Зазначене явище неодноразово описувалося багатьма дослідниками Верхнього Побужжя [22, 32, 48, 77, 78], додаткові підтвердження цього факту отримані і при проведенні даного ГДП-200 (кар'єри Стрижівський, Гніванський, Демидівський та ін.). Про більш пізній діафоричний генезис гнейсів кінцигітової формації свідчать дані палеотемператури їхнього утворен-

ня, а також результати геохронологічних досліджень. Температури мінеральних рівноваг у них не перевищують 720-700°C, зазвичай 630-670°C [62], а ізотопний вік аналогічний вікові гранітів, які з ними асоціюють і похідними яких вони є, становить 2100-1900 млн років [51, 58, 59]. Наведені аргументи підтверджують імовірність вторинного походження гнейсів, принаймні у тих ділянках, де контакти їх з гранулітами досить детально досліджені.

Разом з тим, на північній окраїні Подільського блока, а також в інших місцях [77, 78, 86 та ін.] серед полів бердичівських гранітоїдів гнейси складають великі, до кількох квадратних кілометрів ділянки. Переважають біотитові, графіт-біотитові, часто з гранатом, іноді з кумінгтонітом або роговою обманкою різновиди. За багатьма характеристиками їх можна зіставити з породами тетерівської серії. Гранітизація їх має лише прогресивну направленість, причому утворені гранітоїди істотно біотитові, часто двопольовошпатові, лише іноді містять гранат або амфіболи. Типові гранат-біотитові (бердичівські) граніти з останцями гнейсів подібного складу просторово не завжди тяжіють до полів гнейсів, найчастіше вони займають проміжне положення між ними і масивами ендербітоїдів. Можливо, в цьому відображається не стільки наслідування бердичівськими гранітами складу первинного вихідного субстрату, скільки термодинамічні умови його ультраметаморфізму. Це непрямо підтверджується помітними розбіжностями вмістів кремнезему – у гнейсах його на 2-3 % більше, ніж у гранітах, що в цілому нехарактерно для процесів гранітизації [15, 77], але може бути пояснено віджимом у верхні шари кислішого мобілізату – анатектичного силікатного розплаву.

Встановлена раніше зональність метаморфізму у Подільському блоці [15, 62, 65, 77] із загальним пониженням ступеня на північ-північний схід має складніший характер. У контурах чарнокіт-ендербітових куполів внаслідок плутонометаморфізму температура породоутворення була найвищою і досягала рівня гранулітової фації, у ядрах міжкупольних синкліналей вона, можливо, відповідала рівню амфіболітової. Цим можна пояснити появу в центральних частинах блока серед бердичівських гранітоїдів досить великих полів біотитових, графіт-біотитових, іноді з гранатом, гнейсів. Подекуди вони навіть не зазнали впливу ультраметаморфізму і прорвані лише алохтонними (або параавтохтонними анхівтектичними) гранітами (м. Хмільник [15, 77], с. Зарудинці [86] та ін.). Отже, гранат-біотитові гнейси і такого ж складу гранітоїди займають проміжне положення, яке відповідає зоні найінтенсивнішого ультраметаморфізму. Цілком імовірно, що серед них, як і в інших регіонах світу [36], є утворення прогресивної стадії метаморфізму, значною мірою перероблені на регресивному етапі.

На площі аркуша "Вінниця" до беззвинської товщі віднесено гнейси переважно гранат-біотитового складу, походження яких через недостатню вивченість встановити не можна. Вони складають зазвичай одиничні малопотужні (до перших метрів) останці серед гранітоїдів бердичівського комплексу (св. 13, 15, 21, 22, відсл. поблизу с. Шершні та ін.). Часто, але не завжди, тут зустрічаються останці гіперстенових (\pm гранат) кристалосланців. Гранат-біотитові гнейси – породи сірого кольору, дрібнозернисті, смугасті, у зразку масивні. Середній мінеральний склад: плагіоклаз – 42 %, кварц – 25 %, гранат – до 20 %, біотит – 10 %, графіт – 3 %, іноді присутні кордієрит, релікти гіперстену, апатит, ільменіт, циркон, сульфіді. Біотит жовтогарячобурий, червонувато-бурий, залістистість – 37-42. Гранат утворює ізометричні зерна розміром до 2-3 мм з дрібними вrostками кварцу, залістистість – 60-71. Нерідко з гранат-біотитовими гнейсами просторово пов'язані збагачені графітом і сульфідами різновиди, також вони зазвичай асоціюють з гіперстеновими кристалосланцями.

Гранат-біотитові гнейси мають високу щільність, майже всі немагнітні. Опорна ізотопна геохронологічна дата для гранат-біотитових гнейсів з Крутнівського кар'єру одержана М. П. Щербаком [58], вік монациту і циркону у них дорівнює 2 100-2 200 млн років. Такі ж цифри встановлені по монациту з гнейсів Жежелівського кар'єру. М. П. Щербак дійшов висновку, що монацит у гнейсах є новоутворенням, за складом він подібний до того, що міститься в бердичівських гранітах, і синхронний з ним.

Мінералого-петрохімічна характеристика порід дністровсько-бузької серії. Гіперстенові кристалосланці різних ділянок території за складом майже аналогічні незалежно від того, з якими породами вони асоціюють. У карбонатвмісних пачках із наближенням до кальцифірів у кристалосланцях з'являється діопсид, іноді вторинний відносно ортопіроксену. Разом з діопсидом у породах виникають магнетит, сфен, зростає залістистість піроксенів. Гіперстен забарвлений слабо і майже не плеохроює, за оптичними якостями неоднорідний, іноді містить вrostки клінопіроксену, має залістистість 42-53. Залістистість гіперстенів з порід різного складу і різної формаційної приналежності відрізняється несуттєво, вкладається в інтервали вказаних значень. Плагіоклази мають так звані "вісячі" двійники, що виклинюються, деякі більших розмірів зерна виникли внаслідок збірної перекристалізації декількох зерен ранніх, більш основних за складом генерацій, а також темноколірних мінералів. Номери плагіоклазів навіть в одному зразку змінюються від 63-65 до 83-88, іноді знижуються до 45-48. Інтенсивність рентгенівської термолюмінесценції (IRTL) плагіоклазів з гіперстенових кристалосланців досягає максимальних значень (26-45 тис. ум. од.), що підтверджує приналежність цих порід до гранулітової фації метаморфізму і характерно для високометаморфізованих метапелітів. Гранат з'являється зазвичай у ділянках розвитку гранат-біотитових гранітоїдів, при цьому розвивається, як і біотит, по гіперстену. У Гайсинському блоці гіперстен найчастіше заміщується кумінгтонітом і блідозабарвленою роговою обманкою, що також характерно для північної частини Подільського блока [8, 15, 77]. Підрахунки М. О. Ляшка [95] показали, що у гіперстенових кристалосланцях вміст ільменіту (переважає) та магне-

титу рідко перевищує 1-2 %, тому більшість їх немагнітні або слабомагнітні. При огнейсуванні і палеопротерозойській гранітизації підвищується кількість графіту і сульфідів (до 10-13 %) у графіт-біотитових гнейсах-діафторитах.

За висновком Є. М. Лазька та ін. [30], на класифікаційних петрохімічних діаграмах точки гіперстенових кристалосланців вкладаються в поля магматичних порід основного складу. На діаграмі А. А. Предовського [5, 32] видно, що вони близькі за складом до меланократових граувак і туфітів основного-ультраосновного складу. За даними різних дослідників [5, 7, 17, 30, 34, 78], середній вміст кремнезему в гіперстенових кристалосланцях становить 52-55 %. На діаграмі $MgO - Al_2O_3 - CaO$ (у розділі 3) ореол розсіювання їх фігуративних точок майже збігається з полем толейтових базальтів, але дещо зміщений убік глиноземистих порід. Цілком імовірно, що гіперстенові кристалосланці виникли в результаті глибокого метаморфізму первинних водних осадків, переважно туфогенних порід основного складу [5], які певною мірою зазнали гальміролізу. Це підтверджується їх парагенезисом із суто седиментогенними карбонатними породами, котрі утворюють серед кристалосланців лінзи або витримані за потужністю пласти.

Діопсидові кристалосланці поширені менше, як правило, вони просторово пов'язані з карбонатними породами, рідше складають досить потужні пачки з гіперстеновими різновидами (с. Потуш, сайнська світа О. І. Слензака [48] та ін.). Зовні вони мало відрізняються від ортопіроксенових кристалосланців, хіба що світлішим забарвленням. До їх складу входять діопсид і плагіоклаз у приблизно рівних кількостях, сфен – до 3 %, шпінель, апатит, магнетит, циркон, а також вторинні – скаполіт, рідше кальцит. Діопсид представлений салітом з вмістом геденбергітової молекули від 24 до 43 %, різноманітно забарвлений. З віддаленням точок спостереження від контакту з тілами гіперстенових кристалосланців колір його у зразках змінюється від майже безколірного до темно-зеленого [7, 77]. У процесі мігматизації відбувається розпад твердого розчину цього мінералу або його псевдоморфне заміщення світліше забарвленою генерацією із викидом дрібних голочок магнетиту, котрі зазвичай замутнюють центральні частини зерен. Сфен відрізняється високим, більше 6 %, вмістом глинозему. Вторинні мінерали представлені більш раннім скаполітом (міцонітом), який нерівномірно, іноді повністю заміщує основний плагіоклаз. Зі скаполітом асоціює кальцит. Пізніші вторинні мінерали: флогопіт, голубувато-зелена рогова обманка, тремоліт – зустрічаються в зонах скарнування і гранітизації. У діопсидових кристалосланцях інтенсивно проявлена калішпатизація – ранній мікропертит і пізній мікроклін – аж до появи діопсид-мікроклінових сланців-мігматитів (р. Мурафа) або сієніт-пегматитів (с. Лукашівка).

Карбонатні, точніше силікатно-карбонатні, породи здебільшого мають кальцитовий склад. За результатами аналізу солянокислих витяжок [84] і безпосередніми спостереженнями в шліфах [72, 95] встановлено, що кальцит переважає над доломітом і становить більше половини об'єму карбонатних порід – здебільшого 50-70, іноді до 95 %. Доломіт знайдено лише в олівінових і кліногумітових різновидах, в окремих пробах його вміст досягає 20-50 % (св. 702 [95]). Серед силікатних мінералів найбільш розвинений олівін (форстерит), як правило, серпентинізований, менше – діопсид (частіше саліт), ще рідше присутній воластоніт. З акцесорних найчастіше зустрічається сфен (тротитаніт) – у 82 % проб, відзначаються флогопіт, пірит, піротин, шпінель, апатит.

Петрохімічна особливість силікатно-карбонатних порід Верхнього Побужжя полягає у відсутності кореляції у розподілі Al_2O_3 і SiO_2 . Це свідчить про можливість формування їх за рахунок істотно хомогенних кремністо-доломіт-кальцитових осадків, подібний генезис передбачається, наприклад, для кальцифірів Балтійського щита. Ізотопні характеристики елементів карбонатних порід відзначаються великим діапазоном значень: $\delta^{13}C$ = від -12 до +2,5 ‰, $\delta^{18}O$ = 14,8-21,1 ‰. В. М. Загнітко [21] вважає, що це пов'язано зі специфічними умовами їх виникнення, і припускає можливість ізотопного обміну в осадових карбонатах під впливом ізотопно легкого вуглеводневого флюїду при метаморфізмі.

Двопіроксенові, часто з роговою обманкою кристалосланці (метабазити), на відміну від дрібнозернистих гіперстенових різновидів, мають дрібно-середньозернисту гранобластову, іноді з реліктами офітової, структуру. Мінерали в них можна розрізнити візуально. Колір темно-сірий до чорного, текстура переважно масивна, навіть у безпосередній близькості до гнейсоподібних ендербіт-мігматитів. Плагіоклаз у метабазитах більш кислий, але часто можна спостерігати плямисто-зональну будову крупних зерен, у яких деякі частини, переважно центральні, відрізняються більшою основністю. Найчастіше за хімічними аналізами та оптичними показниками значення основності – 40-60 [7, 89, 95], що характерно для гранулітів з роговою обманкою. У плагіоклазах Побужжя зовнішні краї зональних зерен рівноважні роговій обманці, вони містять 32-58 % анортиту [78].

Залізистість ортопіроксенів у роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях хоча й вкладається в той самий діапазон значень, що й в гіперстенових різновидах, але в середньому дещо вища – $f = 51$ проти 46. У метабазитах поряд з ортопіроксеном присутні діопсид і рогова обманка. Найбільш рання модифікація клінопіроксену складає пластинчасті вrostки у гіперстені. Зазвичай він розвинений у магнітоактивних метабазитах, де найчастіше перебуває у рівновазі, у зрощеннях з більш залізистим гіперстеном, але іноді заміщує його по краях зерен, наростає на них, утворює ідіоморфні вrostки. У деяких зернах діопсиду помічена зональність з темнішим ядром, яке містить мікрровключення магнетиту. Залізистість його варіює від 31 до 52, становлячи в середньому 38. Різко нерівномірний розподіл діопсиду в метабазитах, випадки заміщення ним гіперстену, тісна асоціація з більш пізньою роговою обманкою можуть свідчити про вторинність і деяких генерацій клінопіроксену, хоча здебільшого вони виглядають сингенетичними. Б. Г. Яковлев та ін. [68] встановили послі

довність метаморфічної трансформації метабазитів Побужжя – найбільш ранній парагенезис: ортопіроксен ($f = 40-86$) ± клінопіроксен ($f=31-78$) + плагіоклаз з основністю 70-87 ± ільменіт з температурою утворення 930-960°C заміщується більш низькотемпературним ($T = 840-850^\circ\text{C}$) двопіроксеновим парагенезом з магнетитом.

Рогова обманка – мінерал вторинний, але присутній у метабазитах майже постійно, інтенсивність заміщення нею двопіроксенового парагенезису підсилюється у Гайсинському блоці, тут, до того ж, рівновага піроксенів зміщена у бік діопсиду. Плеохроює вона в буро- і жовто-зелених, зелених тонах, залізистість порівняно стала – $f=42-48$, зрідка до 54. У метабазитах, що складають останці в масивах антипертитових гіперстенових ендербітів, кристали рогової обманки обростають піроксен-плагіоклазовими симплектиками внаслідок силіфікації порід [66] або підвищення ступеня метаморфізму, коли нарешті рогова обманка заміщується гіперстеном [8, 32]. Поява рогової обманки та одночасна деанортизація плагіоклазу відбувалася при пониженні температури і зростанні ролі води і натрію у флюїді. Високотемпературна гідратація характеризувалася такими параметрами: $T = 720-890^\circ\text{C}$, $P(\text{H}_2\text{O}) = 75-125$ МПа, $\lg f\text{O}_2 = -23-20$.

З діопсидизацією та амфіболізацією пов'язано утворення основної маси магнетиту, помічено збагачення периферичних частин цих мінералів рудним висипом, тоді як у гіперстені його немає. У нормативному складі гіперстенових кристалосланців вміст ільменіту становить 0,6-0,8 %, магнетиту – 0,2-0,4 %, а у двопіроксенових (± рогова обманка) відповідно 0,6-1,2 % і 1,2-2,0 % [7], тобто зростає майже на порядок, за матеріалами М. О. Ляшка [95], вміст магнетиту сягає понад 3-5 %. У роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях Лукашівської ділянки параметри температури і $-\lg f\text{O}_2$, визначені за магнетит-ільменітовим геотермометром, дорівнюють відповідно 735°C і 14,3 у початковий момент кристалізації і 520°C і 21,2 – у кінцевий.

Апатит у кристалосланцях утворює котроткопризматичні зерна розміром до $0,16 \times 0,08$ мм, у роговообманково-двопіроксенових різновидах він насичений включеннями рудних мінералів. Циркон в усіх метаморфічних породах дуже дрібний (0,01-0,05 мм) короткопризматичний з подовженням до 1,5-2. В гнейсах у цирконів з'являється зональність, яка збільшується з підвищенням ступеня гранітизації. У Гайсинському блоці, за даними І. Ю. Катюка та ін. [89], найменш діафторовані піроксенові кристалосланці містять реліктовий магматичний циркон (81-85 %). Частка його в гнейсах та амфіболітах зменшується до 45-50 %, з'являються більш низькотемпературні генерації. Вміст циркону в породах закономірно зростає від кристалосланців (0,13-0,22 г/т) до гнейсів (5,70-6,75 г/т) та ендербітів (8,74-10,9 г/т), максимальних значень (16,7-53,5 г/т) досягає у гранітоїдах. Вміст ільменіту при цьому знижується з 207-280 г/т у кристалосланцях до 40-50 г/т у гнейсах та ендербітах.

На петрохімічній діаграмі $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, за А. Б. Фомінін [56, 78] (рис. 3.2), видно, що поля різних типів порід дністровсько-бузької серії розділені чітко, майже без зон перекриття. Границі поля гіперстенових кристалосланців не переходять лінію порід із вмістом кварцу більше 5 % ($\text{SiO}_2 = 57$ %), тобто гнейси подібного складу мають незначний розвиток. Щодо їх імовірного генезису можна зауважити, що частково вони відповідають складу толейтових базальтів і базальтових коматітів типу барбертон, але при цьому майже половина їх розташована в полі більш кислих утворень. Ореол розсіювання фігуративних точок двопіроксенових (± рогова обманка) кристалосланців (метабазитів) відносно посунутий в область порід основного-ультраосновного ряду. Частина точок розміщена вище й істотно віддалена від лінії розділу нормальних і сублужних базитів, тому ореол має ізометричну форму, тобто основність і лужність порід корелюються слабо. Імовірно, це є наслідком не лише магматичної диференціації, а й значною мірою зумовлено амфіболізацією, що супроводжувалася привнесенням натрію.

На діаграмі А. А. Предовського [5, 32] фігуративні точки двопіроксенових (± рогова обманка) кристалосланців компактно вкладаються в поле метабазитів. І. М. Лісна [32], розглянувши поведінку в породах мікроелементів, дійшла висновку, що метабазити Верхнього Побужжя можна зіставити з похідними різних типів толейтових магм, серед яких переважав океанічний.

Розподіл рідкісноземельних елементів у роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях має найменш фракціонований характер – $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ становить 0,93-1,95, тобто вони близькі до толейтового базальту. Ізотопний склад стронцію ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в них дорівнює 0,0703 [52].

Область складів гранат-біотитових (± графіт) гнейсів на діаграмі кремнезем-луги [78] різко відокремлена і розташована у полі кислих порід. На діаграмі А. А. Предовського [5, 32] їх точки містяться у полі субграувак або каолін-гідролудистих глин і суглинків. Спільне знаходження (можливо, чергування) гнейсів і гіперстенових кристалосланців важко пояснити їх приналежністю до первинно шаруватої осадової товщі через різкі відмінності хімізму; малоімовірне чергування в розрізах основних і ультраосновних туфів, туфів і зріпх піщано-глинистих (із кварцом) відкладів. Хімічні особливості гнейсів і безпосередні спостереження підтверджують можливість їх виникнення за рахунок ортопіроксенових кристалосланців та гіперстенових ендербіт-мігматитів у результаті натрій-кремнієвого метасоматозу, тобто регресивної гранітизації, при цьому залізо-магnezійний компонент гіперстену та кальцій і глинозем плагіоклазу реалізувалися в гранаті. Істотно біотитові або графіт-біотитові гнейси, часто з апатитом, іноді збагачені мікрокліном, формувалися зазвичай у зонах розломів у тих випадках, коли флюїди були відносно збагачені калієм (± фосфор, вуглець).

Гіперстенові кристалосланці за набором і вмістом сидерофільних елементів, а також Sr, Cu, Zn, Mo та ін

відповідають своїм імовірним магматичним аналогам – вулканітам основного складу та продуктам їхнього розмиву і вивітрювання. Розрахунки М. О. Ляшка [95], І. М. Лісної [32] і авторів [77, 78] показують, що геохімічні особливості гіперстенових кристалосланців, котрі належать до різних формацій [30], схожі. У роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях, за результатами рентген-флюоресцентного аналізу, дещо знижуються концентрації Sr і Zn (у 1,5 рази), Cu і Nb (у 2 рази). Із силікатно-карбонатними породами Лукашівської ділянки пов'язані слабконтрастні аномалії бору, барію, фосфору та більш контрастні – стронцію, що є типовим для подібних утворень будь-якого генезису. Вміст мікроелементів у мармурах і кальцифірах сіл Лукашівки [95] і Калинівки [84] близький до кларків карбонатних осадків, рівень Ba, Sn, Zr, Ti, Nb на порядок і більше знижений порівняно з карбонатитами.

Коефіцієнти спеціалізації мікроелементів у породах дністровсько-бузької серії перевищують одиницю лише у Mo (у 4 рази), легких РЗЕ (удвічі – утричі) і P (у 2,5 рази). Концентрації Zr мінімальні в метабазитах – від 30 до 140 г/т при середньому 70-90 г/т [32, 95]. У біотитизованих кристалосланцях вміст його підвищується в середньому до 105 г/т, у гранат-біотитових гнейсах – до 100-150 г/т (середній – 118 г/т). У біотитових гнейсах (діафторитах) Глухівецької зони зафіксовано найвищий вміст Zr – 528 г/т [104]. ΣTR у кристалосланцях змінюється від 60-70 г/т до 130-190 г/т [58], у гранат-біотитових гнейсах – 200 г/т, перші більш збагачені важкими РЗЕ (40 %). Монацити гранат-біотитових гнейсів за складом рідкісних земель, вмістом Th і U повністю аналогічні монацитам бердичівських гранітів. Вік кристалосланців дністровсько-бузької серії – понад 3,4 млрд років (дата становлення гайворонського комплексу ендербітів), у них знайдено циркон віком 3,65 млрд років [65]. Значення Sm-Nd модельного віку іноді підтверджують ці цифри [52, 64, 77, 78].

Кайнозойська ератема

Осадкові утворення суцільним чохлам покривають нерівну поверхню кристалічного фундаменту. Найдавнішими серед них є палеогенові континентальні алювіальні й озерно-болотні відклади бучацької серії (P_{2bc}), прибережно-морські осадки обухівської світи (P_{2ob}), найбільш поширені утворення неогенової системи. Згідно зі схемою районування допліоценових відкладів, територія робіт поділяється на дві полізони: Центральну (Літинсько-Немирівська структурно-фаціальна зона) і Західну (Жмеринсько-Тулчинська СФЗ). Вони відрізняються тим, що в Літинсько-Немирівській СФЗ відсутні відклади нижньої і середньої товщ середнього сармату, а в Жмеринсько-Тулчинській СФЗ – новопетрівської світи. Межа між ними проходить по діагоналі аркуша і переважно збігається з р. Півд. Буг, яка поділяє територію на дві приблизно рівні частини.

Найповніші розрізи неогену представлені в південно-західній частині аркуша. Четвертинний покрив формувався як на давньому кристалічному фундаменті, так і на відкладах палеогенової і неогенової систем.

Палеогенова система

Еоценовий відділ

Бучацький регіонарус

Бучацька серія (P_{2bc})

Поширена лише на аркуші М-35-106-А в межах Філіопільсько-Бруслинівської ерозійно-тектонічної палеодолини. У плані площа розвитку відкладів бучацької серії має вигляд вузької смуги з хвилястими контурами завширшки 1,5 км і протяжністю в субмеридіонального напрямку до 4,5 км. Структурна позиція району їхнього розвитку визначається приуроченістю до однієї з найбільш підвищених частин Українського щита – Вінницького та Бердичівського блоків – двох крупних структур з великою кількістю тектонічних порушень, які формують Хмільницьку, Немирівську та Глухівецьку зони. Активність деяких із них, зокрема Хмільницької і Глухівецької, зумовила появу ерозійно-тектонічних депресій, заповнених відкладами середньоеоценового віку. Час розвитку депресій можна віднести до піренейської фази альпійського циклу, коли внаслідок загального підняття території порушилася існуюча тут мезозойська поверхня вирівнювання, а зони тріщинуватості в породах докембрію наслідувались палеодолинами, найбільша з яких простежена свердловинами від с. Філіопіль.

Підшошва і покрівля бучацьких відкладів нахилена в північному напрямку палеодолини, а також від бортів до центральних частин, тому вони залягають нижче сучасного базису ерозії. У межах депресії відклади зустрічаються на глибинах від 13,0 до 45,0 м, потужність їх варіює від 0,6 до 20,0 м, гіпсометричні відмітки підшошви змінюються в інтервалі 210-246 м (св. 8200, 249). Бучацька серія з розмивом залягає на корі вивітрювання кристалічних порід і перекривається товщею строкатих глин, рідше новопетрівською світою, іноді на схилах долини р. Півд. Буг – відкладами четвертинної системи. З метою детальнішого вивчення умов осадконакопичення в бучацький час, проведено літолого-фаціальний аналіз, за результатами якого виділяються континентальні відклади, представлені двома фаціями: приуслівською і заплавної озер (рис. 2.3).

Відклади приуслівської фації, приурочені до осьової частини палеодепресії, в плані утворюють витягнуті смуги до 700-800 м завширшки. Це піски кварцові коричневого, коричнево-жовтого, сірувато-жовтого кольору, нерівномірнзернисті, переважно грубозернисті, зерна середньої обкатаності і сортування, де-не-де в пісках зустрічаються прошарки глин. Результати мінералогічного аналізу свідчать, що піски вміщують ільменіт, лейкоксен, рутил, циркон, монацит, пірит, магнетит, апатит, силіманіт, ставроліт, гранат, а також знаки

шпінелі, топазу, корунду, гідроксидів заліза. Потужність їх – 8-10 м.

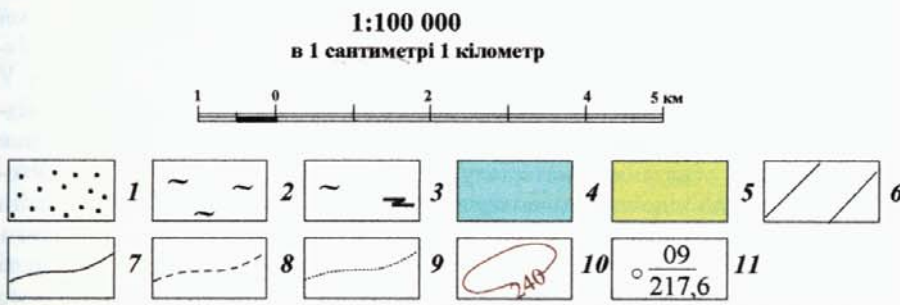
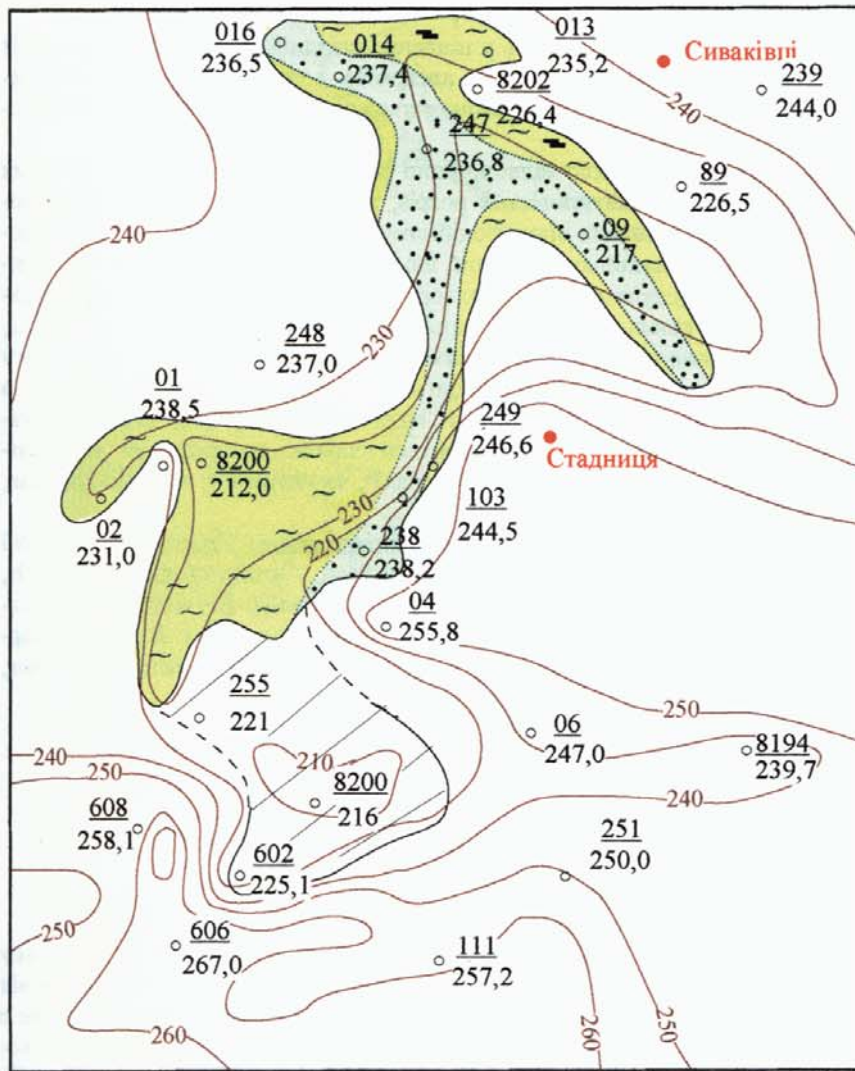


Рис. 2.3. Літолого-фаціальна карта бучацької серії (РубС)

1 – піски середньо-крупнозернисті; 2 – глини; 3 – глини вуглисті; фації (алювіальна група): 4 – прируслова; 5 – заплавної озера; 6 – ділянки ймовірного розмиву відкладів бучацької серії. Границі поширення бучацьких відкладів: 7 – достовірні; 8 – ймовірні; 9 – фаціальні; 10 – ізогіпси поверхні кристалічної основи і кори вивітрювання; 11 – свердловина, її номер та абсолютна відмітка покривлі кристалічного фундаменту

Відклади фації заплавної озера найбільші за площею, найширше вони представлені в південній частині депресії. Глини вуглисті, сірі, щільні, нерівномірно піщані, з тонкими прошарками глинистого кварцового піску, часто в них спостерігаються рослинні залишки. Найповніший розріз відкладів фації заплавної озера представлений у св. 013 – це глини темно-коричневого, темно-сірого кольору, вуглисті, масні на дотик, дрібногрудкуваті, у низах розрізу сильно піщані, потужність їх – 6,0 м. За даними гранулометричного аналізу, глиниста фракція становить 85-96 %, алевритова – 0,5-14 %, піщана – до 1-2 %.

З найбільш збагачених вуглистими частками зразків було одержано спорово-пилкові спектри, які подібні між собою, що дозволяє вважати їх одновіковими. Головний фон виділених спектрів утворюється пилком покритонасінних рослин – восковичкових – *Muricaceae* (20-36 %), верескових – *Ericaceae* (5-28 %); каштанових – *Castanea* (3-13,6 %). Рідше спостерігається пилком тутових – *Moraceae* (0,4-6,0 %), пальмових – *Palmae* (1,2-2,5 %), стародавніх тропічних рослин – *Trudopollis pompeckiy* Pfl. (6,0-16,0 %), сапотових – *Sapotaceae* (1,5-5,0 %). Іноді зустрічається пилком сумаха – *Rhus*, маслинових – *Oleaceae*, падуба – *Ilex* та деяких інших. Голонасінні представлені пилком сосни: підроди *Diploxylon* (0,5-17,0 %) і *Haploxylon* (4,8-22,0 %) – та поодиноким пилком ногоплідника – *Podocarpus*.

Наведені спорово-пилкові спектри є типовими для середнього еоцену України і за складом та кількістю пилку найбільш схожі зі спорово-пилковими комплексами бучацьких відкладів Коростишівського буровугільного родовища та Хмільницької депресії. Зважаючи на отримані результати, можна припустити, що під час накопичення серії у цьому районі переважала тропічна і субтропічна теплолюбна рослинність, яка існувала протягом еоценової епохи, що властиво для Полтавської флористичної провінції.

Обухівський регіонарус **Обухівська світа (Р_{2об})**

Обухівська світа розкрита низкою свердловин і відслонень у південно-західній частині території робіт на кількох відокремлених ділянках. Перекрита товщею глин, пісків і алевритів, а також товщею вапняків середньосарматського регіопід'ярусу. Абсолютні відмітки поверхні змінюються від 209,4 до 225,0 м. Потужності невитримані – від 0,3 до 11,5 м.

Обухівська світа представлена прибережно-морською мілководною фацією і складена опокоподібними пісковиками, опоками, пісками, глинами (рис. 2.4). Найтиповіший розріз, відкритий у відсл. 233 південно-західніше с. Дерев'янки. Нижня частина його представлена опокоподібними кварцовими пісковиками світло-сірого кольору, легкими, місцями ніздрюватими, із залишками фауни, що досить добре збереглися. Вони перекриваються глауконіто-кварцовими пісками зеленувато-сірого кольору, тонко-дрібнозернистими, здебільшого рівномірноюзернистими. Аналогічні піски відслонюються вздовж р. Мурашка поблизу м. Шаргород, с. Писарівка і вздовж р. Лозова біля південної околиці с. Будне. Важка фракція утворень обухівської світи складається з дистену, силіманіту, рутилу, андалузиту, ставроліту, апатиту, турмаліну, хлориту, колофану, в значних кількостях у ній присутні рудні мінерали: ільменіт, лейкоксен, гідрогетит, алевритова фракція збагачена глауконітом. У кількості 15-35 % у складі легкої фракції знаходиться кальцит, що вказує на карбонатність пісків обухівської світи. Цей факт, а також присутність таких мінералів, як глауконіт, хлорит, колофан, свідчать про морське походження відкладів обухівської світи.

Світло-зеленувато-сірі пісковики досить добре фауністично охарактеризовані: *Crassatella cf. woodi* Koen, *Ostrea sp. ind.*, *Cardita (Venericardia) cf. divergens* Dech. var. *enitesta* Slod., *Cardita cf. divergens* Dech., *Pectunculus cf. tenuisulcatus* Koen., *Nautilus sp.*, *Pseudamussium comeum* Sow. Такий набір фауністичних залишків характерний для мілководних фацій обухівської світи Українського кристалічного щита. Внаслідок сарматської трансгресії вони були частково розмиті і збереглися лише у вигляді невеликих реліктових ділянок, приурочених до понижень у кристалічному фундаменті.

Неогенова система

Міоценовий відділ

Літинсько-Немирівська СФЗ

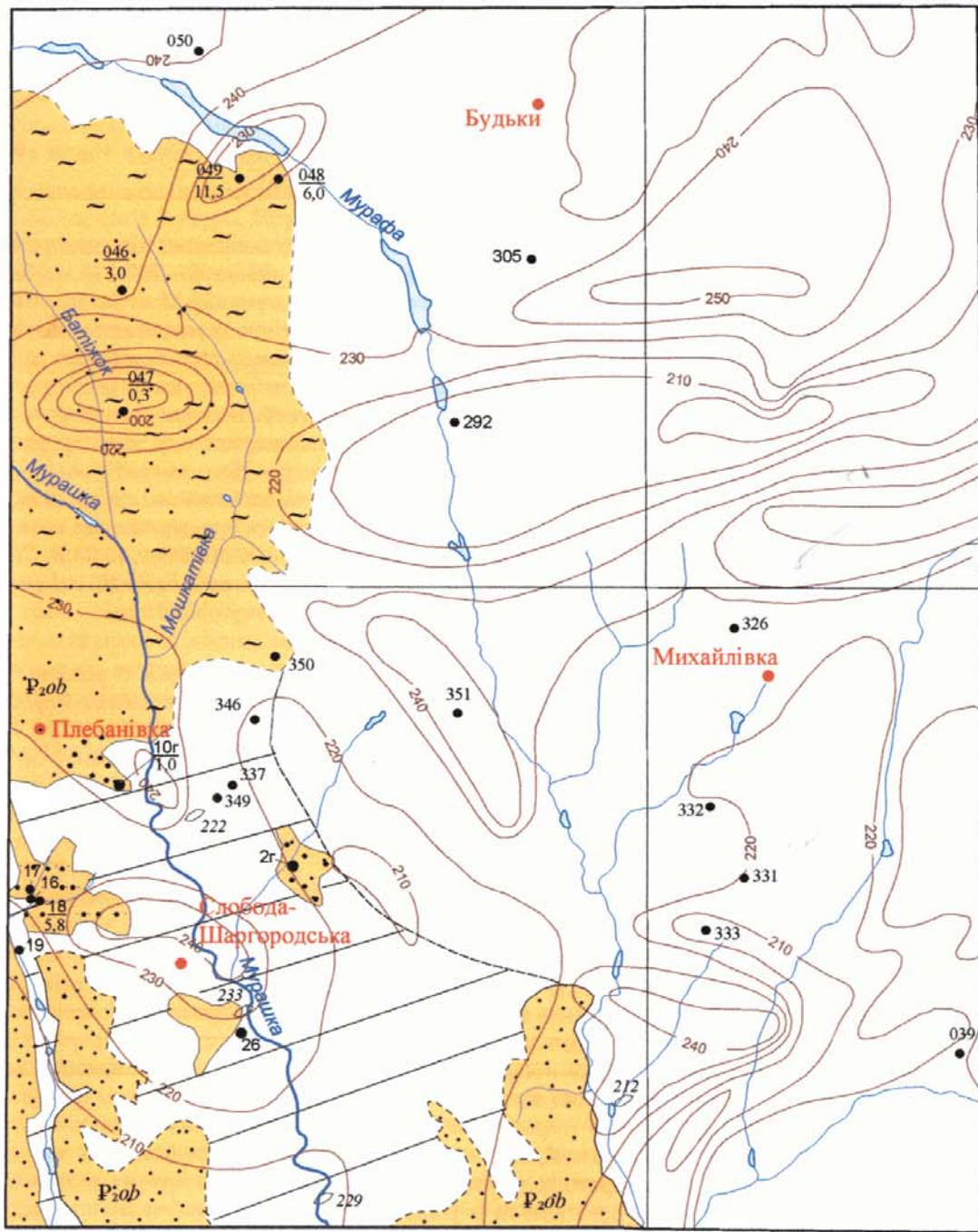
Новопетрівський регіонарус

Полтавська серія

Новопетрівська світа (N_{1пр})

Новопетрівська світа поширена в північно-східній частині аркуша, поля її розвитку мають неправильну форму і приурочені переважно до вододільних ділянок плато. Абсолютні відмітки підшви змінюються від 239,0 до 258,0 м. Вона залягає на кристалічних породах докембрію або на їхній корі вивітрювання, лише в межах Хмільницької палеодолини – на бучацькій серії, перекривається частіше строкатими глинами верхнього міоцену і рідше товщею глин, пісків і алевритів середньосарматського регіопід'ярусу і четвертинними відкладами. Палеонтологічно світа не охарактеризована. Верхня її частина, віднесена до прибережно-морської фації субаквально-морської групи, розмита майже повністю і збереглася лише в опущених блоках кристалічного фундаменту. Найповніший розріз розкрито свердловинами в районі сіл Гавришівка, Журава, Лозовата. У низах розрізу здебільшого зустрічаються піски кварцові, сірі, світло-сірі, часто білі, інколи з зеленуватим відтінком, різнозернисті, переважно дрібнозернисті, присутні дрібно-тонкозернисті різновиди з прошарками глинисто-алевритистого складу. Сортуння й обкатаність матеріалу в розрізі і на площі різна. Грубоуламкова фракція зустрічається зрідка і приурочена до підшви новопетрівської світи. Піски новопетрівської світи відрізняються від пісків інших стратиграфічних підрозділів ущільненістю, вони слюдисті, місцями мають слабо виражену горизонтальну шаруватість, а також містять домішки каолініту, в них зустрічаються тонкі прошарки і лінзи світло-сірого вторинного каоліну потужністю до 0,2-0,3 м. За даними гранулометричного аналізу, тонкозерниста піщана фракція становить 80-90 %, а глиниста й алевритова – 10-20 %. Потужність їх не перевищує 3-4 м.

Глини зустрічаються рідше. Це відклади озер і лагун прибережної низовини; породи світло-сірі з зеленуватим відтінком, щільні, в'язкі, з раковистим зломом. За літологічним складом переважно каоліністі, з незначним вмістом монтморилонітової складової і лусочок гідрослюди, до низу розрізу в глинах поступово збільшується вміст тонкозернистого кварцового піску. Потужності горизонтів глин незначні – до 2,5-3,0 м. Пісковики, розкриті поодинокими свердловинами, часто відслонюються в крутих еродованих схилах яружно-балочної системи, здебільшого зустрічаються у верхніх частинах розрізу. Вони кварцові, з каолініт-кварцовим цементом, бурі, світло-бурі, щільні, іноді в них спостерігається чітка шаруватість. Піски збагачені ільменітом (до 35 кг/м³), цирконом (до 15 кг/м³), монацитом (до 1,3 кг/м³), лейкоксеном (до 1,0 кг/м³). Потужність новопетрівської світи – 18,0 м.



1 : 200 000

в 1 сантиметрі 2 кілометри

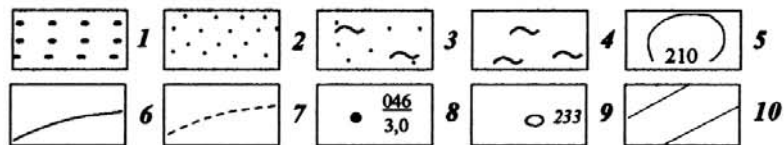
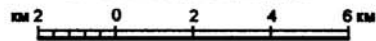


Рис. 2.4. Літолого-фаціальна карта обухівської світи (P_{2ob})

Фація прибережно-морська мілководна: 1 – пісковики; 2 – піски глауконітові; 3 – глини піщаністі; 4 – глини; 5 – ізогіпси підстави відкладів киявської світи. Границі розповсюдження відкладів: 6 – достовірні; 7 – ймовірні; 8 – свердловини: в чисельнику – номери, в знаменнику – потужність відкладів в м; 9 – відслонення; 10 – площі розмиву

Верхній міоценовий відділ
Жмеринсько-Тульчинська СФЗ
Сарматський регіонарус
Середній регіонід'ярус

За літологічним складом порід у даному підрозділі виділяються три товщі (знизу): товща вуглистих пісків і глин (N_{1vp}), товща вапняків (N_{1v}), товща глин, пісків і алевритів (N_{1gp}).

Товща вуглистих пісків і глин (N_{1vp})

Товща приурочена до депресій у кристалічному фундаменті. Абсолютні відмітки підшви змінюються в широких межах: у південній частині аркуша вони становлять 180-190 м, у північній – 220-230 м. Потужності невитримані, середній показник становить 6-8 м, а в найглибших депресіях – до 20-25 м. Залягає на кристалічних породах фундаменту, корі вивітрювання, іноді на обухівській світі, згідно перекривається фауністично охарактеризованою товщею вапняків. Товщу представляють глини сірого, темно-сірого, місцями до чорного кольору, в окремих прошарках вуглисті, слабо слюдисті, щільні, масні, слабо гігроскопічні, з раковистим зломом. У низах розрізу часто зустрічаються сланцюваті глини, котрі містять по площинах шаруватості міліметрові прошарки тонкозернистого кварцового піску, зрідка у глинах спостерігаються залишки рослинності, які погано збереглися. Також наявні піски кварцові, слюдисті зеленувато-сірого та голубувато-сірого кольору, переважно середньо- і дрібнозернисті, рідше крупнозернисті, сипучі, здебільшого добре відсортовані. У верхах товщі залягають глини, нижче по розрізу піски, рідше піски складають прошарки серед глин.

У районі сіл Микулинці, Пеньківка в глинах товщі знайдено фауну, представлену видами: *Paphia sp. ind.*, *Cardium cf. plicatofittoni finz.*, *Cardium ex. gr. vasoevitschi Koles.*, *Trochus sp. ind.*, *Bulla sp. ind.* (палеонтолог О. І. Ніколаєвська), яка характеризує середній сармат Волині, Поділля, Криму і Молдови.

Товща вапняків (N_{1v})

Вапнякова товща поширена в південно-західній частині аркуша. Східна границя її розповсюдження проходить по лінії населених пунктів Тульчин, Торків, Вел. Вулига, Рахни-Польові, Василівка, Ворошилівка, східніше с. Некрасово. Вапняки розкриті численними свердловинами і відслонюються по схилах рр. Мурафа, Мурашка та їхніх приток. Залягають вони на товщі вуглистих пісків і глин, рідше на обухівській світі, часто на кристалічних породах фундаменту та продуктах їх вивітрювання, згідно перекриваються товщею глин, пісків та алевритів. Гіпсометрія підшви вапняків змінюється в межах 185-250 м, відмітки поверхні дуже невитримані – 190-300 м, найменші спостерігаються в районі рр. Лозова і Гуральня, найбільші – на вододільних плато східніше м. Шаргород і с. Юхимівка.

Вапняки двох типів: черепашкові та оолітові. Перші світло-сірого кольору, часто бурувато-жовті за рахунок привнесення в породи гідроксидів заліза, середньої міцності, з раковистим зломом, основна текстура породи безладна, часто спостерігаються крупні протоки вилугування, виповнені кальцитом, подекуди процеси вилугування розвинені дуже сильно, що призводить до виникнення карстових форм, відображених у рельєфі. Так, у районі с. Джурич спостерігаються явища дрібного карсту з утворенням численних воронок, ям і ніш глибиною до 3-4 м. Вапняки здебільшого залягають у вигляді масивних плит з міжпластовими прошарками, виповненими пухкими різновидами. Характерним є тип розрізу, представлений західніше с. Жданово, де під товщею сірувато-зелених глин залягають вапняки-черепашники. Тут товща представлена трьома пластами, які відрізняються кольором та розміром черепашок. Верхній – вапняк зеленувато-сірого кольору, крупнозернистий, нижній – блідо-жовтий, з переважанням оолітових форм. Між пластами розташовані дрібні прошарки гумусованого темно-сірого до чорного пухкого вапняку зі значним вмістом оксидів марганцю. Наявність границь між окремими пластами та їх різнотипність свідчать про внутрішньоформаційні перерви в осадонакопиченні. Оолітові вапняки світло-сірі, міцні, слабо окременілі, на 55-60 % складаються з оолітів розміром від 0,5 до 1,5 мм. Ооліти шкаралупувато-концентричної та радіально-променевої будови. Центром їх утворення служать кластичні частки, що складають 5-10 % породи, представлені кварцом, рідше польовим шпатом, халцедоном, серицитизованим плагіоклазом, рудними мінералами. Цементуюча маса (близько 30 % породи) складена дрібнозернистим кальцитом. У розрізі черепашкові вапняки за потужністю значно переважають оолітові.

Черепашкові вапняки добре охарактеризовані фауністично: *Maetra fabreana* Orb., *Maetra vitaliana* Orb., *Barbotella intermedia* Rad. et. Pavl., *Cardium cf. fittoni* Orb., *Modiolus sp. ind.*, *Cardium cf. nefandum* Koles., *Paphia sp. ind.*, *Trochus sp. ind.*, *Hydrobia sn. in.* (палеонтолог Л. Ф. Гончарук). Усі ці види характерні для середньосарматських відкладів Поділля, Молдови та Криму.

Попередниками наведено думки про наявність другого бар'єру рифів по лінії Кам'янка – Браїлів – Летичів. Вони вважають, що відклади цього району однотипні товтровим вапнякам: "Ми маємо на сході Поділля другу грядку міоценових рифів, яка відрізняється від західних подільських товтр, складених вапняками більш давнього віку" [103].

Припускаючи наявність рифової гряди, можна відмітити ряд факторів, властивих території досліджень:

- 1) Вапняки Побужжя виникли за рахунок молосків, а в районі Кам'янки рифотворними організмами, крім молосків, були і губки.
- 2) Товтри добре виражені в рельєфі у вигляді підвищень на рівнинній місцевості, тоді як у дослідже-

ному районі вапняки рельєфно не виділяються, але слід зауважити, що спостерігаються овалоподібні підняття в районі мм. Шаргород, Жмеринка, витягнуті вздовж берегової лінії середньосарматського моря, що нагадують рифові споруди. Ймовірно, що процеси денудації, проявлені в другій половині сармату, знівеливали поверхню, тому рифи території не виражені в рельєфі контрастно. Потужність товщі – 25,0 м.

Товща глин, пісків та алевритів (N_{1gp})

Порівняно з іншими ця товща найпоширеніша. Її північно-східна границя проходить по лінії населених пунктів: Мізківські Хутори, Вінниця, Іванівка, Соколинці, Немирів, Брацлав; окремі ізольовані поля зустрічаються поблизу сіл Кобильня, Степанівка, Сподахи. Гіпсометрія подошви надвапнякової товщі змінюється в широких межах – 200-310 м. Потужність її невитримана – від 0,5 до 47,9 м, у середньому 15-20 м. Залягають піщано-глинисті утворення переважно на вапняках, у північній частині аркуша – на корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту, в межах Літинсько-Немирівської СФЗ – на новопетрівській світі. Перекриваються пісками балтської світи, рідше товщею строкатих глин, а в прохідних водно-льодовикових і сучасних долинах – різновіковими четвертинними відкладами. Досить добре простежуються контакти між балтською світою та товщею глин, пісків і алевритів у відслоненнях по схилах річки Сильниця: тут на границі між ними зустрічаються прошарки потужністю до 0,3 м перемитої глинистої породи або піску крупнозернистого кварцового, погано обкатаного. Ці породні різновиди інтенсивно обвохрені, що вказує на перерву в осадонакопиченні, яка передувала накопиченню балту.

Піски товщі кварцові, слюдисті зеленувато-сірі, сірі, жовті, переважно дрібнозернисті, сипучі, рідше слабо глинисті, горизонтальношаруваті, інколи косошаруваті. У важкій фракції присутні циркон, рутил, силіманіт, гранат, ільменіт. Глини надвапнякової товщі зеленувато-сірі та блакитно-сірі, слюдисті, середньодисперсні, тонкі, різного ступеня в'язкості, із землистим, рідше гладким зломом, горизонтальношаруваті, по площинах шаруватості містять міліметрові прошарки кварцово-слюдистого тонкозернистого піску. Алеврити зеленувато-сірі, вохристо-сірі, зеленувато-жовті, сильно глинисті, щільні, з тонкими присипками кварцових пісків по площинах нашарування. Між пісками, глинами й алевритами переходить поступові, плавні.

У пісках, глинах та алевритах надвапнякової товщі зустрічаються характерні для середньосарматських відкладів Поділля, Волині, Молдови, Криму представники фауни: *Ervilia dissita* Eichw. var. *podolica* Eichw., *Mastra vitaliana* Orb., *Tapes tricuspidis* Eichw., *Cardium plicatofittoni* Sinc., *Cardium vindobonense* (Partsch) Lask., *Hydrobia elongata* Eichw., *Mastra cf. fabreana* Orb., *Viviparus sp. ind.*, *Cardium cf. beaumonti* Orb., *Cardium suessi* Barbot, *Cardium fischerianum* Döng., *Tellina cf. pseudocaspia* Sinz. – і мікрофауни: *Nomion subgranosus* (Egger), *Elphidium ex. gr. moldavicum* Didk.

Формування відкладів середньосарматського регіоні під'ярусу проходило у безпосередній близькості до східної границі морського басейну, на невеликій глибині, в умовах його загального обміління і відступу.

Товща строкатих глин (N_{1sg})

Поширена в північно-східній частині аркуша. Глини розкриті великою кількістю бурових свердловин на більшій частині території, на денну поверхню вони виходять лише в поодиноких відслоненнях. Абсолютні відмітки покрівлі товщі строкатих глин залежать від рельєфу кристалічних порід; на підвищених вододілах вони досягають 280 м, а у понижених ділянках становлять 250-260 м. Найчастіше потужність глин змінюється від 2,0 до 15,0 м, максимальна – 32 м – встановлена поблизу с. Журава на вододілі рр. Ольшанки і Кобильні. Майже всюди вони залягають безпосередньо на кристалічних породах докембрію та корі їх вивітрювання, подекуди на новопетрівській світі, а також товщі глин, пісків і алевритів. У покрівлі товщі строкатих глин залягають червоно-бурі глини пліоцену або четвертинні відклади.

Товща представлена глинами та глинами піщанистими, зеленувато-сірими, сірими, темно-сірими, з плямами малиново-вохристо-жовтого кольору, в'язкими, масними, щільними, гігроскопічними. Для них характерні дзеркала ковзання, блискучий глянцева злом. Глини часто вміщують різні включення: великі, до 4-5 см, бобовини оксидів марганцю і заліза, карбонатні стяжіння розміром до 1-2 см у поперечнику, інколи в низах розрізу збагачуються великими необкатаними зернами кварцу. За ступенем дисперсності переважають середньо- і тонкодисперсні різновиди, грубодисперсні присутні в малих кількостях. За текстурою глини найчастіше плямисті, візерунчасті, очкові та сітчасті; утворилися вони внаслідок періодичного висихання осадку і його переробки корінням рослин.

За гранулометричним аналізом фракція менше 0,01 мм складає 60-93 %. Термічний аналіз вказує, що тип глин монтморилонітовий. За даними мінералогічного аналізу, у важкій фракції переважають ільменіт, гідрогецит, циркон, характерні рутил, силіманіт, дистен, ставроліт, турмалін, в одиничних зернах присутні апатит та епідот, дуже рідко гранат. У легкій фракції переважає кварц.

Фауністично товща строкатих глин не охарактеризована. Спорово-пилковий комплекс має дуже бідний склад. У вигляді одиничних екземплярів зустрічається пилко сосни (*Pinus* п/р *Harpoxylon* і п/р *Diploxylon*), ялини (*Picea* sp.), восковникових (*Myricaceae*), бука (*Fagus* sp.), дуба (*Quercus* sp.), верескових (*Ericaceae*).

Генетично строкаті глини є відкладами замкнених застійних басейнів типу лагун, які переходили в болота, на що вказують включення органічних залишків. Враховуючи ці факти, можна зробити висновок, що глини є континентально-лагунами утвореннями.

Верхньоміоценовий-нижньопліоценовий відділи

Балтська світа (N_{1-2bl})

Балтська світа поширена в південно-західній частині аркуша, де приурочена до схилів вододільного плато. Залягає з розмивом на середньосарматській товщі глин, пісків і вапняків, подекуди – на породах кристалічного фундаменту та продуктах їх вивітрювання. Перекрита червоно-бурими глинами, на окремих ділянках безпосередньо на ній залягають відклади плейстоцену. Поверхня балтської світи нерівна, часто нерівності заповнюються четвертинними відкладами, створюючи хвилястий, але досить чіткий контакт. Світа складена пісками, глинами, пісковиками. Для неї в цілому характерна грубозернистість піщаного матеріалу, значне озалізнення, погане сортування і наявність у пісках значної кількості гальки яшмоподібних порід, кварцу і кременю. Зустрічаються прошарки пісків темно-сірого до чорного кольору.

Глини жовтувато-сірі, блакитно-зеленувато-сірі, масні, з домішкою піщаної фракції, слабо гігроскопічні, в'язкі, слюдисті, озалізнені, з численними включеннями у вигляді бобовинок оксидів марганцю, нерідко містять значну кількість щільних карбонатних конкрецій жовтувато-сірого кольору до 5 см в діаметрі. Проміжними між пісками і глинами є піщано-глинисті суміші, які складають у верхах розрізу прошарки потужністю до 0,4 м. Загалом, на території робіт у балтській світі можна виділити таку послідовність: у верхах залягають піски різнозернисті, нижче – піщано-глинисті, сильно вапняковисті глини.

Залишків флори і фауни у балтській світі не знайдено, але за деякими ознаками вона відрізняється від інших стратонів регіону. Так, у пісках спостерігається шаруватість, зумовлена чергуванням прошарків різної зернистості та озалізнення, найхарактернішими є хвилясті, лінзоподібні, діагональні й, особливо, перехресні типи. Лінзоподібна і хвиляста шаруватість пов'язані з частим перемивом відкладеного матеріалу, що характерно для фацій алювіальних, дельтових і тимчасових потоків. Найхарактернішою особливістю балтських утворень є накопичення у верхніх частинах розрізу численних включень гальки кварцових і яшмових порід.

Показовою є ділянка на південному заході території: тут практично відсутній покрив четвертинних відкладів, у жорстві на схилах ярів зустрічається велика кількість різноманітної гальки, кременистих та яшмових порід, причому деякі валуни коричневої яшми досягають розмірів 15×8 см. На поверхні таких валунів спостерігаються вибоїни, схожі на борозни волочиння, характерна слабка обкатаність. Ці фактори свідчать про те, що галька не "карпатського" типу; імовірно, у балтський час численні водостоки несли матеріал не тільки з півночі, але й з півдня і південного заходу. Про місцевий характер зносу свідчить і склад важких фракцій балтських пісків, де основним мінералом є гранат (альмандин), характерний для кристалічних порід району робіт. Враховуючи вищезазначені факти, можна зробити висновок: балтська світа накопичувалася на континентальній рівнині внаслідок діяльності численних водотоків, що зумовило її строкатий, невитриманий фаціальний склад.

Пліоценовий відділ

Товща червоно-бурих глин (N_{2čb})

Червоно-бурі глини є наймолодшими дочетвертинними утвореннями території. Зустрічаються у вигляді ізольованих ділянок і розкриті свердловинами в межах еродованого плато. У сучасному рельєфі площі розповсюдження червоно-бурих глин збігаються з границями вирівняних вододілів. У межах Літинсько-Немирівської СФЗ товща залягає на строкатих глинах і виникла за рахунок їх розмиву. У Жмеринсько-Тульчинській СФЗ вона має обмежене поширення, найчастіше залягає на балтській світі, а в окремих випадках – на відкладах товщ глин, пісків і вапняків. Перекрита переважно еоплейстоценовими і нижньоеоплейстоценовими утвореннями, з якими досить часто пов'язана поступовими переходами. Абсолютні відмітки покривлі глин змінюються від 227,7 до 312 м. Максимальна потужність товщі – 25,8 м, середня – 8-10 м.

Товща представлена глинами червоно-бурими, жовто-бурими, коричнево-бурими, зрідка сірими до темно-сірих. Глини часто піщанисті, жирнуваті і пісні, дрібногрудкуваті, із землястим зломом, слідами коріння і часто з карбонатними включеннями. Зрідка в глинах спостерігаються дрібноплямисті текстури, обумовлені темнішими плямами розміром 0,1-0,5 см, які простежуються між озалізненими ділянками. У вигляді лінз і прошарків у розрізі товщі присутні вторинні каоліни, приурочені до районів підняття кристалічного фундаменту.

Спорово-пилковий комплекс глин дуже бідний і представлений одиничними екземплярами пилку сосни (*Pinus*), дуба (*Quercus sp.*) і верескових (*Ericacea*).

За результатами гранулометричного аналізу, у червоно-бурих глинах різко переважає фракція 0,001-0,01 мм. Вміст піщаної фракції (0,1-1 мм) змінюється в межах кількох відсотків. У складі легкої фракції з розміром частинок > 0,1 мм різко переважає кварц (80 % і більше), у незначних кількостях (< 10 %) присутній польовий шпат. Генетично червоно-бурі глини є делювіальними утвореннями.

Четвертинна система

Згідно зі "Схемою районування четвертинних відкладів" район робіт належить до лесової області позальодовикової зони. Вивчення четвертинних відкладів показало, що тут мають місце стратиграфічні підрозділи – кліматоліти від крижанівського до голоцену, проте ніде не виявлено повного розрізу.

Основні фактори будови четвертинних відкладів території робіт такі:

- 1) переважно розповсюджені субаквальні, в основному, піщані, супіщані і глинисті породи;

2) потужності їх збільшуються на схилах річкових долин;

3) на вододілах часто окремі лесові кліматоліти відсутні, а викопні ґрунти залягають один на одному, іноді утворюючи пачки потужністю до 7-10 м.

Тобто четвертинний покрив у районі геологічних досліджень має нерівномірне розповсюдження і змінну потужність: у північній частині аркуша вона варіює від 0,2 до 32 м, на півдні – значно менша і становить у середньому 6-8 м.

Плейстоценовий відділ

Еоплейстоценовий розділ

Відклади еоплейстоцену виходів на денну поверхню не мають, розкриваються лише свердловинами і представлені підрозділами порід верхньої ланки (крижанівський та іллічівський кліматоліти).

Верхня ланка (Е_п)

Крижанівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edE_пkr) входять до складу червоноколірної формації. На території робіт невеликі їх поля оконтурені окремими свердловинами на вододільних ділянках і схилах долин річок і балок у районі сіл Могилівка, Зведенівка, Перепеличчя. Крижанівський кліматоліт залягає зі стратиграфічною перервою на відкладах пліоцену (товща червоно-бурих глин) і товщі глин, пісків і алевритів. Перекривається ґрунтами нижньої ланки плейстоцену. Потужність коливається від 0,1 до 3,3 м, абсолютні відмітки покрівлі дуже змінні – від 215 до 271,7 м. Кліматоліт складений глинами і важкими суглинками. Глини червоно-бурі, червоно-коричнево-бурі, важкі, слабопластичні, нерідко з кременисто-карбонатними конкреціями і включеннями гідроксидів марганцю і заліза.

Іллічівський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdE_пil) збереглися у вигляді невеликих полів на підвищених ділянках плато, де не були зачеплені ерозійно-денудаційними процесами в ранньосередньочетвертинний час. Повні розрізи зустрічаються в районі лесових рівнин і розкриваються поодинокими свердловинами на глибинах від 15,1 до 19,3 м, абсолютні відмітки їх покрівлі змінюються від 250 до 272,7 м, максимальна потужність – до 1,0 м.

Кліматоліт з поступовими переходами залягає на ґрунтах червоноколірної формації та товщі червоно-бурих глин. Представлений глинами і суглинками важкими глинистими світло-сірого, світло-бурого, світло-рудуватого до рудувато-жовтого кольору. Суглинки містять дрібні карбонатні включення і тонкі плівки гідроксидів заліза, часто породи зачеплені ґрунтоутворними процесами.

Неоплейстоценовий розділ

Представлений нижньою, середньою та верхньою ланками, його відклади поширені на площі досить нерівномірно.

Нижня ланка (P₁)

Широкинський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edP₁sh) мають досить локальне розповсюдження на вододільних плато та їхніх схилах. Закатовані поблизу сіл Могилівка, Зведенівка, Перепеличчя. Розвиваються на бурих, червоно-бурих і строкатих глинах. Абсолютні відмітки покрівлі в районі с. Могилівка становлять 240-264,7 м, у с. Зведенівка – 273,6 м, у с. Перепеличчя різко знижуються до 218,0 м. Потужності відкладів змінюються від 0,3 до 3,2 м. Залягають вони на верхньооплейстоценових, в окремих випадках на неогенових утвореннях, перекриваються нижньочетвертинними утвореннями, а в місцях їх розмиву – більш молодими утвореннями.

Широкинський кліматоліт – це важкі суглинки, рідше глини. Верхня частина розрізу – переважно ґрунти, здебільшого червоно-бурі, бурі, жовто-бурі, в нижній частині – сірі, коричнево-сірі, в'язкі, дрібно піщанисті, гідроморфні. За гранулометричним складом ґрунти у верхах розрізу більш глинисті, вміст алевритових і глинистих часток відповідно – 39,2 і 36,5 %, піщані частки присутні в кількості 23,4 %. Верхня границя широкинських ґрунтів (при повних розрізах нижньочетвертинних відкладів) чітка і переходить у леси і суглинки приазовського кліматоліту, що залягають вище.

Приазовський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdP₁pr) мають незначне поширення і розкриті поодинокими свердловинами у районі сіл Студениця, Могилівка, Зведенівка на глибинах від 11,8 до 17,0 м з абсолютними відмітками покрівлі від 264,8 до 275,0 м. Залягають, як правило, на широкинському кліматоліті, а перекриваються мартоносським, рідше сульським та лубенським кліматолітами. Потужність приазовського кліматоліту незначна, непостійна по простягання і становить 0,1-2,1 м. Складений він лесовидними суглинками і лесами. Суглинки середні і важкі, бурувато-жовтого, сизувато-палевого, з сизуватими і жовтуватими плямами, оглєсні, нерідко з лінзами піску, які мають ознаки перевідкладення, кольори порід свідчать, що суглинки зачеплені ґрунтоутворними процесами. Із нижньооплейстоценових відкладів приазовські суглинки найменш поширені на території робіт.

Мартоносський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edP₁mr) представлені субаеральними ґрунтовими фаціями, які складають окремі поля на схилах і вододілах післяпліоценового рельєфу і відзначаються невитриманістю по вертикалі і простягання. Найбільші поля їх знаходяться поблизу сіл Зведенівка, Юрківка, Жахнівка, Дубова. Абсолютні відмітки покрівлі кліматоліту змінюються від 226,3 до 303,5 м. Потужність коливається від 1,5 до 8,5 м і в середньому становить 3,0 м. Залягають ґрунти на широкинському

кліматоліті і осадках пліоцену, в окремих місцях на корі вивітрювання кристалічних порід, при повному розрізі нижньочетвертинних відкладів – на лесах і лесовидних суглинках приазовського кліматоліту.

В деяких розрізах виділяється до трьох підгоризонтів ґрунтів, які розділені лесоподібними глинами з карбонатними конкреціями. Лугово-лісні ґрунти коричневі, червоно-коричневі, місцями оглеєні. За гранулометричним складом породи характеризуються значним переважанням пелітових частин (65-70 %) над піщаними (12-15 %).

Сульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1sl}) зустрічаються досить рідко і приурочені до схилів давніх плато, де збереглися у невеликих пониженнях палеорельєфу. Залягають переважно на мартоноських і широкинських ґрунтах, перекриваються лубенським кліматолітом або відкладами середнього неоплейстоцену. Абсолютні відмітки покрівлі порід змінюються мало (258,8-287,8 м), що свідчить про відносно спокійний характер рельєфу під час седиментації лесоподібних суглинків. Потужність варіює від 2,7 до 5,5 м. Кліматоліт складений суглинками холодного етапу осадконакопичення, сірувато-палевими, сірувато-бурими, середніми, помітно ущільненими, дрібногрудкуватими. У нижній частині розрізу суглинки зачеплені ґрунтоутворними процесами з ознаками оглеєння. Від молодших лесів вони відрізняються більшою об'ємною вагою, щільнішою будовою.

Лубенський кліматоліт. Найбільші поля елювіально-делювіальних відкладів лубенського кліматоліту (edP_{1lb}) приурочені до Вінницької лесової і Тульчинської еродованої слабо підвищеної рівнини, однак і в межах Жмеринсько-Шаргородської ерозійно-аккумулятивної розчленованої лесової рівнини і Турбівсько-Роської лесової сильнорозчленованої підвищеної рівнини зустрічаються їхні окремі невеликих розмірів ділянки. Гіпсометрія поверхні відкладів невитримана: від 230,7 м у південно-західній частині району робіт до 292,0 м у центральній. Потужності змінюються від 0,8 до 4,5 м, у середньому – 2,0-2,5 м. Залягає на сульському або мартоноському кліматолітах, рідше на червоно-бурих глинах пліоцену, перекривається лесовидними суглинками тилігульського кліматоліту, інколи середньочетвертинними утвореннями.

Іноді в розрізі виділюються два горизонти. Нижній здебільшого представлений суглинками коричневого, світло-коричневого кольору, досить щільними, важкими, жирнуватими, з рідкими включеннями гідроксидів марганцю, через що породи мають плямисту текстуру. У низах горизонту спостерігаються карбонатно-кременисті конкреції. Верхній горизонт – викопний ґрунт темно-коричневого кольору, середній, дрібнопористий, з частими включеннями карбонатних і марганцевих стяжків округлої і ниткоподібної форми. Результатами гранулометричного аналізу з'ясовано, що відклади мають такий склад: 70-80 % пелітових, 10-15 % пілуватих та 10-16 % піщаних часток.

Тилігульський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1tl}) широко розповсюджені у північно-східній частині аркуша, а на півдні і південному заході утворюють ділянки невеликих розмірів. Залягають на широкинському, лубенському, рідше мартоноському кліматолітах, а перекриваються переважно завадівськими ґрунтами. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 245,3 до 292,3 м, потужності невитримані – від 0,2 до 7,5 м. Породи представлені жовтувато-сірувато-палевими, світло-коричневими, інколи з зеленуватим відтінком суглинками, ущільненими, дрібногрудкуватими до пілуватих, алевритоподібними, середніми. Місцями суглинки карбонатні, у нижній частині розрізу спостерігається подальше озалізнення у вигляді вохристих і бурих плям. Суглинки частково змінені процесами перевідкладення і гідроморфізму. Від молодших лесоподібних суглинків відрізняються складом і зеленуватим забарвленням. Гранулометричним аналізом встановлено, що породи складаються на 80 % з глинистих й алевритових часток і на 20 % з тонкопіщаних.

Середня ланка (P_{II})

Завадівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIzv}) – найпоширеніші з-поміж середньочетвертинних ґрунтів. Вони розповсюджені у межах Жмеринсько-Шаргородської ерозійно-аккумулятивної розчленованої лесової рівнини, де розкриті поодинокими свердловинами. Найповніші розрізи завадівського кліматоліту вивчені в районі с.с. Вороновиця, Латанці, Вергіївка. Абсолютні відмітки поверхні змінюються в широких межах – від 229,5 до 298,7 м, але потужність ґрунтів при повних розрізах витримана і становить 2,5-3,0 м при максимальній – 7,5 м. Залягає завадівський кліматоліт на тилігульському, нижньоче-твертинних і пліоценових ґрунтах, майже повсюдно перекривається генетично різними осадками дніпровського кліматоліту, рідше прилуцьким і витачівським кліматолітами.

Завадівський кліматоліт представлений пачкою ґрунтів з двох-трьох чітко виражених по вертикалі підгоризонтів. Нижній – бурий, червоно-бурий, лісний, важкосуглинний, крупнопілуватий ґрунт з коричневим оглиненням, грудкуватий з карбонатними конкреціями розміром до 2-3 см. Верхній і середній підгоризонти представлені ґрунтами червоно-коричневого кольору, легкоглинистими, крупнопілуватими, слабокарбонатними, гідроморфними, з дрібними залізо-марганцевими бобовинками. Це помірно пластичні породи (числом пластичності – 12,25); зі складом фракції < 0,001 – 32 %, 0,01-0,001 – 15 %, 0,01-0,005 – 7 %, 0,063-0,01 – 44 %, 1,0-0,063 – 7%. Піщані часточки і великі (до 1,5 см) включення представлені уламками гірських порід, кварцом, карбонатами, гідроксидами заліза. У спорово-пилковому спектрі переважає пилок деревних рослин (52 %), група трав'янистих становить 42-46 %. Судячи зі спектру, домінували папороті, плауни, сфагновий мох. Значне розширення лісних форм і збільшення різновидів дендрофлори відбулося в завадівський час внаслідок потепління й зволоження клімату, що був близьким до субтропічного, а ландшафти – субтропічні лу-

гово-лісні і лісні.

Дніпровський кліматоліт представлений різними генетичними типами порід: еолово-делювіальними, водно-льодовиковими й озерно-льодовиковими, озерно-льодовиковими.

Еолово-делювіальні відклади ($vdP_{\text{Пdn}}$) розкриті поодинокими свердловинами на високих вододілах у межах Вінницької, Жмеринсько-Шаргородської і Тульчинської лесових рівнин. Абсолютні відмітки покривлі змінюються в широких межах – від 216,0 до 328,2 м. Середня потужність становить 2,5-3,0 м і змінюється від 0,5 до 8,0 м. Залягають найчастіше на завадівському кліматоліті, перекриваються викопними ґрунтами кайдацького, прилуцького або витачівського кліматолітів. Представлені суглинками палево-жовтими, жовто-світло-сірими, бурувато-жовтими, тонкими, щільними, середніми, дрібногрудкуватими. У нижніх частинах розрізу суглинки більш піщанисті, з прошарками піску, а у верхах зачеплені ґрунтоутворними процесами. За даними гранулометричного аналізу суглинки низькодисперсні, розподіл фракцій такий: <0,001 – 25 %, 0,001-0,005 – 12 %, 0,005-0,01 – 10 %, 0,01-0,063 – 45 %, 0,063-0,1 – 8 %; число пластичності – 34,15. Від давніх лесових утворень відрізняються світлішим забарвленням, більшими потужностями, більшою в'язкістю і глинистістю.

Водно-льодовикові й озерно-льодовикові відклади ($f,lgP_{\text{Пdn}}$) поширені в межах Летичево-Літинської та Хмельницько-Липовецької водно-льодовикових рівнин, що простягаються в напрямку з північного заходу на південний схід. Абсолютні відмітки підшови водно-льодовикових та озерно-льодовикових відкладів змінюються в межах 230-270 м. Залягають найчастіше на розмитій поверхні кристалічної основи, корі вивітрювання і товщі строкатих глин. Перекриваються озерно-льодовиковими суглинками, покривними лесоподібними суглинками бузького кліматоліту, на великих площах перекриті лише сучасними ґрунтовими утвореннями. Потужність відкладів – у середньому 8-10 м. Представлені здебільшого пісками глинистими різнозернистими жовтувато-сірими, сірими, середньозернистими, часто озалізненими, з добре вираженою шаруватістю за рахунок наявності тонких (до 5-10 см) прошарків піску тонкозернистого, відмічені шари суглинків зеленувато-сірих, в'язких, слабо пластичних. Для важкої фракції характерні циркон, ільменіт, рутил, зустрічаються також знаки апатиту і зерна гранату піропового складу.

Озерно-льодовикові відклади ($lgP_{\text{Пdn}}$) – найпоширеніші з-поміж середньонеоплейстоценових. Геоморфологічно вони приурочені до приграничної зони Летичево-Літинської і Хмельницько-Липовецької водно-льодовикових алювіальних рівнин і Вінницької лесової рівнини. Покривають рівномірно схили лесової рівнини і найбільш підвищені частини водно-льодовикових долин. У межах прохідних долин вони чергуються з водно-льодовиковими утвореннями, а підшовою для лимно-гляціальних відкладів у межах лесової рівнини є завадівський кліматоліт. Перекриваються вони верхньонеоплейстоценовими витачівськими ґрунтами та лесоподібними суглинками бузького кліматоліту. Абсолютні відмітки підшови – від 250 до 300 м. Потужність змінюється в широких межах і досягає максимального показника 20-25 м. Представлені суглинками зеленувато-сірими, жовтувато-сірими, часто з вохристо-бурими плямами гідроксидів заліза, тонкі, щільні, тонкошаруваті, часто слюдисті, середні, крупнопилюваті. Чергування суглинків з тонкими прошарками піщанистих суглинків і пісків обумовлює тонку горизонтальношарувату будову, кількість прошарків пісків збільшується в нижній частині розрізу. Характеризуються підвищенням вмістом пилюватих (35-60 %) та глинистих (20-25 %) часток. У верхній частині розрізу озерно-льодовикових відкладів зустрічаються дрібні тонкостінні черепашки моллюсків, представлених прісноводними і наземними формами льодовикового комплексу: *Succinea oblonga* Drap., *Papilla musorum* L., *Gyraulus gredleri* Gredl та ін.

Хаджибейський ступінь. Алювіальні відклади ($a^5P_{\text{Пhd}}$) п'ятої надзаплавної тераси долини р. Півд. Буг збереглися у вигляді невеликих за площею островів у районі м. Гнівань, с. Пилява, с. Федорівка і далі вниз за течією Півд. Бугу в районі сіл Мухівці і Вел. Бушинка. Залягають на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту, рідше на дочетвертинних і нижньонеоплейстоценових утвореннях, перекриваються алювіальними та еолово-делювіальними відкладами бузького кліматоліту, сучасними викопними ґрунтами. Максимальна потужність досягає 12,0 м. Представлені пісками жовто-сірими, бурувато-жовтими, кварцовими, різнозернистими, переважно дрібнозернистими, іноді гравелистими, інколи шаруватими, з прошарками грубозернистого піску, місцями глинисті (каолін). У формуванні V надзаплавної тераси лівобережжя р. Півд. Буг беруть участь також супіски бурувато-жовті, що переходять у шаруватий пісок із прошарками сірого різнозернистого (від дрібнозернистого до гравелистого) піску з зернами польового шпату.

Кайдацький кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{\text{Пkd}}$) мають незначний розвиток і зустрічаються у вигляді окремих ділянок у середніх частинах схилів вододільного плато, які входять у контури лесових рівнин. Найпоширеніші вони на Вінницькій лесовій рівнині в районі сіл Кордишівка, Латанці, Телепеньки. Абсолютні відмітки покривлі відкладів змінюються від 234,0 до 305,4 м. Потужності варіюють від 0,8 до 5,7 м, у середньому – 2,5 м. Кайдацький кліматоліт залягає на дніпровському і завадівському кліматолітах, перекривається удайськими, тясминськими, бузькими лесоподібними суглинками і прилуцькими ґрунтами. Викопні ґрунти кліматоліту подекуди представлені двома горизонтами, складеними щільними сірими з коричневатим відтінком суглинками. Найповніший розріз зустрінутий у районі с. Телепеньки (Вінницька лесова рівнина), де встановлені:

– верхній ґрунт від світло-сірого до темно-сірого кольору з плямистою текстурою і поодинокими (до 1 см) включеннями гідроксидів заліза і марганцю;

– нижній ґрунт світлішого кольору представлений суглинком із зернами сірого кварцу.

Тясминський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdP_{Птс}) поширені незначною мірою в межах лесових рівнин. Абсолютні відмітки їх покрівлі змінюються від 253,5 до 307,1 м. Максимальна потужність досягає 5,7 м, середня – 2,0-2,5 м. Залягає на кайдацькому викопному ґрунті, рідше озерно- і воднольодовикових утвореннях дніпровського кліматоліту, перекривається прилуцькими або прилуцько-витахівськими викопними ґрунтами. Складений палево-жовтими, палево-жовтувато-сірими, пілуватими, легкими суглинками, однорідними за складом, макроніздрюватими, зі значною кількістю карбонатів у формі трубочок, грудкуватої структури, часто у верхах розрізу переробленими ґрунтоутворними процесами.

Черкаський ступінь. Алювіальні відклади четвертої надзаплавної тераси (a⁴P_{Пгг}) виділені в прихилових лівобережних частинах долини р. Півд. Буг у межах водно-льодовикової рівнини. Абсолютні відмітки підосви становлять 260 м у північній частині і 210-200 м у південній, потужність алювіальних утворень у середньому – 15-18 м. Залягають вони переважно на породах кристалічного фундаменту та їхній корі вивірювання, у межах палеодепресій – на сарматських утвореннях і строкатих глинах. Перекриваються алювіальними, еолово-делювіальними утвореннями бузького кліматоліту, рідше сучасними ґрунтовими відкладами. Представлені русловою і заплавною фаціями. Руслова фація – це переважно різнозернисті піски, погано сортовані, інколи глинисті, жовтувато-сірі, сірі. Ступінь обкатаності зерен різний як у вертикальному розрізі, так і по латералі, у нижніх частинах розрізу зустрічаються прошарки грубозернистого до гравелистого польовошпат-кварцового піску. Важка фракція пісків характеризується підвищеним вмістом ільменіту та циркону.

Заплавна фація представлена пісками глинистими середньозернистими з прошарками і лінзами зеленувато-сірих піщанистих суглинків і супісків. Потужність відкладів заплавної фації не перевищує 5-6 м.

Елювіальні та еолово-делювіальні нерозчленовані відклади (e, vdP_П) мають обмежене розповсюдження, виділяються тільки в південній та південно-західній частинах у контурах Жмеринсько-Шаргородської ерозійно-аккумулятивної розчленованої лесової рівнини, де розкриті окремими свердловинами, а найповніший розріз вивчений поблизу с. Крищенці (приурочений до схилу вододільного плато). Залягають переважно на утвореннях пліоцену – товщі червоно-бурих глин, а перекриваються верхньонеоплейстоценовими відкладами. Представлена жовтувато-палево-бурими суглинками, легкими до середніх, ущільненими, пілуватими, нерідко оглеєними, збагаченими карбонатами, з окремими невеликими конкреціями. У товщі лесоподібних суглинків часто простежуються прошарки ембріонального, слабо вираженого ґрунту потужністю до 0,5 м.

Верхня ланка (P_{III})

Представлена повним розрізом субаквальних та субаеральних відкладів і значно поширена на території робіт.

Прилуцький кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIIpl}) займають значно більші площі, ніж інші верхньочетвертинні ґрунтові утворення, площі їхнього розвитку приурочені до лесових рівнин. Залягають на абсолютних відмітках від 233,9 до 287,0 м. На вододілах потужність ґрунтів не перевищує 1-2 м, у понижених ділянках досягає 7 м, у середньому – 3-4 м. Майже в усіх розрізах представлені однорідні за складом утворення.

Складаються з двох або трьох горизонтів з добре сформованим профілем і відображають риси чорноземоподібного типу ґрунтоутворення, близького до сучасних ґрунтів. Нижній горизонт – ґрунт лісовий сірий, бурувато-сірий, крупнопілуватий, складений пухким середнім гумусованим суглинком. Верхній горизонт – чорноземоподібні або лісові ґрунти, подібні до сучасних, вилуговані, вміст глинистих часток – 53,8 %, пілуватих – 24,5 %, піщаних – 22 %. Порівняно з іншими ґрунтами, прилуцькі суглинки більш глинисті і за своїм чорноземовидним виглядом суттєво відрізняються. У спорово-пилкових спектрах переважає пилок деревних рослин (61-63 %), серед яких домінують широколистяні типи.

Удайський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdP_{IIIud}) поширені переважно в північній частині аркуша і приурочені до вододільних плато. Найповніший розріз спостерігається в межах Вінницької лесової рівнини поблизу сіл Дашківці, Стадниця, Вороновиця. Залягає на прилуцьких ґрунтах, а перекривається здебільшого витахівським кліматолітом. Абсолютні відмітки підосви еолово-делювіальних відкладів змінюються від 235 до 320 м. Представлені жовтувато-сірими, жовтувато-палевими суглинками, карбонатними, пілуватими, ущільненими, слабо грудкуватими, з ознаками послідовного ґрунтоперетворення у витахівський час. Від інших лесових порід відрізняються стратиграфічним положенням, малими потужностями, інколи сизими відтінками.

Черкаський і трубізький ступені. Нерозчленовані алювіальні відклади четвертої і третьої надзаплавних терас (a³⁻⁴P_{Пгг-тб}) поширені на півночі території аркуша в долинах рр. Півд. Буг і Десна. Залягають на кристалічних породах та продуктах їх дезінтеграції, рідше на дніпровському кліматоліті, перекриваються утвореннями різних генетичних типів голоцену. Середні абсолютні відмітки покрівлі – 245,4 м, підосви – 237,0 м. Потужність алювіальних відкладів змінюється від 2,5 до 17,0 м, середня – 8,5 м.

Представлені пісками кварцовими, польовошпат-кварцовими, сірувато-жовтого, у верхніх частинах розрізу буруватого кольору за рахунок озалізнення, нерівномірнозернистими, переважно середньозернистими. Піски різною мірою глинисті, інколи переходять у супіски, зустрічаються тонкі (до 2-3 см) прошарки суглинків. Переважають дрібні і середні фракції, характерним є значний (до 15 %) вміст глинистої фракції. У

важкій фракції пісків спостерігаються підвищені концентрації гранату, циркону, іноді рутилу та ільменіту.

Трубизький ступінь. Алювіальні відклади третьої надзаплавної тераси (a^3P_{IIIb}) приурочені до рр. Півд. Буг і Десна. Гіпсометричний рівень підшоши становить 250-255 м у північній частині аркуша і 200-210 м у південній. Максимальна потужність – 12 м. Залягають на дніпровському кліматоліті та нижньочетвертинних породах, корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту, перекриваються алювіально-, еолово-делювіальними утвореннями бузького кліматоліту і сучасними відкладами. Тераса складена пісками, суглинками, супісками. Піски глинисті, слабо слюдисті, сірі, сіро-жовті, бурувато-жовті, дрібно- і різнозернисті, з примазками гідроксидів заліза і марганцю. Суглинки яскраво-жовті, жовті, ущільнені, легкі, піщанисті, слюдисті, тонкопилуваті, з прошарками тонкозернистого піску.

Витачівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIIvt}) представлені малопотужними ґрунтами, які поширені на вододілах та їхніх схилах і у багатьох місцях виходять на денну поверхню. Абсолютні відмітки поверхні змінюються в досить широких межах – від 224,7-227,5 до 323,5 м. Потужності варіюють від кількох десятків сантиметрів до 7,5 м, у середньому – 2,0-3,0 м. Ґрунтоутворення часто характеризують дві стадії, продукти яких відрізняються лише кольором і вмістом карбонатних конкрецій. Верхній горизонт – виковпний ґрунт жовто-бурого кольору, легкий, ніздрюватий, сильнокарбонатний; нижній – більш гумусований і має темніший сірувато-бурий колір з коричневими відтінками, що свідчить про потепління. За даними гранулометричного аналізу ґрунти легкоглинисті, крупнопилуваті.

Прилуцький, удаїський та витачівський кліматоліти нерозчленовані. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{IIIpl-vt}$) зустрічаються на ділянках вододільного плато та його схилах і приурочені до лесових рівнин. Залягають на дніпровському кліматоліті, рідше на тясминських лесоподібних суглинках або кайдацьких виковпних ґрунтах. Перекриваються лесоподібними суглинками бузького кліматоліту. Глибина залягання не постійна, змінюється від 2-3 до 10-12 м. Виділяються три горизонти. Нижній представлений суглинком коричнево-бурим, темно-бурим до чорного, гумусованим, ущільненим, грудкуватим, з численними дрібними ходами коріння рослин. Середній обмежено розповсюджений, складений суглинками бурувато-сірими, жовтувато-світло-бурими, ніздрюватими, ущільненими, значною мірою переробленими ґрунтоутворними процесами. Верхній – буроземний виковпний ґрунт – поширений значно ширше. Це суглинок жовтувато-бурий, сірувато-бурий, ущільнений, ніздрюватий, грудкуватий, середній, карбонатний, озалізнений. Повний розріз прилуцько-витачівських відкладів зустрічається рідко, частіше він представлений своєю верхньою або нижньою частиною.

Бузький кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади (vdP_{IIIbg}) найбільш поширені серед четвертинних утворень регіону. Вони майже повсюдно відмічаються як на вододілах, так і на їхніх схилах, мають численні виходи на денну поверхню в обривах, глинищах і кар'єрах. Підшовою для бузьких відкладів служать елювіально-делювіальні витачівський та прилуцький ґрунти, рідше породи дніпровського кліматоліту та дочетвертинні утворення. Перекриваються сучасними ґрунтами, рідше, на високих вододілах, малопотужним дофінівським ґрунтом. Максимальні потужності – 9,0 м – характерні для вододільних ділянок лесових рівнин, середні дорівнюють 2,0-3,0 м. Представлені лесоподібними суглинками холодного періоду, палевими, сірувато-палевими, жовтувато-палевими, середньопилуватими, легкими, досить піскуватими, карбонатними, з призматичною структурою і дрібними кременисто-карбонатними конкреціями. Суглинки низькодисперсні, помірно-середньопластичні (числом пластичності – 9,82- 17,14); розподіл фракцій такий: < 0,001 – 28-36 %, 0,005 – 0,001-11-12 %, 0,01 – 0,005 – 9 %, 0,063-0,01 – 37-47 %, 1,0 – 0,063 – 2-3 %; містять уламки гірських порід розміром до 10 мм. Відклади бузького кліматоліту накопичилися при формуванні лесової рівнини.

Алювіальні та еолово-делювіальні відклади (a, vdP_{IIIbg}). Утворення цього генетичного типу покривають осадки третьої, четвертої, п'ятої надзаплавних терас р. Півд. Буг. Контури їх мають форму витягнутих смуг, рідше близьких до ізометричних ділянок, приурочені до лівого, більш похилого берега. Підстилаються більш ранніми алювіальними відкладами; перекриваються сучасними ґрунтами. Формування порід проходило в процесі перемиву еолового матеріалу з утворенням так званих алювіальних лесів.

Вільшанський ступінь. Алювіальні відклади даного ступеня (a^2P_{IIIvl}) найбільш розповсюджені серед алювіальних утворень і спостерігаються в долинах великих річок, де складають другу надзаплавну терасу. Залягають переважно на породах кристалічної основи, їхній корі вивітрювання, а в місцях, де долини річок мають неглибокий вріз – на утвореннях неогенової системи або породах середньо-нижньочетвертинного віку. Перекривається сучасним алювієм і ґрунтами. Глибина залягання змінюється від 1,0 до 5,0 м, середня потужність становить 4-6 м.

Представлені пісками кварцовими і польовошпат-кварцовими, переважно середньо-дрібнозернистими, з добре витриманою косою шаруватістю за рахунок прошарків більш крупнозернистих; піски у верхніх частинах розрізу сильно глинисті, інколи переходять у супіски. У важкій фракції у великих кількостях зустрічається гранат, зрідка рутил та ільменіт.

Дофінівський кліматоліт. Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIIdf}) розвинуті на території аркуша спорадично, у вигляді невеликих полів, і приурочені до підвищених ділянок вододілів, найбільші з них знаходяться в межах лесових рівнин. Залягають на лесоподібних еолово-делювіальних суглинках бузького кліматоліту, перекриваються сучасними ґрунтами. Глибина залягання коливається в межах від 0,5 до 2,1 м,

потужність – від 0,1 до 1,6 м. Породи кліматоліту – чорноземоподібні ґрунти сірого, бурувато-сірого до темно-бурувато-сірого кольору, слабогумусовані, пухкі, з незначними ознаками грудкуватості, карбонатні. Дофінівські ґрунти, що сформувалися на легкосуглинистих бузьких лесах, часто зберігають їх фізичні властивості (гранулометричний і хімічний склад), але порівняно з давніми ґрунтами, дофінівський ґрунт має світліші тони забарвлення.

Деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси (a^1P_{III}) поширені слабо в межах долин рр. Півд. Буг і Десна; залягають на кристалічних породах фундаменту та корах їхнього вивітрювання; перекриваються переважно сучасними супіщаними ґрунтами. Потужність алювію змінюється в межах від 1,5 до 12,0 м, залежно від будови долини ріки. У будові тераси беруть участь піски та суглинки. Піски кварцові, рідше польовошпат-кварцові, жовтувато-сірі, світло-сірі, переважно дрібнозернисті, глинисті, горизонтально-, рідше косошаруваті, у верхніх частинах розрізу часто озалізовані. Суглинки зеленувато-сірі, світло-сірі, з бурими плямами озалізовання легкі, пилюваті, ущільнені, слабо слюдисті, містять уламки черепашок молюсків. У важкій фракції пісків переважають ільменіт, епідот, циркон, порівняно з алювіальними пісками другої і третьої надзаплавних терас спостерігається підвищений вміст ставроліту.

Елювіальні та еолово-делювіальні верхньонеоплейстоценові нерозчленовані відклади (e, vdP_{III}) мають обмежене розповсюдження в південно-західній частині території аркуша (басейн р. Мурафа) та в межах Жмеринсько-Шаргородської ерозійно-аккумулятивної розчленованої лесової рівнини. Залягають на утвореннях неогену, здебільшого на середньосарматських товщах глин, пісків і алевритів та вапняків. Потужність їх не перевищує 12-15 м, середня – 4-5,0 м. Вони подібні до ґрунтових утворень витачівського кліматоліту, відрізняються лише світлішим забарвленням. Це суглинки коричнево-жовті, палево-жовті з розводами бурого кольору, середні, ніздрюваті, карбонатні, пилюваті, слабослудисті, грудкуватої структури.

Елювіально-делювіальні верхньонеоплейстоценові відклади (edP_{III}) об'єднані мають обмежене поширення в південно-східній частині аркуша, де приурочені до ділянок вододільного плато, границі їх розповсюдження контролюються Тульчинською еродованою слабопідвищеною рівниною. Повний розріз цих утворень розкритий св. 030 у районі с. Крищенці: тут вони складені суглинком коричнево-бурим до темно-бурого, щільним, середнім, оглиненим, дрібногрудкуватим, з дрібними плямами озалізовання і залізо-марганцевими бобовинками. В окремих випадках суглинок чорноземоподібний, тобто ґрунт темно-бурувато-сірий, з коричневим відтінком, щільний, оглинений до пісної глини, грубогрудкуватий.

Нерозчленовані відклади верхньої ланки неоплейстоцену розподіляються на три горизонти. Нижній відповідає прилуцькому викопному ґрунту, горизонт його складає суглинок коричнево-бурий, темно-бурий до чорного, гумусований, ущільнений, грудкуватий, з численними дрібними ходами коріння рослин, заповненими карбонатним матеріалом. Потужність його змінюється від 0,5 до 3,0 м. Середній відповідає удайському кліматоліту і має обмежене розповсюдження. Представлений лесоподібними суглинками бурувато-сірого, жовтувато-світло-бурого кольору, ніздрюватими, ущільненими, значною мірою переробленими ґрунтоутворними процесами. Потужність його становить 0,3-0,5 м. Верхній розповсюджений значно ширше і складений буроземним викопним ґрунтом. Це суглинок жовтувато-бурий, сірувато-бурий, ущільнений, ніздрюватий, грудкуватий, середній, карбонатний, озалізований. Потужність його непостійна, змінюється від 0,3 до 5,0 м. За стратиграфічним положенням даний горизонт можна зіставити з витачівським викопним ґрунтом.

Голоценовий відділ

Голоценові, або сучасні відклади на території робіт досить поширені і належать до різних генетичних типів: елювіальних, алювіальних, алювіально-делювіальних, озерно-болотних, болотних і техногенних.

Елювіальні відклади (eH) зустрічаються майже скрізь, перекриваючи повсюдно всі давніші утворення, за винятком річкових русел, ставків, відслонень інших порід, а також місць техногенних змін земної поверхні. Ґрунтоутворюючі процеси зумовили появу фаціально різних типів ґрунтів, що іноді наслідують особливості материнських порід: дерново-підзолисті, сірі лісові, чорноземного типу. У заплавах річок і днищах балок розвиваються лучно-чорноземні, лучні і лучно-болотні типи ґрунтів, а в межах поширення торфів зустрічаються болотні і торф'яно-болотні ґрунти. Потужність сучасних елювіальних утворень незначна, в середньому становить 0,5-1,0 м, досягаючи в окремих випадках 2,5 м.

Алювіальні відклади (aH) заплав високого і низького рівнів поширені в межах долин великих річок. Складені пісками, місцями піщано-гравійним матеріалом, суглинками, часто шаруватими. Заплавні відклади досить різнотипні – від мулистих до грубозернистих утворень, іноді з валунами кристалічних порід.

Алювіально-делювіальні відклади (adH) різні за складом, на вододілах і їхніх схилах і балках вони перекривають верхньочетвертинні утворення. Представлені суглинками неоднорідними, ніздрюватими, піщанистими, бурими, часто з червоно-бурими плямами гідроксидів заліза, завжди слабогумусовані; потужність їх – 0,5-0,7 м.

Озерно-болотні відклади (lbH) поширені локально і приурочені до понижень – степових блюдець, які періодично затоплюються дощовими або талими водами. Представлені мулом піщанистим темно-бурим, бурувато-сірим, інколи попелясто-сірим, тонкогоризонтальношаруватим, потужність – 1,0-3,0 м.

Болотні відклади (bH) утворюються в заплавах річок, де складені торфами, рідше – торф'яно-мулистими породами бурого, бурувато-сірого, темно-сірого кольору з залишками болотяної рослинності. За-

лягають торфи здебільшого на сучасних алювіальних відкладах. Це щільні, сильногумусовані, в'язкі породи загальною потужністю – 3,5–4 м.

Торфи різні за ботанічним складом, причому переважають осокові й очеретяні різновиди, ступінь розкладання їх переважно середній. У торфах знайдено фауну гастропод: *Succinea oblonga* Drap., *Succinea Pfeiffer*, Ross. *pupilla muscorum* Müll., *Bithynia tentaculata* Z., *Stagaicola palustris* Mull., *Zonitoides nitidus* Müll., *Bathymphalus contortus* L., *Planorbis planorbis* L., *Paraspira lencosfona* Müll. Наведені форми характерні для боліт з повільною течією води. До сучасних болотних відкладів приурочені родовища торфу, який використовується місцевим населенням як паливо й органічне добриво.

Техногенні відклади (тН) сформовані в місцях, де розробляються кар'єри. Відвали останніх складені сумішами, які використовуються при будівництві шляхів транспортного сполучення. Слід також виділити техногенні форми рельєфу: стародавні городища округлої форми з насипами і канавами навколо них, одне з яких знаходиться поблизу м. Немирів (скіфське городище "Великі Вали").

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Нестратифіковані утворення займають близько 60–70 % території Верхнього Побужжя. За складом вони варіюють від ультраосновних до ультракислих і лужних, але переважають середні різновиди типу кварцового діориту – плагіограніту. Відповідно до чинної з 2004 р. "Кореляційної хроностратиграфічної схеми докембрійських утворень Українського щита" на площі аркуша "Вінниця" виділено такі комплекси.

Палеопротерозойська ера

Бердичівський ультраметаморфічний комплекс (PR₁¹bd)

- ipy – граніти апліт-пегматоїдні
- ly – граніти лейкократові
- γ – граніти біотитові, гранат-біотитові
- рyп – плагіограніти і плагіомігматити біотитові і гранат-біотитові
- mvп – плагіомігматити біотит-гранат-гіперстенові – вінничити

Гайсинський ультраметаморфічний комплекс (PR₁¹gs)

- ipy – граніти апліт-пегматоїдні
- γп – граніти і мігматити біотитові
- рyп – плагіограніти і плагіомігматити біотитові
- δп – мігматити біотит-амфіболів діоритового-гранодіоритового складу
- δ – діорити

Мезоархейська ера

Літинський ультраметаморфічний комплекс (AR₂lt)

- č – чарнокіти
- en₂ – ендербіти
- en₁ – ендербіт-мігматити
- sk – скарни магнезійні

Палеоархейська ера

Гайворонський ультра метаморфічний комплекс (AR₁gv)

- en – ендербіт-мігматити діоритового складу

Сабарівський інтрузивний комплекс (AR₁sb)

- v – метагабро
- σ – метаультрабазити

Поширення деяких комплексів обмежується контурами крупних мегаблоків. У Подільському блоці I порядку, який входить у межі Дністровсько-Бузького мегаблока розвинені сабарівський інтрузивний та літинський і бердичівський ультраметаморфічні комплекси. Ендербітоїди гайворонського комплексу, характерні для східної частини мегаблока (Середньобузький блок I порядку), тут достовірно не встановлені. У 7-ми пробах із найбільш давніх ендербіто-гнейсів радіологічний вік цирконів не перевищує 2,5 млрд років.

У тій частині регіону, яка відповідно до "Кореляційною стратиграфічною схемою раннього докембрію Українського щита" (2004 р.) віднесена до Росинсько-Тікицького мегаблока, значно розповсюджені чарнокітоїди, але це не знайшло відповідного відображення в легенді для цього мегаблока. У межах аркуша "Вінниця" велике поле ендербітів закартовано на південний схід від Немирівського розлому, по якому проведена границя мегаблоків [72, 78, 100].

На суміжних площах ендербіти і чарнокіти складають численні дрібні, а іноді дуже великі масиви в Гайсинському [89] і Гайворонському (Кодимському [85]) блоках, тобто в межах прийнятих контурів Росинсько-Тікицького мегаблока. Поряд з ендербітами тут широко розвинені гранітоїди гайсинського комплексу (собіти). Давно встановлена їх діафорична природа: вони формуються по більш раннім гранулітам (переважно по ендербітам і чарнокітам літинського і гайворонського типів [19, 78, 85, 89]). Але в новій "Стратиграфічній схемі..." собіти відірвані від свого субстрату: гранітоїди і чарнокітоїди розведено в різні мегаблоки. Ця суперечність легко знімається перенесенням південної границі Росинсько-Тікицького мегаблока на північ і включенням всієї території аркуша в Дністровсько-Бузький мегаблок.

Палеоархейська ера

Сабарівський інтрузивний комплекс (AR_{1sb})

Об'єднує найбільш ранні магматичні утворення району, представлені метаморфізованими габроїдами та ультраосновними породами, які тією чи іншою мірою зберегли риси свого походження. Діапазон складу дуже широкий – від дуніту до лейкократового габро. Вони складають переважно невеликі, до кількох десятків-сотень метрів, тіла, які здебільшого спостерігаються у вигляді дрібніших останців серед масивів гранітоїдів різного віку, або субзгідно залягають серед кристалосланців. За пропозицією І. Б. Щербакова, комплекс названий за однойменним кар'єром, де раніше була описана брила діалагвмісного дуніту (верліту) [64, 95]. При проведенні ГДП-200 [78] тут знайдено останці ультраметабазитів і в корінному заляганні, й у брилах.

Метаультрабазити (σAR_{1sb})

Проведений у ході ГДП-200 детальний аналіз наявних геолого-геофізичних даних по площі, де знаходиться Сабарівський кар'єр (рис. 3.1), дозволяє зробити висновок, що ці утворення беруть участь у будові овальної антиклінальної структури. Їй відповідає кільцева слабкоконтрастна магнітна аномалія розміром 2×1 км, витягнута в північно-східному (65°) напрямку. За даними каротажу св. 4 і 5, аномалію утворює горизонт клінопіроксеніту, що до основи переходить в олівіновий діопсидит – верліт, збагачений сульфідами, потужністю близько 5 м з магнітною сприйнятливістю $1\ 500\text{--}4\ 500 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ. Біля північно-східного периклінального замикання складки метаультрабазити розкриті кар'єром, де вони разом з кристалосланцями (метабазидами) у вигляді ксенолітів розміром до перших десятків метрів залягають серед чарнокітів літинського комплексу. У корінному заляганні й у відвалах виявлені такі порідні різновиди.

1. Дуніт з діалагом (верліт), що складається з малозалізистого олівіну (75 %), діалагу (10 %) і флогопіту (10 %) [64].
2. Перидотит (гарцбургіт), до складу якого входять ортопіроксен (50-55 %), олівін (25-30 %), темно-бура шпінель (3-5 %), магнетит (1-2 %), флогопіт (10-12 %), ідингсит.
3. Перидотит-лерцоліт, що складається з енстатиту – 20 %, олівіну (форстериту) – 18 %, діопсиду (діалагу) – 30 %, бурувато-зеленої шпінелі – 8 %, флогопіту – 24 %, магнетиту.
4. Ортопіроксеніт з домішками флогопіту (від 5-8 до 25-30 %).
5. Вебстерити зі змінним вмістом піроксенів з хромітом (до 3 %), іноді фельдшпатизовані, амфіболізовані і біотитизовані.
6. Шпінель-флогопіт-гіперстенова порода з радіально-променевими агрегатами ортопіроксену, розташованими нерівномірно серед дрібнозернистої тканини.
7. Кристалосланці двопіроксенові з майже однаковим вмістом піроксенів (по 25-30 %) з магнетитом (до 3 %), тією чи іншою мірою амфіболізовані і біотитизовані, магнітоактивні.

Стратиграфічно вище чарнокітів з останцями кристалосланців і метаультрабазитів залягає пачка гіперстенових і діопсидових кристалосланців з шарами кальцифірів потужністю до 20-30 м. Падає вона під кутом 40-45° на південний схід.

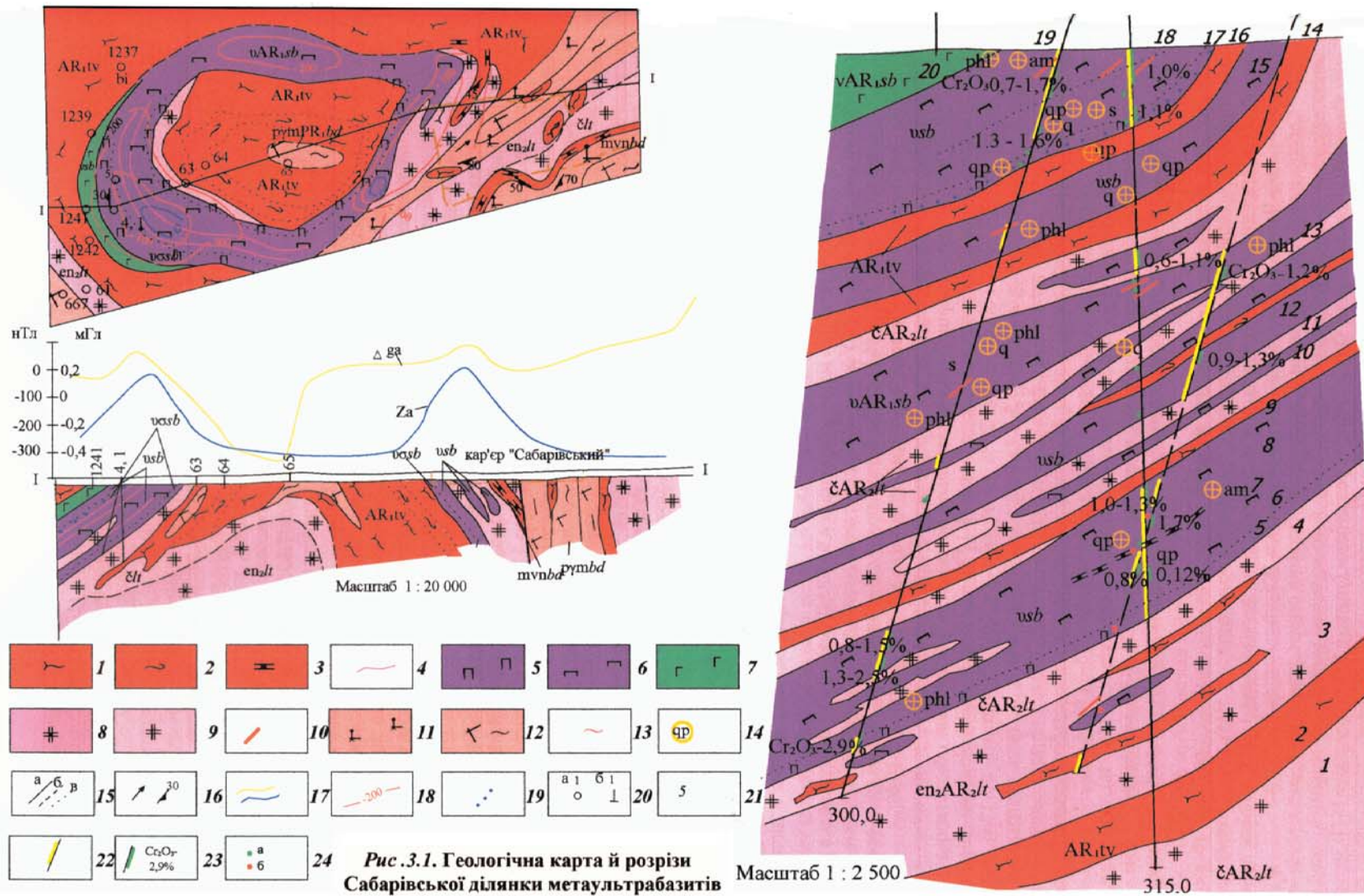
Південно-західне замикання структури вивчене В. Д. Гейком [72] трьома структурними свердловинами 1, 4, 5. Ультраосновні породи складають тут пачку потужністю близько 220 м, яка під кутами 30-40° падає на південний захід. Розріз має такий вигляд (знизу).

1. Чарнокіти, подекуди чарнокіт-пегматити – більше 10 м.
2. Кристалосланці піроксенові ендербітизовані, часто переходять в ендербіти, виявлено сульфідизацію – 18 м.
3. Ендербіти лейкократові, антипертитові, гіперстенові; породи катаклазовані, біотитизовані. Містять малопотужні (до перших метрів) останці кристалосланців і піроксенітів (діалагітів) – 42 м.
4. Чарнокіти гіперстенові, у верхній частині горизонту містять останці клінопіроксенітів фельдшпатизованих, а також кристалосланців ортопіроксенових, інтенсивно окварцованих (до кварцито-гнейсів), з графітом (5-7 %) і біотитом (4-5 %) – 11 м.
5. Метаперидотити (гарцбургіти) флогопітизовані і серпентинізовані. Мінеральний склад: релікти олівіну (3-4 %) серед псевдоморфоз серпентину (до 20-25 %), ортопіроксен-енстатит (до 50-55 %), подекуди заміщений з утворенням баститу, хромшпінеліди (близько 1 %), сульфідів (1 %) – 5 м.

6. Метапіроксеніти, за складом наближені до вебстериту (вміст клінопіроксену – 30-35 %, гіперстену-енстатиту – 15-18 %). Породи фельдшпатизовані (10-15 %), біотитизовані (до 30-35 %), слабо окварцовані (до 5-8 %). Поблизу тіл чарнокітоїдів фельдшпатизація посилюється до появи піроксен-польовошпатових порід. Відзначено наявність сульфідів (5-7 %), графіту (до 3-4 %) – 17 м.
 7. Кальцифір олівін(15-20 %)-клінопіроксеновий(30-35 %) з тьмяно-зеленою (горохового кольору) шпінеллю (до 7-8 %), в асоціації з якою зустрічаються графіт (1-2 %) і сульфіди (до 3 %); поблизу контактів у породі з'являється гранат – до 15-20 %. Імовірно, порода являє собою метасоматит по ультрабазиту, оскільки містить майже рівну з ним кількість хрому і нікелю – 4,5 м.
 8. Метапіроксеніти двопіроксенові, подібні до шару 6, нерівномірно фельдшпатизовані (від 7 до 20 %), місцями амфіболізовані (15-40 %) і біотитизовані (20-30 %), з сульфідами (3-4 %). У верхній частині шару, де вміст діопсиду не перевищує 7-10 %, відзначається поява габро-анортозитів – 18 м.
 9. Кристалосланці піроксенові біотитизовані і графітизовані, інтенсивно ендербітизовані, подекуди переходять в ендербіт – 1 м.
 10. Ендербіти ортопіроксенові з тілами чарнокіт-пегматитів, містять малопотужні (до 0,5 м) останці кристалосланців піроксенових і клінопіроксенітів – 16 м.
 11. Клінопіроксеніти (діалагіти) різною мірою фельдшпатизовані (від 4 до 30 %) і нерівномірно окварцовані та графітизовані. Подекуди вміст кварцу досягає 55-60 %, графіту – 10 %, характерною є наявність сфену, відзначено розвиток карбонатів по клінопіроксену і плагіоклазу – 9 м.
 12. Кристалосланці клінопіроксенові зі сфеном (до 3 %) і сульфідами (2 %) – 1,5 м.
 13. Клінопіроксеніти (діалагіти), подекуди слабо фельдшпатизовані (10-15 %), у верхній частині горизонту помітно окварцовані, графітизовані (до 3 %), місцями збагачені апатитом (до 5-7 %); виявлено крупні (до 12 м) тіла чарнокіт-пегматитів з вмістом калішпат-пертиту до 75-80 % – 44 м.
 14. Кристалосланці гіперстеневі, подекуди ендербітизовані, катаклазовані – 11 м.
 15. Метапіроксеніти (діалагіти) слабо фельдшпатизовані (до 10-15 %), іноді переходять у породу, наближену за складом до габро-піроксеніту з вмістом основного плагіоклазу до 30-35 %. Майже повсюдно породи графітизовані і флогопітизовані. Зустрічаються зони катаклазу, в яких розвинені гнейси (діафторити) графіт-біотитові з сульфідами – 17 м.
 16. Кристалосланці ортопіроксенові з численними тілами чарнокіт-пегматитів, які містять до 70 % калішпат-пертиту. У кристалосланцях вміст гіперстену досягає 40-45 %, але вони майже повсюдно змінені – катаклазовані, калішпатизовані, збагачені графітом (до 15 %) і біотитом, подекуди перетворені на графіт-біотитові гнейсо-кварцити – 10 м.
 17. Олівінвмісні діопсидити, імовірно, по перидотитам-верлітам, складаються з діопсиду (85-90 %) і серпентинізованого олівіну (10-15 %) – 3,5 м.
 18. Клінопіроксеніти (діалагіти) майже повністю (на 95-97 %) складені з діалагу, іноді з реліктами баститу по ортопіроксену. У цьому інтервалі також відзначені малопотужні ділянки, де частка плагіоклазу досягає 50-55 % і порода переходить у габро-анортозит. Наявні зони окварцовання, графітизації і сульфідизації; вміст графіту досягає 5-7 %, сульфідів – 7-10 % – 16 м.
 19. Ортопіроксеніти, або гарцбургіти, інтенсивно змінені діопсидизацією, до переходу у вебстерит. Породи нерівномірно фельдшпатизовані, подекуди амфіболізовані і біотитизовані. Мінеральний склад: ортопіроксен-енстатит – від 13-17 % до 40-50 %, клінопіроксен (діалаг) – до 40-45 %, іноді рогова обманка – до 20 %, плагіоклаз – до 10-12 %, біотит – 10-12 %. Відзначено декілька малопотужних (до 0,5-0,7 м) тіл ендербіт-пегматитів, а також крутоспадні зонки катаклазу і більш інтенсивної фельдшпатизації, сполученої із зонами подальшого окварцовання і графітизації, з сульфідами. Подекуди утворюються гнейси графіт-біотитові з реліктовим піроксеном або навіть кварцито-гнейси з вмістом кварцу 35-45 % і вище – 24 м.
 20. Метагабронорити окварцовані складаються з основного плагіоклазу (до 40-45 %), піроксенів, серед яких переважає гіперстен (до 30-35 %), вторинного кварцу (до 20-25 %), магнетиту (до 2 %) – більше 15 м.
- Загальна потужність товщі, що включає переважно основні та ультраосновні метамагматити, – не менше 220 м.

Досить різноманітний – від дуніту до габро-анортозиту – склад порід з району Сабарівського кар'єру вказує на високу імовірність того, що навіть у порівняно малопотужних тілах метаультрабазитів проявилось первинне розшарування. Це ілюструється описом розрізу по свердловинах 1, 4, 5, а також прикладами інших крупних масивів Верхнього Побужжя – Малоостровського, Жданівського та ін. [77, 78].

Сабарівський комплекс разом з дністровсько-бузькою серією зазнав ультраметаморфічної та тектоно-метасоматичної переробки в декілька етапів, тому його первинні мінерально-геохімічні особливості не завжди збереглися повною мірою. Однозначно, за реліктовим (згідно з Б. Г. Яковлевим [67]) магматичним парагенезисом, представленим магнезійним олівіном (\pm ортопіроксен) і шпінеллю, діагностуються перидотити і дуніти. Але істотно піроксенові, особливо діопсидові породи, що пов'язані з метаосадовими кальцифірами і за своєю сутністю є магнезійними скарнами, іноді також вважаються ультраосновними [103], однак вони відрізняються підвищеним вмістом воластоніту, скаполіту, сфену, апатиту і майже не містить Cr, Ni і Co (менше



Тиврівська товща (AR₁tv): 1 – кристалосланці гіперстенові; 2 – діопсидові; 3 – кальцифіри; 4 – малопотужні горизонти кристалосланців. Сабарівський комплекс (σ, vAR₁sb): 5 – метаперидотити; 6 – метапіроксеніти; 7 – метагабро. Літинський комплекс (εAR₂lt): 8 – ендербіти; 9 – чарнокіти; 10 – чарнокіт-пегматити. Бердичівський комплекс (vп, рупPR₁bd): 11 – вінніцити; 12 – плагіомігматити гранат-біотитові. 13 – мигматизація; 14 – метасоматині змінення в породах: qр – графітізація; s – сульфідизація; am – амфіболізація; q – окварцовання; phl – флогопітізація. Геологічні границі: 15 – а) достовірні, б) ймовірні, в) порідних різновидів. 16 – елементи залягання. Графіки значень: 17 – Δgа і Zа, 18 – ізолнії магнітного поля – нТл; 19 – горизонт магнітних полів. Свердловини і номери: 20 – а) на карті, б) на розрізі; 21 – номери шарів на розрізі; 22 – інтервали з підвищеною концентрацією хрому; 23 – місця відбору проб на хімічний аналіз і вміст Cr₂O₃ в них; 24 – знахідки шпінелі в протолочках: а) – зеленої, б) – червоно-чорної.

10 г/т). Діопсидові (діалагові) піроксеніти Сабарівської ділянки й однойменного комплексу в цілому за концентрацією та співвідношенням цих компонентів відповідають клінопіроксенітам ультраосновних комплексів Українського щита [56]. Вміст Cr_2O_3 у них навіть при відсутності помітної домішки хромшпінелідів досягає кількох відсотків.

Мінерали, що утворюють породи сабарівського комплексу, представлені олівіном (форстеритом) з концентрацією фаялітового компоненту від 9-12 до 30-35 %, ортопіроксеном, точніше алюмоенстатитом, який має досить високу залізистість – $f=17$ [15, 77]. Клінопіроксени зазвичай безколірні, утворюють короткопризматичні кристали, у більшості з яких спостерігається діалагова окремість, зрідка відзначаються двійники. Судячи з того, що в них іноді містяться реліктові включення ортопіроксену, вони є пізньомагматичним, а можливо, деякі з них, а відповідно і частина клінопіроксенітів – вторинні (метаморфічного походження). Піроксени, особливо діопсид, зазнають інтенсивної корозії плагіоклазом з утворенням великої кількості пойкилітових вrostків, іноді до появи “скелетних форм”, а також роговою обманкою, флогопітом або біотитом. Плагіоклаз основний з двійниками, що виклинюються, рогова обманка – бурувато-зелена, кольору хаки, як і слюди, розподілена дуже нерівномірно.

Хімічні особливості метаультрабазитів з району Сабарівського кар'єру полягають у тому, що деякі з них сильно збагачені СаО, частка якого різко переважає над вмістом Al_2O_3 . Варіаційна крива їх фігуративних точок (рис. 3.3) подібна до кривої метавулканітів поясу Барбертон [56]. Більшість точок безпосередньо розташована в контурах коматітів базальтових типу барбертон і піроксенітових типу бедплаас або розміщена поблизу них. Разом з тим, частина їх різко відхиляється від коматітового тренда вбік збагачення СаО. Крім того, дуніти і перидотити відповідають високотемпературним аналогам (кумулятам) [67], при цьому в них встановлюється постійна присутність (а часто – переважання) серед піроксенів діалагу, навіть у дунітах. Породи відрізняються підвищенням, характерним для ультрабазитів вмістом Cr, Ni, Co: за результатами спектрального і хімічного аналізів вміст Cr_2O_3 досягає 2,5-2,9 %, Ni – 0,1-0,2 % (св. 4, 5).

Пластоподібна форма тіл найдавніших метаультрабазитів і метабазитів Сабарівської та інших ділянок, а також субзгідне чергування шарів їх різновидів з горизонтами кристалосланців є характерним для областей розвитку коматітів. Такі мінеральні і хімічні особливості, виявлення високотемпературних порід з нерівномірною радіально-променевою структурою дозволяють з високим ступенем імовірності припустити присутність серед них вулканогенних утворень – коматітів.

Імовірно, до коматітів належать розкриті на Вінницькому профілі свердловинами 732 і 735 малопотужні пластоподібні тіла амфіболізованих піроксенітів і габро-піроксенітів з аномально високим вмістом хрому, які чергуються з роговообманково-двопіроксеновими метабазитами. Схожі породи розкриті на Микулинській ділянці (св. 23, 740, 745), де вони асоціюють з метагаброїдами, що превалують у розрізі. У Подільському блоці досить крупними є тіла олівінвмісних піроксенітів (або гарцбургітів), перебудовані на Лукашівській ділянці св. 723 в інтервалах 179,2-216,2 і 261,7-276,2 м. За даними М. О. Ляшка [95], вони складені піроксенами – 50-55 %, олівіном – 5-10 %, шпінеллю – 1-5 % і вторинними мінералами: амфіболом – 25-30 % і серпентином – 10-15 %. У св. 826 серед чарнокітоїдів з останцями двопіроксенових амфіболізованих кристалосланців виявлено ксеноліт потужністю кілька метрів, складений амфіболізованим піроксенітом (гіперстен – до 20-25 %, діопсид – до 20 %, рогова обманка – 50-55 %, плагіоклаз – до 5%). У схожих умовах знайдено метаультрабазити у районі Тиврівських кар'єрів [95, 98, 103]. Представлені вони бронзититами з олівіном, лерцолітами флогопітизованими, апоперидотитовими серпентинітами. Лерцоліт складений олівіном (20 %), піроксенами (65 %), актинолітом (10 %), флогопітом (5 %), рудними (1 %).

Ультраосновні породи встановлені у зонах крупних міжблокових розломів. На Немирівській ділянці І. К. Вититньовим [71] описані перидотити (гарцбургіти) тремолізовані, серпентинізовані, хлоритизовані. Складаються вони з серпентину (30-50 %), олівіну (25-40 %), ромбічного піроксену (15-20 %), флогопіту (3-5 %), магнетиту (3-5 %), тремоліту (2-5 %) і відзначаються низьким вмістом TiO_2 (до 0,07 %), концентрація Cr_2O_3 – 0,3-0,6 %. Подібні до немирівських серпентинізовані гарцбургіти описані в зоні Дашівського розлому на півночі Гайсинського блока [89]. Тіло ультраметабазитів тут залягає серед гіперстенових кристалосланців і кальцифірів тиврівської товщі. Первинний мінеральний парагенезис у перидотитах представлений магnezійним олівіном (форстеритом), ортопіроксеном (енстатит-гіперстеном) і шпінеллю. Характерними особливостями гіпербазитів, приурочених до зон довгоіснуючих глибинних розломів, є відсутність просторового зв'язку з габроїдами, переважно перидотитовий склад і високий ступінь вторинних перетворень.

З першим етапом трансформації пов'язані амфіболізація (до появи порід типу горнблендитів) і флогопітизація, рідше карбонатизація. Амфіболи іноді складають від 20-25 до 65 % об'єму породи і представлені роговою обманкою, актинолітом, рідше тремолітом. Флогопіт часто асоціює з амфіболами, але з'являється у випадках, коли привнесення кремнезему супроводжувалося збагаченням порід калієм – у зонах калішпатизації гранітоїдів, які вміщують тіла ультрамафітів. Наступний, більш низькотемпературний, етап змін виявився в серпентинізації, а на його заключних стадіях – в оталькуванні і хлоритизації амфіболізованих гіпербазитів. Серпентин виникає у ділянках, де збереглися первинні олівін і піроксени, вміст його варіює від 5-7 до 80-90 %. Модифікації такі: шнуроподібний хризотил, аморфний серпофіт, лускатий антигорит і рідше бастит. Тальк можна зустріти майже в усіх зразках порід, але ступінь заміщення ним ранніх мінералів досить нерів-

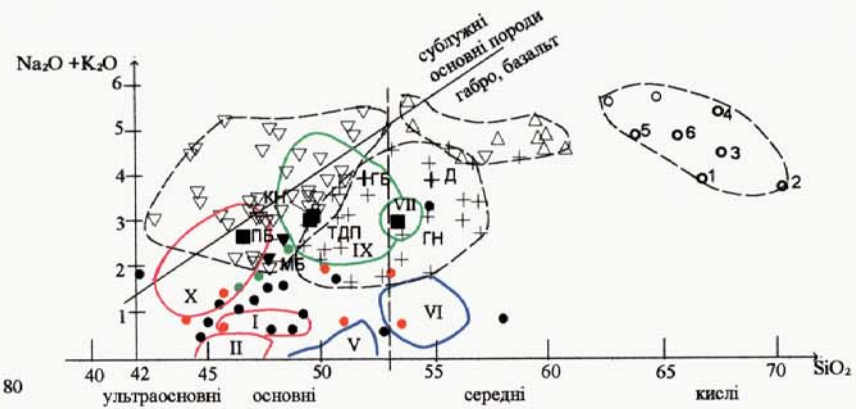
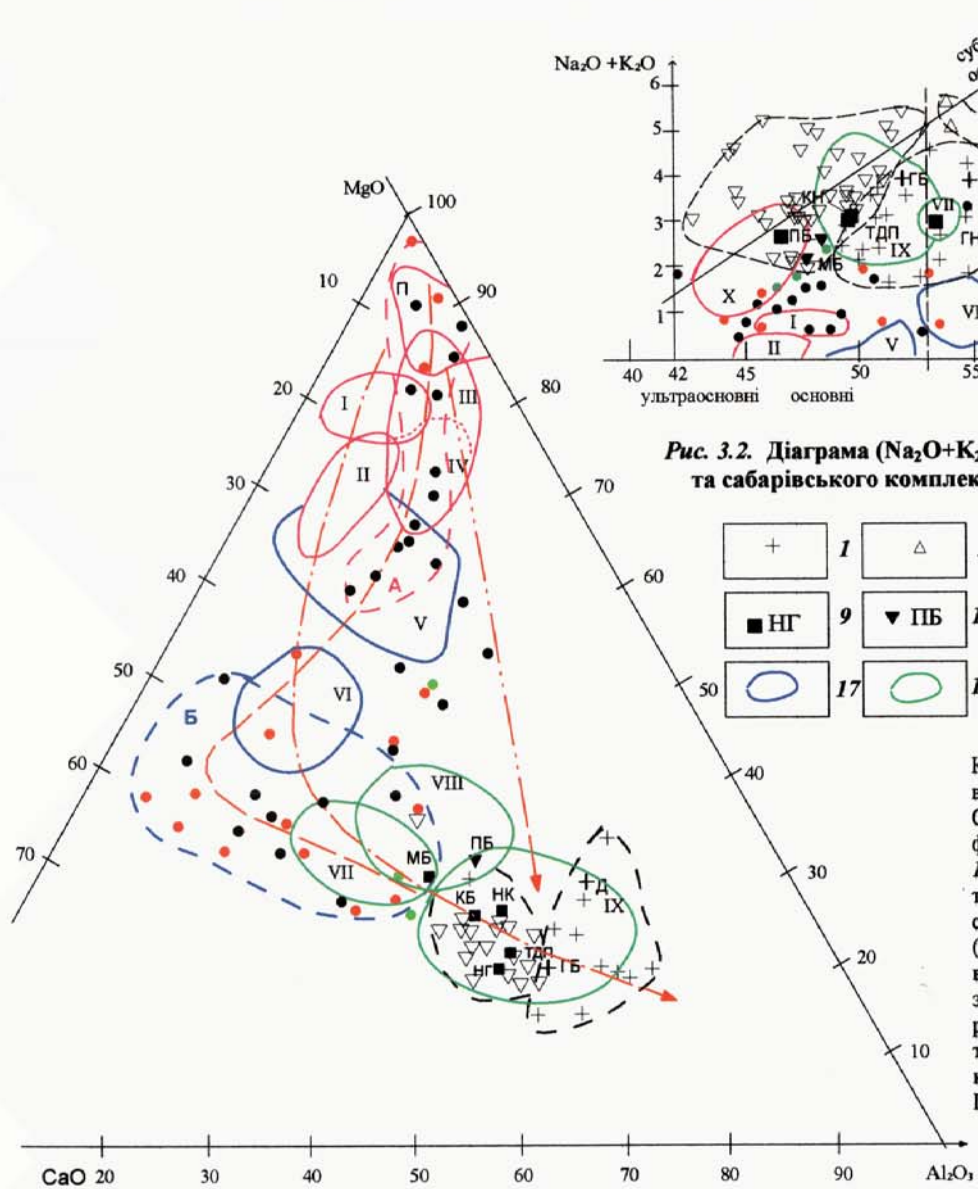


Рис. 3.2. Діаграма (Na₂O+K₂O)-SiO₂ порід дністровсько-бузької серії та сабарівського комплексу

+	1	△	2	▽	3	●	4	●	5	●	6	■ ТДП	7	■ НК	8
■ НГ	9	▽ ПБ	10	+ ГБ	11	■ МБ	12	+ Д	13	○	14	○	15	○	16
○	17	○	18	○	19	○	20	○	21	○	22	○	23	○	24

Кристалосланці дністровсько-бузької серії: 1 – гіперстенові; 2 – діопсидові; 3 – роговообманково-двопіроксенові; 4 – метабазити і метаультрабазити сабарівського комплексу; 5 – теж саме, Сабарівської ділянки; 6 – теж саме, Микулинецької ділянки; 7 – толеїтові базальти древніх платформ (Лутц, 1980р.); 8 – піроксенові сланці (Наливікіна, 1977р.); 9 – піроксенові гнейси (там же); 10 – кристалосланці двопіроксенові (Бухарев, 1987 р.); 11 – гіперстенові (там же); 12 – метабазити (там же); 13 – піроксенові сланці (Димитров, 1977р.); 14 – гнейси гранат-біотитові; 15 – теж саме: 1- Щербак, 1975р.; 2- Лазько, 1975р. та ін. Поля: 16 – П-високотемпературні перидотити (кумуляти); перидотитові коматііти: I – тип коматі; II – сендспрут; III – родезійський тип; IV- ківатинський тип; X- пікрити; 17 – піроксенові коматііти: V- тип гелук; VI- тип бедплаас; 18 – базальтові коматііти: VII- тип барбертон; VIII- різні; IX- толеїтові базальти; 19 – піроксеніти і перидотити жданівського типу; 20 – піроксеніти і габро-піроксеніти сабарівського типу; 21 – кристалосланці і гнейси різного складу Тренди кристалізації; 22 – нормальних толеїтів, фанерозойських пікритів; 23 – ранньоархейських вулканітів; 24 – метаультрабазитів і метабазитів Верхнього Побужжя

Рис. 3.3. Діаграма (MgO-CaO-Al₂O₃) порід дністровсько-бузької серії і сабарівського комплексу (за А.Б.Фомінін [56] та інш.)

номірний – концентрується він у контактних зонах з пегматитами, у місцях скупчення кварцових прожилків, у сильно катаклазованих породах (бластомілонітах). У ряді випадків оталькування проходить майже синхронно з серпентинізацією, але при цьому серпентином заміщується олівін, тальком – ортопіроксен, а хлоритом – флогопіт. Пізніше у ділянках низькотемпературного перетворення з різним ступенем інтенсивності проявилася карбонатизація, а вже при гіпергенезі породи були окремнені, подекуди істотно.

Калій-аргоновим методом у ІГМР НАН України (виконавець О. М. Пономаренко) отримані датування флогопіту Малоостровської інтрузії (аркуш “Бердичів”) – 1785±35 млн. років та амфіболу – 1975 млн. років. Це відповідає часу кінцевого становлення бердичівського комплексу, серед гранітів котрого розміщена інтрузія.

Метагабро (у AR₁sb)

До метагабро віднесено породи, які зустрічаються порівняно рідко і мають такий же склад, як гіперстенові та двопіроксенові (зазвичай з роговою обманкою) кристалосланці (метабазити), але більш крупнозернисті. Вони частково зберігають первинний мінеральний парагенезис, масивну текстуру, петрофізичні особливості, характерні для основних порід. На відміну від слабо намагнічених і майже не проявлених у фізичних полях метаультрабазитів, габро магнітні, іноді сильно, і проявляються у вигляді контрастних аномалій, наприклад, поблизу с. Красне інтенсивністю 1500-2000 нТл, Микулинецька тощо. Розміри тіл, зважаючи на величину аномалій, порівняно невеликі – 1,0 x 0,4 км, форма їх лінзоподібна, орієнтування північно-східне (60-70°) і північно-західне (300°).

За даними М. О. Ляшка [95], на Микулинецькій ділянці (св. 23, 740, 745) метагабро в розрізі чергують з двопіроксеновими, гіперстеновими кристалосланцями та метапіроксенітами (ймовірно, коматітами), містять нечисленні тіла ендербітів. Породи темно-сірі, майже чорні, нерівномірно зернисті, масивні, зі слабо вираженою тонкою смугастістю, іноді поступово переходять у габропіроксеніт або піроксеніт. Мінеральний склад: діопсид – 40-60 %, плагіоклаз – до 40-50 %, рогова обманка – до 30 %, магнетит – до 5 %; олівін, гіперстен; акцесорні: апатит, циркон, сфен, шпінель. За хімічними особливостями їх можна порівняти з метапіроксенітами Сабарівської ділянки, хоча вони дещо більше збагачені Na₂O, містять менше CaO, тобто ближчі до толейтового базальту.

Поблизу с. Красне (св. 29, 716) метагабро складають останці розміром до 10-24 м у масиві ендербітів, загальний об'єм яких становить понад 25 % гірничої маси. Породи середньозернисті масивні або неясносмугасті. Характеризуються помітною різноманітністю складу: плагіоклаз – 30-50 %, піроксени – від 8-10 до 60-65 %, рогова обманка – від 15-20 до 50 %, титаномагнетит – до 7-8 %. За хімічним складом подібні до меланократового габро-нориту, збагаченого титаномагнетитом (TiO₂ – 3,21-3,55 %) і апатитом (P₂O₅ – 0,7 %). Породи відзначаються високою щільністю (3,1 кг/см³) і намагніченістю ($\alpha = 3\ 000-4\ 500 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ).

Досить велике тіло метагабро розкрито Демидівським кар'єром (відсл. 1512). Потужність його досягає 30 м, протяжність – понад 400 м, простягання, як і у більшості тіл метаморфізованих порід основного-ультраосновного складу, – північно-східне (70°). Разом з ендербіт-мігматитами тіло метагабро складає крупний останець серед вінницитів та мігматитів бердичівського комплексу. Порода темно-сіра середньозерниста масивна, складена плагіоклазом (андезин-лабрадор) (33 %), майже безколірним діопсидом (38 %), апатитом (2-3 %), магнетитом (1 %) і вторинним червоно-коричневим біотитом (26 %).

Габро-амфіболіти описані І. К. Вититньовим [71] на Вороновицькій ділянці, де він виявив три тіла розміром до 2×0,5 км, розміщених серед чарнокітів. Склад їх такий: плагіоклаз (основний андезин) – 25-50 %, буро-зелена рогова обманка – до 15 %, піроксени – до 30 % (у рівних кількостях гіперстен і діопсид-авгіт), магнетит, апатит, ільменіт. В окварцованих ділянках знайдено бідне мідне зруденіння – халькопірит. Декілька дрібних розрізаних тіл метагабро показано на карті В. Д. Гейка [72] на північний захід від смт Брацлав, частина їх завірена при ГДП-200 [78]. У зазначеному районі поширені роговообманково-діопсидові, часто з гіперстеном кристалосланці (метабазити), які складають подекуди великі, до кількох десятків-сотень метрів, останці серед антипертитових ендербітів. Склад їх варіює від лейкократового габро (габро-діориту) до габро-піроксеніту із вмістом плагіоклазу 15-20 %. У середньому склад їх такий: плагіоклаз (андезин) – 35 %, діопсид – 18 %, гіперстен – 5 %, магнетит – 3 %, рогова обманка – 30 %, вторинний біотит – 10 %.

Подібні утворення повніше вивчені [89] у Гайсинському блоці в центральній частині магнітного максимуму зі значенням Z_a 1-2 і більше тисяч нТл (св. 016). Тут вони складають численні останці розміром до 5,3 м серед ендербітів діоритового складу (гайворонський комплекс) і більш пізніх гранітоїдів (собітів). За зовнішнім виглядом це темно-сірі, зеленувато-сірі породи дрібно-середньозернисті, масивні або зі слабо вираженою сланцювато-смугастою текстурою, при детальному вивченні встановлюються фрагменти апогабрової структури. Мінеральний склад: плагіоклаз – від 18-20 до 60-65 % (частіше 40-50%), клінопіроксен – від одиничних реліктових зерен до 25-27 % (у середньому – 15-20 %), рогова обманка та/або кумінгтоніт – від 1-2 до 35-45 % (у середньому – 25-30 %), гіперстен, магнетит – до 5-7 %, апатит – до 1-2 %. У протолюці містяться циркон (180 г/т), пірит (210 г/т), магнетит (2,3 кг/т), апатит (210 г/т). Плагіоклаз двох генерацій: ранній – лабрадор № 62 і пізній – андезин № 34-38. Рогова обманка також двох генерацій: сингенетична діопсиду і епігенетична – по кумінгтоніту і піроксенах. Клінопіроксен (діопсид із загальною залізистістю $f=25\%$) розподілений нерівномірно, містить релікти ортопіроксену, заміщується амфіболами та біотитом.

Габроїди всіх ділянок за геохімічними особливостями подібні до кристалосланців тиврівської товщі,

але відрізняються вищими концентраціями сидерофільних елементів – хрому, нікелю, кобальту, ванадію, іноді титану. На Микулинецькій і Вороновицькій ділянках з ними пов'язані аномалії хрому, міді і нікелю [72].

Високометаморфизований мафіт-ультрамафітовий комплекс має особливість, характерну для багатьох регіонів раннього докембрію – гіпербазити у ньому не утворюють крупні ізометричні масиви, а складають лінзовидні або пластоподібні тіла потужністю від кількох метрів до декількох сотень метрів. Незважаючи на сильне вторинне перетворення порід і недостатню їх вивченість, у них виявляється диференціація за складом від дунітів до лейкократових габро, а можливо, й анортозитів. Найвірогідніше, що утворення комплексу формацийно і фаціально неоднорідні. Порооди Сабарівської ділянки, що складають розшароване пластоподібне, зім'яте у складку тіло, можливо, є коматіітами (коматіт-толейтова формація [4]). Порівняно слабо диференційовані габро-піроксеніти Микулинецької ділянки, які утворюють ізольоване, малопотужне тіло лінзоподібної форми, за вказаними ознаками більше відповідають субвулканічним тріщинним утворенням. Не виключено, що деякі найбільші самостійні тіла перидотитів із зон глибинних розломів є дещо пізнішими інтрузіями (піроксеніт-перидотитова формація). Можливо, при подальшому вивченні комплекс буде розчленовано на різні формації, оскільки в ньому намічається розподіл за тектонічним положенням і зв'язком з габроїдами (і метабазитами), а коматііти, ймовірно, перейдуть у ранг стратифікованих утворень.

Гайворонський ультраметаморфічний комплекс (AR_{1gv})

Ендербіт-мігматити діоритового складу (enAR_{1gv})

Райони регіонального метаморфізму гранулітової фації відзначаються широким розповсюдженням порід гранітного-діоритового ряду – чарнокітоїдами, які за мінеральним складом подібні до вмісних метаморфічних порід та майже ізофаціальні з ними. Ці особливості об'єктивно ускладнюють розпізнавання і розчленування гранітоїдних гранулітових порід – одні й ті ж утворення деякі дослідники вважають гнейсами [30, 83, 103], інші – ендербіт-мігматитами [6, 8, 32].

Ендербіт-мігматити Середньобузького блока віднесено до гайворонського комплексу за такими критеріями: вони знаходяться в районі розвитку петротипу, тісно асоціюють з палеоархеїтськими кристалосланцями, як правило, двопіроксеновими, часто з переважанням діопсиду, і за складом відповідають діориту – кварцовому діориту – тоналіту. За даними Т. Е. Плоткіної [38], яка використала понад 30 хімічних аналізів смугастих ендербітів гайворонського комплексу, серед них переважають породи складу кварцовий діорит – тоналіт (SiO₂ = 58–68 % [37]). Для них, як і для ендербітів, виділених І. Б. Щербаковим [60, 64] у гайворонський тип, характерна смугаста текстура, двопіроксеновий склад і майже повна відсутність гранату. Їх подальша еволюція не призводить до появи вінніцитів і гранат-біотитових плагіогранітів (бердичівський комплекс), по них розвиваються біотит-роговообманкові діорити, гранодіорити і біотитові плагіомігматити тоналітового і гранітного складу (собіти). Дослідники суміжних територій [85, 100] подібні утворення виділяли як ендербітову формацію і розміщували її в основі дністровсько-бузької серії. Судячи з того, що у відслоненнях і свердловинах двопіроксенові ендербіт-мігматити (а також роговообманкові діорити, які розвиваються по них) зустрічаються досить часто, вони були поширені на південному заході Середньобузького блока, значна частина якого входить у межі аркуша “Вінниця”.

Порооди Тульчинського блока II порядку характеризуються високою магнітною сприйнятливістю ($\alpha = 3\ 670 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ), у Гайсинському блоці вони менш магнітні ($\alpha = 1\ 400\text{--}2\ 100 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ, досить щільні ($\sigma = 2,75$ г/см³). Магнітне поле над ними позитивне, слабо диференційоване. Регіональний гравітаційний мінімум з локальними додатними аномаліями зумовлений розущільненням порід у результаті палеопротерозойської деструкції, гранітизації, а також пізнішого катаклазу в місці зчленування декількох великих розломів; на схід, віддаляючись від зон розломів, він змінюється на крупний максимум – Гайсинський.

Ендербіт-діорити північної частини Тульчинського блока – темно-сірі породи дрібно- і середньозернисті, гранобластової структури, масивної або гнейсоподібної (мігматитової) текстури. Мінеральний склад: плагіоклаз (не завжди антипертит) – 50 %, діопсид – 9 %, гіперстен – 11 %, кварц – 15 %, магнетит – 5 %; вторинні: біотит – 1 %, іноді рогова обманка. У Гайсинському блоці діорит-ендербіти розкриті св. 016 [89] на ділянці з максимальними значеннями магнітного (до 1-2 тис. нТл) і гравітаційного полів. Тут вони чергуються з метаморфічними породами товщі потужністю не менше 250 м, серед яких переважають двопіроксенові і клінопіроксенові кристалосланці (метагаброїди), що складають серед ендербіт-діоритів і більш пізніх діоритів-собітів останці потужністю від 0,6–0,8 до 4,3–5,3 м. Мінеральний склад ендербітоїдів змінюється залежно від складу вихідних кристалосланців. Домінують клінопіроксенові різновиди, але присутні і двопіроксенові, і гіперстенові. Порооди сірі, середньозернисті, смугастої або плямистої текстури. Мінеральний склад: плагіоклаз – 45–60 % (рідко 18–20 %), кварц – до 14 %, діопсид – від одиничних реліктових зерен до 25–27 %, зазвичай 15–20 %, гіперстен – до 1 %, магнетит – 3–8 %, апатит – до 1–2 %; вторинні: кумінгтоніт, рогова обманка – від 0 до 40 %, біотит – 10–20 %, сфен – 1–2 %. Плагіоклази двох генерацій – реліктовий (лабрадор № 57-70) і новоутворений (андезин № 40), антипертити відсутні, кварц розподілений нерівномірно, у вигляді скупчень. Клінопіроксен – діопсид із залізистістю 43% (47% геденбергітової молекули); залізистість гіперстену 39%. У різновидах з переважанням ортопіроксену його залізистість – 39–42 %, а діопсид у них містить 25 % геденбергіту.

Мінеральний парагенез свідчить про те, що процес ендербітизації відбувався з привнесенням кремне-

зему і натрію, в результаті чого розкислювався ранній основний плагіоклаз (зберігаються релікти первинного лабрадору). Нерівномірна залізистість діопсиду пов'язана з тим, що принаймні частина його вторинна (у кристалосланцях клінопіроксен містить реліктові вrostки гіперстену). Хімічні аналізи вказують на високий (у середньому 5,5 %) вміст Са, переважання закисного заліза в найменш змінених собітизацією різновидах (ознака відновленості флюїдів). Склад піроксенів в ендербітах успадкував хімічні особливості мінералів із вихідних кристалосланців. Вміст сидерофільних і халькофільних мікроелементів (крім Со) у них майже вдвічі нижче, ніж кларк середніх порід за А. П. Виноградовим.

Т. Е. Плоткіна [38] дійшла висновку, що ендербіто-гнейси в районі с. Завалля є первинно-магматичними породами середнього складу (містять останці метабазитів та метаультрабазитів). Найдавніший цирконій у них датується віком 3,65 млрд років [64]. Поряд з ним присутня друга генерація циркону віком 2,8-2,9 млрд років. Л. М. Степанюк [52] визначив вік ендербіто-гнейсів з околиць м. Гайворон як 2,8 млрд років. Тому він запропонував у "Хроностратиграфічній схемі..." підняти гайворонський комплекс до цього рівня, на якому у схемі розміщені літинські ендербіти, а нижче (3,4 млрд років) виділити заваллівський комплекс. За висновком І. Б. Щербакова [64], найдавніші ендербіти, знайдені в Середньому Побужжі, служили петрофондом для багатьох молодших чарнокітоїдних комплексів, а також гранітоїдів протерозойського віку. Цей справедливий висновок повністю підтверджується еволюцією гранітоїдів регіону.

Мезоархейська ера

Літинський ультраметаморфічний комплекс (AR₂lt)

Чарнокітоїди літинського комплексу здебільшого належать до гіперстенових різновидів і за складом варіюють від діориту до нормального граніту і навіть сіеніту. За текстурно-структурними особливостями вони також досить різноманітні – від чітко гнейсоподібних дрібно-середньозернистих до масивних середньокрупнокристалічних і нерідко пегматоїдних, але в усіх випадках розподіл мінеральних скупчень у них нерівномірний. У полях розвитку породи комплексу тісно асоціюють з різними піроксеновими (\pm рогова обманка) кристалосланцями та габроїдами і нерідко успадковують особливості їхнього складу. Враховуючи зазначені характеристики, виділяють такі основні групи порід: ендербіт-мігматити, ендербіти, чарнокіти.

Ендербіт-мігматити – найбільш ранні гранітоїди Подільського блока. Зазвичай мають дрібно-середньозернисту гранобластову структуру, лінзоподібно-смугасту будову та істотно плагіоклазовий склад; містять багато темноколірних мінералів, серед яких переважає гіперстен; помітно збіднені на кремнезем, калій та інші літофільні елементи. До ендербітів належать переважно масивні, більш крупнозернисті породи, здебільшого це гіперстенові кварцвмісні антипертитові різновиди – типові ендербіти та чарноендербіти (літинський тип). Діоритоїдні (мангерити) і трондьємітові різновиди, за даними Л.І. Забіяки [83, 84] та М. О. Ляшка [95], розвинені менше (не більше 15-20 %).

Чарнокіти – породи, що вміщують, крім кварцу і плагіоклазу, калієвий польовий шпат, гіперстен і біотит; вони здебільшого мають пегматоїдний вигляд, формують невеликі тіла метасоматичного та алохтонного типу, склад варіює від лейкограніту до лужного сіеніту.

Подібне розчленування чарнокітоїдів намітилося давно [6, 8, 32, 33, 60], але на картах, складених під час проведення останніх ГТК [72, 84, 95], показано лише ендербіти та чарнокіти. Вперше поля ендербіт-мігматитів відображено на Держгеолкарті-200 аркуша "Бердичів" [15, 77]. Виділені типи порід відрізняються за тектонічними позиціями, часом становлення, складом та виглядом. Масивні ендербіти та чарнокіти беруть участь в утворенні іноді досить великих параавтохтонних масивів, наприклад Літинського, за яким отримав назву комплекс.

Позиція гнейсоподібних ендербітоїдів менш визначена. Більшість дослідників [6, 8, 32] ці породи Верхнього Побужжя і Придністров'я відносять до формації ранньоорогенних смугастих плагіомігматитів. Неоднозначно вирішується питання щодо їхнього генезису (і віку). Так, М. П. Щербак [58] розглядає ці утворення як гіперстенові мігматити, геологи Львівського університету [30] вважають їх гнейсами. Такої ж думки дотримуються і більшість геологів-зйомщиків, які описуючи чергування кристалосланців та гнейсів, відзначають в останніх прояви гранітизації (мігматитизації) і поступові переходи між породами. Встановлено [15, 77], що на північному фланзі Літинського масиву (р. Згар та інші місця) ендербіто-гнейси неузгоджено заміщуються пізнішими масивними ендербітами. Згідні та січні тіла чарнокітів зустрічаються майже в кожному великому відслоненні, кар'єрі, глибокій свердловині, що розкривають мігматити та масивні ендербіти. Незважаючи на те, що ендербіт-мігматити є найбільш ранніми утвореннями, виводити їх зі складу літинського комплексу передчасно. Вік їх, визначений уран-свинцевим методом по цирконах (7 проб, виконавець О. М. Пономаренко), не перевищує $2\,479 \pm 42$ млн років (попередні дані), що абсолютно не відповідає віковій ендербіто-гнейсів гайворонського комплексу – 3 400 млн років [32].

¹Вік у 3,4 млрд років і навіть 3,65 млрд років встановлено для ранньої генерації циркону, хоча ці породи містять молоду (близько 2,0 млрд років) генерацію цього мінералу. Редактор переконаний, що й у Верхньому Побужжі чарнокітоїди також містять циркони декількох генерацій.

Ендербіт-мігматити (en_1AR_2M)

Значних за площею однорідних полів із чіткими контурами ці породи не утворюють. Серед ендербіт-мігматитів зберігається багато останців кристалосланців, з якими вони мають поступові переходи. Поширені всюди, однак місцями зазнали наступної переробки, тому більшість їх зосереджена в гранулітових блоках більш ранньої консолідації, де спільно з масивними ендербітами іноді складають породний фон (рр. Згар, Мурафа, Півд. Буг та ін.). Нерідко зустрічаються у вигляді дрібних тіл серед полів бердичівських гранітоїдів.

Характерною особливістю ендербіт-мігматитів є наявність ознак метасоматичного розвитку у вихідних кристалосланцях вторинного більш кислого плагіоклазу, часто з утворенням антипертиту, а також пере-кристалізації темноколірних мінералів зі збільшенням розмірів, але скороченням їх частки (у першу чергу діопсиду), іноді в незначній кількості з'являється новоутворений гранат. Вторинний кварц розподіляється різко нерівномірно – від одиничних зерен до крупних (декілька метрів) виділень, які кородують інші мінерали. Поблизу агрегатів кварцу першої генерації збільшуються розміри зерен гіперстену і плагіоклазу. Різке сполучення неосомі і субстрату обумовлює помітну різноманітність мінеральних парагенезисів.

Мінеральний склад ендербіт-мігматитів, вивчених північніше смт Літин [15, 77], такий: плагіоклаз – 65 %, гіперстен – 15 %, кварц – 13 %, калішпат – 5 %, апатит – 1 %, біотит – 2 %, графіт, ільменіт, циркон. На площі аркуша “Вінниця” великі відслонення ендербіт-мігматитів вивчені південніше с. Потуш, у кар’єрах сіл Стрельчинці, Рахни Польові, Забужжя та ін. Вони розкриті св. 701, 703, 706, 711 та ін. на Лукашівській ділянці, св. 708 поблизу с. Сутиски, 719 поблизу с. Никифорівці та ін.

У районі сіл Потуш і Стрельчинці (відсл. 35, 36, 51, св. 2) розміри виходів ендербіт-мігматитів на-вхрест простягання смугастості досягають кількох сотень метрів. Породи тут мають досить чітку смугасту текстуру, характеризуються напруженою складчастістю, містять останці кристалосланців, а також гніздоподібні тіла пегматоїдів. Відзначається чергування повністю аналогічних за виглядом, але різних за складом порід залежно від особливостей кристалосланцевого субстрату. Переважають гіперстенові різновиди, які містять плагіоклаз (50 %), кварц (від 5 до 25 %) (у середньому – 15 %), гіперстен (до 30 %), діопсид (до 5 %), біотит (до 5 %). Поблизу тіл бердичівських гранітів відзначається графітизація. У клінопіроксенових мігматитах кількість гіперстену знижується до кількох відсотків, діопсиду в них – до 30 %, характерні сфен – до 1-2 %, апатит – до 1-2 %. У контактних зонах з чарнокітами в них з'являється гомогенний калішпат. У шліфах можна спостерігати всі стадії трансформації кристалосланців: фельдшпатизацію – утворення крупних кристалів плагіоклазу, іноді антипертиту, окварцювання, яке часто супроводжується перекристалізацією інших мінералів, метаморфічну диференціацію з розподілом на лейкосому і меланосому, а в цілому – наближення до складу граніту.

У кар’єрі с. Рахни Польові породи є продуктами інтенсивнішої ендербітизації. Вони ще зберігають реліктову гнейсopodobність та дрібно-середньозернисту структуру, але в них майже зникають скіаліти, і за складом та структурою вони наближаються до ендербіту літинського типу – кварцового антипертитового лейкократового. Склад їх перемінний: плагіоклаз – 45-75 %, кварц – 10-20 %, гіперстен – 4-20 %, подекуди діопсид – від кількох до 20 %, магнетит – 1-2 %, рогова обманка – до 20 %, біотит – 1-2 %, апатит, циркон.

Ендербіт-мігматити Малинівського кар’єру, які розміщуються серед кварцових ендербітів літинського типу, мають смугасту текстуру завдяки чергуванню ділянок, збагачених гіперстеном, і більш лейкократових і крупнозернистих. Склад їх такий: плагіоклаз у вигляді неправильних табличчастих зерен – 48-52 %, кварц, зосереджений у лейкократових ділянках, – 17-20 %, гіперстен – 15-18 %, апатит, циркон, біотит вторинний у вигляді окремих скупчень – до 15-17 %. Тіла ендербіт-мігматитів часто зустрічаються в пачках піроксенових кристалосланців на Лукашівській ділянці. Ці породи описані [72, 95] як гранітизовані гнейси на відміну від крупнокристалічних ендербітів та чарнокітів, які також наявні тут. Макроскопічно та в шліфах спостерігаються поступові переходи від кристалосланців через ендербіт-мігматити до кварцових ендербітів. У породах гранат здебільшого зв’язаний з біотитом.

Поширені в Придністров’ї породи, схожі на описані, В. М. Венедиктов [8] називав також ендербіт-мігматитами, наголошуючи на їх широкому розповсюдженні. За даними цього дослідника вони разом з кристалосланцями складають основу найбільш раннього (I цикл) комплексу – скалопольську товщу. Спільним для цих мігматитів є зниження вмісту піроксенів, внаслідок їх заміщення в субстраті лейкократовими мінералами, поява сіро-голубого кварцу і плагіоклазу-антипертиту. По гіперстенових (малокальцієвих) кристалосланцях (“метапелітах”) формуються різновиди, які іноді містять гранат з включеннями кварцу, плагіоклазу, гіперстену, магнетиту, місцями гранат майже повністю заміщує піроксен. В “апобазитових” ендербіт-мігматитах витісняються моноклінний піроксен та рогова обманка, однак гранату в них немає. В усіх різновидах ендербіт-мігматитів одним із найпізніших мінералів є кварц, який заміщує всі інші мінерали.

Серед ендербіт-мігматитів Придністров’я поряд із чисто гіперстеновими і двопіроксеновими різновидами часто зустрічаються діопсидові, які подекуди переважають (наприклад, “саїнська” світа О. І. Слензака [48]). Породи відзначаються змінним мінеральним складом: плагіоклаз – 40-55 %, гіперстен – від 7-10 до 40 %, діопсид – до 15-38 %, кварц – 17-20 %; у діопсидових різновидах клінопіроксен – до 40 %, сфен – до 1-2 %, апатит – 1-2 %, циркон, магнетит.

Ендербіти (en_2AR_2It)

Ендербіти літинського комплексу – це порівняно однорідні, рівномірно зернисті, від середньо- до крупнозернистих, породи сірого, зеленувато-сірого кольору, з голубуватим кварцом (літинський тип), внаслідок витрювання стають буро-коричневими. Порівняно з ендербіт-мігматитами вони більш гомогенізовані, але часто містять останці гіперстенових кристалосланців і мігматитів, для них також характерні тіла роговообманково-двопіроксенових кристалосланців. У контактних зонах спостерігається як поступовий перехід через малокварцові антипертитові різновиди, так і різкий, коли сполучення ендербітів з останцями кристалосланців надає породі вигляду еруптивної брекчії. В ендоконтактних зонах рогова обманка і частково діопсид заміщуються гіперстеном [8, 32, 77]. В. М. Венедиктов [8] відзначає наявність гранату в подібних утвореннях (синорогених або пізньоскладчастих чарнокітах), які формуються на місці малокальцієвих мігматитів та/або кристалосланців.

Враховуючи зазначені особливості ендербітів, можна зробити висновок, що це переважно ультраметаморфічні гранітоїди, але при цьому між ними спостерігаються деякі відмінності у ступені мобільності відносно місця виникнення. Більшість їх тіл сформувалися без помітних переміщень і успадкували, іноді до дрібних деталей, складчасту структуру гранулітових товщ. З наближенням складу до гранітного посилюється мобільність ендербітового матеріалу, і цим зумовлюється поява в ньому автономних, по-різному орієнтованих переміщених ксенолітів, а іноді досить великих блоків порід, часто не схожих з ним за складом: (метабазитів, кальцифірів, залізистих кварцитів та ін.) З'ясовано, що незначна кількість тіл лейкократових ендербітів є інтрузивними, але в цілому літинський комплекс належить до формації ремобілізованих параавтохтонних чарнокітів [6, 19, 63], яка виникла на місці грануліт-мігматитового субстрату та ізофаціальна з ним. Мінеральний склад ендербітів відповідає низьколужному плагіограніту, іноді відхиляється або до складу гранодіориту (кварцового діориту), або лейкоплагіограніту.

Найбільші масиви або ореоли крупних тіл, розміром до кількох десятків кілометрів, розташовані в північно-східному куті аркуша “Вінниця” (Літинський купол, звідси походить і назва комплексу), в районі смт Тиврів, а дрібніші тіла зустрічаються майже всюди. Найрідше вони зустрічаються серед великих полів пізніших гранітоїдів: бердичівських гранітів та собітів, оскільки заміщуються ними. У гравітаційному полі тяжіють до ділянок підвищеної інтенсивності, але в їх межах складають ділянки з нульовими або навіть від'ємними значеннями Δg_a . Магнітне поле над ними складно диференційоване, переважно з додатними аномальними (до 2000 нТл) значеннями, наприклад, Вінницька регіональна магнітна аномалія. Однак це не є правилом: намагніченість ендербітів може бути і дуже слабкою – до 75 % з 425 зразків мають середню магнітну сприйнятливість менше $180 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ, а 25 % – більше $2000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ [95]. Встановлено, що фізичні властивості ендербітів та кристалосланців, що асоціюють з ними, чітко корелюються: більш магнітними є різновиди ендербітів з останцями сильно магнітних двопіроксенових (\pm рогова обманка) кристалосланців – “метабазитів”.

Породи, що складають північний фланг Літинського блока (куполу) в районі Літинського кар'єру [15, 77], сірі, масивні, середньозернисті; мають склад: плагіоклаз-антипертит – 45-75 % (у середньому – 61,5 %), кварц – від 10-15 до 40-45 % (у середньому 26,5 %), гіперстен – від 1-5 до 17-20 % (у середньому 8-10 %), калішпат – до 3-8 %, магнетит – до 3-6 %, апатит, циркон, рідко гранат. В ендербітах зустрічаються ділянки інтенсивного окварцювання, де породи містять до 50-80 % голубувато-сірого кварцу з реліктовими кристалами антипертиту. За матеріалами О. І. Слензака [48], Е. Б. Налівкіної [33, 34] та ін., окварцювання є основним процесом, який призводить до появи описаних кварцових ендербітів. Ендербіти центральної та південної частин купола (район Малинівського кар'єру) також характеризуються невитриманим складом, але тут переважають лейкократові антипертитові різновиди з вмістом плагіоклазу 30-60 %, кварцу – до 35 %, гіперстену – до 5 %, магнетиту – до 1-2 %. Серед них наявні ділянки малокварцових лейкократових порід (мангеро-ендербітів): у Малинівському кар'єрі вони становлять до 15-20 % гірської маси, а на Вінницькому профілі складають тіла потужністю до кількох сотень метрів. Мінеральний склад їх такий: плагіоклаз-антипертит – 80 %, кварц – 12 %, гіперстен – 3 %, магнетит – 2 %, біотит – 3 %. Подібні породи, які містять до 75-80 % плагіоклазу і від 3-4 до 10-15 % гіперстену, були описані автором раніше [15, 77] у невеликій ізометричній куполоподібній структурі поблизу с. Нападівка.

В усіх зазначених місцях мангеро-ендербіти просторово тяжіють до крупних тіл роговообманково-двопіроксенових кристалосланців (метабазитів), іноді з горизонтами метапіроксенітів (коматітів?). Подібна асоціація ймовірно характерна для більшості ранньодокембрійських регіонів. У Центральній-Кольській зоні ряд порід від метапіроксенітів і роговообманково-двопіроксенових кристалосланців до середніх і кислих чарнокітоїдів з палеотемпературою формування 830-920°C розглядається як генетично єдиний і такий, що виник внаслідок первинного магматичного розшарування [24]. Однак великий обсяг ендербітів і мангеритів (понад 60 %), залягання їх іноді під горизонтами базит-ультрабазитів, наявність ксенолітів останніх в ендербітах, а також різний радіологічний вік тих та інших* роблять більш імовірним припущення, що мангерити є крайо-

*тів і, тим більше, ендербітів є наразі гостро дискусійним (наук. ред.).

вою фацією в масивах лейкократових ендербітів поблизу контактів з основними породами (за аналогією з типовими гранітними масивами). На думку Е. Б. Налівкіної [33], вони є початковими продуктами становлення ендербітів у результаті прояву істотно лужного метасоматозу (привнесення Na та Al).

У Малинівському і Літинському кар'єрах [77, 78, 95] зустрічаються реліктові тіла оригінальних мігматитів (агматитів) – лінзовидно-смугастих утворень, в яких чергуються темні і світлі смуги потужністю до 10-15 см. Темні різновиди представлені кристалосланцями роговообманково-двопіроксеновими з магнетитом, а світлі – дрібнозернистим трондьємітом, який містить антипертит (65 %), ізометричні зерна кварцу (35 %), зрідка кристали гіперстену. Подібні за складом лейкоендербіти і ендербіт-пегматити утворюють численні згідні та січні тіла в полі кристалосланців та ендербіт-мігматитів на північ від Літинського масиву (р. Згар). Характеризуються вони змінною кількістю плагіоклазу, іноді антипертиту (до 70-90 %), субідоморфних зерен кварцу (10-30 %), гіперстену (3-5 %), апатиту, циркону.

Ендербіти центральної частини Тиврівського блока (район однойменних кар'єрів, відсл. 37-39, 1042 та ін.) досить добре вивчені: тут різними дослідниками відібрано не менше п'ятдесяти шліфів та зроблено близько десяти хімічних аналізів. Узагальнення цих даних та дослідження авторів дозволяють зробити висновок, що переважають тут ендербіти середньо-крупнозернисті, масивні, які складаються з плагіоклазу-антипертиту (55-65 %), кварцу (20-30 %), гіперстену (близько 10 %), калішпату (5 %), біотиту (до 4-7 %), магнетиту (до 5-7 %), іноді гранату – в акцесорних кількостях.

Подібні утворення Придністров'я (формація синорогених або пізньоскладчастих чарнокітів) В. М. Венедиктов [8] характеризує як однорідні середньо-крупнозернисті породи зеленувато-сірого кольору складені плагіоклазом, сіро-голубим кварцом, піроксенами, серед яких переважає гіперстен. Однією з характерних особливостей ендербітів Придністров'я є наявність у їхньому складі гранату, іноді двох генерацій. Перша виникла до утворення гіперстену, друга – після, імовірно, при становленні бердичівського комплексу, саме вона зустрічається найчастіше та фіксується численними ознаками заміщення гіперстену гранатом [8, 48]. За свідченням В. М. Венедиктова, тут гранатвмісні чарнокітоїди (скоріше вінніцити) заміщують по простяганню безгранатові ендербіт-мігматити, при цьому гранат з'являється і в ксенолітах гіперстенових гнейсів.

У Гайсинському блоці антипертитові ендербіти були знайдені та описані автором [89] у багатьох місцях. Судячи з широкого розповсюдження апоендербітових плагіомігматитів (собітів), іноді з реліктами піроксенів та успадкованим антипертитом, гранулітові гранітоїди займали великі площі і з'єднувались на заході з основним полем їхнього розвитку (Вінницький блок). Ендербіти, вивчені поблизу с. Юрківці [89], на вигляд і за мінералогічним складом абсолютно аналогічні літинським, вони містять: плагіоклаз-антипертит – 55-65 %, гіперстен – 15-18, рідше 5-8 або 25-28 %, іноді клінопіроксен – до 2-3 %, кварц – до 15-17, рідше до 30-35 %, іноді гранат – до 3-4 % і рогову обманку – від 1-2 до 8-10 %, апатит – до 1 %, магнетит. У калішпатизованих ендербітах (чарнокітах) до них додається мікроклін, збільшується кількість біотиту, зрідка з'являється гранат, який кородує гіперстен. Подекуди (с. Джуришці) ортопіроксен-плагіоклазові ендербіт-діорити чергуються з ендербітами плагіогранітного складу, які містять плагіоклаз-антипертит (50-55 %), кварц (35-38 %), ортопіроксен (5 %), діопсид у вигляді облямівки на гіперстені.

Чарнокіти (CaR_2It)

У групу чарнокітів об'єднані переважно двопольовошпатові гранітоїди досить змінного складу – від гранодіоритів до лужних сієнітів. Більшість їх сформувалися по ендербітах у результаті калієвого метасоматозу, що проявився вздовж зон розривних деформацій. В. Д. Гейком [72] встановлено, що потужність таких зон, а відповідно і чарнокітових тіл – десятки, зрідка перші сотні метрів. У цілому, процес калішпатизації проявився слабо: за даними В. А. Рябенка [103], у 150 шліфах з чарнокітоїдів району середній вміст калішпату становить усього 12 %. До цієї ж групи порід нами, услід за І. Б. Щербаковим [60], віднесено апліт-пегматоїдні граніти з біотитом і гіперстеном, а також діопсид-мікроклінові сієніти-пегматити – генетичні аналоги перших, але сформовані серед карбонатних порід. На потрійній діаграмі лейкократових мінералів [95] частка калішпату в чарнокітах варіює від кількох відсотків (у 65 % випадків) до 70-80 % (у 10 % випадків), в інших шліфах його кількість становить 15-50 %; вміст кварцу змінюється від декількох до 40 %. Судячи з кремнієво-лужної діаграми [15, 77, 78]^{*}, чарнокіти могли формуватися як по ендербіт-мігматитах, так і по лейкократових ендербітах. Малокварцові та збагачені калішпатом породи лівої частини діаграми здебільшого пегматити і сієніт-пегматити.

Як приклад калішпатизованих (чарнокітизованих) ендербіт-мігматитів можна навести породи з кар'єрів поблизу с. Довжик на р. Мурафі (Придністров'я). Тут вони складають пачку потужністю не менше 100-150 м, у якій поряд з плагіоклазовими мігматитами зустрічаються, а подекуди і переважають двопольовошпатові з різними піроксенами смугасті породи. Вони містять до 30-40 % гомогенного ортоклазу, крипто- або мезопертитового калішпату. У районі Калинівського прояву міді [15, 77] чарнокіт-мігматити містять плагіоклаз (іноді антипертит № 22-24) у кількості 30-35 %, який заміщується калішпат-пертитом (до 40 %), розподілені різко нерівномірно. Вміст кварцу в них низький (до 3-5 %), але багато (18-23 %) гіперстену.

Лейкократові чарнокіти зазвичай асоціюють з ендербітами літинського типу, чергуються з ними без

^{*} На думку редактора, чарнокіти та антипертитові ендербіти сформовані в результаті прояву одного й того ж процесу, але при формуванні чарнокітів відбулося інтенсивніше привнесення K_2O .

вияву помітної зональності. Часто зустрічаються у Шендерівському масиві [77], у Сабарівському, Гніванському та ін. кар'єрах. Мінеральний склад: плагіоклаз-антипертит – від 10-15 до 60 % (у середньому 30 %), калішпат-пертит – 15-55 % (у середньому 35 %), кварц – 20-35 %, гіперстен – від 3-5 до 20 % (у середньому 12 %), іноді діопсид – до 3-5 %, магнетит – до 2 %, апатит, ільменіт.

Рожеві апліт-пегматоїдні граніти, просторово пов'язані з чарнокітоїдами, відрізняються від них не тільки за кольором, а й за структурою та складом. Це різко нерівномірностерні породи з малим вмістом темноколірних мінералів: гіперстену, магнетиту, біотиту, нерідко – лише біотиту, іноді апатиту. Звичайними є поступові переходи в ці породи середньо-крупнозернистих чарнокітів, що виражається в зменшенні частки плагіоклазу і піроксенів. Крім того, вони складають малопотужні жильні тіла з чіткими різкими контактами в кристалосланцях і мігматитах, іноді численні (Гніванський кар'єр [103] та ін.). Граніти містять приблизно однакову кількість плагіоклазу-антипертиту, калішпат-мікропертиту (іноді переважає) і кварцу, частка гіперстену, біотиту, магнетиту не перевищує перших відсотків.

Склад пегматоїдних гранітів залежить від хімізму вмісних порід. У тілах, що залягають серед карбонатних порід, виникають різновиди, в яких майже повністю відсутні кварц, плагіоклаз, гіперстен, натомість для них характерні клінопіроксени та сфен. Ці діопсид (геденбергіт)-ортоклазові сієнітоподібні породи мають середньо-крупнозернисту до пегматоїдної структуру. Мінеральний склад їх [95]: ортоклаз-пертит – 71 %, плагіоклаз – 8 %, кварц – 8 %, клінопіроксен – 9 %, біотит – до 3 %, сфен, апатит – до 1-2 %. Серед залізистих кварцитів Петриківського родовища сформувалися оригінальні кварц-мезопертитові пегматоїди, в яких кварц утворює великі ізометричні порфіробласти на фоні дрібно-середньозернистої істотно калішпатової (\pm гіперстен) тканини. З метаультрабазитами Сабарівської ділянки просторово пов'язані чарнокіт-пегматити, складені гіперстеном і калішпат-пертитом.

Метасоматичні утворення літинського комплексу – це насамперед магнезійні скарни, що виникають у контактних зонах карбонатних порід з тілами чарнокітів, частіше чарнокіт-сієнітів на Лукашівській та інших ділянках. Серед них вирізняються форстерит-діопсидові, діопсидові, флогопіт-діопсидові, форстерит-гумітові різновиди. В апокристалосланцевих скарнах подекуди зберігається плагіоклаз, який зазвичай заміщується скаполітом та новоутвореним діопсидом. Для порід характерні смугасті, плямисті та брекчієподібні текстури, різка невитриманість форми тіл та складу по латералі та в розрізах. Найпоширеніші діопсидові скарни – світло-сірі, іноді зеленуваті, середньо-, рідше крупнозернисті породи, що містять до 70-80 % діопсиду, нерідко з форстеритом. Концентрації флогопіту, амфіболу, гуміту, шпінелі рідко перевищують 10-12 %. Найцікавіші породи – біметасоматичні скарни, що складаються з кальциту (40-60 %), нефеліну (20-30 %), флогопіту (10-20 %), у них агрегати нефеліну розміром до $2 \times 1,5$ см розподілені нерівномірно і цементуються кальцитом. Іноді нефелін розвивається в діопсид-ортоклазових сієнітах, заміщуючи калішпат. З приведеної в звіті М. О. Ляшка [95] діаграми $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$ видно, що скарни займають поле порід з часткою SiO_2 від 20 до 70%, при цьому вони явно збагачені CaO , що підтверджується переважанням серед них діопсидових різновидів. На кремнієво-лужній діаграмі [95] вони розміщуються в полі нормальних і частково сублужних габроїдів, тобто не є лужними основними та ультраосновними породами, які характерні для карбонатитових комплексів. Геохімічні дослідження, виконані з метою встановлення природи карбонатних порід [95], показали, що вони істотно відрізняються від карбонатитів за вмістом В, Ва, Р, Sr, у них немає підвищених концентрацій таких характерних для карбонатитів елементів, як Nb, Та, Y, Zr, Ti. Із магнезійними скарнами пов'язане звичайне для них зруденіння: флогопітове з вмістом слюди до 15-60 % та мізерне апатитове – вміст P_2O_5 у них не перевищує 3-4 %.

До порід імовірно метасоматичного походження, пов'язаних з чарнокітоїдами, належать меланократові піроксенові (\pm плагіоклаз) утворення, які перемежуються в розрізах з кристалосланцями та ендербіт-мігматитами та мають з ними поступові переходи. Потужність їх тіл варіює від 1-2 до 10 м, вони містять реліктові останці кристалосланців, а також утворюють у них ділянки-сегрегації укрупнених кристалів піроксену. Високотемпературними метасоматитами є також малопоширені магнетитвмісні двопіроксен-кварцові і гранат-гіперстенові (\pm шпінель) породи, котрі складають дрібні тіла-останці в ендербітах (Вінницький профіль та ін.). Перші вміщують кварц (до 70-75 %) і магнетит (15-20 %), реліктові зерна піроксенів (15-20 %), поодинокі зерна гранату (відсл. 17). Гранат-гіперстенові метасоматити (св. 734) формують серед ендербітів гнізда і смуги розміром 1,5-2 м, відзначаються крупнокристалічною структурою і складаються з залізистого піроксену з сильним плеохроїзмом (до 60-70 %), гранату (до 30-40 %), магнетиту (до 10-15 %), плагіоклазу.

Мінералого-петрохімічна і петрофізична характеристика порід літинського комплексу та їхній вік. Типоморфний мінерал чарнокітоїдів – гіперстен – представлений таблитчастими та призматичними зернами, розміри яких істотно збільшуються в ряді ендербіт-мігматит – чарнокіт від перших міліметрів до кількох сантиметрів. Залізистість його варіює залежно від хімічних особливостей заміщуваного субстрату та ступеня його гранітизації. В ендербіт-діоритах по клінопіроксенових та двопіроксенових кристалосланцях $f = 39-42$ %, у лейкократових ендербітах літинського типу $f = 50-54$ %, у чарнокітах залізистість становить 57-63 % [32, 89]. Клінопіроксен в ендербітах відповідає діопсиду з 47 % геденбергітової молекули [89].

Плагіоклази в породах літинського комплексу характеризуються темно-сірим, зеленувато-сірим кольором. Ендербіт-мігматити та діоритоїди зазвичай містять реліктовий плагіоклаз (лабрадор № 57-70) у вигляді

включень або плям з розмитими контурами в новоутвореному андезині № 40-43; антипертитів у них практично немає. В ендербітах переважає олігоклаз-андезин (№ 28-32) з великими та дрібними антипертитовими вrostками, разом з антипертитом з'являється сіро-голубий кварц. Плагіоклази ендербітів мають найвищу інтенсивність рентгенівської термолюмінесценції (РТЛ) – до 18 000 ум. од. [40, 95], нижча вона у плагіочарнокітах (1300-8500 ум. од.) та сієнітах (2000-6500 ум. од.). Лужні польові шпати (ЛПШ) представлені структурно однорідними, проміжними ортоклаз-пертитами з фазами, що погано розпалися, і характеризуються високим вмістом натрію. Інтенсивність рентгенівської термолюмінесценції ЛПШ надзвичайно висока, типова для порід гранулітової фації – від 28 до 48 тис. ум. од. в ендербітах і 5 600-5 800 ум. од. у сієнітах. Біотити чарнокітоїдів відзначаються чітко вираженим червоним, коричнювато-червоним відтінком, зумовленим високим (до 7%) вмістом TiO_2 [8].

Акцесорні мінерали чарнокітоїдів – окисли – містяться в кількостях до 2-3, іноді до 6-7% (Малинівський кар'єр). Частіше представлені ільменітом (0,5-5%), але подекуди магнетит у них переважає, хоча розподілення його нерівномірне, іноді його взагалі не знаходять. М. О. Ляшко [95] встановив, що в ендербітах Літинського блока представлено лише вторинний магнетит (по піроксенах). У чарнокітах підвищується частка сульфідів, їх співвідношення з окислами досягає 1:1, вміст – 0,5-1%, іноді 3-5%. Найбільш ранній серед них – піротин, пізніше виділяються пірит, халькопірит. Апатит в ендербітах формує короткостовпчасті кристали, будова яких у чарнокітах стає зональною. Циркони в чарнокітоїдах належать до різних генерацій, в окремих кристалах зберігаються реліктові форми, характерні для заміщуваних кристалосланців (I тип). Зональні циркони II типу блідо-коричневі з рожевим відтінком, іноді з включеннями I типу. Найкраще зональність проявляється у чарнокітах.

На складеній М. О. Ляшком [95] петрохімічній діаграмі А. М. Заварицького породам літинського комплексу відповідає розтягнуте по осі *b* поле (від 5 до 20%), що демонструє нерівномірний вміст темноколірних мінералів. На діаграмі кремнезем-луги [15, 78] групи порід чітко відрізняються: ендербіт-мігматити мають велику основність і порівняно невелику лужність (3,5-5,5%) з різким переважанням Na_2O . Антипертитові (літинські) ендербіти містять понад 66% SiO_2 , але лужність у них змінюється майже у тих самих межах – до 6,5%. Поле чарнокітів, що відзначаються високим вмістом лугів (6-9,5%), неоднорідне по осі SiO_2 ; цим підтверджується імовірність формування частини двопольовошпатових різновидів у результаті калішпатизації ендербітів різних типів. Окремі поля на діаграмі утворені чарнокітами-пегматитами (збагаченими SiO_2) та діопсидовими сієнітами (містять 8,5-12% лугів, але усього 55-64% кремнезему).

М. О. Ляшко та ін. [95] наводять імовірний спосіб утворення чарнокітоїдів за результатами термобарометрії. Аналіз P-T діаграми, розміщений у звіті, дозволяє виділити три етапи:

- 1) формування метаморфогенних ендербітів і чарнокітів; $T = 715-884^\circ C$, $P \geq 15$ кбар;
- 2) утворення сієнітів (піроксенових чарнокітів); $T = 600-690^\circ C$, $P < 3,4$ кбар;
- 3) утворення аляскіт-чарнокітів (пегматоїдів), $T = 557-597^\circ C$, $P < 3$ кбар.

На думку авторів [95], досліджувані чарнокітоїди виникли в глибинних зонах земної кори з істотно бідних на воду метаморфічних порід, які частково втратили луги. За комплексом термодинамічних параметрів більшу частину їх слід відносити до генетичного типу чарнокіт-мігматитів, які сформувалися в результаті часткового плавлення субстрату в інтервалі температур $640-780^\circ C$ під тиском 5-10 кбар. Експериментальним плавленням метабазитів, розміщених серед ендербітів, встановлено, що вже при $800-850^\circ C$ близько 50% породи переходить у розплав, при цьому його перші порції більш кислі, ніж вихідний субстрат [24].

Геохімічні особливості чарнокітоїдів літинського комплексу [32] виявляються у підвищеній кількості сидерофільних елементів. Ендербіти містять (у г/т): хром – 25, нікель – 30-50, кобальт – 15, ванадій – 40-50, стронцій – 370-450. За даними рентген-флюоресцентного аналізу [95] для ендербітів характерні мінімальні вмісти Cu (3 г/т), Pb (2 г/т), Rb (3 г/т), Zn (7 г/т). У чарнокітах у 1,5-2 рази підвищується роль халькофільних елементів, а також Rb, Zn, Mo, Ba, P, рідкісних земель. Вміст Sr в ендербітах – 721 г/т ($n=5$), в чарнокітах – 560 г/т ($n=7$). Розподіл РЗЕ у субстраті ендербітів – кристалосланцяч – має нефракціонований характер [32], відношення $(Ce/Y)_N$, що характеризує ступінь фракціонування, дорівнює 0,9-4,1. Для ендербітів цей показник вищий (8-22), але в них поряд зі зменшенням кількості важких РЗЕ збільшується вміст легких. Це безпосередньо корелюється з поведінкою в породах калію, так, у чарнокітах співвідношення $(Ce/Y)_N$ досягає 45-74 при вмісті легких РЗЕ до 80-400 г/т. За висновком І. М. Лісної [32], розподіл РЗЕ в ендербітах літинського блока, висока їх концентрація і значний ступінь фракціонування відповідають моделі часткового плавлення субстрату в умовах гранулітової фації.

Фізичні властивості порід літинського комплексу визначаються в основному складом субстрату. На гістограмах щільності [15, 78] найвищі значення фіксуються в ендербіт-мігматитах (у середньому $2,78$ г/см³), ендербіти та чарнокіти менш щільні – відповідно $2,69$ і $2,66$ г/см³. Ендербіт-мігматити, в цілому, слабо магнітні породи – майже у 80% утворень α дорівнює $30-300 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ. Для ендербітів значення магнітної сприйнятливості досить рівномірно розподіляються в діапазоні від 10 до $7000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ. При порівнянь гістограм ендербіт-мігматитів і кварцових ендербітів помітно, що ліві їх частини майже ідентичні, але у правій частині гістограми ендербіт-мігматитів випадків з високими значеннями магнітної сприйнятливості в кілька разів менше, ніж на гістограмі кварцових ендербітів. Це обумовлено тим, що сильномагнітні двопіроксе-

нові (\pm рогова обманка) з магнетитом кристалосланці серед літинських ендербітів зустрічаються набагато частіше. Чарнокіти за намагніченістю схожі на ендербіти, але, в цілому, менш магнітні, а сієніт-чарнокіти взагалі немагнітні.

М. П. Щербак [58] визначає вік трьох різновидів циркону з мігматизованих гнейсів р. Півд. Буг (U-Th-Pb метод) як 2470-2530 млн років. Визначення ізотопного віку ендербітів з кар'єру м. Літин, проведене І. М. Лісною [32] методом внутрішньої ізохронії за фракціями циркону, дало цифру 2815 млн років. Вона, на думку, Л. М. Степанюка та І. М. Лісної [53], імовірно характеризує вік ядер циркону в складно побудованих його кристалах з ендербітів. Час формування антипертитових ендербітів становить 2,0 млрд років, за даними уран-свинцевого датування монациту – 2,06-2,04 млрд років. Для ендербітів смт Тиврів вік цирконів визначено як 2,1 млрд років [32]. При визначенні віку цирконів різних генерацій з ендербітів Гайсинського блока (с. Сітківці) прямим термоемісійним методом отримано датування 2,0-2,02 млрд років [89]. Sm-Nd датування модельним методом дає такі значення: ендербіт з Літинського кар'єру – 3 490 (СНUR) і 3 650 (ДМ) млн років, ендербіт з кар'єру с. Іванів відповідно 2 550 та 2 730 млн років [53]. Прийнятий у “Кореляційній схемі...” вік літинського комплексу 2 815 млн років вірогідніший, оскільки ендербітоїди є відносно ранніми утвореннями порівняно з бердичівськими та гайсинськими гранітоїдами, становлення яких відбувалося в часовому інтервалі 2 200-2 000 млн років [20, 58].

О. М. Пономаренко (ІГМР НАН України) виконав попереднє датування цирконів з ендербіт-мігматитів Вінницького блока (табл. 1).

Таблиця 1. Ізотопний вік цирконів з ендербіт-мігматитів літинського комплексу

№ проб	Місце відбору	Коротка характеристика матеріалу проби та місця відбору	Вік, млн р.
80-к	Рахни Польові, кар'єр	Ендербіт-мігматит двопіроксеновий. Поле однорідних ендербітів розміром 250×200 м	2104±28
35-12 ^а , 36-1 ^а	Річка Півд. Буг, вище с. Потуш	Тиньовий діорит-ендербіт (мігматит) гіперстеновий. Відслонення (400 м) ендербіт-мігматитів смугастих	(2003-2008)± 27
51-1 ^а	Село Стрельчинці, кар'єр	Ендербіт гіперстеновий (гіперстен – 25%, клінопіроксен – 4%) розгнейсований (ендербіто-гнейс). Розмір відслонення – не менше 100 м	2016±120
212-3 ^а	Село Рекеченці, відслонення завдовжки понад 50 м	Ендербіто-гнейс ортопіроксеновий. Склад: плагіоклаз, гіперстен, кварц, біотит, апатит, магнетит, циркон	2075±120
214-1 ^а	Село Довжок, східна стінка кар'єру розміром понад 100 м	Ендербіто-гнейс клінопіроксеновий. Склад: плагіоклаз – 15%, клінопіроксен – 40-45%, калішпат – до 30-40%, сфен – 1-2%, магнетит, апатит, циркон	2389±430
1042-6 ^а	Смт Тиврів, західна частина стінки кар'єру	Ендербіт-мігматит гіперстеновий (15-17%) біотитизований (5-6%). Містить: кварц – 20-25%, плагіоклаз – 20-25%, калішпат – 20-25%, циркон	6 ^а /1 2200±450 6 ^а /2 2479±42

Подальше вивчення цирконів О. М. Пономаренком дало такі результати.

В ендербіт-мігматитах Тиврівського кар'єру центральні частини (ядра?) зональних цирконів мають вік ще молодше 2380 ± 42 млн років, є визначення 2479 ± 42 млн років. У найдавніших цирконах зі слабогнейсованих ендербітів кар'єру Рахни Польові визначений вік 2104±28 млн років.

Палеопротерозойська ера

Гайсинський ультраметаморфічний комплекс (PR₁¹gs)

До цього комплексу традиційно відносять гранітоїди з мінеральними парагенезисами амфіболітової фації, широко розвинені у південно-східній частині аркуша “Вінниця”, тобто в Середньобузькому блоці. Раніше [103] тут картувалися великі масиви кіровоградсько-житомирських гранітів, а також дрібні тіла гранодіоритів та чарнокітів подільського комплексу. На пізнішій карті В. Д. Гейка [72] у цьому районі показане досить одноманітне поле діафторованих чарнокітоїдів з нечисленними останцями кристалосланців і габроїдів та тілами пізніших гранодіоритів і гранітів. Проведені на суміжних територіях дослідження [70, 85, 86, 100], а також наші роботи показали, що на ділянці зчленування Немирівського, Хмільницького та Летицького розломів розповсюджені переважно регресивні гранітоїди (“собіти”). Досить важливу роль в її будові відіграють поля і реліктові останці гранулітів, котрі так чи інакше зазнали діафторезу.

На сьогодні [19, 89] собіти розглядаються як ретроградні утворення, розвинні головним чином по ультраметаморфічних породах гранулітової фації (гайворонському і літинському комплексах), зв'язок з якими цілком очевидний. Способи їх становлення різноманітні – від часткової перекристалізації субстрату до його інтенсивної метасоматичної переробки, при цьому найбільш кислі породи, а також частина діоритів, проходили стадію селективного плавлення та ремобілізації. Магнітне поле над собітами позитивне, помітно

диференційоване, у гравітаційному полі їм відповідають слабо виражені мінімуми.

Співвідношення між петрографічними різновидами, що складають комплекс, не завжди однакові – поряд з поступовими переходами, найбільш поширеними, спостерігаються випадки, коли кислі породи складають січні жили у діоритах. Характер контактних зон та структурно-текстурні особливості собітів обумовлені тектонічною позицією місця їх залягання. На більшій частині території породи масивні, середньокрупнозернисті, нерідко порфіроподібні, зовні мало відрізняються від ендербітів. Останці суперкрупних порід у них зазвичай мають близьку до ізометричної форму з чіткими, рідше неявно вираженими контурами. Контакти їх різно орієнтовані, мінливі, у контактних зонах сегрегуються крупні кристали рогової обманки або біотиту з утворенням меланократових гнізд, лінз або смуг.

У зонах інтенсивних тектонічних напружень, з якими найчастіше сполучені більш пізні мілоніти та катаклазити, виникають утворення з планарними текстурами та мікροструктурами типу мігматитів або гнейсогранітів, останці в них знаходяться у формі смуг та витягнутих лінз. Характер контактних утворень, хоча й залишається подібним описаному, але границі порід більш упорядковані, субпаралельні. Посилюється полярність складів порід, подекуди чергуються ділянки меланосоми та лейкосоми. Іноді в тектонічних зонах зберігаються реліктові блоки та лінзи більш основних за складом порід – діоритів або чарнокітоїдів з ізометричними скіалітами. Місцями в породах проявляється первинна тіньова гнейсоподібність, яку різко перетинають пізніші субвертикальні зони гранітизації іншого напрямку.

У породному ряді діорит – пегматит виділяються два відгалуження, здебільшого просторово сполучені: плагіоклазове та двопольовошпатове. Встановлюється більш пізній накладений характер калішпатизації, і залежно від того, в якій породі вона проявилася, виникають різновиди за складом від діорит-сієніту до граніт-пегматиту або навіть мономінеральні скупчення мікрокліну. Тіла лейкокатових гранітів та пегматитів часто є тріщинними інтрузивними (жилами). Аналіз крупномасштабних карт кристалічної основи [70, 85, 89] свідчить, що в полі собітів переважають біотитові (\pm амфіболи, рідше гранати) плагіогранітоїди тоналітового та плагіогранітного складу, ділянки яких охоплюють не менше половини площі поля. Частки діоритів та двопольовошпатових гранітів приблизно однакові, але перші краще збереглися в міжрозломних блоках, а другі помітно тяжіють до центральних частин зон крупних розломів – Немирівського, Летичівського та Хмільницького. На потрійній кварц-польовошпатовій діаграмі [47] фігуративні точки складів собітів охоплюють поля кварцових діоритів, тоналітів, гранодіоритів та праву, переважно плагіоклазову, частину поля гранітів.

Характерною особливістю західної частини Гайсинського блока є часте чергування порід різного складу, навіть у межах одного, досить великого відслонення (кар'єри на р.р. Півд. Буг та Устя), що сильно ускладнює картування собітів, особливо в масштабі ГДП-200. Тому на карті кристалічної основи показано тіла, в складі яких переважають або діоритоїди (δm), або плагіомігматити та плагіограніти (pm), або мігматити та граніти (gm). Межі породних різновидів можуть мати як спадковий, так і набутий характер. При слабкому та рівномірному змінюванні субстрату, коли зберігаються властиві для нього елементи диференціації за складом, межі будуть фаціальними, при сильній трансформації вихідних порід гранітоїди, а частково й діорити, можуть виникнути по будь-якій субстанції. Крім мігматитів, також виявлено дрібні тіла інтрузивних діоритів, лейкогранітів і апліт-пегматоїдних гранітів.

Діорити ($\delta PR_1^1 gs$)

Діорити, найімовірніше інтрузивного походження, виявлені поблизу місця впадання р. Устя у Півд. Буг (відсл. 66). Тут вони складають одиничні ксеноліти розміром до кількох десятків метрів серед граніт-пегматитів. Це сірі масивні середньокрупнозернисті породи з гіпідіоморфнозернистою або порфіровою структурою, чим відрізняються від мігматитів діоритового складу з гранобластовою структурою. Мінеральний склад: плагіоклаз – 45-55 %, рогова обманка – 35-42 %, біотит – 8-10 %, магнетит – до 3 %, апатит, сфен, циркон. Плагіоклаз і зелена рогова обманка частково (по 5-10 %) утворюють порфірові вкрапленики призматичних кристалів розміром 2-2,5 мм. У плагіоклазі (андезині) добре виражені двійники, він має пряму зональність. В основній тканині мінерали ті ж самі, але в 5-10 разів дрібніші.

Мігматити діоритового складу ($\delta m PR_1^1 gs$)

Діорит-мігматити – початковий член плагіоклазового відгалуження – мають обмежене поширення, найчастіше спостерігаються у вигляді останців серед більш кислих гранітоїдів (відсл. 46). Досить детально вони вивчені на сусідній території [47, 70, 89], де виявлені в просторовому зв'язку з пачками амфіболізованих клінопіроксенових і двопіроксенових кристалосланців та габроїдів, а також з тілами ендербіт-діоритів, у ділянках зі слабо проявленою подальшою гранітизацією. Складені вони плагіоклазом середньої основності (55-70 %), буро-зеленою та зеленою роговою обманкою, іноді кумінгтонітом (від 8-10 до 20-25 %), часто з домішками біотиту (до 10-15 %), кварцу (до 5-8 %), магнетиту (до 3-4 %) та сфену (до 1-2 %). За даними Г. Г. Виноградова [70], у діоритоїдах іноді фіксуються реліктові мінерали, характерні для гранулітового субстрату, – діопсид і плагіоклаз-антипертит.

Мігматити, що за складом відповідають кварцовому діориту, поширені дещо більше, ніж діорити, відрізняються від них постійною наявністю кварцу та переважанням біотиту над роговою обманкою. Вони тяжіють до полів розвитку кислих антипертитових ендербітів, але можуть формуватися й по ендербіт-діоритах гайворонського комплексу та діоритах – собітах при їх інтенсивнішій гранітизації [89]. Мігматити подібного

складу зустрічаються по обидва береги р. Півд. Буг вище впадіння в неї р. Устя (відсл. 65, 46, кар'єр "Горбанівський"), де складають досить крупні, більше кількох десятків метрів, тіла, прорвані жилами магнетитвмісних граніт-пегматитів, або реліктові смуги серед двопольовошпатових мігматитів. Порооди сірого кольору, нерівномірнозернисті, смугасті. Мінеральний склад: плагіоклаз у зернах таблитчастої форми з добре вираженими двійниками – 50 %, кварц – від 8 до 25 %, зелена рогова обманка – 10-30 %, коричневий біотит – до 10 %, апатит – до 1 %, магнетит, сфен – до 3 %, місцями епідот – до 7 %. У св. 32 біля с. Сажки встановлено, що кварцові діорит-мігматити разом з породами гранодіоритового і гранітного складу містять реліктові блоки антипертитових ендербітів. Вони заміщують їх, утворюючи породу, в складі якої плагіоклаз становить 54 %, рогова обманка – до 30 %, біотит – до 7-8 %, збережений гіперстен, кварц – до 8-20 %, сфен, апатит, магнетит, циркон. Біля південної околиці смт Немирів, а також в інших місцях, амфібол у подібних породах частково представлено кумінгтонітом.

Кварцові діорит-мігматити, утворені по збагачених клінопіроксеном діорит-ендербітах гайворонського комплексу, часто поряд з вторинною роговою обманкою містять залишковий діопсид. Склад їх досить змінний: плагіоклаз (андезин № 36-40 з реліктами лабрадору № 60 та іноді навпаки – з антипертитами заміщення) – від 45 до 75 %, кварц – від 5-8 до 20-25 %, біотит – від 3-4 до 20-25 % (у середньому – 12 %), рогова обманка – до 3-4 %, діопсид – 3-7 %, мікроклін – до 3 %, гіперстен, кумінгтоніт, апатит – до 1 %, сфен – до 1 %, магнетит, циркон, графіт. Рогова обманка утворює псевдоморфози по піроксенах, іноді заміщує їх через зону кумінгтоніту. У Гайсинському блоці по гіперстенових ендербітах літинського типу [89] виникають породи, складені з середнього плагіоклазу-антипертиту (60 %), кварцу (20-25 %), біотиту (15 %), зеленої рогової обманки, залишкового гіперстену. У цілому, для даної групи порід характерна змінна – від 45 до 83 % – кількість плагіоклазу, найчастіше антипертиту, при варіаціях вмісту кварцу від 10-15 до 20-25 % (найчастіше 15-20 %), коричневого біотиту – від 1-3 % до 15-20 % (у середньому – 10-15 %), зеленої, бурувато-зеленої рогової обманки – від 3-5 до 15-18 %; акцесорні мінерали представлені магнетитом, сфеном (до 2-3 %) та апатитом (до 0,5 %). У малих кількостях наявні зерна піроксену, відзначено одиничні зерна, рідше до кількох відсотків, гранату, циркону, піриту, хроміту. Характерні майже повсюдні катаклазованість та мілонітизація порід.

Гранодіорити раніше [47] розглядалися як основні складові гайсинського комплексу, однак роль їх виявилася дещо перебільшеною [89]. В. В. Рябоконт та І. Б. Щербак [47] відносили до гранодіоритів біотит-кварц-плагіоклазові породи з вмістом калішпату 0-10% (у середньому 4%), що більш відповідає плагіограніту-тоналіту. Тіла гранодіорит-мігматитів, тобто мікроклінвмісних порід середнього складу, помітно тяжіють до осьових частин зон крупних розломів, їх досить багато у Хмільницькій зоні, де вони зустрічаються у відслоненнях Півд. Бугу та його приток. У смт Немирів та сіл Сажки та Бугаків (св. 32, 39, 44, відсл. 67-70) вивчено кілька тіл потужністю до 100 м гнейсоподібних гранодіоритів, які подекуди асоціюють з діорит-мігматитами та прориваються численними жилами лейкогранітів та пегматитів. У складі порід: плагіоклаз – 40-55 %, мікроклін – від 8 до 20 %, кварц – 20 %, біотит – від 2 до 18 %, рогова обманка – до 4-6 %, іноді реліктовий діопсид – до 2-7 %, сфен – 2 %, титаноманетит – до 2 %, апатит, магнетит, циркон, монацит. На суміжній зі сходу території описані [89] масивні монолітні досить красиві гранодіорити, які донедавна використовувалися як декоративне каміння. У них на фоні сірого середньозернистого субстрату вирізняються крупні, до 1-2 см, розсіяні порфіробласти мікрокліну світло-сірого або червоно-коричневого забарвлення, кількість яких становить від 5-8 до 40 %. Нерідко в них зустрічаються останці діорит-ендербітів та діорит-мігматитів.

Плагіомігматити та плагіограніти біотитові (р_{ум}PR₁¹gs)

Плагіомігматити біотитові, іноді з роговою обманкою, рідко з гранатом створюють основний фон площі розвитку утворень гайсинського комплексу. Досліджені вони в долинах рр. Півд. Буг та Устя (відсл. 69, 72-74, 567 та ін.). Поблизу сіл Шелудьки та Остапківці відслонення плагіомігматитів чергуються з виходами ендербітів та діафторованих піроксенових кристалосланців. За складом вони близькі тоналіт-плагіограніту: плагіоклаз – 50-60 %, часто антипертит, особливо поблизу контактів з останцями ендербітів; кварц – 25-30 %, біотит – 8-20 %, іноді рогова обманка – до 1 %, мікроклін (в антипертитах) – 1-5 %, апатит, магнетит, циркон. У кар'єрах, відслоненнях та св. 33 біля с. Войтівці катаклазовані плагіомігматити та двопольовошпатові мігматити, що асоціюють з ними, містять також численні останці діафторованих гіперстенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів.

На суміжній площі описані [89] факти трансформації лейкократових антипертитових ендербітів літинського комплексу, які складаються з плагіоклазу (30-50 %), ортопіроксену (5-18 %) та кварцу (30-40 %), у плагіограніти. Останні також містять антипертит, кварц, біотит та рогову обманку з реліктами ортопіроксену, частково або повністю заміщеного баститом. Для плагіомігматитів, що утворюються по клінопіроксенвмісних гранулітах, характерний слабкий розвиток антипертиту, нижчий вміст кварцу (до 20-30 %), у них частіше і у більших кількостях наявні темно-зелена рогова обманка, магнетит (до 2-3 %), апатит (до 1-1,5 %). З пачками гіперстенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів, зазвичай кумінгтонітизованих, пов'язані плагіомігматити, які містять реліктові зерна кумінгтоніту та голубувато-зелену рогову обманку, що утворює навколо нього облямівки.

Граніти і мігматити біотитові ($\gamma\text{mPR}_1^1\text{gs}$)

Породи власне гранітного складу поширені повсюдно, але при цьому вони зосереджені в зонах тектонічних порушень, тут вони частіше, ніж будь-де, представлені лейкократовими та пегматоїдними різновидами (св. 39, Горбанівський кар'єр, відсл. 65, 66 та ін.). Мігматити і граніти складають досить великі поля площею до кількох кв. км, які ніколи не бувають гомогенними. Здебільшого на значній їх частині збережені плагіомігматити, певною мірою калішпатизовані, а також гранодіорити, з якими граніти та мігматити мають поступові переходи. Крім того, вони містять останці метаморфічних та ультраметаморфічних (у тому числі гранулітових) порід більш основного складу, сильно діафторованих, подекуди до появи біотитових (\pm рогова обманка) гнейсів.

Біотитові мігматити і граніти – породи рожевувато-сірого кольору, середньо-крупнозернисті, для них типові порфіробластові, з вкрапленнями мікрокліну структури. Розміри кристалів в основній тканині та порфіробласт значно більші в утвореннях південно-західної частини Гайсинського блока. Текстури їх, залежно від тектонічного положення та властивостей заміщуваного субстрату, можуть бути масивними і гнейсоподібними (останні у тектонічних зонах та при заміщенні плагіомігматитів та гнейсів). У долині р. Півд. Бугу (відсл. 46, 69 та ін.) вони мають такий склад: мікроклін – від 20-25 до 55-60 % (зазвичай 35-40 %), плагіоклаз – від 15-20 до 55 % (найчастіше – 20-25 %), кварц – 20-30, біотит – до 5-8 %, зрідка рогова обманка – до 3-5 %, магнетит – до 2-3 %, сфен, апатит. За даними Катюка І. Ю. [89], у подібних гранітах іноді збереглися антипертити, піроксени, у протоlochках знайдено гранат двох генерацій. Сильно катаклазовані мігматити, збагачені гратчастим мікрокліном, розкриті кар'єрами та св. 33 поблизу с. Войтівці. На південній околиці смт Немирів (св. 39, 44) порфіроподібні граніти з вмістом мікрокліну до 50-60 % чергуються з гранодіоритами та плагіогранітами і містять тіла плагіогнейсів (діафторитів). Крім мігматитів та гранітів, утворення яких пов'язане з пізнім кремніє-калієвим метасоматозом, наявні анатектичні граніти, котрі складають алохтонні тіла. Вони характеризуються різкими границями з вмісними породами, жилоподібною формою, містять куцяті різноорієнтовані останці та мають близький до евтектичного склад: плагіоклаз, мікроклін та кварц – по 30-35 %, біотит – до 5 %.

Апліт-пегматоїдні та лейкократові граніти (ipPR_1^1gs)

Лейкократові граніти та граніт-пегматити генетично так само різнірідні, певна частина їх формується на ділянках, найбільш змінених кремніє-лужним метасоматозом (мають поступові переходи з вмісними породами). Форма тіл – неправильні гнізда, лінзи, смуги з розпливчастими контурами (відсл. 46). Склад їх кварц-польовошпатовий, рідше істотно польовошпатовий, мають крупнокристалічну пегматоїдну структуру. Містять від 55-60 % до 80-90 % мікрокліну, плагіоклаз – 10-15 %, кварц – 5-20 %, біотит – до 2-3%. Інша група порід – алохтонні утворення – спостерігаються здебільшого у вигляді малопотужних жил, але іноді, при їх скупченні, формують тіла розміром до кількох десятків метрів (відсл. 66). Породи інтрузивної фації представлені лейкогранітами, найчастіше в асоціації з граніт-пегматитами, які утворюють в них неправильні гнізда та смуги, складаючи в цілому апліт-пегматоїдний граніт. Нерідко граніт-пегматити у вигляді самостійних тіл залягають у породах іншого складу.

Зовні лейкограніти – світлі, з рожевуватим відтінком, масивні, дрібно-середньозернисті породи з гіпідіоморфнозернистою мікроструктурою. Мінеральний склад: мікроклін – від 35 до 60 % (у середньому 40 %), плагіоклаз – 20-30 %, кварц – 20-30 %, одиничні лусочки біотиту. Алохтонні пегматити [89] мають нечітко виражену зональність: ендоконтактова дрібнопегматоїдна порода змінюється субграфічним різновидом з іхтіогліптами, розташованими субпаралельно в кристалах мікрокліну розміром до 10-20 см. У центральних частинах жил, рідше у вигляді самостійних тіл (відсл. 66), сформувався крупноблоковий пегматит з кристалами мікрокліну та гніздами кварцу розміром до 20-30 см. Слабо диференційовані жили граніт-пегматитів (відсл. 65) складені гратчастим мікрокліном із вrostками кварцу – 50-60 %, кварцом – 20-30 %, плагіоклазом – 10-20 %, біотитом – до 1-2%, магнетитом – до 2-3 %. З пегматитами часто пов'язані мікроклін-кварцові жили, в яких іноді містяться “занориші” з дрібними кристаликами моріону або прозорого гірського кристалю [89].

Діафторично та метасоматично змінені породи

Діафторовані породи тиврівської товщі і діафторити по них у полі поширення собітів розвинуті повсюдно, оскільки гранітоїди, що їх містять, за своєю природою так само є регресивними утвореннями. Можливо, найінтенсивніше ретроградний метаморфізм проявлений на північно-східному фланзі Гайсинського блока в так званій “кумінгтоніт-амфіболітовій” зоні [89]. Натомість у західній частині блока гранулітовий субстрат зберігся набагато краще, проте низькотемпературні зміни його фіксуються в більшості відслонень та свердловин. У роговообманково-двопіроксенових та двопіроксенових кристалосланцях (“метабазитах”) зазвичай з'являються кумінгтоніт та зелена і голубувато-зелена рогові обманки, а також пізніший зеленувато-коричневий біотит. Часто вторинна зелена рогова обманка із залізистістю $f = 64\%$ не утворює нові зерна, а псевдоморфно заміщує піроксени, як правило, через облямівку кумінгтоніту, іноді навіть без чіткої лінії розмежування, але з появою тонкої вкрапленості магнетиту. Подібним чином поводить себе і кумінгтоніт, який здебільшого утворює псевдоморфози по ортопіроксену: він без ліній розмежування подекуди переходить у синувато-зелену рогову обманку.

У св. 765 серед гіперстенових ендербітів, що зазнали впливу гранітизації (з'являються калішпат, амфі-

бол, біотит), останці діопсидових кристалосланців інтенсивно амфіболізовані (до 25 % рогової обманки), а гіперстенових – перетворені на породу, що містить до 60 % амфіболу (в останньому збереглися релікти піроксену), який частково заміщує плагіоклаз. Забарвлення його неоднорідне: в цілому він бурувато-зелений (від синювато-зеленого до жовто-зеленого), але подекуди безколірний з полісинтетичними двійниками (кумінгтоніт).

Діафторити – породи, в яких перетворення первинного гранулітового парагенезису відбулося повністю, – представлені амфіболітами, біотит-амфіболовими та біотитовими сланцями і гнейсами. Деякі з них містять лише один амфібол, інші – до двох або навіть трьох його модифікацій. У різновидах з біотитом завжди встановлюється його вторинний характер. Амфіболіти біотитизовані (або сланці) – різновид діафторитів, що зустрічається найчастіше; вони просторово суміщені з діопсидовими, двопіроксеновими, рідше іншими за складом кристалосланцями (св. 32, відсл. 46, 70, 72), нерідко збережені релікти піроксенів в амфіболах доводять їх регресивний характер. Склад порід такий: плагіоклаз – 35-40 %, рогова обманка – 15-55 %, біотит – 10-20 %, сфен – до 5 %, магнетит – 2-4 %, апатит – до 1 %, іноді кварц – до 5-10 %, епідот, мікроклін. Подібні породи в басейні р. Устя описані В. А. Рябенком [103], який встановив, що в останцях гнейсів та сланців, розміщених серед гранітів, біотит переважає над амфіболом; значна частина ксенолітів зональна – контактні ділянки збагачені біотитом. Гнейси (діафторити) – породи сірого кольору, тонкосмугасті, дрібнозернистої лепідогранобластової структури. Мінеральний склад їх такий: плагіоклаз – 48 %, амфіболи – 18 %, біотит – 14 %, кварц – 14 %, магнетит – 4 %, апатит, сфен, циркон.

За спостереженнями І. Ю. Катюка та ін. [89], найвища кількість біотиту відзначається в окварцованих різновидах, які за складом наближаються до гнейсів. У породах, де вміст кварцу досягає 20-25 %, первинні темноколірні мінерали заміщуються повністю і утворюються біотитові гнейси. Найчастіше вони асоціюють з двопольовошпатовими гранітоїдами (св. 39, 44 та ін.). Склад гнейсів: плагіоклаз – 30-50 %, біотит – 25-30 %, кварц – 20-30 %, рогова обманка – до кількох відсотків, сфен – до 3 %, апатит – до 1 %, іноді вторинні епідот і хлорит – до 6-7 %. Подекуди, при інтенсивному заміщенні гіперстенових кристалосланців (св. 33, с. Войтівці) поряд з біотитом (до 30 %) з'являється гранат (до 1%), але майже повністю зникає гіперстен (менше 1%).

У зонах розломів, які існували тривалий час (Хмільницькій та ін.), перетворення порід (гранітизація) завершилось у більш низькотемпературному режимі, зумовивши розвиток таких процесів, як мікроклінізація, епідотизація та хлоритизація гранітоїдів, серпентизація та оталькування метаультрабазитів. Найбільшу ділянку метасоматично змінених плагіомігматитів та гранітів виявлено на північному заході поблизу смт Тульчин [74]. Протяжність її становить 2,5 км, окремими свердловинами епідотизація простежується і на відстані до 5 км на північний захід від неї. Вміст епідоту в породах досягає 15 %, хлориту – до 15 %, іноді ці мінерали утворюють прожилки разом з кварцом.

Епідотизація та хлоритизація відзначені у Хмільницькій зоні (відсл. 46), а також у місці її зчленування з Немирівським розломом (св. 39). Інтенсивних змін зазнали породи в місці перетину Хмільницької та Глухівської зон [78]. За геофізичними даними, протяжність зони змінених порід тут більше 3 км.

Мінералого-петрохімічна характеристика порід гайсинського комплексу. Найхарактернішою особливістю собітів є співіснування в них мінеральних парагенезисів гранулітової та амфіболітової фацій метаморфізму. За зовнішнім виглядом вони дуже схожі на вихідні для них ендербіти та ендербіт-мігматити. Породотворні мінерали в собітах досить різноманітні, оскільки частково зберігаються реліктові, охарактеризовані вище при розгляді гайворонського та літинського комплексів.

Плагіоклази переважно ідіоморфні, таблитчастої форми з вузькими прямими, рідше клиноподібними двійниками. Склад їх змінюється від лабрадору № 53-60 до андезину № 32-46 у діоритах, у гранітах вони представлені олігоклазами № 23-30, часто зустрічаються антипертити, які успадковуються після ендербітів, значна частина зерен у процесі заміщення набула плямисто-зональної будови. Інтенсивність рентгенівської термолюмінесценції плагіоклазів варіює у широких межах – від 6 500 до 21 000 ум. од [89]. Це значення наближене до подібних показників у плагіоклазах ендербітів Вінницького блока і характерне для зон переходу від амфіболітової до гранулітової фації метаморфізму [40]. На діаграмі розподілу домішкових центрів випромінювання [89] плагіоклази собітів так само згруповані поблизу перехідної зони. При цьому мінерали з порід західної гранулітової частини Гайсинського блока розташовані в полі чарнокітоїдів літинського комплексу, а з порід кумінгтоніт-амфіболітової частини – тяжіють до поля уманських гранітів, хоча й не зовсім укладаються в нього.

Амфіболи, що є типоморфними мінералами гайсинського комплексу, досить різноманітні за складом та оптичними властивостями, але в переважній більшості наслідують особливості хімізму субстрату та заміщуваних піроксенів [89]. Багаті на магній ($f = 51-53\%$) рогові обманки містяться в діоритоїдах, що виникли по клінопіроксенових діорит-ендербітах, у подібних породах – похідних від гіперстенових ендербітів – склад їх відповідає слабо залістому чермакіту ($f = 66-68\%$). Одним з найхарактерніших мінералів собітів є кумінгтоніт, найширше розвинений у північно-східній частині Гайсинського блока. У кварцових діоритах по ендербітах він, як найбільш ранній мінерал, утворює псевдометаморфози по великих кристалах гіперстену, містить 55-63 % грюнеритового міналу, іноді таким чином виникають кумінгтонітові діорити. Нерідко спостерігається заміщення піроксенів роговою обманкою через зону кумінгтоніту. Зелена і синьо-зелена рогові обманки заміщують кумінгтоніт, найчастіше в його контактних зонах з плагіоклазом, залістість їх – 55-57 %. Це

пізнішим є голубувато-зелений амфібол з $f = 51-52\%$. Нерідко навіть в одному шліфі можна спостерігати до трьох різновидів амфіболів.

Біотит зазвичай пізніший, ніж амфіболіти, мінерал, належить до двох генерацій: одна утворює самостійні кристали, інша розвивається по амфіболах. Перший має сіруватий (бруднуватий) відтінок, другий – світліший, від безколірного до жовтуватого, залізистість біотиту – 56-62%. Деякі мінерали зональні, поява темнішого забарвлення по периферії луски пов'язана з більшою окисленістю заліза. У парагенезисі з амфіболами біотит жовтувато-бурий до коричневого. З голубувато-зеленими роговими обманками асоціює зеленувато-бурий ("брудний") біотит, зазвичай явно агресивний. По гіперстену виникає біотит коричневий без жовтих відтінків, іноді червонувато-бурий.

Калієві польові шпати розподілені в породах нерівномірно, вони спостерігаються у формі розсіяних або розташованих ланцюжками порфіробласт. Переважають чітко гратчасті мікрокліни з пертитовими вrostками, які займають до 40% площі зерна. Лужні польові шпати (ЛПШ) собітів належать до проміжних, рідше до максимальних мікроклінів і зазвичай містять 5-20% моноклінної фази [61]. За цією ознакою вони істотно відрізняються від калішпатів чарнокітів, але дуже близькі до калішпатів уманських гранітів. Дослідження люмінесценції польових шпатів [89] доводять, що плагіоклази та ЛПШ у собітах не сингенетичні. Форма кривої термосвічення ЛПШ у ряді чарнокіт – собіт – уманський граніт ускладнюється, інтенсивність їх свічення знижується. Це можна інтерпретувати як зниження температури їх утворення. Таким чином, характеристики польових шпатів у собітах не дозволяють говорити про повну ідентичність гранітів гайсинського та уманського комплексів.

Акцесорні мінерали основних петротипів гайсинського комплексу вивчалися науковцями Одеського державного університету та Інституту геологічних наук [89]. Собіти відзначаються високим вмістом магнетиту – від 1 до 28 кг/т (зазвичай 4-9 кг/т), кількість ільменіту в них не перевищує 0,5-0,7 кг/т. Сфен наявний у діопсидвмісних різновидах, збагачених апатитом (сфен – до 0,5-0,8 кг/т, апатит – до 1,9-2,5 кг/т). Монацит зустрічається рідко, але в гранітах його вміст досягає 38 і навіть 100-350 г/т. Циркон розподілений нерівномірно – від 0,3 до 1,1-1,8 кг/т, високі його концентрації відзначено як у сфен-апатитових, так і у монацитових різновидах.

Генераційні типи цирконів та їхні частки такі: реліктовий магматичний – 7-15%, синпетрогенні магматичні – 32-52%, пневматолітовий та гідротермальний – 25-40%. Схожі співвідношення вказаних генерацій характерні для палінгенно-метасоматичних гранітів, що виникають у процесі часткового плавлення з інтенсивним привнесенням лугів, рідкісних земель, але без істотного додавання води. Крім зазначених вище акцесорних мінералів, у декількох пробах знайдено пірит (до 40 г/т), в окремих пробах – знаки турмаліну, молібденіту.

На петрохімічній діаграмі М. І. Дубровського [78, 89] фігуративні точки гранітоїдів гайсинського комплексу знаходяться в полях діоритів – лейкогранітів, при цьому ліва частина діаграми свідчить про помітне пересичення калієм діоритоїдів та деякий дефіцит його в гранітах. Вміст калію в породах із значно відмінною часткою залізо-магнезійних компонентів змінюється мало – на 10-15%, що підкреслює незалежну поведінку цього елемента, яка не обумовлена ходом магматичної диференціації однорідного осередку. Сказане підтверджується явищами метасоматичної біотитизації та мікроклінізації усіх типів порід – від кристалосланців до плагіоклазових мігматитів і гранітів. При аналізі правої сторони діаграми з'ясовується, що сумарна кількість $Ca + Na$ майже в усіх пробах змінюється неістотно – від 23 до 32%, модальне значення – 27-32%, частка натрію, природно, збільшується в ряді діорит – граніт. Це свідчить про закономірне розкислення плагіоклазу без істотної зміни його кількості, лише з частковим перерозподіленням Ca і Na із заміщуваних при гранітизації рогових обманок. У верхній (гранітоїдній) частині діаграми короткі вектори вказують на зменшення кількості плагіоклазу, але основність його помітно не знижується, нахил векторів не змінюється. Це підтверджується безпосередніми спостереженнями: у гранітах плагіоклаз підвищеної основності – № 23-30, за визначеннями В. В. Рябоконя та І. Б. Щербаківа [47], – № 24-28.

Рідкісні луги в собітах вивчав К. Ю. Єсипчук [20]. За його даними, вміст літію в гранодіоритах (15-20 г/т) майже втричі більший, ніж у гранітах (5-8 г/т); поведінка рубідію зовсім протилежна – 75-90 і 175-210 г/т відповідно. За матеріалами І. Ю. Катюка [89], концентрації рідкісних лугів у граніт-пегматитах і пегматитах невисокі: Li – 3-38 г/т (у середньому 8 г/т), Rb – 56-410 г/т (у середньому 140 г/т), Cs – менше 2,5 г/т. Калій-рубідієве співвідношення варіює у межах 250-430, що наближається до цього показника в уманських гранітах ($K/Rb = 300-350$).

Вміст більшості інших мікроелементів у діоритоїдах та плагіогранітах нижче кларкових, виняток становлять Zn , Ni , Cr , Co . У лейкогранітах і пегматитах зберігається подібний характер розподілення, але зростає частка рідкісних земель, свинцю та барію. К. Ю. Єсипчук [20] наводить такі значення: Va – 100-800 г/т (у діоритах) і 2200-8000 г/т (у гранітах), Cu , Pb – 10-30 г/т та 20-80 г/т відповідно.

Петрофізичні характеристики порід гайсинського комплексу [78, 89] досить різноманітні. Середня щільність у ряді діорит – лейкограніт знижується від 2,75 до 2,62 г/см³. Магнітна сприйнятливість різних порід змінюється від 0-30 до $20\,000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ. Найбільш магнітні гранодіорити – $\alpha_{ср.} = 2\,880 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ, слабо магнітні двопольовошпатові граніти і пегматити – $\alpha_{ср.} \approx 300 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ, але і в них фіксуються аномальні значення – $\alpha_{ср.} > 20\,000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ.

Особливості складу породотворних та акцесорних мінералів вказують на те, що трансформація порід

гранулітового комплексу в собіти відбувалося в широкому діапазоні температур. Утворення бурої рогової обманки, кумінгтоніту, деяких генерацій циркону здійснювалося в умовах переходу від гранулітової до амфіболітової фації метаморфізму при зниженні температур від 740-760°C до 600-650°C [89]. Проведені дослідження флюїдного режиму дозволили з'ясувати, що при становленні собітів їх субстрат (кристалосланці та ендербіти, що сформувалися в умовах відновлення) при перетворенні в гранітоїди і гнейси (діафторити) збагачувався водою. Показник Н/С зростає при цьому від 6,2-11,4 до 21,4-46,6, збільшується частка вуглецю окисненого в 2,6-4,0 рази. За результатами аналізу кінетичних кривих газовиділення встановлено, що формування вивчених зразків відбувалося при температурі 550-600°C.

У чинній "Кореляційній хроностратиграфічній схемі..." гайсинський комплекс розташований на часовому рівні у 2100 млн років. З цим узгоджено цифри ізотопного віку цирконів та монацитів (Pb-Pb метод) і рогових обманок (K-Ar метод) із собітів [47, 89]. І. Б. Щербаков та ін. [63] визначають вік гранодіориту свинцево-ізотопним методом по циркону як 2100 млн років.

Бердичівський ультраметаморфічний комплекс (PR₁¹bd)

Формация високоглиноземистих гранітів досить поширена у Верхньому Побужжі, особливо в північній його частині (Бердичівський блок). На півдні, у межиріччі Дністра і Півд. Бугу, роль їх менш значна, але і тут розміри окремих полів гранітів перевищують десятки кілометрів у поперечнику, до таких належать масиви гранітів на півночі та південному заході аркуша "Вінниця". Дрібніші тіла зосереджені переважно в смузі північно-східного напрямку до 10-15 км завширшки, котра поєднує вказані масиви. Районам розвитку гранітоїдів бердичівського комплексу відповідає від'ємне магнітне поле зі значеннями ΔT_a від 0 до -600 нТл, порівняно однорідне в контурах масивів та диференційоване в проміжній смузі. В останній спостерігається часте чергування тіл гранат-біотитових та ендербітоїдів, рідше кристалосланців. На північному заході аркуша, у Літинському блоці, нижньопротерозойська гранітизація проявилася найслабше, поля бердичівських гранітів тут поодинокі та дрібні. На південному сході, у зоні Немирівського Хмільницького розломів, відзначено поступове витіснення гранатвмісних гранітоїдів біотитовими та амфібол-біотитовими, що, очевидно, пов'язано з фаціальною зміною у первинному субстраті істотно гіперстенових кристалосланців двопіроксеновими та діопсидовими.

На думку Є. М. Лазька та ін. [30], бердичівські гранітоїди є тінювими мігматитами (бластитами) переважно плагіоклазового складу, синхронними з ендербітами, а розміщені серед них дрібні тіла гранатвмісних гнейсів і гіперстенових кристалосланців – релікти їхнього субстрату (березнинська товща). Повністю така спрощена схема більшістю геологів зараз не визнається, однак тісний зв'язок гранітів та гнейсів інтерпретується як і раніше. Численні дослідження [7, 48, 52, 58, 78] показали, що бердичівські граніти і гнейси, що з ними асоціюють, відрізняються від ендербітів молодшим віком та умовами становлення (амфіболітова фація метаморфізму). Тим не менш, у чинній "Кореляційній схемі..." час формування гнейсів березнинської товщі (палеоархей) відмежовано від часу її гранітизації перервою у 1,5 млрд років, протягом якої по синхронній з нею товщі (тиврівській) сформувалися чарнокітоїди. Тому збереженість легко гранітизованих гнейсів в умовах гранулітового ультраметаморфізму є абсолютно неймовірною. Автор підтримує точку зору, висловлену раніше [15, 22, 77], про те, що значна частина тіл бердичівських гранітоїдів, як і "собітів", складена регресивними утвореннями, які виникли по гранулітовому фундаменту.

Аналізуючи умови розташування гранатвмісних гранітоїдів, можна дійти висновку, що вони тісно асоціюють з гіперстеновими кристалосланцями, які тією чи іншою мірою заміщені ендербіт-мігматитами, рідше – ендербітами літинського типу. Саме ці породи є вихідним субстратом бердичівських гранітоїдів та вінницитів, тіла яких можуть бути розміщені як в антиклінальних, так і в синклінальних структурах. Більшість масивів за формою плитоподібні, з крутоспадними контактами, але при цьому є і куполоподібні, і лаколітоподібні. За підрахунками В. А. Рябенка [45], кути падіння смугастості в них у 85 % випадків перевищують 60°, що підтверджують спостереження В. М. Венедиктова [7] та авторів.

Контакти тіл гранітоїдів з більш ранніми гранулітовими утвореннями, як правило, поступові, але зміна порід може відбуватися або досить різко, або через потужні, до кількох сотень метрів, зони проміжних порід – вінницитів або біотит-гранат-ортопіроксенових гнейсів. По периферії останців гіперстенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів, які серед гранітів зустрічаються найчастіше, утворюються облямівки потужністю до декількох десятків сантиметрів – перших метрів гранатизованих та біотитизованих утворень, що за складом наближаються до гнейсів – так виникають відомі "зональні" ксеноліти [32, 78, 84]. У випадках, коли розміри останців менше вказаних величин, що спостерігається найчастіше, кристалосланці в них можуть бути огнейсовані повністю. Малопотужні жили алохтонних лейкократових гранітів і пегматитів, що залягають серед різних порід, зазвичай мають різкі межі з вузькою, до перших метрів, облямівкою вінницитів або без неї. Коли розміри масивів перевищують десятки, сотні метрів, потужність облямівок перехідних порід відповідно збільшується (Вінницький профіль, Сабарівський кар'єр та ін.). Для контактних зон характерні також катаклаз, графітизація, сульфідизація.

На більш ранніх картах аркуша "Вінниця", складених В. Д. Гейком [72] і М. О. Ляшком [95], серед порід бердичівського комплексу були виділені лише вінницити і граніти. Нами залежно від складу порід виді-

лено такі різновиди [78]:

- 1) плагіомігматити біотит-гранат-гіперстенові – вінницити ;
- 2) плагіомігматити і плагіограніти гранат-біотитові (\pm кордіерит) та біотитові;
- 3) граніти гранат-біотитові та біотитові;
- 4) граніти лейкократові;
- 5) граніти апліт-пегматоїдні (граніт-пегматити).

Плагіомігматити біотит-гранат-гіперстенові – вінницити ($mvpPR_1^{1bd}$)

На сьогодні в бердичівському комплексі виділено групу біотит-гіперстен-гранатових граніт-мігматитів – вінницитів [20]. Численними спостереженнями [8, 72, 84, 95, 103] встановлено, що ці породи формуються в перехідних зонах між тілами чарнокітоїдів та гранат-біотитових гранітів. Як останці серед них поряд з гіперстеновими, які переважають, зустрічаються гранат-піроксенові кристалосланці та гнейси, що дає підставу деяким дослідникам – прибічникам ізохімічної гранітизації – висловлювати гіпотези про існування подібної за складом з вінницитами товщі – гніванської [54] або перехідної зони між тиврівською та беззінинською світами [84]. С. М. Лазько та ін. [30] припускали, що вінницити являють собою гранатвмісні чарнокіти. Дійсно, В. М. Венедиктов [8] встановив, що перша малозалізиста ($f=60-70$) генерація гранату пов'язана з початковою стадією ендербітизації в ендербіт-мігматитах метapelітового ряду. Крім того, гранатвмісні ендербіти літинського типу іноді розвиваються по раніше сформованих мігматитах, заміщуючи по простяганню різновиди з гранатом і без нього. Однак широкого розвитку ці явища не отримали, й у більшості шліфів з ендербітоїдів гранат не встановлений або міститься в акцесорних кількостях. Масова поява гранату в гранулітових утвореннях здебільшого фіксується поблизу контактних зон з палеопротерозойськими бердичівськими плагіогранітами і мігматитами. Ця закономірність дала підстави для віднесення вінницитів не до мезоархейського літинського комплексу, а до палеопротерозойського бердичівського. Висока імовірність цієї моделі відзначається численними фактами заміщення гіперстену гранатом у вінницитах та гіперстенових кристалосланцях, які зберігаються серед них, що давно встановлено О. І. Слензаком [48], В. М. Венедиктовим [7, 8], І. М. Лісною [32] та ін. Підтверджується це й матеріалами, отриманими при ГДП-200 аркушів “Бердичів” [15, 77] та “Вінниця” [78].

Вінницьким (Малинівським) профілем структурних свердловин [95] розкрито зональне тіло бердичівських гранітоїдів потужністю до 220 м, яке похило ($50-80^\circ$) залягає серед пачки гіперстенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів з тілами масивних ендербітів. Поблизу контактів з гранітоїдами у всіх цих породах відмічається окварцювання, біотитизація та поява одиничних зерен гранату, подекуди породи переходять у біотит-гранат-піроксеновий мігматит (вінницит). Зона гранат-біотитових плагіомігматитів, іноді калішпатизованих, до 70-80 м завширшки, несиметрично окреслена облямілками вінницитів, потужності яких абсолютно різні: у висячому боці – 12-22 м, у лежачому – 120-140 м. Вінницити лежачого боку відзначаються різко нерівномірним вмістом гранату, у багатьох шліфах його не знайдено, серед них до 30-50 % об'єму займають тіла гіперстенових кристалосланців та ендербітів, які лише іноді містять гранат. Разом з тим, у полі вінницитів майже біля контакту ендербітами, що їх підстеляють, фіксуються досить потужні, до 10-15 м, тіла плагіомігматитів. Гранат у цих вінницитах утворює зерна від часток міліметра до 0,5-0,7 см, містить включення тією чи іншою мірою серпентинізованого гіперстену (баститу), зазвичай по периферії зерен останнього розвивається також біотит. Усі зазначені особливості будови масиву, потужності тіл різних за складом порід, часте їх чергування, невитриманість по простяганню, нерівновага мінерального парагенезису не підтверджують думку деяких геологів про просте заміщення гнейсових товщ подібними до них за складом гранітоїдами. Навпаки, така ситуація ілюструє безсумнівний зв'язок вінницитів з гіперстеновими гранулітами і пізнішими гранат-біотитовими гранітами та свідчить на користь можливого поліциклічного перетворення гранулітового комплексу (I цикл) з поступовим наближенням його складу до гранітного (II і наступні цикли).

Подібна до описаної обстановка спостерігається в районі Літинського кар'єру [15, 77], а також у Шкуринському кар'єрі (відсл. 12), де розкрито контакти тіл ендербітів і плагіомігматитів. Плагіомігматити містять дрібні, потужністю до 10-15 см, останці, представлені гранат-біотитовим з графітом гнейсами. У зоні контакту (до 100 м завширшки) масив ендербітів прорвано численними тілами гранатових граніт-пегматитів, відзначається велика кількість смуг, лінз, прожилків, де інтенсивно проявляються окварцювання, біотитизація і з'являється гранат, тобто порода перетворюється на вінницит. Іноді при посиленні гранітизації виникають гранат-біотитові плагіомігматити, які в північно-західному куті кар'єру складають широку, до 20-30 м, смугу. Характерно, що в ендербітах останці складені гіперстеновими кристалосланцями та ендербіт-мігматитами, помітно біотитизованими, а у плагіомігматитах по периферії останців утворюються оторочки гнейсів біотит-гранат-гіперстенових і гранат-біотитових, іноді з реліктовим гіперстеном.

У Сабарівському кар'єрі вінницити разом з гранат-біотитовими плагіомігматитами беруть участь у складі тіл з крутим (під кутом понад 80°) падінням, азимут падіння – $150-160^\circ$, ширина – 100 м і більше. Ці тіла розміщуються у масиві ендербітів та чарнокітів з останцями піроксенових кристалосланців, кальцифірів, ультраосновних порід. Встановлюється в цілому похиле залягання смугастості в ксенолітах, подекуди ускладнене дрібною складчастістю. Поблизу контакту з зоною бердичівських гранітоїдів в ендербітах з'являються окремі шліри гранату, а також лінзи потужністю від перших сантиметрів до 0,4 м, складені біотит-

гранатовими метасоматитами, що вміщують до 40-50 % гранату. Останці кристалосланців та ендербітів у гранітоїдах по периферії оточені облямівками гнейсів або мігматитів біотит-гранатових (\pm залишковий гіперстен). У різновидах з гіперстеном та гранатом спостерігається заміщення першого другим, яке супроводжується утворенням келіфітових кайм, збагаченням контактних зон магнетитом, збереженням у великих зернах гранату численних реліктів гіперстену або баститу, оточених кварцом. Власне вінніцити складають зони потужністю до кількох десятків метрів навколо тіл плагіомігматитів, часто чергуються з ними, містять останці гранулітів. Переходи між породами поступові, їх важко помітити. Склад їх змінний: плагіоклаз-антипертит – 40-55 %, іноді калішпат – до 18-20 %, кварц – від 10-12 до 30-35 %, гранат – від одиничних зерен до 17-18 %, гіперстен або продукти його заміщення – до 3-7 %, біотит – 1-5 %.

Вінніцити описані В. Д. Гейком [72] у контактних зонах масивів бердичівських гранітів з великим полем піроксенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів поблизу с. Потуш (св. 2, 10, 10^а). У південній частині поля в свердловинах 10, 10^а, відсл. 35, над пачкою піроксенових кристалосланців з горизонтом карбонатних порід залягає діло бердичівських гранітоїдів, розкрита потужність якого становить більше 50 м у свердловині і до 120 м у відслоненні. Переважають у його складі гранат-біотитові плагіомігматити, які іноді, в інтервалах до кількох метрів завширшки, переходять у вінніцити. Крім того, останніми складені дрібні, до перших метрів, тіла гранітоїдів серед кристалосланців та ендербіт-мігматитів. Відзначається інтенсивне окварцювання, біотитизація, графітизація гранулітів, заміщення гіперстену гранатом, розвиток баститу.

На північному фланзі того ж поля (св. 2, відсл. 36) контакт масиву бердичівських гранітоїдів падає під товщу кристалосланців та ендербіт-мігматитів, які тут графітизовані, окварцовані, біотитизовані, розсічені численними жилами пегматитів з гранатом. Гранат з'являється в ендербітах у вигляді дрібних поодиноких вrostків у гіперстені або плагіоклазі, іноді зустрічаються збагачені гранатом смуги потужністю до 15-20 см. Порода контактової зони тіла – вінніцит нерівномірнозернистий, частіше дрібно- і дрібно-середньозернистий, зі смугастою та плямистою текстурою і досить нерівномірним розподілом мінералів: гіперстен – від окремих зерен до 10-15 %, гранат – від 10 до 25-30 %, біотит – 15-30 %, переважання піроксену відзначено поблизу контакту з ендербітоїдами. Дрібні останці в ньому складені гранат-біотитовими гнейсами, кристалосланцями та ендербіт-мігматитами гіперстеновими біотитизованими та графітизованими, подекуди з новоутвореннями гранату. Останній спочатку з'являється у вигляді вrostків у піроксені, а в огнейсованих облямівках ксенолітів, де він переважає, в ньому містяться лише включення баститу.

Великий масив вінніцитів розкрито поблизу с. Сутиски (св. 720). Для нього, як і для інших, характерна різка неоднорідність складу: чергуються тіла потужністю від перших метрів до 40-50 м гранат-піроксенових різновидів (близько 40-50 % розрізу) з гранат-біотитовими плагіомігматитами (10-15 %) і граніт-пегматитами (10 %). І ті, й інші містять численні (майже половина розрізу) тіла, а також дрібні останці, складені переважно гіперстеновими ендербіт-мігматитами і кристалосланцями, габро-норитами, ендербітами. Ці породи сильно змінені катаклизом та окварцюванням, з чим пов'язана поява в них біотиту, гранату, магнетиту. У самих вінніцитах постійно фіксується нерівноважний парагенезис, обумовлений заміщенням раннього плагіоклазу і плагіоклазом-антипертитом, а потім окварцюванням. У контактах темноколірних мінералів спостерігається проростання гіперстену гранатом, проникнення його по тріщинах у гіперстені, який при цьому знає баститизації. Іноді від материнського зерна відокремлюються фрагменти з тим же оптичним орієнтуванням, як і всередині кристала гранату у вигляді реліктів, оточених баститом. Подекуди поблизу контакту з гранатом з'являється дрібноагрегатний кварц або гранат розвивається в контакті гіперстену з плагіоклазом. При цьому в гранаті розвивається зональність: у частині, що контактує з плагіоклазом, він переповнений вrostками кварцу, а поблизу контакту з гіперстеном однорідний. З гранатом асоціює біотит, який також часто всередині скупчень містить релікти гіперстену або бастит, породи різною мірою калішпатизовані.

Склад вінніцитів досить змінний: плагіоклаз-антипертит – 40-70 % (у середньому 60 %), кварц – 6-45 % (у середньому 10 %), калішпат – 2-28 %, гіперстен (і бастит) – 5-25 %, гранат – окремі зерна – 25 % (у середньому 14 %), біотит – 1-15 %. Порівняно низький вміст кварцу та збагаченість темноколірними мінералами свідчать, що вихідними породами – субстратом вінніцитів – у даному випадку були ендербіт-мігматити з останцями гіперстенових кристалосланців. Це підтверджується прямими ознаками – наявністю останців подібного складу, але гранат-піроксенові гнейси тут відсутні.

У свердловинах 3, 12, 19 В. Д. Гейком [72] описані тіла вінніцитів потужністю від 10-15 до 60 м, приурочені до контактів бердичівських плагіогранітів з ендербітами і гіперстеновими кристалосланцями. Це породи змінного складу, в яких гранат розвивається по гіперстену, зазвичай заміщеному серпентином (бастит). В. М. Венедиктовим [8] описані різні приклади появи гранат-гіперстен-біотитових порід:

1) гранат і біотит виникають у зонах бластомілонізації по ендербіт-мігматитах, що залягають у вигляді ксенолітів серед гранат-біотитових плагіомігматитів (у шліфах встановлено заміщення гіперстену гранатом);

2) жило- та гніздоподібні виділення гранатових ендербітів (вінніцитів) серед гіперстенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів у зонах контактів з бердичівськими гранітоїдами (у шліфах описано постдеформаційні порфіробласти плагіоклазу і гранату);

3) окремі тіньові смуги гранат-гіперстен-біотитових порід у плагіомігматитах.

У ксенолітах (гіперстенові кристалосланці, ендербітоїди), які залягають серед гранітоїдів бердичівсь-

кого комплексу, розвивається постдеформаційний гранат. О. І. Слензаком [48] у гранатвмісних породах Придністров'я встановлено факти заміщення ним гіперстену (іноді з утворенням вrostків і псевдоморфоз) у кристалосланцях і чарнокітоїдах. Така детальна характеристика численних розрізів, в яких беруть участь вінницити, на нашу думку, виправдана, оскільки наведені приклади виникнення цих проміжних порід демонструють високу ймовірність розвитку гранітоїдів бердичівського комплексу по гіперстенових кристалосланцях і ендербітоїдах.

Плагіомігатити і плагіограніти біотитові і гранат-біотитові (γPR_1^{1bd})

Ці гранітоїди найбільш поширені і досить добре вивчені [58, 78, 84 та ін.]. За складом можуть бути гранат-біотитові, іноді з кордієритом, і біотитові; переходи між ними поступові, обумовлені складом заміщеного субстрату та хімічними особливостями флюїдів.

Плагіоклазові мігатити і граніти створюють основу найбільшого північного масиву площею до 200 км², де розкриваються в берегових відслоненнях рр. Півд. Буг, Десна, Воронка, кар'єрами і не менше ніж сотнею свердловин. Гранат-біотитові різновиди – породи сірого, світло-сірого кольору, масивні або смугасті, займають близько 80 % площі масиву. Біотитові частіше зустрічаються в східній частині масиву, де вони мало відрізняються від подібних утворень гайсинського комплексу, які розвинені східніше зони Немирівського розлому. Середній вміст породотворних мінералів у гранат-біотитових породах: плагіоклаз – 42 %, кварц – 27,5 %, калішпат – 5 %, гранат – 12 %, біотит – 13,5 %; у біотитових: плагіоклаз – 55,5 %, кварц – 27,5 %, калішпат – 3,5 %, біотит – 13 %, магнетит – 0,5 %. При цьому найбільшою нерівномірністю розподілу відзначаються гранат – від 0 до 30 %, калішпат – від 0 до 20 %, кордієрит, графіт. Акцесорні мінерали: апатит, рутил, циркон, ільменіт, магнетит, сфен, монацит, силіманіт.

Про переважання серед гранат-біотитових гранітоїдів істотно плагіоклазових різновидів свідчать результати проведеного В. А. Рябенком [103] петрографічного аналізу порід комплексу за 75 шліфами: плагіоклази – 44 %, кварц – 26 %, мікроклін (мікропертит) – 15 %, гранат – 8 %, біотит – 6 %, акцесорні мінерали – 1 %. Наближені до вказаних значення отримані також і М. П. Щербакком [58]. В. А. Рябенко відмічає, що, як правило, плагіограніт містить 5-7% мікрокліну (K_2O – 1,0-1,4%), калішпат здебільшого присутній у вигляді прожилкових скупчень неправильної форми, приурочених до зон інтенсивних деформацій. Є. М. Лазько та ін. [30] серед біотит-гранатових мігатитів виділяли дві групи порід. Перша, найбільш поширена, представлена переважно плагіогранітами, друга, що займає порівняно невеликі площі, – гранітами більш лейкократовими з мікроклін-пертитом. За матеріалами В. Д. Гейка [72] та М. О. Ляшка [95] встановлено, що навіть у породах, які вони назвали гранітами, доля мікрокліну становить усього 10-20 %. Збагачені мікрокліном породи з вмістом калішпату понад 20-25 % явно тяжіють до зон великих розломів (Хмільницької, Глухівецької та ін.), де часто переходять у двопольовошпатові граніти (район смт Турбів).

У будові добре вивченого тіла плагіомігатитів на Вінницькому профілі (св. 714-734) переважають сірі з голубуватим відтінком породи середньозернисті, антипертитові, смугасті, нерівномірно мікроклінізовані, зі змінним вмістом гранату (від 8 до 30 %), біотиту (3-7 %) і кордієриту (від 0 до 50 %). Серед них зрідка зустрічаються дрібні останці гранат-біотитових гнейсів та малопотужні (менше 1 м) жили пегматиту. Істотно плагіоклазовий склад цих гранітоїдів підтверджено даними 7-ми хімічних аналізів, за якими вміст SiO_2 – 62,4-65,05 %, K_2O – 1,74-2,68 % (у середньому 2,3 %), Na_2O – 3,32%.

Великий, розміром до 20×30 км, масив плагіомігатитів і плагіогранітів розташований у придністровській частині аркуша "Вінниця" (верхів'я рр. Мурашка і Лозова). Середній склад їх такий: плагіоклаз, часто антипертит – 51 %, кварц – 30 %, гранат – 18 %, біотит – 7 %, графіт – 1 %, реліктовий гіперстен, іноді кордієрит. Серед плагіоклазових різновидів іноді зустрічаються дрібні тіла двопольовошпатових гранітів і граніт-пегматитів. Останці субстрату (відсл. 275) складені вторинними гнейсами гранат-біотитовими (зрідка з кордієритом) і гранат-гіперстеновими та первинними кристалосланцями гіперстеновими, рідше клінопіроксеновими. За висновком О. І. Слензака [48], гранат у них утворюється по гіперстену, містить реліктові вrostки магнетиту, має добре виражену окремість, успадковану від ортопіроксену. Південніше с. Хоменки (відсл. 275) серед гранітоїдів знайдено зональний ксеноліт розміром до 0,7 м. У центрі він складений кристалосланцем, окварцованим і біотитизованим, а у периферичній частині – плагіогнейсом, що містить біотит (20 %), гранат (25 %) і реліктовий гіперстен (5 %). Крім того, тут спостерігаються дрібніші (0,2-0,3 м) останці гранат-біотитових гнейсів, а також ксеноліти розміром 1,2×0,8 м скаполіт-воластоніт-діопсидового скарну.

Граніти (γPR_1^{1bd})

Гранат-біотитові, рідше біотитові граніти складають іноді досить великі масиви площею до перших десятків кв. км, але частіше це вузькі витягнуті лінзи, орієнтовані вздовж розломів. На відміну від вінницитів і плагіомігатитів, у центральних зонах тіл вони більш однорідні, наприклад, у Турбівському кар'єрі не вдалося знайти жодного останця вихідних порід. Там гранітоїдами складено масив розміром 3×6 км, приурочений до ділянки зчленування Хмільницької та Глухівецької зон. Остання відрізняється максимальною насиченістю гранітами, що в подальшому стало сприятливим фактором для формування високоякісних первинних каолінів Глухівецько-Турбівського району. У середньому мінеральний склад гранітів такий: плагіоклаз – 30 %, калішпат-пертит – 33 %, кварц – 28 %, гранат – 3 %, біотит – 4 %, апатит, циркон, ільменіт, монацит. Хімічні аналізи підтверджують підрахунки у шліфах: SiO_2 – 63,5-68,05 %, K_2O – 2,66-3,91 %. Деяке згушення дрібних тіл

гранітів відзначається на північно-західному фланзі Немирівської зони розломів, а також у контурах південно-західного (Придністровського) масиву. Тут вони характеризуються концентраціями SiO_2 – 65,07–67,35 %, K_2O – 2,62–4,32 % [48]. У середньому гранат-біотитові та біотитові граніти території містять: плагіоклаз – 26 %, калішпат-пертит – 32 %, кварц – 25 %, гранат – 8 %, біотит – 9 %, іноді кордієрит – до 5–7 %, графіт – до 1 %.

Більшість двопольовошпатових гранітів виникли в результаті калішпатизації плагіогранітоїдів. В. А. Рябенко [103] відзначає розвиток мікрокліну переважно в зонах найсильніших деформацій. У більшості шліфів, вивчених нами, двопольовошпатові граніти відзначаються сильною катаклазованістю, що безумовно свідчить про просторовий зв'язок їх із зонами розломів. Між тим, катаклаз затушовує характер співвідношень між польовими шпатами в гранітах, із чим пов'язані складності при з'ясуванні способу їх становлення, особливо в умовах слабкої відслоненості території. Тому на геологічній карті вони не розділені на автохтонні і переміщені, хоча, ймовірно, наявні й ті й інші. Провідна роль, схоже, належить першим, найчастіше спостерігаються тіла гранітів неправильної гніздоподібної або лінзоподібної форми з поступовими переходами до плагіогранітів через зони мікроклінізації, іноді досить потужні – до 1–3 км.

Імовірність формування калішпатвмісних гранітоїдів по субстрату різного складу підтверджується особливостями їх хімічного та мінерального складу. На кремнієво-лужній діаграмі, [78] поле гранітів надто розтягнуте вздовж осі SiO_2 від 62 до 69 %, центр його майже збігається з гранодіоритом Р. Делі і прийнятим у "Петрографічному кодексі України" [37]. Вміст калієвого польового шпату в бердичівських гранітоїдах змінюється в дуже широких межах – від 1–2 % до 30–40 %, залишаючись у середньому низьким – 10–15 %. Граніти бердичівського комплексу в полях високощільних плагіомігматитів відзначаються ділянками дещо знижених значень поля сили тяжіння, які зазвичай мають еліпсоподібну форму і орієнтовані згідно з розломами. У місцях перетину з розломами конфігурація тіл ускладнюється, стає більш ізометричною.

Граніти лейкократові (tyPR_1^1bd)

Лейкократовими гранітами складені лише окремі тіла розміром до 1×2 км (на південний схід від м. Літин). Зазвичай ці породи разом з пегматитами спостерігаються в малопотужних жилах та гніздах серед різних за віком порід. Здебільшого вони світло-сірі, рожевувато-сірі, дрібно-середньозернисті, масивні. Переважають серед них двопольовошпатові, часто збагачені плагіоклазом різновиди, однак є і різкі відхилення в той чи інший бік. У середньому склад їх такий: калішпат-пертит – 31 %, плагіоклаз – 35 %, кварц – 34 %, одиничні зерна гранату і лусочки біотиту.

Граніти апліто-пегматоїдні, граніт-пегматити ($\text{ipyPR}_1^1\text{bd}$)

Пегматоїди в полях розвитку бердичівського комплексу присутні майже всюди, зосереджені вони в контактових зонах масивів гранітів (відсл. 14, 36, св. 2, 12 та ін.), а також у зонах розломів. Утворюють тіла гніздоподібної або лінзоподібної форми невеликої потужності, але подекуди при їх згущенні формуються насичені пегматитами ділянки розміром до декількох десятків, іноді сотень метрів. Поблизу с. Потуш (відсл. 36) ширина зони, в якій чергуються тіла пегматитів з останцями ендербіт-мігматитів, і далі – гранат-біотитових гранітів, становить 50–60 м. Тут же у свердловині 2 в інтервалі 60–220 м серед гранітів та вінницитів нараховується 10 пегматитових жил потужністю від 1 до 6,5 м (сумарна потужність 26,6 м). Склад їх такий: криптопертит – 40–60 %, плагіоклаз – від 10 до 50 %, кварц – до 25–30 %, біотит, гранат.

На Сабарівському родовищі рідкісних земель [92, 78] поблизу контакту з ендербітами (відсл. 13, 14) серед гранат-біотитових мікроклінізованих плагіомігматитів розташоване тіло граніт-пегматитів. Контакти його з вмисними породами нечіткі, поступові, що не дозволяє визначити навіть елементи залягання. Найімовірніше, що воно має північ-північно-східне орієнтування, протяжність досягає 1 км при ширині (потужності) 50–100 м. Будова тіла неоднорідна: серед крупнокристалічних граніт-пегматитів, які переважають у його складі, відзначено середньозернисті різновиди, збагачені гранатом та біотитом (рештки субстрату), а також пегматоїдні лейкократові породи. Вміст гранату досить нерівномірний – від 0,1–0,3 до 40–60 кг/т (середній – 12,8 кг/т). Переважає в складі порід калішпат (ортоклаз) – від 25 до 50 %, кількість плагіоклазу – 15–35 %, кварцу – 20–35 %, біотиту – декілька відсотків, монациту – від 0,1 до 4,2 кг/т (у середньому 1,2 кг/т), циркону – 0,1–1,7 кг/т (у середньому 0,7 кг/т), ільменіту – середній 1,1 кг/т. Пегматоїди відзначаються високим вмістом глинозему (до 24,5 %) та лугів: K_2O – 5,57 %, Na_2O – 3,5 %. Вміст Rb варіює від 0,004 до 0,45 % при середніх значеннях 0,03–0,04 %.

Метасоматично змінені та діафторовані породи

З початковими фазами становлення гранітоїдів бердичівського комплексу пов'язане утворення дрібних тіл своєрідних залізо-магнезіально-глиноземистих метасоматитів (базифікатів), що мають досить обмежене поширення. У Сабарівському кар'єрі вони складають окремі субвертикальні зони з орієнтуванням 60° на північний схід і потужністю до 0,4 м, просторово пов'язані з контактом тіла бердичівських гранітів і вінницитів. У цих зонах вміст гранату досягає кількох десятків відсотків. Гранат-біотитові метасоматити розкриті св. 17 на Тяжилівській ділянці. Подібні до них оригінальні гранат-біотитові метасоматити зі шпінеллю знайдено на Вінницькому профілі (св. 731), а також у зоні контакту ендербіт-кристалосланцевої асоціації з тілом бердичівського граніту. Тут ними складено декілька малопотужних, від 5–8 см до 2,5 м, січних зонук у біотитизованих кристалосланцях та ендербітах. Містять великі, до 5–7 мм, кристали гранату з вrostками шпінелі (20–40 %), біотит (20–25 %), шпінель (до 20–30 %) та дрібнозернисті ділянки кварц-польовошпатового складу.

Вміст Al_2O_3 у них досягає 21 %.

У зоні Хмільницького та ін. розломів повсюдно і досить інтенсивно проявилися мікроклінізація, високотемпературний діафорез гранулітів (утворення біотиту, кумінгтоніту, антофіліту), а також подальші катаклаз і мілонітизація, які подекуди завершилися проявами низькотемпературного метасоматозу – альбітизації, окварцювання, мусковітизації, фібролітизації, сульфідизації. Новоутворений мікроклін розподіляється в породах нерівномірно, у вигляді окремих порфіробласт, гнізд або лінзоподібно-смугастих скупчень, приурочених до зон деформацій. На відміну від калішпатів Вінницького блока, він має гратчасто-волокнисту структуру та відзначається низькими значеннями інтенсивності РТЛ (від 5-10 до 1,5 тис. проти 40 000 ум. од.). За спостереженнями М. О. Ляшка [95], у Стрижавському кар'єрі в змінених плагіогранітах присутній калішпат (негратчастий ортоклаз) кількох морфологічних типів:

- 1) рівномірно розсіяні вкрапленики прямокутної або овальної форми;
- 2) різкі великі (до 2-4 см) метабласти, що подекуди групуються в шліри;
- 3) концентрації порфіробласт у смуги, лінзи з утворенням порфіроподібного граніту;
- 4) прожилкоподібні січні аплітоподібні тіла;
- 5) лінзи і гнізда крупнокристалічного кварцового польового шпату (пегматоїди).

Амфіболізація і ширше проявлена біотитизація гранулітів, які складають останці в бердичівських гранітоїдах Хмільницької зони, відзначені у відсл. 10 (Стрижавський кар'єр), 516, св. 31 та ін. У Стрижавському кар'єрі спостерігається розвиток різних модифікацій амфіболів. Антофіліт з яскравим інтерференційним забарвленням, полісинтетично здвійникований, заміщує гіперстен по видовженню, аж до повних метаморфоз таблитчастої форми. Голубувато-зелена рогова обманка в діабластових зростках з кварцом розвивається по діопсиду, амфібол актиноліт-тремолітового ряду з окремими зернами антофіліту заміщують енстатит у перидотитах. Рогова обманка блідого забарвлення подекуди витісняє гіперстен з утворенням гомовісєвих псевдоморфоз. Крім типового для бердичівських гранітів жовтогарячо-червоного біотиту утворюється його більш низькотемпературна зеленувато-бура модифікація. Нерідко процес біотитизації кристалосланців (зазвичай з новоутвореним гранатом) призводить до появи сланців та гнейсів, у яких гіперстен, а часто і бастит, зберігаються лише в реліктових зернах.

У зоні Хмільницького розлому повсюдно досить інтенсивно проявилися катаклаз і мілонітизація гранат-біотитових гранітів, які тут переважають, аж до утворення бластотектонітів. Останні мають гнейсоподібний сланцюватий вигляд, найчастіше середньозернисті, іноді мікрозернисті. Спостерігається зминання, розсланцювання порід, поява очково-свилюватої структури. Вона відзначається наявністю досить великих (до 2-5 мм), а також дрібніших зерен польових шпатів, гранату, іноді кордієриту, що залишилися після дроблення, занурених у дрібнозернисту, нерідко тонкогранульовану цементуючу масу істотно кварц-біотитового складу. Кварц перекристалізований, дрібні його зерна мають нормальне згасання, релікти великих зерен по краях гранульовані. Зерна гранату тріщинуваті, роздавлені, по мережі тріщин гранат заміщується біотитом двох генерацій – червонувато-коричневим і пізнішим зеленувато-бурым. У більш мілонітизованих ділянках інтенсивно проявлена хлоритизація, іноді альбітизація (до 8-10 %). У гранат-біотитових бластокатаклазитах подекуди розвивається силіманіт, частіше фіброліт, іноді силіманіт-кварцовий агрегат. Щіточки цих мінералів нарастають на зерна польових шпатів, заміщують фрагментовані лусочки біотиту або гранульований субстрат.

Більш низькотемпературні перетворення, пов'язані з пізніми стадіями становлення бердичівського комплексу, виявлені на Вороновицькому прояві міді [72]. Зміненими породами тут складені зони потужністю до 0,5-1,0 м, серед яких вирізняють:

1) кварц-хлорит-карбонатні утворення по вінницитах, в яких піроксен хлоритизований, карбонати з глинистими мінералами і гідроксиди заліза заповнюють зерна різних мінералів, кварц у них представлений ідіоморфними видовженими кристалами;

2) епідот-цоїзит-пренітові метасоматити по кристалосланцях, тканина яких заміщується подекуди майже повністю агрегатом вторинних мінералів;

3) епідот-діопсидові породи (можливо, апоскарнові), що складаються з реліктового діопсиду (46-48 %), епідоту і цоїзиту (40 %), карбонату (5 %), мікрокліну (5-7 %), сфену (1-2 %).

4) окварцовані породи із сульфідами, що виникають по габро-амфіболітах або чарнокітах у контактах з жилами пегматитів. Вміст кварцу у них досягає 40-50 %, іноді він складає субпаралельні прожилки та лінзи потужністю до 5-10 см. Рудні мінерали приурочені до пізнього метасоматичного кварцу, розвиненому у ділянках катаклаз і дроблення, подекуди вони цементують уламки ранніх мінералів. Розподіл їх такий: халькопірит – іноді до 28 % породи, піротин – 2 %, борніт – 3 %, сфалерит – окремі зерна і мікроточечники, магнетит – до 1 %, лімоніт – до 3 %, халькозин – окремі зерна. Халькопірит зустрічається у вигляді неправильних скупчень розміром до 1 см, при зрощенні з піротином утворює прямі грані. Борніт у зростках з халькопіритом та у вигляді частих включень у ньому. Порядок виділення мінералів: магнетит – піротин (II генерації) – борніт – сфалерит – халькопірит – халькозин – лімоніт (відповідає високотемпературній гідротермальній стадії).

До метасоматитів, генетично пов'язаних із заключними стадіями становлення бердичівського комплексу, умовно віднесено оригінальні сульфідноносні залізисті утворення Лукашівської ділянки. Знаходяться вони в зоні контакту карбонатної та кристалосланцевої пачки, що залягає нижче і породи якої збагачені графітом

(св. 41, 362, 701). Гранітоїди на цій ділянці представлені чарнокітами, рідше вінніцитами. Рудна мінералізація у св. 362 приурочена до тіл залізистих метасоматитів, за структурою подібних до форстеритових кальцифірів. У них збереглися реліктові форми олівіну (?), але на місці кальцитової тканини розвинений кремністо-магнетитовий гематитизований агрегат. У корі їх вивітрювання виникли кремністо-гетитові та нонтронітові породи. Сульфідна мінералізація – халькопірит та тенорит, середній вміст Cu в рудному тілі потужністю 6 м становить 0,33 %.

Мінералого-петрохімічна характеристика бердичівського комплексу. Плагіоклази в бердичівських гранітах характеризуються непостійністю складу та структури, основність їх варіює в межах 26-45% [95]. Встановлено, що даний показник безпосередньо залежить від кислотності породи, але слабо корелюється з парагенезисом темноколірних мінералів, так, у плагіогранітах значення варіюють у межах 26-42, у середньому 32 %. За даними Т.А. Рокачук [40], найбільшу інтенсивність РТЛ (25-35 тис. ум. од.) мають плагіоклази вінніцитів, за цим показником їх можна зіставити з польовими шпатами гіперстенових кристалосланців (26-45 тис. ум. од.). Цей факт, а також широке розповсюдження у вінніцитах антипертитів – типоморфних утворень ендербітоїдів – підтверджують імовірність утворення вінніцитів за рахунок гранулітів різного складу. Наявність антипертитів плагіомігматити та плагіограніти Вінницького блока відрізняються від подібних порід північної частини Бердичівського [58, 78]. Інтенсивність РТЛ плагіоклазів Вінницького блока та Хмельницької зони дорівнюють 11,5-18,7, рідко до 5,7 тис. ум. од., що приблизно відповідає РТЛ плагіоклазів чарнокітоїдів, сформованих переважно по гіперстенових кристалосланцях (район с. Лукашівка).

Калієві польові шпати у вінніцитах і плагіомігматитах беруть участь у будові антипертитів, займаючи іноді до 5-15 % і більше площі кристала. У гранітах та пегматитах утворюють самостійні зерна ізометричні або неправильної форми розміром від 0,5 до 4-5 см, двійниковання не спостерігається, часто ортоклаз-пертит з досить різноманітною формою вrostків. У Хмельницькій зоні зустрічаються гратчасті мікроклін-пертити, аналогічні мінералам з порід північно-східної частини Бердичівського блока. Вміст альбітового компоненту в них варіює від 17,5 до 25,5 %, при цьому не відмічається залежність між кислотністю породи і вмістом альбіту; так, у пегматитах Хмельницької зони вони представлені олігоклазом № 20-30, а у бердичівських гранітах (як і в чарнокітах) – альбітом. Майже всюди спостерігається заміщення калішпатом плагіоклазу. Аналіз особливостей люмінесценції лужних польових шпатів показав, що інтенсивність РТЛ їх змінюється в широких межах [40, 95]. Найвища вона в лужних польових шпатах Вінницького блока – від 40 тис. ум. од., виразно проявляється мінімум зі значеннями РТЛ від 5-10 до 1,5 тис. ум. од., що відповідає породам Хмельницької зони. Такий нерівномірний розподіл показників по площі пов'язаний з діафорезом амфіболітової фації, для мінералів якої характерна нижча РТЛ. За висновком Т. А. Рокачук [40], у бердичівських гранітах і гранатбіотитових гнейсах РТЛ плагіоклазів та лужних польових шпатів приблизно однакова.

Гіперстени вінніцитів відзначаються підвищеним вмістом глинозему (2,8-5,5 %), залізистість їх становить 48,0-52,0 %. За цими характеристиками вони подібні до ортопіроксенів ендербітів і, вірогідно, є успадкованими. Слід підкреслити, що в більшості вивчених місць переважає дуже змінений гіперстен, часто бастит.

Гранати зустрічаються в усіх різновидах порід, але розподілені вони різко нерівномірно. У крайніх членах ряду – вінніцитах і пегматоїдах – вміст нерідко знижується до акцесорного, а максимальні концентрації (до 15-25 %) фіксуються в плагіомігматитах межових частин Вінницького та Бердичівського блоків. Представлені гранати альмандинами зі змінною кількістю піропового компонента – від 17,6-18,3 до 33-35,8 %. Закономірностей розподілу по території гранатів різного складу не простежується, можливо, це пов'язано з тим, що вивчалися гранати з різних за магнезійністю порід, а також різних генерацій – до 2-3, за даними В. М. Венедиктова [8]. Крім того, він встановив, що навіть в одному зерні гранату можна спостерігати регресивну зональність єдиного етапу зі зміною магнезійності від 21 до 10 %. Тим не менш, гранати з максимальними вмістами піропового компонента зустрічаються лише у Вінницькому та південній частині Бердичівського блока, далі на північ частка піропу поступово знижується до мінімальних значень (14-15 %) на межі з Волинським блоком [77].

Біотити гранітоїдів Вінницького блока характеризуються яскраво вираженим коричнево-червоним, жовтогарячим кольором, у більш кислих різновидах він стає коричневим. Такий колір обумовлюється високим вмістом TiO_2 (5,2-6,1 %), вміст MgO у них також високий (13,2-16, у середньому близько 15 %). У Хмельницькій зоні новоутворені біотити бластомілонітів менш титаністи (TiO_2 – 2,95-3,5 %) і менш магнезійні (MgO – 9,5-10,1 %). За цими показниками їх можна зіставити з біотитами північної частини Бердичівського блока, які формувалися в умовах, близьких до епідот-амфіболітової фації метаморфізму ($T = 610-640^\circ C$).

Графіт – досить характерний мінерал бердичівських гранітоїдів. Він, як правило, з'являється в контактних зонах з гранулітами, присутній майже постійно, нерідко в кількості до 1-2 %. Зазвичай графіт з'являється у породах одночасно з біотитом і сульфідами. Інші акцесорні мінерали представлені магнетитом, ільменітом, апатитом, цирконом, монацитом, сульфідами тощо. Магнетит та ільменіт максимальних концентрацій досягають у вінніцитах, у районі сіл Малинівки – Лукашівки – до 10-15 %, на інших ділянках – до 2,5 %. Співвідношення їх різне, у породах с. Лукашівки, смт Вороновиця різко переважає ільменіт, у гранітоїдах смт Тиврова вони містяться в однакових кількостях, поблизу Сабарова в них більше магнетиту. Ці мінерали мають полігональну форму, магнетит I генерації збагачений продуктами розпаду (ільменіт, шпінель),

магнетит II генерації однорідний, виповнює тріщинки в гранаті. У плагіогранітах та гранітах різко переважає ільменіт, з яким асоціюють сульфіді: піротин, пірит, халькопірит.

Циркони зустрічаються дуже часто в усіх породах бердичівського комплексу. Однорідні дрібні зерна цирконів у кристалосланцях з огнейсуванням останніх набувають зональності, що ускладнюється в процесі ультраметаморфізму порід. У вінницитах, бердичівських плагіогранітах циркони мають блідо-коричневе забарвлення, розміри їх збільшуються до 0,1 мм. При цьому вони мають значну кількість рис, притаманних цирконам ендербітоїдів, подібні до них за складом, але мають і ознаки, зумовлені посиленням гранітизації, яка завершує становлення бердичівського комплексу. У двопольовошпатових гранітах вони вже помітно збагачені гафнієм (1,7-1,9%), ітрієм (0,26%), але містять менше торію.

Монацит знайдено в усіх штучних шліхах із гранітоїдів у кількості 30-150 г/т, вміст його в пегматитах зазвичай у два-три рази вищий, ніж у гранітах. М. П. Щербак [58] виділяє 3 різновиди цього мінералу: I з'являється в гнейсах і плагіомігматитах; II у пегматоїдах Вінницького та південної околиці Бердичівського блока; III у мігматитах і гранітах північної частини останнього. Монацит бердичівських гранітів жовтий, світло-жовтий, з розмірами табличок – 0,1-0,2 мм. У пегматитах на ядра монациту-I наростають облямівки більш яскравого коричневого та червоного різновиду. Монацити з граніту містять порівняно мало торію (3,5-7,4%, у середньому 5,8%), у монацитах з пегматитів, які асоціюють з гранітом, його вміст – у середньому 6,6%. У монацитах з пегматитів Хмільницької зони, нерідко метасоматично змінених, концентрація його майже подвоюється і становить у середньому 12,9%. Значення торій-уранового співвідношення в монацитах-I становить 6-18, монацитах-II – 30-165, вміст церію в них 46-53%. М. П. Щербаком [58] чітко встановлена подібність концентрацій рідкісних земель у монацитах гранат-біотитових гнейсів і гранітів того ж складу, що свідчить про парагенетичний зв'язок між цими породами.

Хімічний склад гранітоїдів бердичівського комплексу відзначається змінністю, на кремніє-лужній діаграмі [78] фігуративні точки розсіяні по осі SiO₂ від 61 до 74%. У нижній частині діаграми розташоване поле плагіоклазових порід з вмістом кремнезему 62-67% та лугів – 3,5-5%, центр його приблизно збігається з середнім складом бердичівського мігматиту, який визначений М. П. Щербаком [58] за 29-ма аналізами (у мігматиті на 0,5% більше лугів). Відповідно до "Петрографічного кодексу України" [37], вони за хімічними параметрами є аналогами кварцового діориту – тоналіту. Двопольовошпатові граніти характеризуються більш високим вмістом калію при сумі лугів від 5 до 7%, але за кислотністю майже аналогічні плагіомігматитам – вміст SiO₂ у них становить 62-69%. Вони приблизно відповідають гранодіориту та від розрахованого М. П. Щербаком [58] середнього складу бердичівського граніту відрізняються дещо меншим (на 2%) вмістом SiO₂. За цими породами закріпилася назва "бердичівський граніт", хоча за складом мінеральним (багато темноколірних) і хімічним (низький вміст кремнієкислоти та польовошпатового вапна) вони відрізняються і від нормальних гранітів, і від гранодіоритів. Відсутність позитивної кореляції розподілу калію і кремнезему в основній масі гранітоїдів свідчить про те, що не всі вони сформувалися в результаті магматичної диференціації, а частково є продуктом кремніє-калієвого метасоматозу, що супроводжувався селективним плавленням.

На діаграмі різко вирізняється поле лейкогранітів та пегматитів, вміст SiO₂ в яких дорівнює 69-74%, а сума лугів – 6-8%, центр його відповідає середньому складу граніту, до аляскіту. У це поле вкладаються фігуративні точки різних типів пегматитів, вивчених М. П. Щербаком [58] за даними понад 60-ти аналізів, а також точки середніх складів житомирських гранітів і пегматитів (більше 100 аналізів). Цілоком імовірно, що більша частина пегматоїдів, а також житомирський комплекс, близький за віком до бердичівського, представляють собою палінгенно-анатектичні утворення, нерідко переміщені в більш низькотемпературні зони.

Вміст рідкісних земель у бердичівських гранітах дорівнює 120-150 г/т, що у 2-2,5 рази вище, ніж у гіперстенових кристалосланцях, і приблизно дорівнює їх кількості в гранат-біотитових гнейсах. Дані М. П. Щербака [58] щодо розподілу рідкісноземельних елементів у породах Верхнього Побужжя показують, що ендербіт-мігматити відносно збагачені легкими РЗЕ: $\sum Ce/Y$ змінюється від 0,5 у кристалосланцях до 5,4 у мігматитах. Далі при заміщенні гранулітів вінницитами та плагіомігматитами цей показник залишається або постійним (5,7 і 5,2 відповідно), або підвищується до 27-28,6. Дещо більша частка важких РЗЕ й у двопольовошпатових гранітах – $\sum Ce/Y=2,6$. Максимальне фракціонування РЗЕ характерне для пегматитів, в яких майже на порядок менше ТРЗЕ, а $\sum Ce/Y$ дорівнює 53. Подібні результати отримані І. М. Лісною [32] і І. Б. Щербаковим [64]. Розподіл РЗЕ, нормований по хондриту, в роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях смт Літина і смт Тиврова відзначається нефракціонованим характером: $(Ce/Yb)_N$ дорівнює 0,93-1,1, у змінених (біотитизованих) різновидах – до 5. У чарнокітах ступінь фракціонованості різко зростає – $(Ce/Yb)_N$ збільшується від 12 до 48, вказуючи на імовірність часткового плавлення їх субстрату. Фракціонованість РЗЕ у гранатвмісних гранітоїдах приблизно така сама, як в ендербітах і чарнокітах: $(Ce/Yb)_N$ варіює від 8,3-13 до 27-28,6 у вінницитах, досягаючи 50-60 у гранітах.

Варіації вмістів малих сидерофільних елементів знаходяться на рівні кларків гранодіоритів – діоритів, закономірно знижуючись від вінницитів до гранітів у 1,5-2 рази. Разом з цим, відзначається невелике, у 1,5-2 рази, збільшення концентрацій Cu, Mo, Ga, Li, Zn, Rb. Cu і Mo не утворюють значущих кореляційних зв'язків з жодним елементом. Молібденом дещо (у 1,5-2 рази) збагачені лише пегматити, розміщені серед гранат-біотитових гранітів.

Фізичні властивості описаних різновидів бердичівського комплексу [78] дещо різні, хоча спільною для них є слабка намагніченість, лише у вінницитах окремі зразки середньомагнітні. Плагіоклазові мігматити відрізняються від інших гранітоїдів території найвищою щільністю, яку можна зіставити з цим показником в ендербіт-мігматитах, ці петрофізичні особливості сприяють більш успішному відокремленню та простеженню їх при картуванні. У гранітів і пегматитів щільність знижується і приблизно відповідає рівню її в ендербітах, чарнокітах, а також у гранітах гайсинського комплексу.

Термодинамічні умови формування бердичівського комплексу за діаграмами Л. Л. Перчука оцінюються такими параметрами: вінницити – температура 670-720°C, тиск – 6,5-8·10⁸ Па, граніти – відповідно 640-670°C (до 610°C у Букинському підрайоні) і 4,5-6,5·10⁸ Па. При цьому пониження ступеня метаморфізму відбувається в напрямку з півдня на північ, що найвиразніше проявилось в північній частині Бердичівського блока [62]. М. О. Ляшко [95] наводить дещо інші дані: температура гранат-біотитової рівноваги в гранітах Стрижавки – 620-670°C, у вінницитах Сабарівки, за кількома парами – 620-650°C, зазвичай вище 640°C; у Гніванському кар'єрі – 610-620°C, на Лукашівській ділянці – 570-630°C. Поряд з цим подекуди (сміт Тиврів, сіл Микулинці, Городище) встановлені більш високі температури по тим самим мінералам – до 720-790°C, причина цього не з'ясована. В. А. Курепін [28] наводить нові дані, що помітно відрізняються від отриманих раніше: граніти південної частини Подільського блока сформовані при T = 795-845°C і P = 643-790 МПа, північної – при T = 657-759°C і P = 448-636 МПа. Глибини їх утворення змінюються від 17-18 км на півночі Бердичівського блока до 23-29 км на півдні і у Вінницькому блоці.

Ізотопний вік бердичівського комплексу досить детально вивчений М. П. Щербаком [58]. Опорні* по монациту і циркону датування такі: біотит-гранатові мігматити – 2 170-2 200 млн років, граніти того ж складу – 2 300-2 400 млн років у районі с. Старий Пиків на р. Снівода, 2 170-2 230 млн років біля с. Подольнці на р. Тетерів. Вік монацитів з мігматитів і гранітів різних ділянок становить (млн років): 2 040-2 180 (с. Чудинівці), 2 050-2 400 (с. Миколаївка), 2 070-2 180 (с. Райки), 1 950-2 180 (с. Жежелів), 2 100-2 200 (с. Глухівці). Опорний вік пегматитів по монациту і циркону: 2 100-2 290 млн. років (с. Кривошій), 1 940-2 130 млн років (с. Миколаївка). Модельний вік віннициту біля с. Порик, встановлений Л. М. Степанюком [53] Sm-Nd методом, дорівнює за моделлю CHUR – 2 060, за ДМ – 2 330 млн років, гранат-біотитового плагіограніту з Іванівського кар'єру – 2 200 і 2 440 млн років відповідно. Прийнятий у чинній “Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита” вік бердичівського комплексу – 2 060 млн років.

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ

Кора вивітрювання докембрійських порід широко розвинута на поверхні кристалічного фундаменту і відсутня лише в місцях його розмиву – в долинах великих річок, а також на деяких ділянках вододілів, що являли собою підняття у мезозой-кайнозой. Практично всю південну частину території аркуша було охоплено інтенсивним площинним і русловим розмивом, тому тут майже не збереглася верхня каолінітова зона. Палеорельєф кори вивітрювання являє собою хвилясту денудаційну рівнину з нечітко вираженими заглибленнями. Абсолютні відмітки покрівля кори вивітрювання – від 191,7 м (св. 036, с. Яструбиха) до 305 м (св. 8306, с. Дашківці [103]), але частіше вони становлять 250-260 м. Ділянки з найвищим гіпсометричним рівнем приурочені до вододільних плато в північній частині аркуша, загальне полого пониження покрівлі спостерігається в південно-західному напрямку. Потужність кори вивітрювання змінюється від часток метра до 275 м (Шендерівська ділянка [72, 78]), середня – 20 м. За характером процесів, що переважають, вона належить до залишкової, такої, що виникла на місці залягання субстрату, за морфологічним типом – до лінійно-площинної, за мінеральним складом – до сіалітної. Майже повсюдно перекрита палеоген-четвертинними відкладами.

Утворенню і збереженню продуктів дезінтеграції сприяли специфічність і стабільність палеогеографічних умов у мезозой-кайнозой. Активізація розташованих у межах підняття диз'юнктивних порушень, що супроводжувалася появою зон інтенсивної тріщинуватості, обумовила можливість глибокого проникнення фронту гіпергенезу й утворення потужних каолінітових покладів. Вони часто приурочені до місць зчленування розломів різного напрямку, наприклад, Турбівське родовище розташоване в зоні перетину Хмільницького та Глухівського розломів. Подальшому розмиву каолінітових покладів сприяв пасивний тектонічний режим. Там, де мезозойську поверхню вирівнювання було порушено, закладалися ерозійно-тектонічні депресії в палеогені, відбувалася денудація при наступі моря в неогені, з чим пов'язаний частковий або повний розмив продуктів вивітрювання.

Площинний тип кори вивітрювання займає 90-95 % території розвитку елювіальних утворень, лінійні кори приурочені до регіональних зон розломів і окремих локальних зон тріщинуватості в кристалічному фундаменті, що контролюються другорядними та опережуваними порушеннями. Такі зони зазвичай чітко виявля-

*Дати, отримані до 1982 р., слід розглядати як приблизні, а не опорні (наук. ред.).

ються при інтерпретації результатів гравіметричних зйомок по лінійно витягнутих, інколи ізометричних (у вузлах перетину розломів) гравітаційних мінімумах. Протяжність цих зон змінюється від 1 до 6 км, ширина їх незначна, зазвичай становить кілька десятків метрів, зрідка досягає сотні метрів. Найчастіше лінійні кори вивітрювання зустрічаються в межах Хмільницької, Вінницької і Глухівецької розломних зон. У першій найбільшій ділянці розвитку кір лінійного типу вивчено поблизу с. Малинівка (розмір – 2×6 км, потужність – 60,5 м), а також на північно-західній околиці с. Некрасово (потужність – 62 м). З Вінницьким розломом пов'язана розташована північніше с. Довгополівка (св. 554) ділянка лінійної кори вивітрювання північно-західного простягання завдовжки 10 км і потужністю 98,0 м. У центральній частині аркуша, північніше с. Никифорівці, в районі зчленування Хмільницького і Глухівецького розломів з Немирівським, виділяються дві зони розвитку лінійної кори вивітрювання: зона північно-західного простягання завдовжки 6 км, потужністю 99,0 м та Никифорівська зона, що в плані має серпоподібну форму. За результатами буріння св. 575, 9, 9^а встановлено, що породи дезінтегровані до глибини 275 м. На Турбівському родовищі каоліну, розташованому в зоні перетину Глухівецького та Хмільницького розломів, потужність кори в окремих кишенеподібних ділянках досягає 30–40 м.

Розвиток вертикальної зональності в корі вивітрювання площинного типу і субгоризонтальної в лінійних корах обумовлений інтенсивністю прояву процесів гіпергенезу. Залежно від фізичного стану і мінерального складу продуктів вивітрювання виділяються три зони, що зазвичай виникають на найпоширеніших породах – гранітоїдах середнього складу:

- 1) нижня – початкових продуктів або дезінтеграції (жорствяна) – dMz-Kz;
- 2) середня – проміжних продуктів (гідрослюдисто-каолінітова) – gMz-Kz ;
- 3) верхня – кінцевих продуктів (каолінітова) – kMz-Kz.

Нижня зона має дві підзони. У першій (знизу) спостерігається прихована тріщинуватість кристалічних порід, легке їх освітлення, помутніння плагіоклазу, на краях його зерен розвиваються монтморилоніт і дрібнолускуватий каолініт. По темноколірних мінералах у тріщинах утворюється хлорит. У другій підзоні кристалічна порода розпадається на уламки, плагіоклази значною мірою заміщені каолінітом і монтморилонітом (5–10 %), біотит переходить у гідробіотит, піроксени заміщуються зеленувато-жовтим сплутановолокнистим монтморилонітом, спостерігається розпад гранату.

Середня зона – гідрослюдисто-каолінітова – складена інтенсивно зміненою породою сірого, білуватого або жовтуватого-сірого кольору зі збереженими структурно-текстурними особливостями материнських порід. Вміст реліктових, частково розкладених мінералів та їх зростків зменшується з 70 % у низах зони до 5–15 % у верхах (не враховуючи кварцу, частка якого іноді становить 20–30 %). Кількість мікрокліну змінюється від 5 до 30 %. Плагіоклази тут зазнають інтенсивнішої каолінізації; мікроклін залишається більш свіжим; біотит гідратований, частково каолінізований і заміщений гідрослюдами; гранат і піроксен розкладаються, заміщуються монтморилонітом, крупнолускуватим каолінітом, хвилястим галуазитом. Кількості гіпергенних утворень такі: каолініт – 30–50 %, до 70 %; монтморилоніт – до 5 %; гідрослюда – до 5%, гідробіотит, джеферизит – до 1–3 %.

Верхня – каолінітова зона. Потужність її змінюється від перших метрів до 8–12 м, іноді до 35–40 м та більше. Має біле, сірувато-біле, плямисто-жовте забарвлення, менш чітко проявлені реліктові структури і текстури. По мікроклінівмісних породах у будові зони за співвідношенням K₂O та Na₂O можна виділити дві підзони каолінів: нижню – лужних та верхню – нормальних. У лужних різновидах (збагачених реліктами мікрокліну) сума лугів становить 1,5–6 %, серед яких переважає калій (K₂O – до 5,5 %), вони відрізняються більшою жорсткістю, у нормальних каолінів цей показник змінюється в межах 0,2–0,9 %. Глиниста складова лужних утворень на 99 % представлена каолінами з домішками трубок галуазиту та лусочок гідрослюду. Склад піщаної фракції: кварц, мікроклін, ільменіт, циркон, монацит. У підзоні нормальних продуктів вивітрювання переважають каолініт (55–70 %) та кварц, також присутні гідрослюди і галуазит. У піщаній фракції крім кварцу зустрічаються зерна мікрокліну, гранату, монациту, циркону.

Каолінітовий тип кори вивітрювання по кислих породах представляє найважливіший практичний інтерес, оскільки в ній переважають каоліни білі, світло-сірі, подекуди з вохристо-жовтими плямами, в'язкі та пластичні, різнозернисті, іноді з чітко збереженою структурою гранітів або мігматитів. Усереднений розріз виглядає таким чином (знизу доверху).

Зона жорстви пов'язана поступовим переходом з материнськими породами. Макроскопічно породи рожевувато-сірі, тріщинуваті, часто з субгоризонтальною плитчастою окремістю, слабо пов'язані або пухкі, розсипаються на гострокутові уламки і мінеральні зерна. Вони зберігають структуру корінної породи з накладеною дрібнозернистістю. Жорства складена первинними мінералами, що зазнали незначних змін, і мінералами початкової стадії розкладання. Потужність зони від 0,1 до 2,5 м (максимальна в зонах кори лінійного типу).

Гідрослюдисто-каолінітова зона. Макроскопічно породи світло-сірі до білих, місцями з бурими плямами, в'язкі в зволоженому стані, з добре вираженими текстурно-структурними особливостями материнської породи. Зона складена каолінітом, наявні гідрослюда, іноді гранат. У значних кількостях присутні зерна кварцу (до 40 %), релікти мікрокліну. Через те, що кислі породи містять незначну кількість фемічних мінералів, зокрема біотиту, вміст гідрослюду незначний. Натомість часто зустрічається жорства материнських порід, особливо в нижній частині розрізу. Потужність зони становить 0,4–20,0 м у корах вивітрювання площинного ти-

пу і до 40,0 м у корах лінійного типу.

Каолінітова зона. Породи світло-сірі до білих, з вохристо-жовтими плямами, в'язкі, пластичні, з неясно вираженими структурно-текстурними особливостями материнської породи. Зона складена каолінітовими глинами з зернами кварцу. Породи цієї, рідше гідрослюдиисто-каолінітової зони місцями зазнають пеліканітизації або переходять у пеліканіти. Потужність зони – 5-15 м для площинного типу і до 50 м і більше для лінійного типу кори вивітрювання.

У корі вивітрювання лейкократових гранітоїдів проміжна зона має каолініт-кварцовий склад, майже без домішок інших глин. Верхня зона представлена каоліном (60-70 %) білим, місцями жовтуватим внаслідок озалізнення, кварцом (30-35%) та монтморилонітом (1,5-2%).

На кристалосланцях та гнейсах формуються гідрослюдисті та гідрослюдиисто-каолінітові продукти вивітрювання. Колір порід зелений, зеленувато-сірий, бурувато-сірий. Якщо у породах переважають піроксени та амфіболи, профіль набуває монтморилоніт-гідрослюдистого, гідрослюдиисто-монтморилонітового, нонтроніт-монтморилонітового складу. У нижній та середній зонах розвинуті гіпергенні мінерали: джеферизит – до 10 %, гідробіотит та вермікулит – 5-35 %, каолініт – до 30 %, гідрохлорит – 1-10 %. У верхній зоні структурно-текстурні особливості первинних порід майже не зберігаються. Основні мінерали глинистої фракції: каолініт – 40-90 %, галуазит – 10-30%, гетит-гідрогетит – 10-20 %, гематит – 2-5 %, гібсит – 0-10 %. Реліктові: кварц – до 30 %, польові шпати, магнетит, ільменіт, апатит, циркон, монацит. При вивітрюванні кальцифірів утворюється каолініт з лімонітом і галуазитом.

На ультраосновних породах зона дезінтеграції зазвичай малопотужна і складена жорствяно-глинистою породою з монтморилонітом, гідроксидами заліза та нонтронітом. Проміжна та верхня зони представлені каолініт-гетит-нонтроніт-монтморилонітовою глиною з гідрослюдою, галуазитом, лейкоксеном, реліктами хроміту.

До утворень кори вивітрювання належать пеліканіти – продукти заміщення польових шпатів опал-каолінітовою сумішшю. Вони спостерігаються у вигляді невеликих тіл складної форми, що просторово тяжіють до зон дезінтеграції або гідрослюд. Макроскопічно це білі або світло-сірі міцні породи, іноді з реліктовою структурою субстрату. При розколюванні мають раковистий злом. Тріщини в пеліканітах часто виповнюються аморфними опалами, серед яких зустрічаються навіть благородні різновиди. Склад їх такий: опал-каолінітова суміш – 50-60 %, кварц – 15-30 %, біотит – 2-20%. Опал утворює псевдоморфози по каолінізованих зернах плагіоклазу, а також прожилки по мікротріщинах у ньому.

Мінералого-геохімічна характеристика продуктів кори вивітрювання. Каолін Турбівського родовища по гранат-біотитовому, іноді з кордіеритом, мігматиту характеризується дрібнолускатою з реліктами зернистої структурою. Склад його такий: каолініт – 60-90 % (зазвичай 75-85 %), кварц – 10-35 %, лейкоксен – до 5-7 %, гідроксида заліза – 1 %, гідрослюда – до 2 %, гранат, монацит, циркон, апатит, ксенотим, ільменіт. Каолініт пелітоморфний і дрібнолускуватий (по польових шпатах), а також лускуватий або вермікулітоподібний (по біотиту). Вміст фракцій 0,06-0,02 мм у різних пробах варіює від 8 до 91 %, зазвичай становить 20-40 %; 0,02-0,005 мм – 30-60 %; менше 0,005 мм – 20-50 %. Співвідношення крупних і дрібних часток змінюється з глибиною, у верхніх зонах переважають крупні. Характерними особливостями турбівського каоліну є домішки галуазиту дещо більші у тонкій фракції, невисока впорядкованість структури каолініту, незвичайний характер морфології часток – значна сплосченість, і тому велика питома поверхня [104].

У каоліні-сирці Турбівського району вміст компонентів змінюється в таких межах [89]: SiO_2 – 48,7-68,7 %, Al_2O_3 – 20,7-33,8 %, Fe_2O_3 – 0,14-2,6 %, TiO_2 – 0,2-2,5 %, CaO – 0,12-1,6 %, K_2O – 0,04-3,1 %. Втрати при прожарюванні – 6,7-12,7 %, а в каоліновому концентраті родовища їх частка така: SiO_2 – 47,4 %, Al_2O_3 – 36,5 %, Fe_2O_3 – 0,2-3 %, TiO_2 – 0,7-2,8 %, CaO – 1,4 %, Mg – до 1 %, втрати при прожарюванні – 13,2 %. Перерахунки балансу речовини показують зменшення при вивітрюванні вмісту в одиниці об'єму Si, Al, Ti на 15-40 %, а інших елементів – до 75-99 %, привноситься лише H_2O – близько 100%.

Породи кори вивітрювання мають характерний для материнських порід спектр мікроелементів, початкові кореляційні зв'язки між якими зберігаються. Концентрація сидерофільних і деяких халькофільних елементів (V, Cr, Co, Ni, Cu, Pb) у каолінітовій зоні знижується в 1,5-2 рази. Більш істотно (до 80-100 %) виносяться Mn, Ni, Zn, Mo, але при цьому відзначено зростання їх концентрації в нижніх зонах. Баланс літофільних елементів (Sn, Nb, Zr, La, Y) змінюється мало в корах по гранітах, помітно – у корі по кристалосланцях і гнейсах. Збагачення Zr і Y в 1,5 рази характерне для зони дезінтеграції, при цьому відзначається їх значимий кореляційний зв'язок. Найімовірнішою причиною різної поведінки мікроелементів у профілі кори вивітрювання є неоднакова стійкість первинних мінералів-концентраторів у тій чи іншій зоні. За ступенем стійкості їх можна розташувати таким чином (від менш стійких): сульфідів – піроксени – амфіболи – біотити – польові шпати. Відповідно до цієї послідовності першими повинні виноситися Ag, Ni, Co, Zn, Cu із сульфідів, потім Zn, Mn, Pb, Co, Ni з піроксенів, далі ті ж елементи, а також F і Sn з амфіболів і слюд, і нарешті F, Pb, Ba, Mo, Ag з польових шпатів. Висока стійкість до руйнування гранату, циркону, монациту іноді призводить до відносного збагачення продуктів кори вивітрювання Zr – до 450-500 г/т, Y – до 30-35 г/т, La – до 70-80 г/т.

Своєрідна поведінка хімічних елементів у корі вивітрювання ультраосновних порід. Тут окремі зони характеризуються накопиченням Ca та Si, які збагачують горизонти окременіння, тоді як Al та Fe^{+2} з них виносяться (до 60 %). Накопичення Al відбувається у верхній каолініт-монтморилонітовій зоні, Fe^{+3} – у зоні

вохр. Аналіз поведінки Ni показує, що при вивітрюванні в цілому він виноситься (до 70 % в окремених породах), але в зоні вохр його концентрація збільшується у 2,5-5 разів порівняно з вмістом у первинних породах, подібний характер має розподіл Cr та Co.

При вивітрюванні кристалічних порід відбувається різке (у 1,5-2 рази) зменшення їх об'ємної ваги, для глинистих продуктів вона становить 1,7-2 г/см³. Це пов'язане зі збільшенням ніздрюватості порід, оскільки питома вага мінералів, з яких складаються зони гіпергенезу, приблизно дорівнює 2,5-2,6 г/см³. Так само різко, на 2 і більше порядків, знижується величина магнітної сприйнятливості вивітрілих порід. Вологість каоліну-сирцю Турбівського родовища від 16 до 30,6 % (у середньому 18,7 %), температура плавлення – 1710-1750°C.

З корою вивітрювання пов'язана велика група різноманітних корисних копалин, серед яких найважливіше значення мають первинні каоліни, що є сировиною у виробництві порцеляно-фаянсової продукції, паперу, гумотехнічних, радіокерамічних виробів та ін. Забарвлені гідроксидами заліза глинисті продукти гіпергенезу можуть бути мінеральними пігментами, пеліканіти можна використовувати як наповнювачі легких бетонів, а пов'язані з ними благородні опали – для ювелірних виробів. Піски – відходи каолінового виробництва – використовуються в будівництві, при виготовленні тонкої кераміки, отриманні карбиду кремнію, з них можна видобувати циркон-монацитовий концентрат.

На думку багатьох дослідників, найінтенсивніше короутворення відбувалося в юрі-нижній крейді. Середньоюрські відклади північно-східного схилу Українського щита в ряді місць є вторинними каолінами, а нижньо- та середньокрейдові осадки майже повсюдно підстеляються вивітрілими породами. У межах вивченої території найдавнішими осадками, що покривають утворення кори вивітрювання, є піски бучацької серії (палеоген).

5. ТЕКТОНІКА

Будова регіону двоповерхова. Нижній поверх складений глибокометаморфізованими та інтенсивно гранітизованими і дислокованими утвореннями раннього докембрію, котрі сформувалися в декілька циклів. На його вивітрілу, а подекуди розмиту поверхню субгоризонтально налягають палеоген-четвертинні осадки, що складають другий поверх.

Ранньодокембрійський структурний поверх

Описаний район розташований на заході Українського щита і, згідно з тектонічним районуванням, прийнятим при складанні нової "Кореляційної хроностратиграфічної схеми...", знаходиться в зоні зчленування Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків, де границі останніх проводяться по Немирівському і Летичівському (Ободівському) розломам. Нами при районуванні прийняті положення цієї схеми, але з деякими змінами. Дані, отримані при підготовці геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1 : 1 000 000 [81], а також матеріали власних досліджень, проведених у Гайсинському блоці [89], дозволяють інтерпретувати тектонічну будову Побужжя інакше. Відповідно до них, лінією розмежування зазначених мегаблоків має бути не південна границя розповсюдження гранітоїдів гайсинського комплексу, як трактується у "Схемі...", а Дашівський мантійний розлом I рангу. Саме в зоні останнього, що має ширину до 30 км, відбувається зміна гранулітів (та їх діафорез) утвореннями амфіболітової фації (росинсько-тікицька серія).

Крупний Немирівський розлом, який проходить у південно-східній частині аркуша "Вінниця" і має північно-східне орієнтування, розділяє площу розвитку гранулітового комплексу на блоки I порядку (або мегаблоки [81]) – Подільський і Середньобузький, яким відповідають однойменні структурно-формаційні зони (СФрЗ). Згідно з висновками В. А. Єнтіна та ін. [81], Немирівська зона молодша Ободівської, вона лише ускладнює більш ранні структури та, ймовірно, не може бути міжмегаблоковою, великої різниці в характері гравітаційних полів центральних частин Подільського та Середньобузького блоків немає. Інтерпретація даних по геотраверсу VI, який перетинає зону Немирівського розлому, показує, що істотної зміни глибинної будови по обидва його боки не відмічається, вона тут помітно менше, ніж на крилах деяких другорядних внутрішньоблокових розломів.

У розділі "Нестратифіковані утворення" відзначено, що суттєвої різниці в будові Подільського блока, а також Гайсинського і Тульчинського блоків (які включені в Росинсько-Тікицький мегаблок) немає. У складі всіх цих структур беруть участь палеоархейські метаморфічні породи переважно тиврівської товщі дністровсько-бузької (але не росинсько-тікицької) серії. Ультраморфічні утворення представлені чарнокітоїдами, серед яких у Середньобузькому блоці виділяється давніший гайворонський комплекс.

У Гайсинському і Тульчинському блоках поширені регресивні гранітоїди гайсинського типу (собіти), які за суттю подібні породам бердичівського комплексу південної і центральної частин Подільського блока. Субстратом для них є переважно чарнокітоїди літинського і гайворонського комплексу, але авторами "Схеми" ні ті, ні інші не включені в легенду Росинсько-Тікицького мегаблока. Таким чином, перенесення південної границі останнього на північ цілком обумовлюється геологічними та геофізичними даними.

Хмельницький розлом, що перетинає Немирівський, розділяє блоки першого порядку на другорядні:

Подільський – на Вінницький та Бердичівський, Середньобузький – на Тульчинський та Гайсинський. Крім того, Бердичівський блок розділений Глухівецьким розломом на блоки III порядку – Іванопільський та Козятинський [15, 77], а Вінницький – Летичівським розломом на Шаргородський та Гніванський блоки. Нарешті, Гніванський блок субширотним Вінницьким розломом розділяється на дрібніші фрагменти – Літинський і Тиврівський блоки IV порядку.

Немирівський розлом досить похило, під кутом 60° , падає на північний захід. У межах його зони на декілька кілометрів збільшується потужність умовного діоритового шару за рахунок різкого скорочення (до 1-2 км) гранітного і приблизно такого ж опускання базальтового. Границя Мохо на північний захід від нього круто на глибину до 60 км занурюється до центра Хмільницької зони, при цьому зростання потужності кори відбувається за рахунок збільшення базальтового шару майже в півтора рази. На північно-східному фланзі цієї зони границя Мохо різко піднімається і в Бердичівському блоці знаходиться на звичайному рівні – 47-50 км, водночас відзначається збільшення в 3-4 рази потужності гранітного шару. Геотраверс VI у межах аркуша “Вінниця” пройшов майже вздовж північно-західного відгалуження Хмільницького розлому, тому різке зростання тут потужності кори в цілому і її гранітного шару зокрема, ймовірно, пов’язане з розушціленням порід внаслідок динамометаморфізму, а також з більшою насиченістю зони гранітоїдами. На південний схід від Немирівського розлому відбувається підйом границі Мохо до глибин 45 км у Гайсинському блоці. Тут автори інтерпретації показали два субгоризонтальні розломи, з яких більш глибокий збігається з площиною Мохо. Імовірно, по них Середньобузький блок був підсунутий під Подільський.

Аналіз геофізичних полів, дані глибинного буріння і безпосередні спостереження у відслоненнях дозволяють диференціювати територію на ряд структурних елементів з різною геологічною будовою. Крупним блокам з досить незначною тектоно-ультраметаморфічною переробкою первинного субстрату у гравітаційному полі відповідають максимуми: Козятинський, Вінницький, Шаргородський, а на суміжних площах – Бердичівський і Гайсинський. Магнітне поле в цих блоках неоднорідне, над площами розвитку найтипівіших порід первинного субстрату – гіперстенових кристалосланців і кальцифірів, а також над масивами бердичівських гранітів воно від’ємне. Магнітні аномалії, що нерідко мають регіональний характер (РМА), відзначаються над районами розвитку ендербітоїдів, а в їх межах – над тілами сильно магнітних двопроксенових (\pm рогова обманка) кристалосланців (метабазитів), що асоціюють з ними, рідше залізистих кварцитів і метагброїдів.

Дослідники по-різному розуміють складчасту будову блоків. Так, В. А. Рябенко [44, 103] вважав, що поле бердичівських гранітів на півночі Подільського блока є антиклінорієм, а ділянки РМА – Вінницька, Уланівська та ін., де розвинуті породи гранулітового комплексу, – представляють собою синклінорії (наприклад, Гніванський). У межах різних за знаком крупних структур формуються дрібніші, які інтерпретуються як чергування брахіантиклінальних підняттях (часто гранітоїдних куполів) з вузькими глибокими синкліналями [9, 46 та ін.]. Найчастіше відслоненнями та свердловинами розкриваються монокліналі (частина з них – схили куполів) з крутими, понад 60° , падіннями гнейсоподібності і смугастості у метаморфічних та ультраметаморфічних породах. Дані буріння структурних профілів (Вінницького [95], Калинівського [84], Павлівського [85], Вишекуцького [77]), спостереження у відслоненнях по рр. Згар [76, 77], Півд. Буг (відсл. 35, 36, 51, 212 та ін.) це підтверджують.

Спроби розшифрувати структуру докембрію за допомогою формаційного методу призвели до взаємно виключних результатів. Одні дослідники [83, 84, 90] вважають, що в ядрах антикліналей або лежачих боках монокліналей розташовані бердичівські гранітоїди, в побудовах інших [72, 95] стверджується протилежна думка. Численні приклади просторових співвідношень між пачками кристалосланців, які тією чи іншою мірою насичені ендербітоїдами, і масивами вказаних гранітів свідчать про те, що чіткої закономірності в їх розташуванні немає. Тіла гранатвмісних гранітоїдів – здебільшого кругоспадні плитоподібні поклади або лінзи, що тяжіють до горизонтів малокальцієвих гіперстенових кристалосланців, а також подібних до них за складом ендербіт-мігматитів (кар’ери “Демидівський”, “Сабарівський”, профілі Вінницький, Калинівський та ін.). Лейкократові алохтонні різновиди складають у більш ранніх породах жили або неправильні метасоматичні поклади.

Дослідники тектоніки регіону [45 та ін.] пов’язують формування основної складчастості з процесами гранітизації, відмічаючи, що первинний її прояв зберігся лише в реліктах субстрату. В. А. Рябенко і Л. Б. Беліченко [43] встановили, що в гнейсах Побужжя часто (16 % від загальної кількості замірів) фіксується простягання тонкосмугастої гнейсоподібності і кристалізаційної сланцюватості по азимутам $60-90^\circ$ з крутим падінням – у 80 % випадків кут нахилу більше 60° . У чорнокітоїдах ці показники становлять відповідно 23 % і 72 %. Імовірно, вони, особливо ендербіт-мігматити, певною мірою наслідують первинний структурний план, із цим напрямком збігається орієнтування багатьох інтрузій сабарівського комплексу.

Наявні дані дозволяють зробити висновок, що структурно-речовинний комплекс, який виник на початковій стадії первинної консолідації кори ($НГ_1 + НГ_2AR_1$) до протоколізійного етапу ($КГ_1AR_2$) являв собою складчасту споруду. Орієнтування плікативних структур і ранніх розривних порушень, по яких впроваджувалися базит-ультрабазитові магми, що спричинили появу вулканічних та інтрузивних тіл сабарівського комплексу, було переважно північно-східне у напрямку $60-70^\circ$. Можливо, що однією з крупних структур того

етапу, яка збереглася від подальшої деструкції, є розташована на південно-східному фланзі Козятинського блока. Крім північно-східного орієнтування (60-70°), вона характеризується досить чіткою лінійністю (тобто порівняно слабким розвитком куполів). Тут збереглися від подальшої переробки великі поля метаморфічних порід – гіперстенових і двопіроксенових кристалосланців з лінзоподібними тілами залізистих кварцитів і карбонатних порід [86].

Серед масивних ендербітів і чарнокітів знаходяться дислоковані, зі складною дрібною складчастістю останці (відсл. 13, 37 та ін.), хоча зустрічаються ділянки, де залягання порід близьке до горизонтального (район Сабарівського кар'єру, св. 1, 4 та ін.). Становлення літинського комплексу призвело до перебудови раннього структурного плану з утворенням блоково-купольних форм. Одна з куполоподібних структур вивчена поблизу Сабарівського кар'єру. Тут горизонти палеоархейських метабазитів та метасульфидитів (коматіїтів) разом з гіперстеновими кристалосланцями і шарами кальцифірів складають овальну антикліналь розміром 2×1 км північно-східного простягання (65°). Вона чітко фіксується в магнітному полі кільцевою слабоконтрастною аномалією. Поблизу периклінальних частин структури породи падають похило (30-45°).

Прояви регіональної гранітизації здійснювалися щонайменше в три етапи (цикли), кожен з яких відзначився своєрідною морфологією структур, що виникли при цьому. На різний час формування цих структур вказують досить часті розбіжності за знаком магнітного і гравітаційного полів над більшістю великих блоків. Характерним прикладом є Літинський блок з порівняно однорідним гравітаційним полем. Магнітне поле північно-західної частини купола високоінтенсивне, додатне, східної – спокійно від'ємне. У цьому, найбільш вивченому, блоці на північному заході краще зберігся від палеопротерозойської гранітизації архейський гранулітовий субстрат. Починаючи з В. А. Рябенка [103], близька до ізометричної зі згладженими кутами ділянка аномального магнітного поля розглядалася як ендербітовий купол (Літинський).

Більш детальне вивчення геофізичних карт і фактичного матеріалу дозволило дещо інакше розшифрувати структуру східної частини цієї регіональної магнітної аномалії – Лукашівську ділянку (рис. 2.1). Магнітне поле тут досить неоднорідне, на фоні значень ΔT_a 100-300 нТл виділяються аномалії інтенсивністю до кількох тисяч нТл. Форма аномалій змінюється від субізометричної до лінійної, а їх вісі орієнтовані хаотично. Структурним бурінням встановлено, що ділянкам понижених значень відповідає товща мігматизованих гіперстенових кристалосланців загальною потужністю до 750 м, яка включає горизонт кальцифірів потужністю 160-200 м. В аномаліях найчастіше розкриваються ендербіти з останцями магнітоактивних ($\alpha=4\ 000-6\ 000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ од. СІ) двопіроксенових (\pm рогова обманка) кристалосланців, рідко магнетитмісних кварцитів. Іноді вони складають тіла потужністю до 100-120 м у периферичних частинах ендербітових масивів.

Простеження маркуючого горизонту кальцифірів на Лукашівській ділянці дозволило встановити, що простягання його, як і в цілому кристалосланцевої товщі, змінюється згідно з орієнтуванням контактів ендербітових масивів, обтікаючи останні, падіння порід завжди спрямовується від їх центру під кутом від 40-50° до 70-80°. Таким чином, вивчена частина Вінницької РМА представляє собою не єдиний великий глибоко еродований купол, а чергування досить дрібних (від 1 до 5-7 км у поперечнику) його сателітів з міжкупольними синкліналями. Форма Лукашівської синклінали досить складна. У східній частині вона широка, до кількох кілометрів, з похилим (30-40°) падінням і північно-східним орієнтуванням крил, на заході різко звужується, подекуди до 1 км, крила падають круто (до 60° і більше), а простягання вісі різко змінюється на субшироке, тобто йде майже навхрест східному обмеженню РМА.

Структури, що ми називаємо куполами, не є просто антикліналами, вони являють собою центри гранітизації, де ступінь насиченості ендербітами і чарнокітами, як правило, лейкократовими, досягає 96 % (кар'єри Літинський, Малинівський, Вінницький профіль та ін.). У межах розташованого поблизу с. Рахни Польові (відсл. 80) одного з куполів, який чітко виділяється в магнітному полі концентричною аномалією, кар'єрами розкриваються однорідні, майже без останців ендербіти. Високомагнітні роговообманково-двопіроксенові кристалосланці, збагачені магнетитом, тіла яких або оточують велику частину куполів, або розташовані в середині них, імовірно, різноманітні за генезисом. Деякі кристалосланці – можливо, ортопороди (метагброїди), які інтродували по кільцевих, дугових (Нападівський купол [15, 77]), ламаних або лінійних (Шендерівський, північний фланг Літинського) порушеннях. При цьому деякі з них є сіллами, зім'ятими в складки разом з вмисними осадовими породами (кар'єр Тиврівський, відсл. 37). Але закономірна приуроченість багатьох з них до периферії куполів, а також специфічні петрохімічні особливості (збагачення натрієм і основами) скоріше свідчать про те, що частина їх могла утворитися по гіперстенових та двопіроксенових кристалосланцях у результаті їх амфіболізації, яка супроводжувалася привнесенням Na, Fe, Mg, Ca, тобто внаслідок базифікації, що передувала становленню ендербітових масивів.

Структури, створені в архей, частково ціліли і в деяких ділянках інших блоків, але тут вони істотно перероблені в палеопротерозой, тому розшифрувати їх складно. Найбільше зруйновані великі куполи, але деякі дрібні збереглися досить добре (купол поблизу с. Рахни Польові). Зазвичай їх можна виявити за помітними характерними формами, у магнітному полі їм відповідають субізометричні, нерідко концентричні або дугоподібні аномалії. У полі локальних аномалій сили тяжіння над ними фіксуються ізометричні мінімуми. Іноді тут же (св. 10, 17, 718, 729) виявляються фрагменти міжкупольних синкліналей, складених метабазит-карбонатно-теригенною тиврівською товщею. Деякі з них майже ізометричні (проявлені в магнітному полі у

вигляді концентричних або дугових аномалій), але оскільки в центральних частинах таких структур залягають переважно кристалосланці, над ними спостерігаються гравітаційні максимуми. Інтерпретація геофізичних матеріалів і безпосередні геологічні спостереження (св. 717, 718 та ін.) однозначно свідчать про падіння порід до центру таких структур під кутами 40-50°.

Більша частина Вінницького блока за межами Літинської структури складена гранітоїдами бердичівського комплексу, які розглядаються як утворення ранньої і пізньої колізії та диференційовані відповідно на формації – $KГ_2^3PR_1^1$ (плагіограніт-мігматитову) і $KГ_3^3PR_1^1$ (граніт-мігматитову). До першої, найпоширенішої, віднесено гранат-біотитові плагіомігматити і вінницити, до другої – двопольовошпатові граніти і мігматити. Плагіоклазові мігматити здебільшого утворюють плитоподібні, з крутим падінням тіла досить різної потужності (кар'єри Сабарівський, Гніванський, Вінницький профіль та ін.). Очевидний зв'язок їх з головними розломами: найбільший масив плагіогранітів, в якому майже немає останців метаморфічних порід і вінницитів, але наявні численні і більш крупні тіла гранітів, приурочений до Хмельницького і Глухівецького розломів.

П. С. Верем'єв [10], проводячи структурні дослідження у Верхньому Побужжі, дійшов висновку, що бердичівські гранітоїди формувалися в умовах інтенсивних диференційних рухів, внаслідок яких утворилися лінійно-орієнтовані структури. Найчастіше вони проявляються в утворенні смугастості, закономірному орієнтуванні зерен і шлірів і нерідко визначаються як S-тектоніти. Останці у них зазвичай лінзоподібні з крутим падінням, зустрічаються складки з вертикальними шарнірами (Гніванський кар'єр). Переміщення були орієнтовані переважно на північний схід і мали напрямок 310-330° (правобічний зсув). Складчасті структури архею, орієнтовані по-іншому, змінили своє простягання, наприклад, субширотний план північної частини Літинського блока (куполу) при наближенні до Хмельницької зони у результаті зсувних деформацій змінився на північно-східний.

Те ж саме відбувалося і поблизу Немирівської зони, але особливо всередині її. Імовірно, з активізацією цієї зони пов'язане утворення конформної з нею широкої (до 30 км) смуги, в якій бердичівські гранітоїди просторово переважають. Структури архею тут сильно перероблені, розірвані, розтягнені, іноді набувають форми смуг, уривків дуг, лінз, розміщених у вигляді останців серед гранітів. Магнітне поле над цією смугою складно диференційоване, на фоні від'ємних значень фіксуються порівняно дрібні контрастні аномалії різної форми, за якими іноді можна відновити контури куполів та синкліналей, які частково збереглися.

У міжрозломних блоках дрібні тіла бердичівських гранітоїдів частіше представлені вінницитами і плагіогранітами, мають переважно лінійно витягнуті, іноді ізометричні форми. В. А. Рябенко [44, 103] як купольну структуру розглядав північно-східну частину Шаргородського блока, якій відповідає інтенсивне додатне гравітаційне поле, незвичне для ендербітових куполів. Судячи з характеру магнітного поля, великий масив бердичівських гранітоїдів тут виник на місці архейської міжкупольної синкліналі і можливо, має форму більш малого купола. У його східній периферійній частині поблизу с. Рекечинці пачки кристалосланців, що оточують масив, падають убик від нього.

Максимального ступеня гранітизація досягла в Хмельницькій зоні, де в смузі до 15-20 км завширшки майже не збереглися породи субстрату. Серед гранітоїдів, значну частку яких складають двопольовошпатові та мікроклінізовані плагіоклазові різновиди, зрідка зустрічаються дрібні останці переважно діафторованих гіперстенових кристалосланців, рідше ендербітів, а також кумінгтоніт-біотитових та біотитових гнейсів – діафторитів (кар'єр Стрижавський, р. Десна). На південно-західному фланзі зони відзначається інтенсивна переробка гранулітів, які контактують з гранітами, і утворення реакційних порід – гранатвмісних гнейсів та сланців, вінницитів. Вивчення контактних зон показало, що тут більш розвинені гіперстенові кристалосланці та ендербіт-мігматити з малопотужними лінзами карбонатних порід (свердловини 17-19, 27 та ін.). Імовірно, північно-західне відгалуження Хмельницького розлому перетинає широку синкліналь, розташовану між Літинським і Шендерівським купольно-блоковими підняттями. Крупний фрагмент її зберігся на північно-східному фланзі зони розлому і добре вивчений у Калинівському районі [15, 77, 83, 84]. У побудові синкліналі поблизу с. Павлівка бере участь товща потужністю не менше 900 м гіперстенових, рідше двопріроксенових кристалосланців з горизонтами потужністю 70-150 м кальцифірів і діопсидових кристалосланців.

Південно-західний фланг Середньобузького блока, який частково входить у межі аркуша "Вінниця", помітно відрізняється від суміжної частини Вінницького блока за характером геофізичних полів. У магнітному полі – це великий максимум – Гайсинська регіональна магнітна аномалія, яку З. А. Крутихівська [26] зіставляє з Вінницькою РМА. Гравітаційне поле центральних частин Середньобузького і Вінницького блоків схоже, але розділене широкою, до 10-12 км, смугою північно-східного орієнтування з від'ємними значеннями Δg_a , що відповідає Немирівській зоні розломів. Місця її перетину із зонами Хмельницького і Летичівського розломів відзначаються крупними розширеннями і відповідно мінімумами в полі сили тяжіння, осі котрих витягнуті в північно-західному напрямку. Ділянка такого сполучення вищезгаданих розломів займає південно-східний кут аркуша.

Структурно-речовинні комплекси (особливо колізійні) Середньобузького і Вінницького блоків формально подібні, найістотніша відмінність полягає в наступному: у першому не виділяються формації гранатвмісних гнейсів і відповідно таких же гранітоїдів. Це пов'язано з тим, що вихідний гранулітовий субстрат тут представлений переважно висококальцієвими двопріроксеновими і діопсидовими (\pm рогова обманка) криста-

лосланцями – метабазитами (HG_1^1AR_1). Ендербітоїди, які його заміщують (HG_2AR_1), наслідують хімічні особливості, серед них частіше, ніж у Вінницькому блоці, зустрічаються меланократові, іноді діопсидові або двопіроксенові різновиди (гайворонський комплекс). За даними В. В. Зюльцле та ін. [85], виходи ендербітової формації в Гайворонському блоці представляють складно побудовані блок-антиклінали північно-східного та субширотного орієнтування. Їм відповідають ділянки з найбільшими відмітками поверхні кристалічного фундаменту, що, очевидно, підкреслює їх довгу тенденцію до підняття. Товщі гіперстенових кристалосланців з дрібними тілами ендербіт-мігматитів та лейкократових антипертитових ендербітів (літинських) тяжіють до центру Гайсинського блока, якому відповідають більш інтенсивне гравітаційне і менш інтенсивне магнітне поля. Відсутність позитивної кореляції у характері фізичних полів, крім того, зумовлена інтенсивнішою переробкою гранулів у зонах Немирівського, Хмільницького і Летичівського розломів, яка нерідко призводить до посилення намагніченості, але завжди до зменшення щільності порід.

У місцях сполучення вказаних структур досить широко розвинені регресивні гранітоїди палеопротерозойського колізійного етапу (собіти), серед яких виділяються формації ранньої-пізньої колізії: біотитових плагіогранітоїдів і гранодіоритів ($\text{KG}_2^6\text{PR}_1^1$) та граніт-мігматитова ($\text{KG}_3^6\text{PR}_1^1$). Кількісно переважають мігматити плагіогранітного та тоналітового складу, у полях яких з наближенням до центральних частин зон реліктові діафторовані останці кристалосланців й ендербітів зустрічаються рідше, але зростає роль мікроклінованих і катаклазованих гранітоїдів-гранодіоритів, гранітів, лейкогранітів.

Науковці Київського державного університету [89] у побудові ранньодокембрійського поверху Гайсинського блока розрізняють декілька структурно-вікових етапів.

Етап D_0 – період формування субстрату, який став петрофондом для собітів. У реліктових полях кристалосланців, що зазнали ендербітизації, частково збереглися структури з орієнтуваннями, відмінним від тіл собітів. У районі с. Сітківці вивчена ізометрична кільцева магнітна аномалія (купол), центральній частині якої відповідають немагнітні і легкі антипертитові ендербіти і чарнокіти літинського комплексу.

Етап D_1 – регресивна гранітизація, реоморфізм, тектонобластез. Форма останців субстрату свідчить про глибинні зсувні деформації, що супроводжувалися виникненням конформної планарності (смугастості) переважно північно-західного орієнтування.

Етап D_2 – локальний (прирозломний) тектогенез, динамометадиференціація, шовна складчастість. Тектонобластити складають тіла потужністю до кількох сотень метрів з орієнтуванням $310\text{-}320^\circ$. Плікативні деформації не поширені.

Етапи D_3 - D_5 – проявилися в утворенні зон мілонітизації в умовах низьких фацій метаморфізму, а також зон інтенсивної тріщинуватості.

Розривні порушення. На території аркуша “Вінниця” проходить кілька великих розломів давнього, переважно неархейського закладення [81]. У їх зонах, які просторово займають майже третину території, а також поблизу інших, менш значних за рангом, порушень породи зазнали інтенсивної деструкції. По них здійснювалося переміщення блоків фундаменту, активно проходили деформаційні, метаморфічні та метасоматичні процеси. Унаслідок неодноразової тектоно-термальній переробки виникли мезокатазональні комплекси (високотемпературні діафторити і бластомілоніти), а у випадках розвитку мезозойських лінійних кір вивітрювання навіть епімезокатазональні (Глухівська та деякі інші зони). У нижньому докембрії рухи по розломах у зв’язку з великими глибинами прояву відбувалися в умовах пластичних деформацій. Через це первинно масивні породи катазони (кристалосланці, ендербіти) з наближенням до розломів набували смугастості під впливом динамометаморфізму і хімічної диференціації речовини у твердопластичному стані.

При аналізі магнітних карт Подільського блока виявляється, що більшість аномалій мають лінійно-втягнуту форму, часто згруповуються в системи (РМА) із субпаралельним розташуванням окремих фрагментів [26]. Ці системи мають форму смуг до 15-20 км завширшки і до 100 км завдовжки, орієнтування їх північно-східне (60°) і субширотне (Уланівська структура, північна частина Літинської). У побудові РМА беруть участь високомагнітні утворення палеоархею – двопіроксенові, зазвичай з роговою обманкою, кристалосланці (метабазити). Деякі з них зберегли реліктові риси габроїдів, частина є продуктами Na-Fe-Mg-Ca метасоматозу (зони базифікації, за В. М. Венедиктовим [8]), при цьому спільною для них є приуроченість до давніх диз’юнктив. Це підтверджується не тільки їх системним розташуванням, а й орієнтуванням тіл порід, яке ми спостерігаємо фактично: ультраосновних (сіл Малий Острожок, Мале Кутище, Сабарів, м. Немирів), габроїдів (с. Микулинці), метабазитів (Уланівська і Вінницька РМА, с. Сальник [83, 84] та ін.)

Під час активної діяльності найдавніших розломів породи, що виходять на сучасний ерозійний зріз, знаходилися на великих глибинах, де в умовах роговообманково-двопіроксенової субфації метаморфізму вони були перекристалізовані. Продукти тектонобластезу перетворилися на кристалосланці дещо незвичного складу: у них поєднуються висока основність, нерівноважний високотемпературний парагенезис темноколірних мінералів і кислого плагіоклазу з реліктами більш раннього основного, що невластиво основним магматитам. Давні північно-східні і субширотні розломи в пізніших міжрозломних блоках затушовані при гранітизації [11] і майже непомітні, але в місцях зчленування їх з розломами, що існували тривалий час, (Хмільницький, Немирівський) вони проявляються у вигляді відповідних зон сколювання, наприклад Носиківський.

Немирівський розлом (1) – основний лінеамент регіону, по якому межують Подільський та Середньо-

бузький блоки I порядку з дещо різною будовою земної кори і неоднаковою намагніченістю порід. Закладений він на межі неогархено і палеопротерозою, оскільки зміщує неогархейські Хмельницьку та Летичівську зони. Простягання розлому північно-східне 45° , у південній частині він чітко простежується на космічних знімках, за даними ГСЗ [81] падіння зміщувача північно-східне, під кутами близько 60° . У гравітаційному полі йому відповідає контрастний лінійний мінімум до 10-12 км завширшки, у місцях перетину з Хмельницьким і Летичівським розломами помітні різкі (до 22-25 км) розширення. У зоні Немирівського розлому породи інтенсивно катаклязовані, мілонітизовані, давніші структури деформовані, розтягнуті, набувають нового орієнтування. З. А. Крутихівська та ін. [27] класифікують його як довготривалий насув з піднесеним західним крилом. Частина Середньобузького блока, яка до нього примикає, має риси характерні для зони стискування, вона зсунута на північний схід [81]. У межах Немирівської зони, крім основної системи сколів (півн.-сх. 45°), проявляються зони сколювання з північно-східним орієнтуванням $60-70^\circ$ і 30° , у місцях перетину з Хмельницьким і Глухівським розломами активізуються північно-західні та субмеридіональні порушення, що відповідають їм.

Вище відзначалася зміна характеру магнітного поля на межі Вінницького та Середньобузького блоків, вірогідно, це обумовлено фаціальним переходом від Подільської СФЗ, де розвинений хомогенно-вулканогенний осадовий комплекс, до істотно вулканогенної – Середньобузької. Деякі відмінності в складі субстрату позначилися на характері розвинених по ньому гранітоїдів. Так, у Середньобузькому блоці найчастіше зустрічаються ендербітоїди з діопсидом і майже повністю відсутні більш пізні граніти з гранатом, характерні для Подільського блока. Крім того, собіти відрізняються від бердичівських гранітоїдів вищим вмістом калію, калішпатизація в них відбувалася при нижчих температурах (присутній гратчастий мікроклін). У зоні Немирівського розлому досить широко розвинені діафорити (амфіболіти, амфібол-біотитові і біотитові гнейси), а також більш пізні низькотемпературні метасоматити – епідотизовані та хлоритизовані породи.

Хмельницький розлом (2), розташований майже перпендикулярно до Немирівського, так само чітко трасується на космознімках і проявляється в гравітаційному полі смугою від'ємних значень Δg_a від 4-5 до 10-15 км завширшки. Вздовж нього проходить лінеамент В, який розділяє райони з різними типами розрізу земної кори [25]. На південь та південний захід від нього відсутній горизонт K_2 і немає шару з пониженою швидкістю сейсмічних хвиль, тобто гранітного, що, у цілому, підтверджується безпосередніми спостереженнями. Зона Хмельницького розлому в межах Подільського блока складається з кількох систем сколів. Найрозвиненішою є орієнтована на північний захід ($305-310^\circ$), з нею збігаються лінійні гравітаційні мінімуми, більша частина замірів сланцоватості в бластомілонітах, деякі зони градієнтів сили тяжіння. Менш помітна зона сколювання з простяганням 290 ($285-295^\circ$), але вона чіткіше виражена в магнітному полі і, ймовірно, більш рання. Схоже, що з нею пов'язані ділянки кислотного вилугування порід, що обумовило розвиток у тектонізованих породах силіманіт-кварцових агрегатів. Найпізніша зона сколювання з азимутом 325° на північно-східному фланзі зони Хмельницького розлому контролює розміщення неопротерозойських дайок діабазів, розсланцювання пізніх біотитових гнейсів і гранітів хмельницького комплексу [15, 77], їй відповідає зона високих градієнтів гравітаційного поля. У місцях перетину Хмельницької зони з диз'юнктивами північно-східного і широтного напрямків вона відповідно змінює напрямок, від неї відходять відгалуження.

Зони сколювання мають круті ($75-90^\circ$) кути падіння, але в цілому зміщувач Хмельницького розлому нахилений на північний схід. Магнітні аномалії широтного та північно-східного орієнтування з наближенням до осьової частини зони змінюють свій напрям, що, як свідчать геологічні спостереження, пов'язано з утворенням прирозломних S-подібних складок. Зрізання, нерідко різкі обмеження більш ранніх структур вказують на прояв деформацій у твердих породах. За висновком О. Б. Гінтова і В. М. Ісая [13], Хмельницька зона, як і більшість подібних зон УЩ, є скидо-зсувом. П. Ф. Брацлавський та ін. [77] вважають, що у північно-східній частині зони переважають правобічні зсуви, у південно-західній – лівобічні. Загальний характер дислокацій свідчить про формування динамометаморфічного комплексу в умовах в'язкого зсуву при сильному боковому тиску в північному напрямку. Тектонічні переміщення відбувалися на північний захід, це підтверджується орієнтуванням останців та змінами структур, що добре фіксується в магнітному полі.

Активізація Хмельницького розлому пізніше спричинила деформацію масивів бердичівських гранітів, у них з наближенням до зони розлому відповідно змінюється орієнтування текстурних елементів. При цьому породи зазнали вторинних змін: мікроклінізації, перетворення в бластомілоніти, подекуди альбітизації, епідотизації, хлоритизації. Ступінь дислокованості порід дещо різний (від бластокатаклязитів до мілонітів і псевдо-тахілітів), але загалом він відповідає середнім і високим тектонофаціям.

Південно-східному відгалуженню Хмельницького розлому, що розділяє Гайсинський і Тульчинський блоки, у гравітаційному полі відповідає смуга найнижчих значень Δg_a . Тут у будові зони спостерігається чергування вузьких відносно слабо деформованих блоків і лінз шириною до кількох сотень метрів, а також зон інтенсивного катаклязу потужністю до 1-2 км. У зонах катаклязу і мілонітизації породи мають дещо раніше сформовану смугастість, що виникла внаслідок метаморфічної диференціації (мігматити). Падіння смугастості круте – $75-85^\circ$, простягання – $310-320^\circ$, але є відхилення – супутні системи сколювання з орієнтуванням $290-300^\circ$ і 340° . У Середньобузькому блоці зона чітко контролює розміщення масивів регресивних гранітоїдів гайсинського комплексу (собітів) і ділянок розвитку метасоматично змінених порід.

Летичівський розлом (3) трасується зближеними зонами переривчастих лінійних мінімумів δg_a і чітко проявлений на космічних знімках [80]. Орієнтування його паралельне Хмільницькому, протяжність – більше 100 км, ширина досягає 8 км, падіння субвертикальне. Характерний розвиток різновікових тектонітів, низькотемпературних палеопротерозойських гранітів і метасоматитів, підвищена тріщинуватість та утворення кір вивітрювання. На північному заході від Немирівського розлому він розділяє Вінницький блок на блоки третього порядку – Гніванський і Шаргородський, тут він інтерпретується як скид з амплітудою близько 2 км [100].

Глухівський розлом (4), що розділяє Бердичівський блок на Івано-Пільський і Козятинський, характеризується чітко вираженим субмеридіональним мінімумом у гравітаційному полі, ширина його в середньому становить 8 км. У місцях перетину з порушеннями іншого орієнтування параметри і конфігурація контурів його зони змінюються. За геофізичними даними, він падає на захід під кутом 70° , глибина тектонічної переробки порід досягає 10-12 км. Найглибший субмеридіональний гравітаційний мінімум відзначено в ділянці його зчленування з Немирівським та Хмільницьким розломами. У межах зони Глухівського розлому більш інтенсивно проявилась субмеридіональна зона сколювання, найкраще її видно на крупномасштабних картах локальних аномалій. З нею збігаються лінійно витягнуті зони сильної тріщинуватості і ділянки розвитку лінійних кір вивітрювання. Менше проявлена система північно-східного (20°) орієнтування, подекуди їй відповідають гравітаційні мінімуми або зони високих градієнтів сили тяжіння на східному фланзі розлому. Нечітко виражена і система сколювання з простяганням 340° , але вона активізується в місцях перетину з крупними розломами.

У зонах перетину Глухівського розлому з диз'юнктивами іншого напрямку утворюються великі зони дроблення, сприятливі для формування лінійних кір вивітрювання. Саме у таких ділянках розташовані найбільші родовища каолінів субмеридіонального Глухівського-Турбівського району. Утворенню їх сприяв широкий розвиток у зоні двопольовошпатових гранітів і граніт-пегматитів, подекуди вони майже повністю заміщують гранулітовий субстрат, продукти його переробки представлені часто біотитовим гнейсами (діафторитами). Для зони характерний повсюдний катаклаз, але ступінь його невисокий, разом з цим широко розвинені процеси калішпатизації і кремнієво-кислотного вилугування. За особливостями будови її можна характеризувати як смугу в'язко-крихких деформацій, сприятливіших для проникнення водно-лужних (калієвих) флюїдів. На південь від Немирівської зони активність Глухівського розлому проявилась слабо, там він простежується лише як локальний розлом.

За межами зон описаних вище головних розломів нижньодокембрійський поверх розбитий другорядними і менш значними розривними порушеннями на багато дрібних блоків. Частота диз'юнктивів, показаних на карті, зростає залежно від ступеня вивченості території. Виявляється, що розміщені вони не хаотично, а згруповані в системи, які зазвичай збігаються з напрямками головних лінеаментів і в цілому утворюють регматичну сітку. Відстані між ними досить витримані: основні і частина другорядних розташовані один від одного на відстані $70(\pm 5)$ км, більшість другорядних – 30 км. До групи останніх віднесені порушення різних напрямків, вплив яких проявився слабше порівняно з головними. Вони менш чітко проявлені у геофізичних полях і, судячи з них, не є глибинними.

Одним з досить великих другорядних порушень є Вінницький розлом ($8,8^\circ$) субширотного орієнтування, що максимально проявився у Вінницькому блоці. У гравітаційному полі йому відповідає незначне пониження інтенсивності, наявність лінійних мінімумів Δg_a , у магнітному полі – субширотне орієнтування вузьких аномалій, що подекуди виникли на місці деструкції ендербітових куполів. Ширина зони, що складається з кількох розломів, становить 2,5-3 км, протяжність – більше 70 км. Він розділяє блоки IV порядку – Літинський і Тиврівський, які дещо різняться за геологічною будовою і характером геофізичних полів. Перший складений менш магнітними породами, за винятком Літинського куполу, тут серед вивчених полів та останців первинного субстрату частіше зустрічається асоціація карбонатних порід та гіперстенових кристалосланців і переважають гранітоїди бердичівського комплексу. Південніше Вінницької зони намагніченість і дислокованість порід вищі, тут не знайдено карбонатних утворень, більш широко розвинені метабазити і чарнокітоїди літинського типу (як і в межах однойменного куполу). Наведені факти свідчать про більш глибокий ерозійний зріз Тиврівського блока, тобто про здіймання.

Попередні дослідники [72, 95] велике значення надавали Лукашівському розлому (6) північно-західного напрямку, який є супутнім Хмільницькій зоні. Він дешифрується на космічних знімках, обмежує з північного сходу Літинський купол, але в гравітаційному полі чітко не проявляється, розташовуючись у верхній частині зони високих градієнтів, що окреслюють мінімум над Хмільницькою зоною розломів. Ширина смуги його впливу не перевищує 2 км, протяжність – 35-40 км, падіння круте – 84° на північний схід. Для Лукашівського розлому характерний розвиток тектонітів, прояви метасоматозу (графітизації і сульфідизації).

Семаківський розлом (5), що обмежує з південного сходу Літинський купол (блок), розділяє території з різним типом магнітного поля. Він добре трасується на космічних знімках, але не проявлений в полі сили тяжіння, ймовірно, що він давній, але був слабо активізований у палеопротерозой і пізніший час. Інші другорядні розломи: Зозівський (7), Юхимівський (9), Юрківський (11) – проявляються головним чином у гравітаційному полі ланцюжками лінійних мінімумів, іноді всіяними магнітними аномаліями. Вивченість їх слабка, можна лише відзначити підвищену катаклазованість порід у їх зонах. Носиківський розлом (12), імовірно, найдавні-

шого закладення й активізований лише в місцях перетину з Летичівським і Немирівським розломами, в останньому утворює одну з систем сколювання. З розломом пов'язані дрібні тіла метасульфідів (м. Немирів).

У Середньобузькому блоці (Тульчинському блоці II порядку) виділяється Торківський розлом (10) північно-західного напрямку, розташований приблизно посередині між Хмільницьким і Летичівським. Йому відповідає зона високих градієнтів гравітаційного поля і лінійно орієнтовані магнітні аномалії. Він відзначається сильною тектонізацією гранулітів, їх наступною переробкою – утворенням великих тіл собітів. У пізній час активізація його супроводжувалася помітними метасоматичними змінами гранітоїдів, появою зон епідотизованих і хлоритизованих порід протяжністю до кількох кілометрів.

Локальні і оперяючі розривні порушення зосереджуються переважно в зонах розломів більш високого рангу, складаючи в них різноорієнтовані зони сколювання [13]. Їм відповідають ділянки бласомілонізації, тріщинуватості, лінійних кір вивітрювання. Значна частина дрібних диз'юнктивів розміщена у міжрозломних блоках, де вони іноді є межами геологічних тіл, відображаючись у геофізичних полях аномаліями різного типу, їх розривами і зсувами, декотрі дешифруються на космічних і аерофотознімках. Достовірність багатьох підтверджена бурінням і комплексом дистанційних і геофізичних методів, однак деякі передбачувані локальні розриви виявлені лише за одним із зазначених критеріїв. Щоб не ускладнювати карту, не всі вони на ній показані, але ймовірність їх існування досить висока, що підтверджено при детальних спостереженнях у процесі крупномасштабних досліджень.

Мезозой-кайнозойський структурний поверх

Характеризується субгоризонтальним або слабо нахиленим заляганням осадових порід на еродованому докембрійському фундаменті. Окремі блоки останнього внаслідок диференційованих рухів по крутоспадних розломах (активізації) перемістилися на різні рівні, зумовлюючи часто появу лінійних кір вивітрювання, ерозійно-тектонічних западин і виступів. При пожвавленні крупних розломів, наприклад Глухівецького, в їх епізоні різко, у кілька разів, зростає ступінь тріщинуватості. Ще більше він підсилювався при перетинанні розломів різних напрямків, що сприяло появі оригінальних структур – каолінових покладів ("кишень") підвищеної потужності [15, 97, 104].

Кайнозойські структури розвивалися в платформених умовах, коли основними стали рухи по переважно вертикальних розломах, на фоні періодичних епейрогенічних коливань. Одним з найбільш ранніх (еоцен) структурних елементів є Філіопільсько-Брусилівська ерозійно-тектонічна депресія, яка виникла на мезозойській поверхні вирівнювання внаслідок активізації Хмільницького розлому [15]. Тектонічний характер цієї структури підтверджується доброю збереженістю в плотику осадових утворень кори вивітрювання (середня потужність її – близько 20 м). Зменшується вона лише внаслідок ерозії під русловими фаціями на обмежених смугоподібних ділянках.

Філіопільсько-Брусилівська депресія просторово збігається з зоною Хмільницького розлому і має те ж прямолінійне орієнтування. Протяжність її досягає 50 км, глибина або амплітуда опускання ложа становить не менше 40-50 м. На аркуші "Вінниця" частина її збереглася в районі сіл Сиваківці і Стадниця. Більшість факторів вказують на те, що це, по суті, грабеноподібна структура, при заповненні якої відбувався розмив переважно її прибортових частин, є дані про те, що сюди поступав і матеріал, принесений здалеку. Піски буцацької серії характеризуються слабкою обкатаністю зерен, поганим сортуванням, збагаченістю глинистою фракцією, уламками обуглених рослин. По мірі заповнення депресії озерними осадками вона перетворилася на болота, відклади яких наразі представлені вуглистими глинами з горизонтами бурого вугілля.

Більш пізні структури кайнозойського етапу скульптурно проявлені не так контрастно, оскільки формувалися вони здебільшого при епейрогенічних рухах, що захоплювали великі території. Так, обухівська світа (переважно пісковики, піски і глини) відкладалася в мілководному морському басейні з відносно рівним дном та одиничними западинами глибиною до 20-30 м. Але ближче до зони Немирівського розлому, імовірно, внаслідок його активізації, ложе обухівського моря було не настільки вирівняне, тому в результаті розмиву островів тут накопичувалися піски.

Складчастих деформацій відклади в палеогенових структурах не зазнали, але блокові малоамплітудні переміщення (неотектоніка) вивели їх підшви на різні висотні рівні, імовірно тому пізніше вони були частково розмиті. Наприклад, район розвитку обухівської світи розділяється на дві частини. На півночі поле її цілісне, підшва рівна, з окремими западинами, річка Мурашка тут має випрямлене русло. Але південніше, з наближенням до Немирівської зони розломів, встановлюється, що фрагменти світи відокремлені, знаходяться на різних висотах (від 210 до 240 м), русло тієї ж річки має багато коліноподібних вигинів.

За подібних умов відбувалося формування структур у неогені. Повільне опускання великої площі на півночі території не призвело до істотного розмиву продуктів кори вивітрювання. Аналізом фацій і потужностей встановлено, що для новопетрівської світи характерна невелика, але майже постійна потужність осадків (11-13,5 м) і переважання серед них прибережно-морських тонкозернистих пісків і вторинних каолінів. Відокремлення по площі ділянок її раніше цілісного поля і диференціація висот підшви (від 239 до 258 м) пов'язані з тектонічним пожвавленням фундаменту. Це підтверджується безпосередніми спостереженнями на сусідньому аркуші "Сквира" [86], де зафіксовані вертикальні зсуви пластів світи по розломах на 10-15 м.

Більш тектонічно активна була обстановка в неогені на півдні території, що пов'язано з поступовим підйомом Карпат і просуванням моря на схід. На це вказують крупноуламковий матеріал, іноді навіть галька повністю розмитих нижньосарматських відкладів, нерівномірна потужність нижньої товщі (N_{1vp}) – при середніх значеннях 6-8 м у пониженнях (депресіях) вона досягає 20-25 і більше метрів. Товща дуже не витримана фаціально: чергуються ділянки глин і пісків з деяким переважанням останніх у низах розрізу. Потужність товщі вапняків змінна – від 2 до 37 м, залягає вона нерідко на частково або повністю розмитій нижній товщі, такий же характер має і верхня піщано-глиниста товща. Найглибші, іноді з крутими бортами, великою потужністю відкладів (до 90-136 м), зі збереженими утвореннями кори вивітрювання, западини-грабени приурочені до ділянки зчленування Летичівського і Немирівського розломів, орієнтування вісі цих структур збігається з напрямком останніх.

Активізація центральної частини території зумовила появу тут наприкінці неогену ерозійно-тектонічних депресій (долин), де різниця висот підшови відкладів, що їх заповнюють (балтська світа), досягла більше 125 м. Переважний напрямок западин південно-східний, однак положення їх не завжди узгоджується з головними розломами того ж орієнтування – Хмільницьким і Летичівським. Поміж них розташована найбільша западина, яка простягається по діагоналі через увесь аркуш.

Прямолінійний характер, вузька коритоподібна форма характерні для північно-західної частини западини, але починаючи з ділянки, що за положенням відповідає Немирівській зоні розломів, вона різко розширюється, її борти майже під прямим кутом змінюють напрямок. У південно-східній частині, що відповідає давній структурі – Середньобузькому блоку, відмітки підшови балтських відкладів мінімальні, що вказує на помітне занурення Тульчинського блока. Цей структурний план мало змінився в подальшому – так, долина р. Півд. Буг на значному протязі наслідують положення балтської ерозійно-тектонічної депресії. У новітній час на фоні слабкого здіймання всієї території відбувалося чергування локальних підняття і опускань. Внаслідок цього в сучасних річках сформувалися тераси, долини подекуди набули коліноподібні обриси, з'явилися порожисті і навпаки заболочені ділянки.

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

Вище при описі різних формацій (СРК) автор торкався проблем походження порід, послідовності їх утворення і подальшої трансформації. Численними дослідженнями [8, 72, 78, 89, 100 та ін.] встановлено поліциклічний розвиток регіону в докембрії і фанерозої. У його історії виділяються такі головні етапи:

- 1) палеоархейський;
- 2) мезоархейський;
- 3) неоархей-палеопротерозойський;
- 4) неопротерозойський;
- 5) мезозой-кайнозойський.

Палеоархейський етап проявився становленням метаморфічного гранулітового комплексу (дністровсько-бузької серії), що складається переважно з гіперстенових кристалосланців, які містять лінзо- і пластові подібні тіла карбонатних порід, метабазитів (роговообманково-двопіроксенових кристалосланців) і метаультрабазитів (коматитів). Генезис цих утворень дискутується, оскільки в них не завжди збереглися прямі ознаки або седиментації, або кристалізації з магми. Зазвичай вважають, що чергування порід у розрізах – це шаруватість, яка виникла внаслідок накопичення вулканогенно-осадових товщ. Найпоширеніші метаморфіти – гіперстенові (\pm діопсид) кристалосланці і гнейси (?) – за хімізмом найближчі до основних порід або їх пірокластики. При вивченні цирконів із метаморфічних порід Літинського блока виявлено округлі, на думку деяких авторів [95], обкатані зерна*. Але проведені на території Гайсинського блока подібні дослідження [89] показали, що в усій гаммі порід, включаючи гнейси і мармури, присутні лише первинномагматичні циркони. Двопіроксенові кристалосланці, що найчастіше зустрічаються в контурах РМА, іноді зберігають релікти габрової структури, тобто частина їх має магматичне походження. Показниками фракціонування РЗЕ в метабазитах відповідають таким у толейтових базальтах – головних членах породних асоціацій зеленокам'яних структур. В ільменіті піроксенових кристалосланців встановлено низькі значення $\delta^{18}O$ (0,7 ‰), що підтверджує їх магматичний генезис.

Численні факти, такі, як пластова форма тіл метабазитів і метаультрабазитів (коматитів), перешарування їх з горизонтами туфогенних утворень (гіперстенових кристалосланців), мармурів, залістистих кварцитів, свідчать про накопичення їх у досить глибоких, з часом більш мілководних басейнах (зміна кварцитів на карбонатні породи). Цей фактор зумовив можливість гідратації первинної кори, а у подальшому, при її заглибленні, виникнення водовмісних метаморфізуючих флюїдів, на що вказує широке розповсюдження в породах таких мінералів, як амфіболи, біотити, кордієрит. Однак в цілому наближений до середньо-основного склад порід [5, 7, 8, 17, 77, 78 та ін.] не дозволив широко проявитися гранітизації до приведення порід на рівень

*Ізометрична форма кристалів циркону зовсім не вказує на їх кластогенну природу, особливо циркону з порід гранулітової фації (наук. ред.).

гранулітової фації.

Найраніше гранітизація відбулася в Середньому Побужжі (Середньобузький блок), де вік перших гранітоїдів – ендербіто-гнейсів гайворонського комплексу – дорівнює 3,4 млрд років. Імовірно, більш рання гранітизація тут пов'язана з широким розвитком гіперстенових гнейсів, що мають склад тоналіт-тронд'еміту [97], тобто більш кислих та відповідно більш легкоплавких. Гайворонські ендербітоїди мають пластовидну форму, смугасту текстуру, беруть участь у складчастості. Вони, порівняно з кристалосланцями, збіднені на РЗЕ (10-40 г/т), особливо важкі, за рахунок чого у них проявляється дещо більший ступінь фракціонування цих елементів [32, 35, 64]. Це можна пояснити утворенням порід внаслідок парціального плавлення базальтоїдів на мантийних рівнях, коли рестити збагачуються гранатом – одним з основних мінералів-носіїв важких РЗЕ. Т. Е. Плоткіна [38], проводячи багатоваріантну реконструкцію первинного складу ендербіто-гнейсів Середнього Побужжя за їх петрохімічними особливостями, дійшла висновку про їх магматичну природу. На думку В. А. Курепіна [28], при утворенні метабазитів у Середньому Побужжі глибини досягали 34 км, а температури – 765-870°C.

У Верхньому Побужжі утворення метаморфічних порід, які виходять на сучасний рівень, відбувалося на менших глибинах – від 27-29 км на півдні до 16 км на півночі при нижчій температурі – 720-750°C, лише подекуди до 780-810°C [28, 62, 95]. Проведеними геохронологічними дослідженнями [32, 52, 58, 59] гранітоїди з віком понад 2,8 млрд років тут не знайдені.

Таким чином, геодинамічна обстановка в палеоархеї характеризувалася існуванням поряд з вулканами басейнів водної седиментації, де накопичувались продукти вулканізму та розмиву вулканічних побудов. Sm-Nd- датування, що характеризують час відокремлення магм від родоначальної мантиї, за моделями CHUR і DM показують палеоархейський вік гіперстенових кристалосланців – відповідно 3,68 і 3,86 млрд років, роговообманково-двопіроксенових – 3,02-3,50 млрд років. В окремі короткочасні періоди в ізольованих невеликих басейнах відбувалося відкладення поряд з туфами хомогенних утворень – кременистих доломітів і залістистих кварцитів. Завершується становлення цієї найбільш ранньої кори глибоким метаморфізмом і впровадженням дрібних порцій ультраосновних і основних магм (сабарівський комплекс). Тіла метаультрабазитів та метагабро найчастіше приурочені до північно-східних (60-70°) структур, які збереглися в ділянках, порівняно слабо перероблених у процесі подальшої неодноразової тектоно-термальної активізації [45]. Палеоархейський етап завершився метаморфізмом занурення, що досягав умов гранулітової фації, і пов'язаною з цим палінгенно-анатектичною гранітизацією. З консолідацією істотно апобазитової кори у верхніх, більш охолоджених, її горизонтах вже могли затримуватися гранітні виплавки й активно діяти гранітизуючі флюїди, генеровані при метаморфізмі гідратизованої товщі (кори океанічного типу). І. М. Лісна [32] і В. Г. Пастухов [35] на підставі даних щодо фракціонування РЗЕ з урахуванням малих значень $\delta^{18}\text{O}$ у кварці ендербітоїдів припускають, що вони є гранітами I типу і виникли при частковому плавленні базальтоїдів у занурених горизонтах кори.

Мезоархейський етап. До кінця палеоархею сформувалися порівняно крупні структури, які можна назвати континентальними [41]. Однак літосфера була ще малопотужною, і це не дозволяло повною мірою включитися механізму плитної тектоніки. Тому перші корові мікроконтиненти утворилися скоріше в умовах плюмової геодинаміки. Завдяки досить великим розмірам вони могли зберігати стійкість при впливі на них висхідних струменів (плюмажів) нагрітої мантийної речовини, і тому зазнавали більш сильного перетворення. Імовірно, такий механізм зумовив виникнення чарнокіт-ендербітових куполів літинського типу. На ранніх стадіях (зародження відбувалося ще наприкінці палеоархею) у них більш інтенсивно проявився ареальний ультраосновний-основний магматизм. Завершувалося становлення підйомом тоналіт-тронд'емітових магм, які виникли частково за рахунок плавлення ендербітизованого субстрату, у тому числі, ймовірно, і гайворонського комплексу, частково за рахунок магматичного і метасоматичного заміщення більш високих горизонтів кори, куди переміщалися ендербітові діапіри. Про ймовірність подібної моделі свідчать овальні або округлі форми метабазит-ендербітових структур, наявність дрібних куполів-сателітів, котрі чергуються з міжкупольними синкліналями, у масивах ендербітів або по їх периферії часто зустрічаються блоки порід (метабазити, залізні кварцити), переміщені вгору внаслідок спливання діапірів. Гранітизація у центрах куполів досягає 95 %, переважають тут лейкократові ендербіти, подекуди чарнокіти.

Експериментальне плавлення порід, близьких за складом до ендербіт-мігматитів з останцями кристалосланців (SiO_2 – 55,5 %, Na_2O – 3 %, Al_2O_3 – 16 %), показало, що при тиску 1 кбар вони починають плавитися при $T=750^\circ\text{C}$, а при $T=800-850^\circ\text{C}$ у розплав переходить близько 50 % породи [24]. Імовірно, до такого температурного рівня породи нагрівалися в контурах ендербітових куполів (плюмів). На можливість цього вказують: найбільша збагаченість таких структур метабазитами і метаультрабазитами, більш високі температури пороудтворення від 690-725 до 780-845°C. Характерною є “сухість” магм, типова для гранітоїдів, що виникають в умовах плюм-тектоніки, рогові обманки – типоморфні мінерали ксенолітів – при розчиненні їх в ендербітах ліквідуються.

Становлення ендербітових куполів супроводжувалося майже повсюдною мігматизацією (ендербітизацією) субстрату. Привнесення гранітизуючих компонентів в ореоли, що оточують куполи, було незначним, вміст кремнезему в ендербіт-мігматитах порівняно з кристалосланцями підвищився з 50-52 до 57 % (середнє значення за нашими підрахунками і даними В. П. Бухарева [5]). Кількість лугів зросла приблизно удвічі при

помітному переважаючій натрію. Кору, що виникла після становлення цих гранітоїдів, можна назвати сірогнейсовою, надалі вона відзначалася порівняно високою міцністю.

Давно встановлені факти просторового зв'язку ендербітів з піроксеновими кристалосланцями, що інтерпретуються з позиції регіонального метаморфізму, – спочатку гранулітовий метаморфізм, потім становлення чарнокітоїдів. З огляду на це не можна пояснити більш слабкий метаморфізм віднесених до беззнінської товщі гнейсів і гранітів, які з ними асоціюють, хоча деякі дослідники [30] вважають, що вони розміщені в низах палеоархейського розрізу. Протиріччя знімається, якщо взяти до уваги тепловий ефект, пов'язаний з мантійними потоками (плюмажами) і впровадженням крупних тіл перегрітих магм (плутонометаморфізм). Ймовірно, на відстані від куполів метаморфізм порід відповідав кумінгтонітовій та амфіболітовій зонам амфіболітової фації. Ця зональність збереглася і зараз – у сторони від меж Літинського і Шендерівського куполів відбувається закономірне зменшення температур регіонального метаморфізму. Це досить чітко встановлюється по мінеральних рівновагах [28, 62, 77] і проявляється в закономірній зміні складів метаморфічних і гранітоїдних порід. Так само закономірно в регіональному плані відбувається зміна мінеральних парагенезисів у регресивних утвореннях – вінницитах, собітах, бердичівських гранітах [78, 89].

Можливий інший – субдукційний – варіант одночасного формування ендербітів і гранітоутворення, якщо взяти до уваги висновки Л. М. Степанюка [51, 53] про ізохронність цих процесів. Припускається, що в результаті занурення по Немирівському розлому гідратованої метабазитової кори Середньобузького блока під сіалічний "континентальний" Подільський блок в осьовій частині вулкано(?)–плутонічної дуги піднімалися водонасичені магми, що супроводжувалося фільтрацією істотно водних флюїдів – похідних дегідратації плити, що підсувалася. Тут формувалися масиви плагіогранітів-діоритів в амфіболітовій фації (гайсинський і бердичівський комплекси). У тилу активної окраїни (у центрі Подільського блока) над місцем перетину поверхні Мохо) плитою, що занурюється, функціонували глибинні "сухі" флюїдні потоки, відбувалася високо-температурна (у гранулітовій фації) трансформація порід. Вона завершилася виникненням певною мірою респітових безводних чарнокіт-ендербітових мігматит-плутонів, які при впливанні у верхні горизонти кори супроводжувалися просуванням сюди високотемпературного фронту.

У цілому, подібній моделі суперечать відсутність чіткої метаморфічної зональності вхрест простягання зони Немирівського розлому, наявність масивів літинських ендербітів по обидва боки від нього, а також широкий розвиток ретроградних процесів у гранулітах на контактах з гранітоїдами амфіболітової фації. Однак породи, що належать до пізніх фаз літинського комплексу, – лейкократові ендербіти і чарнокіти – могли виникнути саме в такій геодинамічній обстановці одночасно з деструкцією і діафторезом більш ранніх гранулітів.

Неоархей-палеопротерозойський етап. За даними Г. І. Каляєва [23], процеси гранітизації на початок цього етапу зумовили появу кори потужністю близько 30 км. У цей період виникли основні розломи, по яких окремі блоки її пересувалися, ймовірно, скупчувалися, формуючи терейні островодужного типу. До цього ж часу приурочене накопичення в сусідньому блоці андезит-базальтових товщ (росинсько-тікицька серія) у рифтогенно-протоокеанічних умовах. Можливо, субдукція цих гідратованих утворень під Волино-Подільський мікроконтинент призвела до режиму активної континентальної окраїни та інтенсивного утворення діоритів і плагіогранітів (звенигородський, гайсинський, бердичівський комплекси).

З цим же етапом (приблизно 2,5 млрд років тому) пов'язано утворення на межі Волинського і Подільського блоків задугового басейну, який заповнювався вулканогенно-осадовою товщею (василівська світа). Слід підкреслити, що ця світа, у складі якої істотну роль відіграють гранатвмісні гнейси, подібна до товщі, що виділяється як беззнінська, з обома асоціюють досить схожі гранітоїди, що мають між собою поступовий перехід, – бердичівський, шереметівський, житомирський комплекси [62]. У кінці палеопротерозою колізійні процеси переважно вздовж глибинних розломів супроводжувалися становленням двопольовошпатових гранітоїдів, які зазвичай, але не завжди, включаються до складів тих самих формацій.

З палеопротерозойським етапом пов'язана досить інтенсивна ретроградна переробка сформованих в архей структурно-речовинних комплексів. На той час уже намітилась зональність, яка проявилася в зменшенні температур метаморфізму в напрямку північних частин Подільського і Середньобузького блоків. Тому плутонічні породи, що виникли внаслідок регресивної гранітизації в різних зонах, мають деякі відмінності. У південній частині Подільського блока розвинені більш високотемпературні гранатвмісні плагіомігматити і вінницити, у його північній частині переважають мігматити та граніти майже без гранату, зазвичай біотитові, з підвищеною концентрацією калію. На півночі Середньобузького блока виділяється так звана "кумінгтоніт-амфіболітова" зона [89], де в собітах переважають голубувато-зелені рогові обманки, більш низькотемпературні, які заміщують вторинний кумінгтоніт. Температури формування гранітоїдів з півдня на північ змінювалися від 690–720° до 650–670° (на більшій частині території), і навіть 610° на межі з Волинським мегаблоком [14]. Зниженням термодинамічних параметрів регресивного метаморфізму зумовлений регіональний діафторез, виражений у заміщенні гіперстен-плагіоклазового малокальцієвого парагенезису біотит-гранатовим (у Подільському блоці) і гіперстен-діопсид-плагіоклазового – амфібол-біотитовим (у Середньобузькому блоці).

Палеопротерозойська гранітизація проявилася майже всюди, хоча й з різним ступенем інтенсивності. Найбільший розвиток гранітоїди цього часу отримали в зонах субширотного і північно-східного орієнтування. У кінці палеопротерозойського етапу внаслідок більш активної діяльності розломів північно-західного на-

прямку плагіоклазові мігматити, що виникли на його ранніх стадіях, були помітно трансформовані, здебільшого калішпатизовані. Виникали невеликі порції розплавів, які дали переважно дрібні жильні тіла лейкократових гранітів і граніт-пегматитів. За висновком В. Г. Пастухова та ін. [35], бердичівські граніти є типовими непереміщеними S-гранітами з сильним (але скоріше перемінним за значенням $\sum \text{Ce}/\text{Yb}_N = 8-60$) фракціонуванням РЗЕ, характерним для гранітоїдів-реститів після видалення виплавки. З цим узгоджується високий вміст у породотворному кварці $\delta^{18}\text{O}$, а саме 12,9 ‰. У гранітах виявлено округлі (обкатані) зерна цирконів, подібні до цирконів із гіперстенових кристалосланців, що складають більшість останців у гранітах. Субстратом палеопротерозойських гранітоїдів був гранулітовий комплекс архейського віку, що підтверджено при вивченні місць, де ці утворення контактують. Однак, існують припущення, що бердичівські гранітоїди сформувалися по умовно виділених гніванській та березнинській товщах. На території досить детально вивчених аркушів "Бердичів" і "Вінниця" крупних реліктів цих товщ не виявлено. Ділянки біотитових мікрогнейсів у Хмільницькій, Гальчинській і Красовській зонах розломів, що виявлені під час геологознімальних робіт і ГДП-200 [77, 83], не зачеплені регіональною плагіомігматизацією і, вірогідно, є діафоритами. Але неможливо виключити імовірність того, що вони є реліктами вихідних утворень, які збереглися від гранітизації вдалині від ендербітових масивів і зазнали менш глибокого метаморфізму.

Палеопротерозойський етап завершився активною тектонічною діяльністю. Зазнаючи тиску з півдня, матеріал переміщався по Хмільницькій зоні на північний захід. Внаслідок цього у ній сформувалася широка смуга утворень катазонального комплексу, складеного бластомілонітами – діафоритами по гранітоїдах у кристалосланцях. У кінці етапу в Хмільницькій зоні сформувався однойменний комплекс лейкократових гранітів, масиви яких розташовані поблизу північно-східного кута аркуша "Вінниця" (м. Хмільник).

У неопротерозойський етап відбувся перехід до платформеного типу розвитку, активна тектонічна діяльність тривала лише в зонах довготривалих розломів. Вона проявилася у впровадженні дайок олівінових діабазів (м. Хмільник). Пізніше на описаній території проходило формування порушень розломно-блокових структур з оновленням давніх порушень і появою нових. Дані по Придністров'ю свідчать про блокові рухи, починаючи з неопротерозою до палеозою включно, тривали вони й у ранньому мезозої. Протягом майже всього цього періоду район, як і суміжні регіони УЩ, був областю розмиву кристалічного фундаменту.

Мезозой-кайнозойський етап. З палеозою територія робіт представляла собою ділянку з континентальним режимом і активним розвитком процесів ерозії, у цей період проходило формування пенепленізованої рівнини. Починаючи з верхнього тріасу і протягом юрського періоду, клімат був теплий, вологий і відбувалося інтенсивне короутворення. Сприятливі кліматичні умови створили окислювальну обстановку, і по породах кристалічного фундаменту формувалася переважно каолінітовий профіль кори вивітрювання.

Південно-західна частина Подільського блока, починаючи з верхньої крейди, знижувалася й була затоплена сеноманським морем. Море частково розмивало кору вивітрювання, а на ділянках, недосяжних для морської абразії (Шаргородський блок і Вінницька лесова рівнина), тривав процес короутворення. До початку палеогену всі відклади сеноманського моря були знищені подальшою абразією.

У палеогені на території робіт зберігався континентальний режим. Еоценовий період розвитку характеризується осадконакопиченням бучацької серії, представленої фаціями: прирусловою і заплавної озер в ерозійно-тектонічних депресіях. Контур їх поширення контролювався крупними тектонічними порушеннями, найбільшими з яких є Хмільницький, Немирівський та Глухівський розломи. Зокрема Глухівський був визначальним для розвитку виявлених тут ерозійно-тектонічних депресій, заповнених відкладами середньоеоценового віку. Час розвитку депресій можна віднести до пірнейської фази альпійського циклу, коли внаслідок загального підняття території порушилася мезозойська поверхня вирівнювання, а зони тріщинуватості в породах докембрію були наслідуювані палеодолинами. У складі рослинності бучацького часу домінують покритонасінні і голонасінні, що свідчить про субтропічний та тропічний клімат.

Наприкінці бучацького і на початку обухівського часу за підняттям настає опускання території, настає період осадконакопичення потужної товщі пісків обухівської світи, утворених внаслідок трансгресії моря з півдня і південного заходу на територію з пониженим рельєфом. В утвореннях цієї світи, представлених прибережною фацією, було знайдено черепашки пелиципод і гастропод. Її максимальна потужність місцями перевищувала 50-60 м, але подальша абразія розмила ці породи, тому вони збереглися лише частково в південно-західній частині аркуша потужністю до 11,8 м.

З початку міоцену на відносно знівельовані поверхні понижених ділянок (північно-східна частина території) трансгресує мілке море. У цей час відбувається накопичення відкладів новопетрівської світи. У кінці середнього міоцену море стає мілким і відступає в північно-західному напрямку. Продовжується повільне підняття УЩ, яке призводить до того, що в кінці середнього міоцену зникають озерно-лагунні западини і територія повністю переходить у припідняту рівнину, на якій розпочинається процес денудації і змиву. Цей період, який займає відносно короткий проміжок часу, є чіткою перервою в осадконакопиченні.

З початку пізнього міоцену починається опускання частини Українського щита, пов'язане з поглинанням Причорноморської западини, що приводить до трансгресії сарматського моря у південні райони території робіт. У середньосарматський час море значною мірою перекирило площу розповсюдження палеогенових відкладів і досягло сучасної долини р. Півд. Буг. Було майже знищено потужну кору вивітрювання кристалічних

порід. Сарматське море на розмитій поверхні спричинило утворення товщі вапняків, яку зрідка прорізають сучасні ріки, відкриваючи докембрійські породи фундаменту. Водночас у результаті зміни морського режиму утворюється потужна товща пісків, глин і алевроїтів.

Після регресії сарматського моря на території робіт залишаються неглибокі, добре прогріті водойми, насичені гідроксидами заліза і марганцю, в яких, починаючи з середньосарматського часу і до кінця міоцену, відбувалося накопичення товщі строкатих глин. Колір і склад глин, а також їх слабка піщанистість, в'язкість і наявність тріщин всихання свідчать про досить часті періодичні зміни водяного режиму в лагунах. На звільнених від води ділянках починалося вивітрювання та окислювальні процеси, які обумовили строкате забарвлення глин. У цей же час і в нижньому пліоцені в межах Жмеринсько-Тульчинської СФЗ на континентальній рівнині, розмитій численними потоками і ріками, що несли матеріал з півночі, півдня і південного заходу, утворюється балтська світа, яка має строкатий і невитриманий фаціальний склад порід.

У кінці неогену територія робіт являла собою рівнину з мілкими прісноводними озерами, що залишилися після балтських потоків, вода в них поступово висихала. Паралельно з озерними відкладами накопичувались елювіальні та елювіально-делювіальні утворення товщі червоно-бурих глин, починала формуватися сучасна гідромережа. Подібні процеси відбувалися і в ранньочетвертинний час. На площі розповсюдження вапняків, тобто в південно-західній частині аркуша, четвертинні відклади були розвинені слабо. Початок четвертинного періоду характеризується подальшим підняттям території протягом широкінського, приазовського і мартоносського часу при сухому, теплом кліматі. У зв'язку з сильним похолоданням, починаючи з середини раннього плейстоцену, на вододілах проходить накопичення лесоподібних суглинків.

Клімат і фаціальні умови осадконакопичення ритмічно змінювалися до середнього плейстоцену. У середині середнього плейстоцену наступило сильне похолодання, пов'язане з наступом дніпровського льодовика. Південна границя льодовика знаходилася на 80-90 км північніше території робіт, але флювіогляціальні потоки залишили по собі слід: вони промили декілька прохідних долин (Летичево-Літинську, Хмільницько-Липовецьку), вирівняли і заглибили долину р. Півд. Буг, що призвело до значних змін у рельєфі. Напрямок потоків (здебільшого південний і південно-східний) залежав від структури території і контролювався границями Хмільницької і Лукашівської зон тектонічних порушень. Водно- й озерно-льодовикові відклади майже суцільним чохлам перекивали давніші породи, а в межах Летичево-Літинської прохідної долини відбувався їх розмив.

На початку верхнього плейстоцену проходить закладення сучасної гідромережі та яружно-балкової системи. У зв'язку з чергуванням холодних і теплих етапів відбувається ритмічне накопичення лесоподібних суглинків і вкопних ґрунтів. У кінці пізнього плейстоцену формування рельєфу практично завершилося, хоча досить добре розвинена мережа активних ярів, вимойн, балок, урвищ, зсувів, а також техногенна діяльність людини вказують на те, що процеси формування рельєфу тривають.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОТВОРНІ ПРОЦЕСИ

У геоморфологічному плані територія аркуша М-35-XXIX (Вінниця) займає західну частину Придніпровського підняття (складова частина Азово-Придніпровської провінції) і південно-східну частину Подільського підняття (Волино-Подільської провінції), а відносно границі кінцевої морени, розвинутої за межами аркуша на північний схід, входить до позальодовикової зони. Границя між провінціями проходить від м. Літин до м. Немирів і часто збігається з долиною р. Півд. Буг. У морфоструктурному відношенні рельєф досліджуваної території формувалася, в основному, протягом неотектонічного етапу розвитку ранньосередньочетвертинного (додніпровського) часу.

Перебудова рельєфу в середньому неоплейстоцені (дніпровський і післядніпровський час) і в пізньому неоплейстоцені пов'язана в основному з діяльністю дніпровського льодовика, який зумовив накопичення потужної товщі воднольодовикових і озерно-воднольодовикових відкладів, а також утворення досить густої сітки успадкованих і прохідних, згодом відмерлих долин, які значною мірою вплинули на перебудову давньої гідромережі, створивши близький до сучасного її малюнок. Неглибоке залягання кристалічного фундаменту і його складний рельєф, зумовлений блоковими рухами, різна геологічна будова осадового чохла районів, а також ерозійно-аккумулятивна діяльність талих вод Дніпровського льодовика і, нарешті, сучасні фізико-географічні умови визначили як основні риси сучасного рельєфу досліджуваної території, так і різноманітність геоморфологічних ландшафтів.

У межах Придніпровського підняття (III-1) виділяються три райони з різними морфогенетичними типами і підтипами рельєфу: Турбівсько-Роська лесова сильнорозчленована підвищена рівнина, Хмільницько-Липовецька водно-льодовикова алювіальна рівнина і Вінницька лесова слабкорозчленована денудаційна рівнина. Турбівсько-Роська лесова сильнорозчленована підвищена рівнина (III-1-А) заходить на досліджувану територію своєю південно-західною частиною і порівняно з іншими підтипами займає найменшу площу, у

геоструктурному плані збігається з контурами Козятинського блока. Південна границя її проходить по лінії сіл Вахнівка, Зозівка. Абсолютні відмітки поверхні змінюються від 250 до 290 м, поверхня рівнини слабонахилена на південний схід і прорізана мережею ярів і балок. Потужність товщі осадових відкладів становить 40-50 м, потужність зони короутворення – 20-25 м. У геологічній будові з найдавніших осадових утворень присутні відклади товщ строкатих і червоно-бурих глин, а також четвертинних відкладів континентального походження. Сучасний ґрунтовий шар представлений переважно чорноземами, рідше бурими ґрунтами.

Границі поширення Хмільницько-Липовецької водно-льодовикової алювіальної рівнини (III-1-Б) у геоструктурному плані контролюються Хмільницькою зоною розломів. Південна границя проходить по лінії с.с. Тютюнники, Сокиринці, Жабелівка, Сподахи. Ширина рівнини в межах території аркуша досягає 20 км, поверхня слабо нахилена в південно-східному напрямку, абсолютні відмітки її становлять 260-300 м. Сформована вона озерно- і водно-льодовиковими відкладами потужністю до 20-25 м. На рівнині беруть початок річки Мул, Вільшанка, а також велика кількість струмків північно-західного і південно-східного напрямку. По них слабо розвинуті процеси поверхневого змиву. У межах ділянок розвитку лесоподібних суглинків внаслідок розвитку суфозійних процесів утворювались форми рельєфу типу "степових блюдець" і мікрозападин. Поширення піщаних відкладів сприяло розвитку ландшафтів поліського типу.

Вінницька лесова слабозрешена рівнина (III-1-В) займає західну частину Придніпровського підняття, у геоструктурному плані приурочена, в основному, до Вінницького блока. У її межах поверхня кристалічного фундаменту має найвищі абсолютні відмітки – 270-300 м. У рельєфі морфоструктури переважають цокольні денудаційні підняття, поверхня яких нахилена в західному напрямку. У геологічному відношенні рівнина складена товщами четвертинних і неогенових відкладів загальною потужністю 35-40 м. Південна частина рівнини в районі сіл Никифорівці і Дубовчик піднята внаслідок неотектонічних рухів, на що вказує активізація ерозійних процесів у верхів'ях балок і ярів.

У межах Подільського підняття (II-3) виділяється Летичево-Літинська водно-льодовикова алювіальна рівнина, Жмеринсько-Шаргородська ерозійно-аккумулятивна розчленована лесова рівнина, Тульчинська еродована слабопідвищена рівнина.

Летичівсько-Літинська водно-льодовикова алювіальна рівнина (II-3-А) розташована в межах аркушів М-35-105, -106, -118. Південно-західна границя її простежується по лінії населених пунктів: Почапінці, Червоне, Браїлів, Гнівань, Тиврів, Комарів, Гранітне. На південний схід від м. Гнівань вона збігається з долиною р. Півд. Буг. У геоструктурному плані північно-західна частина рівнини приурочена до Лукашівської зони розломів. Поверхня рівнини слабогорбиста з абсолютними відмітками 260-280 м. Складена переважно верхньо- і середньочетвертинними відкладами алювіально-водно-льодовикового генезису. Площинна кора вивітрювання майже повністю змита і збереглася тільки в лінійних ділянках, приурочених до зон розломів. У широким заплавах струмків і особливо в долині р. Згар широко розвинені заболочені ділянки з інтенсивними процесами торфоутворення.

Жмеринсько-Шаргородська ерозійно-аккумулятивна розчленована лесова рівнина (II-3-Б) займає південно-західну частину території робіт, на північному і північно-східному флангах вона межує з Летичево-Літинською воднольодовиковою алювіальною рівниною, а східна її границя проведена умовно по лінії населених пунктів: Верхівка, Стрельники, Вел. Вулига. Протяжність лесової рівнини в межах площі аркуша становить 55-60 км, ширина – до 40 км. У геоструктурному відношенні вона приурочена до Шаргородського і Тиврівського блоків, які продовжують підніматися внаслідок неотектонічних рухів. Активізація почалась, імовірно, в кінці верхнього міоцену і триває донині, на що вказують мала потужність сучасних ґрунтів, велика кількість ярів, вимойн, глибокий ерозійний вріз, мала потужність четвертинних відкладів, розвиток зсувних процесів. Поверхня рівнини слабогорбиста, з гіпсометричними відмітками 320-335 м, у південній частині інтенсивно зрізана ярами і балками, на яких зустрічаються прямі короткі вимойни і рівчаки, а інколи й зсувні накопичення у межах заплавл. Глибина врізу досягає 50-60 м, а в південній частині на схилах долин відслонюються не тільки вапняки середньосарматського під'ярусу, а й породи кристалічного фундаменту.

Тульчинська еродована слабопідвищена рівнина (II-3-В) виділена в південно-східній частині аркуша і межує на півночі з Летичево-Літинською водно-льодовиковою рівниною, на заході зі Жмеринсько-Шаргородською ерозійно-аккумулятивною розчленованою лесовою рівниною. Протяжність її становить 30-35 км, ширина – 20 км. Порівняно зі Жмеринсько-Шаргородською, вона має більшу потужність (до 20 м) четвертинних відкладів і меншу потужність товщі вапняків середньосарматського під'ярусу. Загальне пониження відміток рівнини в південно-східній частині пов'язане з наявністю локальних депресій у кристалічному фундаменті. Поверхня Тульчинської рівнини плоска, слабогорбиста, долини струмків глибоко врізані, широкі, абсолютні відмітки її у північно-західній частині становлять 300-320 м, а в південно-східній – 240-250 м.

У межах геоморфологічних районів за абсолютними відмітками водорозділів, ступенем розчленованості яружно-балкової мережі, характером річкових долин і відслоненості виділяються такі форми рельєфу.

І. Флювіальні.

А. Утворені русловими потоками: а) аккумулятивні: заплави річок та їхніх приток, днища балок, надзаплавні тераси; б) ерозійно-аккумулятивні озерно-воднольодовикові успадковані й неуспадковані прохідні долини середньоплейстоценового віку, озерно-алювіальні долини стоку (перехвату) пізньоплейстоценового

віку; в) ерозійні: різнотипні балки, яри, великі борозни.

Б. Утворені нерусливими потоками – ерозійно-денудаційні схили долин.

П. Гравітаційні: зсуви, опливини, обвальні-осипні накопичення.

Ш. Суфозійно-просадочні: озерні блюдця, мікрозападни, заболочені ділянки.

IV. Еолові – площі розвіювання пісків.

V. Карстові.

VI. Техногенні – утворені діяльністю людини – ставки, греблі, кар'єри, глинища, розрізи, насипи, торфорозробки тощо.

I. А. Більшість рік району успадкували пліоцен-нижньонеоплейстоценові ерозійно-аккумулятивні долини, які в середньочетвертинну епоху були розширені, поглиблені і заповнені відкладами водно-озернольодовикового комплексу дніпровського часу.

У межах аркуша всі річки належать до басейнів рр. Півд. Буг і Дністер. Долина р. Півд. Буг має рівнинний характер з відносно спокійною течією і перетинає територію робіт з півночі на південь-південний схід протягом 120 км. Долина річки добре вироблена, з пологими схилами. На ділянці від м. Вінниця до с. Селище вона асиметрична, а нижче устя р. Воронка в багатьох місцях каньйоноподібна. Річка має дві заплави (низьку і високу) і п'ять надзаплавних терас. Русло річки утворює звивистий профіль шириною 50-100 м, вріз його неоднаковий. На перекатах поблизу м. Тиврів глибина р. Під. Буг сягає 0,5-1,0 м, на інших ділянках – 5-10 м. Дно русла переважно піщанисте, лише в місцях порогів кам'янисте. Починаючи від м. Вінниця, річка наслідує лінії розривних порушень, прорізає Вінницьку лесову рівнину і поділяє її на два підрайони. У районі с. Ворошилівка вона змінює напрямок течії на схід, повторюючи улоговину дніпровського водотоку. Біля с. Никифорівці річка повертає на південь і протікає в цьому напрямку до с. Рогізна, де, обходячи Тиврівський блок, повертає на південний схід і біля м. Брацлав виходить за межі аркуша.

Річки басейну Півд. Бугу (Десна, Кобильня, Вільшанка, Воронка, Устя, Рів, Ровець, Вишня, Краснянка, Шпиківка, Сильниця) подекуди врізаються до рівня фундаменту, але в цілому характеризуються пологими схилами і заболоченими заплавами. Як правило, у верхів'ях і середніх течіях річок є невеликі перші надзаплавні тераси ерозійно-аккумулятивного типу.

До басейну Дністра належать рр. Мурафа і Мурашка, які протікають у меридіональному напрямку на півдні території аркуша. Долини і схили річок круті, прорізані глибокими ярами і балками, в їхніх бортах відслонюються переважно вапняки середньосарматського під'ярусу.

Б. Утворені нерусливими потоками. Це схили похованих і сучасних долин, які суттєво змінилися під впливом процесів площового змиву. У них виділяються три зони з різними денудаційними формами рельєфу. Верхні схили пологі, тут процеси площового змиву ґрунтового шару проявилися слабо. Такі ділянки фіксуються у вигляді освітлених плям на аерофотознімках. Нижня частина схилів долин часто є зоною акумуляції, або наміву. Зустрічаються такі схили в приводороздільних частинах притоків р. Півд. Буг.

У південно-східній частині території схили долин дрібних струмків більш круті (20-30°), нижні й середні частини схилів являють собою зону інтенсивного делювіального змиву. Верхні долин сильно розчленовані, зрізані ритвинами, вимоїнами, ярами; протяжність окремих вимоїн досягає 300-400 м.

Балки, залежно від літологічного складу відкладів, характеру рельєфу і структурно-тектонічного плану території, поділяються на три типи. Перший характеризується значною протяжністю – 2-3 км і більше. Схили балок круті, задерновані, ускладнені дрібними ритвинами, вимоїнами. Днища плоскі, сухі та вузькі (30-40 м). Балки другого типу коротші (1-2 км), задерновані, з випуклими схилами. Днища балок вузькі (15-20 м), з вимоїнами і ритвинами у верхніх і нижніх частинах. Третій тип балок має вигляд улоговин, плоских трогів; характеризується значною протяжністю (2-3 км) і шириною (200-300 м). Схили похилі, слабовипуклі, днища балок заболочені. Яри, порівняно з балками, розвинуті менше і зустрічаються переважно в південно-західній частині аркуша.

П. Гравітаційні форми рельєфу у межах території аркуша зустрічаються дуже рідко і представлені мілкими зсувами та опливинами. Зсуви зустрічаються на крутих схилах приток рр. Рів, Ровець у вигляді вузьких (2,0-3,0 м) смуг з нівельованою, слабо хвилястою, задернованою поверхнею. Ширина зсувних ділянок не перевищує 10-15 м, а протяжність – 50-70 м. Висота зсувних уступів становить 1,5-2,0 м, а стінок відриву – 4-5 м. Опливини являють собою малопотужні (до 1 м) тіла, складені сильно обводненими відкладами, які переміщуються вниз по схилу, зустрічаються разом із зсувами, а також у нижніх частинах крутих схилів, ярів і в кар'єрах з розробки піщаної та глиняної сировини.

Ш. Суфозійно-просадочні форми рельєфу. Морфологічно представлені блюдцеподібними пониженнями розміром 50-60 м, рідше 100-300 м, по довгій осі, глибиною 1,0-1,5 м. Приурочені до районів, які в період дощів заболочуються, де немає стоку води.

IV. Еолові форми рельєфу розвинуті на поверхні водно-льодовиково-алювіальних рівнин і являють собою арени розвіяних пісків.

V. Площі поширення карстових форм рельєфу приурочені до товщі вапняків середньосарматського під'ярусу. Типові карстові процеси на поверхні не спостерігаються, але при бурінні у вапняках виявлено пустоти. У крутих схилах рр. Рів, Мурафа, Мурашка, де відслонюються вапняки потужністю до 20 м, вирізняються ділянки сильного вилуговування з утворенням ніш, округлих печер, на плоских поверхнях спостеріга-

ються провали, карстові воронки.

VI. До техногенних форм рельєфу належать численні ставки, глинища, великі вапняні, глиняні, піщані, кам'яні і каолінові кар'єри, торфорозробки, насипи доріг, дренажні канали в заплавах рік, греблі тощо.

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Територія аркуша М-35-XXIX розташована в межах західної частини області тріщинних вод Українського щита, її характерною особливістю є неглибоке залягання водоносних горизонтів у кристалічних породах і приповерхневе – в осадовій товщі. Регіон відзначається досить сприятливими умовами живлення і накопичення підземних вод завдяки кліматичним факторам і особливостям літологічного складу водовмісних порід. Значна розчленованість сучасної поверхні, а також невитриманість по площі водотривких порід сприяють підвищеному поверхневому і підземному стоку вод, що зумовлює інтенсивний водообмін у зоні дренируючого впливу місцевої річкової мережі.

Згідно з геологічною будовою і геоструктурними особливостями, у межах даної території виділено такі водоносні горизонти (рис. 8.1):

- 1) водоносний горизонт у болотних та алювіальних відкладах голоцену (b, aH);
- 2) водоносний горизонт в еолово-делювіальних та елювіально-делювіальних відкладах верхнього неоплейстоцену (vd, edP_{III});
- 3) водоносний горизонт в алювіальних відкладах першої-п'ятої надзаплавних терас середнього і верхнього неоплейстоцену (a¹⁻⁵ P_{II-III});
- 4) водоносний горизонт у водно-льодовикових та озерно-льодовикових відкладах середнього неоплейстоцену (f, lgP_{II});
- 5) водоносний горизонт у відкладах балтської світи міоцен-пліоцену (N₁₋₂ bl);
- 6) водоносний горизонт у відкладах сарматського ярусу міоцену (N_{1s});
- 7) водоносний горизонт у відкладах новопетрівської світи міоцену (N_{1np});
- 8) водоносний горизонт у відкладах обухівської світи еоцену (P_{2ob});
- 9) водоносний горизонт у відкладах бучацької серії еоцену (P_{2bc});
- 10) водоносний горизонт у зоні тріщинуватості кристалічних порід архею-протерозою (AR-PR).

У межах аркуша встановлюється активний взаємозв'язок підземних вод із вмісними породами, тому окремі водоносні горизонти виділені за стратиграфічним принципом з урахуванням літології водоносних порід. Серед виділених водоносних горизонтів найбільш поширені тріщинні води кристалічних порід архею-протерозою.

Водотривкі горизонти представлені:

- 1) елювіальними та еолово-делювіальними відкладами нижнього неоплейстоцену і верхнього еоплейстоцену (e, vdE_{II} + P₁₋₂);
- 2) горизонтом червоно-бурих глин пліоцену (N_{2cb}), строкатих глин та глин сарматського ярусу міоцену (N_{1sg} – N_{1gp});
- 3) горизонтом кори вивітрювання кристалічних порід, які представлені гідрослюдястими глинами та каолінами з жорсткою мезокайнозою (Mz-Kz).

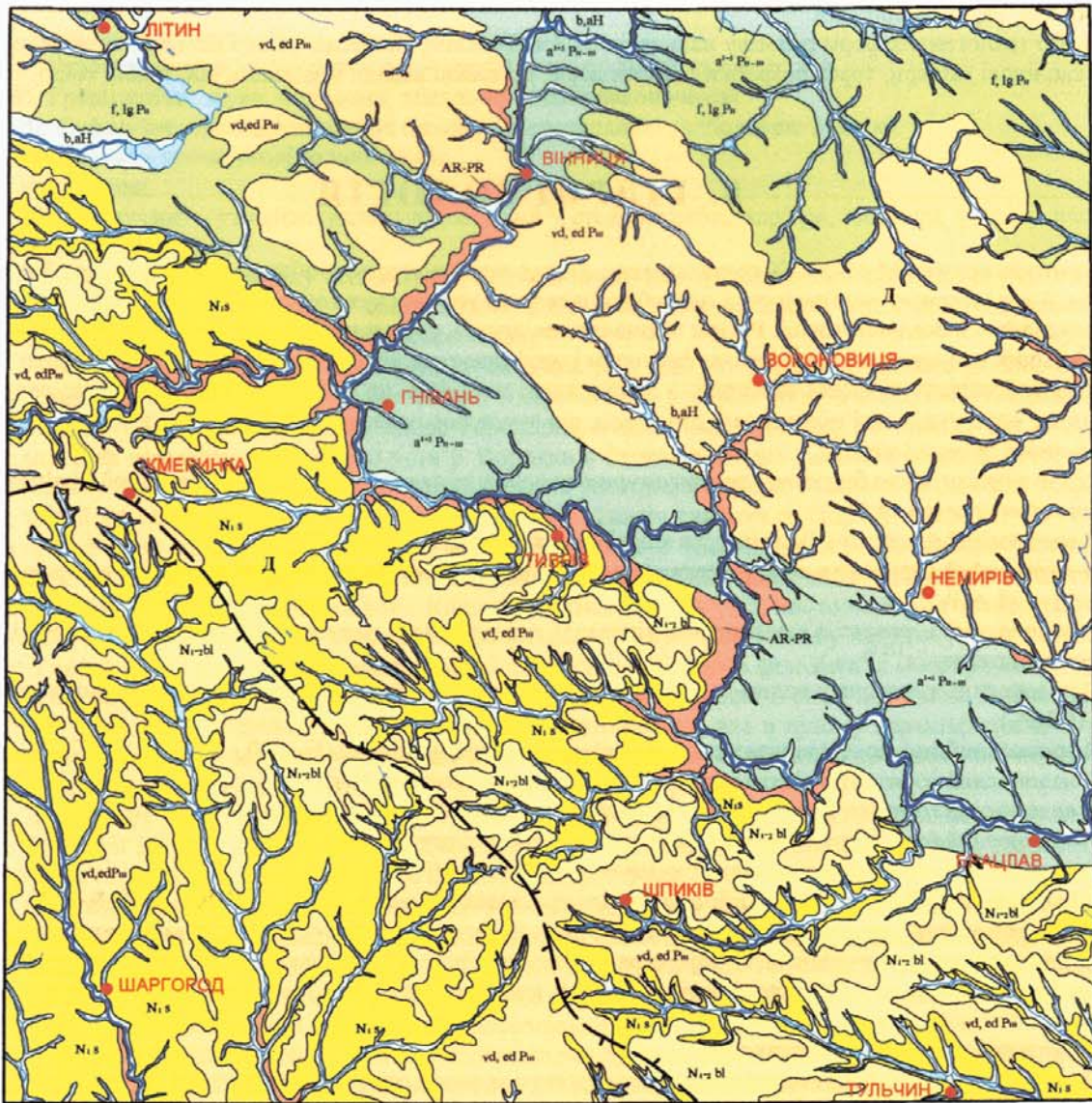
Характеристика їх подана в зведеній гідрогеологічній колонці.

На гідрогеологічні та гідродинамічні умови найбільше впливають водотривкі горизонти строкатих і червоно-бурих глин та глинистої кори вивітрювання кристалічних порід. Горизонт червоно-бурих глин простежується у вигляді окремих ділянок на найбільш піднятих частинах плато. Абсолютні відмітки покрівлі глин змінюються від 227 до 312 м. Максимальна потужність досягає 25,8 м, у середньому 8-10 м. Коефіцієнт фільтрації становить менше 0,005 м/добу. Строкаті глини розповсюджені переважно в північно-східній частині аркуша в межах Літинсько-Немирівської структурно-фаціальної зони. Потужність їх становить у середньому 2-15 м. Абсолютні відмітки покрівлі залежать від рельєфу кристалічних порід і становлять 240-295 м. Коефіцієнт фільтрації товщі строкатих глин – менше 0,005 м/добу.

Кора вивітрювання кристалічних порід розвинута майже всюди, потужність глинистих зон змінюється від 1-5 до 25-30 м, досягаючи 50-70 м у тектонічних зонах, де розвинені лінійні кори вивітрювання. Коефіцієнт фільтрації коливається в межах $n \cdot 10^{-2} - 10^{-4}$ м/добу.

Нижче наведено характеристику водоносних горизонтів, виділених на території аркуша М-35-XXIX.

Водоносний горизонт у болотних та алювіальних відкладах голоцену (b, aH), заплав річок і днищ балок приурочений до заплав рр. Південний Буг, Десна, Мурафа, Рів, Ровець і їхніх приток. Розповсюдження горизонту незначне через те, що заплави річок переважно вузькі, здебільшого не перевищують 0,2-0,6 км.



1:500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів

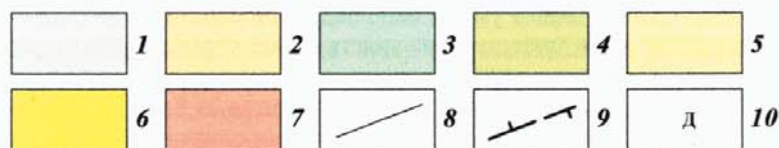
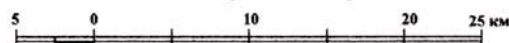


Рис. 8.1. Схематична гідрогеологічна карта масштабу 1:500 000

1 – водоносний горизонт у відкладах голоцену (b,aH): мул, піски різнозернисті; 2 – водоносний горизонт у відкладах верхнього неоплейстоцену (vd,edP_m): суглинки, супіски; 3 – водоносний горизонт в середньо-верхньонеоплейстоценових відкладах (a¹⁻⁵P_{m-m}): піски різнозернисті; 4 – водоносний горизонт у відкладах середнього неоплейстоцену (f,lgP_m): піски, супіски; 5 – водоносний горизонт у відкладах балтської світи (N¹⁻²bl): піски різнозернисті; 6 – водоносний горизонт у відкладах сарматського ярусу (N_{1s}): вапняки, піски глинисті; 7 – водоносний горизонт в кристалічних породах археопротерозою (AR-PR): граніти, мігматити, гнейси; 8 – границі водоносних горизонтів; 9 – лінія вододілу основних річкових басейнів (р. Півд. Буг – р. Дністер); 10 – область тріщинних вод УКЩ (за А.С. Бабинцем і Ф.А. Руденко).

Водовмісні породи представлені пісками середньо- і дрібнозернистими до грубозернистих з галькою і валунами кристалічних порід, інколи глинистими і мулистими суглинками, на ділянках розповсюдження в них міститься значна кількість грубоуламкового матеріалу. Залягають алювіальні відклади переважно на кристалічних породах докембрію і їхній корі вивітрювання, інколи на осадках неогену. Потужність їх змінюється від кількох до 18 м, у середньому 6-10 м.

Водоносний горизонт належить до ґрунтового типу. Глибина до статичних рівнів змінюється від 0,2 (кол. 58) до 3 м (кол. 59) і зазвичай не перевищує 1-2 м. Абсолютні відмітки рівня води змінюються в межах від 185 до 310 м. Водозбагаченість горизонту низька. За даними короткочасних відкачок з колодязів дебіти їх змінюються від (кол. 39) до 0,09 дм³/сек (кол. 41). Добові водовідбори з колодязів змінюються в межах 0,3-3,5 м³ і в середньому становлять 1-1,5 м³. Коефіцієнти фільтрації пісків становлять 3-10,0 м/добу.

За хімічним складом алювіальні води переважно гідрокарбонатні кальцієві, інколи зустрічаються сульфатно-гідрокарбонатні магнієво-кальцієві і сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-магнієві. Мінералізація їх змінюється від 0,3 (кол. 39) до 1 г/дм³ (кол. 34). Загальна жорсткість найчастіше становить 3,37-9,31 моль/дм³, реакція води слабо лужна (рН=7,2-7,4).

Живлення горизонту здійснюється переважно за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і перетікання вод з інших горизонтів, особливо. Із тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію. Під час весняного розливу річок додаткове живлення здійснюється за рахунок паводкових вод. Розвантаження алювіальних вод здійснюється в річкову мережу. Режим горизонту непостійний, спостерігаються сезонні коливання рівнів, амплітуда яких – 1-1,5 м.

Водоносний горизонт через обмежене поширення, незначну водозбагаченість і несприятливі санітарно-гігієнічні умови визнаний непридатним для централізованого водопостачання. За допомогою поодиноких шахтних колодязів алювіальні води використовуються сільським населенням для господарсько-побутових потреб.

Водоносний горизонт в еолово-делювіальних та елювіально-делювіальних відкладах верхнього неоплейстоцену (vd, edP_{III}) широко розповсюджений у межах плато і його схилів. Водовмісні породи представлені, в основному, лесоподібними суглинками та супісками. У нижній частині розрізу зустрічаються незначні прошарки піску. Потужність водонасиченої частини суглинків змінюється від 1,0 до 6,0 м.

Водоносний горизонт безнапірний. Нижнім водотривом є строкаті, місцями червоно-бурі глини неогену. Глибина залягання води в колодязях змінюється від 1-7 до 10-17 м і більше, абсолютні відмітки рівня води – від 200 до 320 м. На окремих ділянках спостерігається різке коливання рівнів води на близьких відстанях за межами дренажного впливу річкової мережі, що зумовлюється гранулометричним складом порід. У щільних суглинках спостерігається підняття дзеркала ґрунтових вод, а в макропористих різновидах – зниження їх рівня.

Через низькі фільтраційні властивості водовмісних порід водозбагаченість горизонту незначна. Дебіти колодязів в результаті короткочасних відкачок змінюються від 0,01 до 0,05 дм³/сек (кол. 25). Добові водовідбори з колодязів – 0,2-0,5 м³. Коефіцієнти фільтрації становлять 0,03-0,8 м/добу для супісків і суглинків та 1,0-3,0 м/добу для пісків.

За хімічним складом води переважно гідрокарбонатні кальцієві і сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві, також зустрічаються сульфатно-гідрокарбонатні магнієво-кальцієві, гідрокарбонатно-сульфатні магнієво-кальцієві і хлоридно-гідрокарбонатні кальцієві. Мінералізація вод найчастіше коливається в межах 0,4-1,0 г/дм³, загальна жорсткість коливається від 4,6 до 10,1 моль/дм³, рН – 6,5-7,6. У межах населених пунктів якість води погіршується, інколи мінералізація досягає 1,3-1,5 г/дм³, а загальна жорсткість – 16,9 моль/дм³. Спостерігається також підвищений вміст аміаку, нітратів і нітритів через місцеве забруднення вод продуктами розпаду органічних речовин.

Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. Областями живлення є ділянки вододільного плато. Розвантаження проходить у долинах річок і днищах балок у вигляді малодебітних джерел. Режим горизонту повністю залежить від кількості атмосферних опадів і схильний до різких сезонних коливань з амплітудою 0,5-1,0 м.

Водоносний горизонт широко використовується в сільській місцевості для господарсько-побутових потреб, але для централізованого водопостачання непридатний.

Водоносний горизонт в алювіальних відкладах першої-п'ятої надзаплавних терас середнього і верхнього неоплейстоцену (а¹⁻⁵ P_{II-III}) розповсюджений переважно вздовж лівого берега долини р. Півд. Буг і в долинах деяких його приток. Водовмісні породи представлені різнозернистими пісками з прошарками супісків та суглинків. Потужність водовмісної товщі становить переважно 5-20 м, величина стовпа води в колодязях змінюється від 0,8 до 2,0 м. Залягає вона на кристалічних породах докембрію і їхній корі вивітрювання або відкладами неогену. У більшості випадків води безнапірні, однак у верхній частині розрізу, де розташовані щільні суглинки, з'являється дуже слабкий місцевий напір (до кількох метрів). Рівень води залежно від рельєфу місцевості знаходиться на глибині від 0,8 до 20,0 м, абсолютні відмітки його змінюються від 190 до 270 м.

Водозбагаченість горизонту нерівномірна і залежить від гранулометричного складу водовмісних порід. Добові водовідбори із колодязів змінюються від 0,5 до 0,7 м³. Коефіцієнти фільтрації пісків змінюються від 3-5 до 10-15 м/добу.

За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві, хлоридно-гідрокарбонатні кальцієві і сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-магнієві. Мінералізація вод становить переважно 0,6-0,8 г/дм³. Загальна жорсткість змінюється в межах 7,9-10,8 моль/дм³, рН=6,9-7,5. У сільській місцевості в колодязях спостерігається підвищений вміст нітратів.

Живлення водоносного горизонту найчастіше здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, інколи за рахунок перетікання з інших водоносних горизонтів. Розвантаження відбуваються в долинах річок і глибоких балок у вигляді малодобітних джерел. Режим горизонту залежить від атмосферних факторів, амплітуда коливання рівнів становить 0,5-1,5 м.

Води горизонту широко використовуються для господарсько-побутових потреб сільського населення за допомогою шахтних колодязів. Для централізованого водопостачання горизонт непридатний через незначну водозбагаченість та несприятливі санітарно-гігієнічні умови.

Водоносний горизонт у водно-льодовикових та озерно-льодовикових відкладах середнього неоплейстоцену (f, ІgP_{II}) розповсюджений у північно-східній і північно-західній частинах аркуша. Водовмісні породи представлені, в основному, пісками від дрібно до середньозернистих з незначними вклученнями гравію гальки, супісками і суглинками загальною потужністю 3-18 м. Залягають водовмісні породи переважно на піщано-глинистій товщі неогену і частково на кристалічних породах докембрію і їхній корі вивітрювання.

Водоносний горизонт безнапірний. Рівень води в колодязях залежно від рельєфу знаходиться на глибині від 1,0 до 22,0 м, абсолютні відмітки його змінюються від 240 до 290 м. Водозбагаченість горизонту незначна. Дебіти колодязів коливаються в межах 0,02-0,33 дм³/сек, а добові відбори із них становлять 0,2-0,5 м³.

За хімічним складом води переважно гідрокарбонатні кальцієві і кальцієво-магнієві, інколи сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві і хлоридно-гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією 0,3-0,6 г/дм³. Загальна жорсткість – від 4,6 до 7,5 моль/дм³, рН становить 6,8-7,8. В окремих випадках (кол. 10) загальна мінералізація становить 1,8 г/дм³, а загальна жорсткість – 24,7 моль/дм³. У сільській місцевості в колодязях спостерігається підвищений вміст нітратів.

Живлення водоносного горизонту найчастіше здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, інколи за рахунок перетікання з інших водоносних горизонтів. Водоносний горизонт дронується сучасною ерозійною мережею. Режим горизонту залежить від атмосферних факторів, амплітуда коливання рівнів – 0,5-1,5 м.

Води горизонту використовуються для господарсько-побутових потреб населення за допомогою шахтних колодязів. Для централізованого водопостачання горизонт непридатний через незначну водозбагаченість та несприятливі санітарно-гігієнічні умови.

Водоносний горизонт у відкладах балтської світи міоцен-пліоцену (N_{1,2b}) розповсюджений переважно в центральній і південно-східній частинах території аркуша. Водовмісною є піщано-глиниста товща, у верхній частині якої поширені піски різнозернисті, з перевагою крупнозернистих до гравелистих. Нижче по розрізу спостерігається горизонт перешарування пісків і глин, який, в свою чергу, підстиляється глинами.

У зв'язку з різним літологічним складом водовмісних порід у вертикальному і горизонтальному напрямках приурочений до них водоносний горизонт розповсюджений нерівномірно. У придолинних ділянках і місцях поширення глибоких балок відзначається безводність балтських відкладів, що зумовлено дренажним впливом річок і балок. Лише на окремих ділянках при загальній потужності балтських відкладів до 45 м спостерігається їх обводнення; потужність обводненої товщі не перевищує 2-5 м. Водоносний горизонт злягає на сарматських відкладах, кристалічних породах докембрію і їхній корі вивітрювання.

Горизонт безнапірний, лише на окремих ділянках має слабкий місцевий напір. Глибина залягання рівня підземних вод становить переважно 15-30 м, абсолютні відмітки його змінюються від 200 до 290 м. Водозбагаченість горизонту низька. Дебіти джерел змінюються від 0,05 до 0,7 дм³/сек, а добові водовідбори з колодязів становлять 0,7-1,4 м³.

За хімічним складом води горизонту гідрокарбонатні кальцієві і магнієво-кальцієві. Мінералізація їх становить 0,4-0,6 г/дм³, загальна жорсткість – 5,34-8,97 моль/дм³. Води здебільшого слабо лужні (рН=6,9-7,7).

Живлення горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та перетікання з розташованих нижче напірних водоносних горизонтів. Розвантаження горизонту проходить у долинах річок і крупних балок у вигляді джерел і мочарів. Рівневий режим схильний до сезонних коливань з амплітудою 0,5-1,0 м.

Води балтських відкладів використовуються сільським населенням для господарсько-побутових потреб за допомогою шахтних колодязів. Для централізованого водопостачання горизонт непридатний через незначну водозбагаченість.

Водоносний горизонт у відкладах сарматського ярусу міоцену (N_{1s}) розповсюджений у західній і південно-західній частинах території аркуша, де виходить на поверхню в долинах деяких річок. Водовмісні породи представлені тріщинуватими вапняками черепашковими і оолітовими, пісками різнозернистими. Розповсюджені в цій товщі глини утворюють місцеві водотриви. Потужність водовмісних порід змінюється від декількох метрів до 73 м і переважно становить 5-30 м.

Водовмісні породи перекриваються четвертинними суглинками і балтськими піщано-глинистими відкладами. У долинах деяких річок і крупних балках вони виходять на денну поверхню. Залягають водовмісні

породи переважно на кристалічних утвореннях докембрію і їхній корі вивітрювання, а перекриваються четвертинними суглинками і балтськими піщано-глинистими осадами.

У південно-західній частині території водоносний горизонт слабо напірний. Величина напору в районі м. Шаргород становить 1,6-5,7 м, у районі м. Жмеринка – 0,4-18 м, а у південно-східній частині території в районі м. Тульчин досягає 17,6-25,7 м. У крайових частинах розповсюдження горизонту напір відсутній. Глибина залягання рівня підземних вод залежить від рельєфу місцевості і змінюється, в основному, від 0,6-18 до 48 м. У деяких випадках рівень встановлюється на 0,5 м вище поверхні землі. Абсолютні відмітки рівня води змінюються від 198 до 300 м.

Водозбагаченість водоносного горизонту змінюється в широких межах, що обумовлено умовами живлення і літологічним складом водовмісних порід. Вона підвищена в західній і південній частинах території завдяки сприятливим умовам живлення і переважанню у товщі сарматських відкладів вапняків і пісків. У крайових частинах розповсюдження водоносного горизонту водозбагаченість знижується за рахунок зменшення потужності водовмісних порід, відсутності в розрізі вапняків і переважанню глин над пісками.

Дебіти свердловин змінюються в межах 0,4-2,5 $\text{дм}^3/\text{сек}$ при зниженнях рівня відповідно на 26 і 9 м. Питомі дебіти змінюються від 0,28 до 3,5 $\text{дм}^3/\text{сек}$. Дебіти джерел, приурочених до сарматських відкладів, становлять переважно 0,2-0,8 $\text{дм}^3/\text{сек}$, інколи 1,0 $\text{дм}^3/\text{сек}$. Добові водовідбори з колодязів змінюються від 0,3 до 2,5 м^3 , місцями досягають 3,6 м^3 .

Водопровідність горизонту змінюється від 8-158 до 417 $\text{м}^2/\text{добу}$, у середньому – 392 $\text{м}^2/\text{добу}$. Коефіцієнти п'езопровідності змінюються в межах $3,5 \cdot 10^4$ до $4,72 \cdot 10^5$ $\text{м}^2/\text{добу}$. Коефіцієнти фільтрації становлять 0,5-3,0 м/добу для пісків та від 2-10 до 20 м/добу для вапняків.

За хімічним складом води сарматських відкладів переважно гідрокарбонатні кальцієві і магнієво-кальцієві, інколи зустрічаються сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві і хлоридно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві. Мінералізація вод, в основному, становить 0,3-0,5 $\text{г}/\text{дм}^3$, рідше 0,6-0,8 $\text{г}/\text{дм}^3$. Загальна жорсткість змінюється в межах 4,5-9,3 $\text{моль}/\text{дм}^3$, концентрація водневих іонів – від 6,8 до 7,6.

Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та підтоку тріщинних вод кристалічних порід докембрію. Рівневий режим горизонту схильний до сезонних коливань. За даними досліджень щодо водопостачання населених пунктів, амплітуда коливання рівня становить 0,5-1,5 м.

Води горизонту широко використовуються сільським населенням для господарсько-питних потреб за допомогою шахтних колодязів і каптованих джерел, він придатний та перспективний для централізованого водопостачання населених пунктів. У результаті пошуків і розвідки виявлені і затверджені запаси підземних вод цього горизонту для централізованого водопостачання м. Жмеринка склали 8,95 тис. м^3 , м. Тульчин – 4,36 тис. м^3 (Журавлівська ділянка) і м. Шаргород – 2,8 тис. м^3 . Якість води за всіма показниками відповідає вимогам ДСТУ 2872-82 “Вода питна”.

Водоносний горизонт у відкладах новопетрівської світи міоцену (N_{1np}) має обмежене розповсюдження в північно-східній частині території. Цей водоносний горизонт на території аркуша не вивчався і виділений за аналогією з суміжними аркушами, а також за даними картувальних свердловин. Водовмісні породи представлені переважно пісками дрібнозернистими, каоліністими, у товщі яких зустрічаються прошарки пісковиків і глин. Потужність водоносних порід досягає 30-40 м. Глибина залягання водоносного горизонту змінюється від 3,0 до 40 м. За умовами залягання водовмісних порід води його слабо напірні. У покрівлі горизонту залягають переважно строкаті глини, підшовою є кристалічні породи докембрію і їхня кора вивітрювання.

Значна глинистість пісків зумовлює їх низькі фільтраційні властивості і незначну водозбагаченість горизонту. Це підтверджується матеріалами по суміжному аркушу (М-35-XXX), де коефіцієнти фільтрації аналогічних пісків, за даними відкачок із свердловин, змінюються від 0,4 до 2,0 м/добу. Дебіти свердловин не перевищують 0,67 $\text{дм}^3/\text{сек}$, питомі дебіти становлять 0,1 $\text{дм}^3/\text{сек}$. Дебіти джерел становлять соті частки л/с, лише в окремих випадках досягаючи 0,4 $\text{дм}^3/\text{сек}$.

Води горизонту, в основному, гідрокарбонатні кальцієві і магнієво-кальцієві з мінералізацією 0,2-0,7 $\text{г}/\text{дм}^3$. Загальна жорсткість змінюється від 3,8 до 7,5 $\text{моль}/\text{дм}^3$, рН=7,2-7,5

Наведені дані характеризують води новопетрівської світи як придатні для питних потреб, але через незначну водозбагаченість і обмежене розповсюдження водоносний горизонт не може мати великого практичного значення.

Водоносний горизонт у відкладах обухівської світи еоцену (P_{2ob}) обмежено розповсюджений на окремих ділянках у південно-західній частині території. Водовмісні породи представлені дрібнозернистими глауконіт-кварцовими пісками, опокоподібними пісковиками і опоками. Глибина залягання покрівлі горизонту досягає 90,0 м, а потужність водовмісних порід коливається в межах 2,0-6,8 м. Абсолютні відмітки рівня води становлять 200-265 м.

На території робіт цей водоносний горизонт не вивчався. За межами аркуша він характеризується низькою водозбагаченістю. Дебіти свердловин змінюються від 0,2-0,5 до 1,0 $\text{дм}^3/\text{сек}$, питомі дебіти становлять 0,08-0,3 $\text{дм}^3/\text{сек}$. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві з мінералізацією 0,3-0,6 $\text{г}/\text{дм}^3$.

Живлення горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і перетікання вод з інших горизонтів. Практичного значення для водопостачання він не має.

Водоносний горизонт у відкладах бучацької серії еоцену (P₂b_c) має обмежене розповсюдження в північно-східній частині території в районі сіл Сиваківці і Стадниця. Водовмісні породи представлені пачкою потужністю 8-10 м пісків нерівномірно зернистих, переважно грубозернистих з прошарками глинистого матеріалу.

Залягають водовмісні породи на глибинах від 20 до 40 м. У межах аркуша водоносний горизонт не вивчався. Коротка характеристика його наведена за даними досліджень на суміжних територіях. Горизонт слабо напірний, величина напору – до 10 м. Дебіти свердловин змінюються від 0,1 до 0,5-1,0 дм³/сек при зниженнях рівня на 3-5 м. За хімічним складом води переважно гідрокарбонатні кальцієво-магнієві з мінералізацією 0,4-0,5 г/дм³. Живлення горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і перетікання вод з інших горизонтів. Практичного значення для водопостачання не має.

Водоносний горизонт у зоні тріщинуватості кристалічних порід архею-протерозою (AR-PR) має суцільне розповсюдження в межах території аркуша і приурочений до верхньої тріщинуватої зони різних за віком і мінеральним складом кристалічних порід. Тріщинні води, рухаючись від областей живлення до областей розвантаження, перебувають у постійному взаємозв'язку, створюючи єдиний водоносний горизонт.

Основними факторами накопичення і циркуляції підземних вод у кристалічних породах є ступінь їх тріщинуватості і стан тріщин у сукупності з гідродинамічними особливостями водоносного горизонту. Виникнення тріщинуватості обумовлено тектонічними процесами і процесами вивітрювання. Численними дослідженнями встановлено, що тріщини вивітрювання розповсюджуються до глибини 40-60 м, а тектонічного походження – до 120-150 м і більше. У ході пошуків і розвідки джерел водопостачання методом витратометрії встановлено, що у районі мм. Гнівань, Немирів, Тиврів, Вінниця та ін. інтервали водопритливів простежуються до глибини 60-80 м. Потужність окремих інтервалів припливу води змінюється від 0,5 до 4,0 м.

На території аркуша в різні періоди геолого-геофізичними методами виділено ряд тектонічних зон з підвищеною тріщинуватістю і водозбагаченістю кристалічних порід, де було рекомендовано розвідку підземних вод для водопостачання м.м. Вінниця, Гнівань, Тиврів, Немирів та ін., перспективність значної частини їх була підтверджена подальшими роботами. Залягають обводнені тріщинуваті породи під четвертинними і неогеновими відкладами на глибині від 6,5 м (с. Якушинці) до 79,4 м (с. Шестаківка), а в окремих випадках – до 100-130 м.

Тріщинні води переважно напірні. Напір зумовлений відносно високим положенням області живлення відносно місць розташування свердловин і наявністю в покрівлі кристалічних порід водотривких глинистих порід осадового комплексу або первинних каолінів. Величина напору змінюється від 3,0 м (с. Селище) до 61,0 м (с. Берестівка), іноді досягаючи 85-88 м (сіл Міз'яківські Хутори, Тарасівка). У місцях відсутності верхнього водотриву тріщинні води мають безпосередній гідравлічний взаємозв'язок з водами розташованих вище водоносних горизонтів і поверхневих водостоків.

Рівні тріщинних вод у свердловинах встановлюються від відмітки денної поверхні землі (с. Якушинці) до 75,0 м (с. Голиченці). На ділянках глибокого врізу річок тріщинні води виходять на поверхню у вигляді джерел. В окремих випадках рівні встановлюються вище поверхні землі. Абсолютні відмітки рівнів тріщинних вод змінюються від 185 до 293 м, причому зниження їх спостерігається в напрямку до долин річок і крупних балок.

Водозбагаченість горизонту нерівномірна і залежить від ряду природних факторів. Найвищий ступінь водозбагаченості кристалічних порід відзначається в тектонічних зонах, напрямок яких, як правило, збігається з напрямком долин річок або їхніх окремих фрагментів. У тектонічних зонах дебіти свердловин досягають 4,5-20 дм³/сек при зниженнях рівня до 20-30 м, питомі дебіти – 0,28-1,25 дм³/сек.

Дебіт джерел змінюється від 0,013 (дж. 5) до 0,5 дм³/сек (дж. 7). Добові водозабори з колодязів у кристалічних породах змінюються від 0,3 (кол. 46) до 2,0 (кол. 29). Водопровідність горизонту тріщинної зони змінюється в широких межах – від 8,2-28,2 до 307-440 м²/добу. Коефіцієнти п'єзопровідності здебільшого становлять 1,6·10⁻³-9·10⁻⁵ м²/добу.

За хімічним складом тріщинні води переважно гідрокарбонатні кальцієві і магнієво-кальцієві, інколи зустрічаються сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві (кол. 7), сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві (кол. 43) і сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатні магнієво-кальцієві (кол. 26). Мінералізація вод змінюється в межах 0,3-0,7 г/дм³, а іноді збільшується до 1 г/дм³ (кол. 26). Загальна жорсткість змінюється від 3,45 до 8,8 моль/дм³, місцями досягаючи 14,8 моль/дм³ (кол. 26). Вміст водневих іонів (рН) змінюється від 7,0 до 7,9. Вміст радіоактивних елементів такий: уран – <0,002 – 0,007 мг/дм³, радій 226 – 2,3·10⁻¹² кд/дм³, радон – 27,7 – 274,8 Бк/дм³. Вміст радіоактивних елементів відповідає вимогам санітарно-гігієнічних норм для питних вод, крім радону. Мінеральні радонові води розкриті на околиці м. Немирів, де вміст радону становить 1120,8 Бк/дм³. На базі цих вод діє санаторій "Авангард".

Живлення водоносного горизонту здійснюється переважно за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і частково за рахунок перетікання з розташованих вище водоносних горизонтів. Області живлення знаходяться як на території аркуша, так і за його межами. Розвантаження тріщинних вод здійснюється в долинах річок і крупних балках у вигляді джерел і прихованого потоку підземних вод безпосередньо в русла річок, частково в

розташовані вище водоносні горизонти. Режимні спостереження, проведені Північноукраїнською режимною станцією на суміжній території, підтверджують залежність рівневого режиму тріщинних вод від метеорологічних факторів. Річна амплітуда коливання рівня в свердловинах у місцях неглибокого залягання тріщинних вод досягає 1,5 м, а із зануренням кристалічних порід під осадові відклади знижується до 0,3-0,5 м.

Водоносний горизонт тріщинуватої зони на території аркуша широко експлуатується поодинокими свердловинами і групами свердловин для водопостачання сільськогосподарських об'єктів, промислових підприємств і окремих населених пунктів. Він є одним з основних джерел централізованого водопостачання.

Виснаження і забруднення підземних вод

На території аркуша основними джерелами централізованого водопостачання є водоносні горизонти в тріщинуватих породах середнього сармату і докембрію. Виснаження останніх можливе лише на водозаборах з перевищеним водовідбором відносно затверджених запасів і відсутності джерел поповнення запасів підземних вод. Згідно з наведеними даними в розділах 9, 11 та на картах сучасний водовідбір на діючих водозаборах коливається в межах від 10-20 до 50% від суми затверджених запасів, тому виснаження підземних вод вказаних горизонтів повністю виключається.

Площового забруднення підземних вод основних водоносних горизонтів не виявлено, але локальне можливе в місцях неглибокого залягання водоносних горизонтів і за відсутності водотривкої покрівлі, а також у межах населених пунктів за відсутності санітарної охорони.

Водоносні горизонти в осадових відкладах четвертинної системи схильні до забруднення, особливо в населених пунктах, через відсутність в покрівлі водотривких порід.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХНЬОГО РОЗМІЩЕННЯ

Відповідно до сучасного металогенічного районування Українського щита [12, 79] територія аркуша "Вінниця" входить у межі Дністровсько-Бузької субпровінції. При цьому велика її частина належить до Подільської структурно-металогенічної зони (СМЗ) з рідкісноземельною й апатитовою мінералізацією. Південно-східна частина аркуша розташована у Середньобузькій (Білоцерківській) СМЗ, для якої провідними корисними копалинами є U, Au, Fe. У свою чергу Подільська СМЗ розподілена на металогенічні зони (МЗ): Північно-подільську і Хмельницьку. Остання є найважливішою у мінералогенічному відношенні, оскільки саме в ній зосереджено більшість родовищ і проявів гранату, флогопіту, графіту, рідкісних земель, облицювального і будівельного каменів, підземних вод, у тому числі радонових, виявлено мінералізацію молібдену і міді, у корі вивітрювання розташовані крупні родовища первинних каолінів. Для крайової частини Білоцерківської СМЗ, розділеної на Гайсинський і Тульчинський райони, які частково входять до контурів аркуша "Вінниця", більш типова є рідкісноземельна мінералізація, як у суміжній Хмельницькій МЗ. З покривним комплексом пов'язані родовища вапняків багатощільового призначення (товща вапняків середнього сармату), у балтській світі часто мали місце знахідки дрібних алмазів в об'єктах, розташованих у Волино-Дністровській субпровінції (Подільсько-Придністровська зона) [15]. У четвертинному комплексі широко розробляються родовища торфу, суглинків і пісків, які є важливими об'єктами народного господарства.

Горючі тверді корисні копалини

Торф

У межах описаної території знайдено і різною мірою оцінено 26 родовищ. Близько 70 % дрібні, з мінімальною промисловою потужністю торфу 0,7 м, їх площа становить 10-50 га, 7 родовищ середнього масштабу – 51-300 га і 1 велике – понад 1000 га (Згарівське), де потужність горизонтів корисної копалини досягає 6 м при середніх показниках 2-3 м. Поклади торфу представлені низинним типом з підвищеною зольністю і ступенем розкладу 30-35 %. Розвіданість їх висока, 11 родовищ розвідано детально і запаси їх затверджені за категорією А₁, забезпеченість ними становить 20-25 років. До 1991 р. у Вінницькій області щороку видобувалося 160-180 тис. т, з яких 130-140 тис. т використовувалися як добрива, у 2000 р. – 5 тис. тон.

Згарівське родовище (І-1-65) розташоване на південний схід від м. Літин. Площа його у межах промислової потужності – 2231 га. Товщина шару торфу зазвичай 2-3 м, іноді до 5 м. Зольність його 20-45 % (середня – 26 %), вологість – 74-86 %, ступінь розкладу – 35 %. Як сировинні об'єкти можна використовувати родовища торфу Кобильнівське, Стасева Долина (див. додаток № 2).

Металічні корисні копалини

Чорні метали

Залізо

Відомий 1 рудопрояв – Петриківський (І-1-3), який знаходиться в Літинському районі і пов'язаний з вулканогенно-осадовою формацією – тиврівською товщею, великий останець її розміром 700×300 м (розбурений до глибини 300 м) розташований у масиві чарнокітоїдів літинського комплексу. Залізородні тіла – гіперстен-магнетитові кварцити, які в розрізі чергуються з магнетит-піроксеновими кристалосланцями, – мають пластоподібну форму, потужності їх досягають перших десятків метрів. Вміст магнетитового заліза варіює від 16 до 42 %, у чотирьох рудних тілах потужністю від 8 до 26,5 м (сумарна 61,5 м) середній вміст його – 33,29 %.

Кольорові та рідкісні метали

Мідь

Мідь є одним з найпоширеніших халькофільних елементів району, однак крупних скупчень не утворює. Виявлено 1 неперспективний рудопрояв і десяток пунктів мінералізації з халькопїритовим (\pm пентландит або борніт) типом руд мідної гідротермальної формації.

Вороновицький рудопрояв (ІІ-3-24) знаходиться у Вінницькому районі, він добре вивчений: на його площі було проведено геофізичні дослідження, пробурено близько 50 свердловин [71, 72, 95]. Розташований він поблизу одного з порушень, яке входить до складу субширотної Вінницької зони. Тут, серед поля бердичівських плагіомігматитів і вінницитів, знаходиться невеликий, 2×3 км, масив чарнокітів з останцями кристалосланців, подекуди змінених до амфіболітів. Вони розсічені численними тілами апліт-пегматоїдних гранітів бердичівського комплексу. Відзначено повсюдний катаклиз порід та утворення малопотужних (до перших метрів) зон, складених низькотемпературними метасоматитами кварц-хлорит-карбонатного або епідотового складу.

Рудна мінералізація виявлена поблизу контакту тіла апліт-пегматоїдного граніту серед катаклизів окварцованих амфіболітів. Представлена вона піритом, піротином, халькопїритом, борнітом, галенітом, сфалеритом, пентландитом. Хімічний аналіз однієї зі штучних проб показав вміст міді 2,95 %, але у більш крупних (до 0,5–1,0 м) інтервалах він не перевищує 0,4–0,5 %. Встановлено, що потужність зони зруденіння 0,2–0,5 м, однак простежити рудне тіло не вдалося через надто малі його розміри.

Пункти мінералізації міді відомі в зв'язку з сульфідизованими метаультрабазитами на Сабарівській ділянці, а також у карбонатизованих (сидерит) і сульфідизованих породах зони гіпергенезу (с. Шендерівка).

Титан, цирконій

Промислово цінні родовища титану і цирконію пов'язані з осадовим комплексом (новопетрівська світа), в якому сформувалися прибережно-морські розсипи. Це комплексні об'єкти, де поряд з основними рудними мінералами – ільменітом, цирконом, рутилом – присутні монацит і ксенотим, відзначені поодинокі уламки алмазів і знаки золота.

Немирівський прояв (ІІІ-4-37) розсипних титан-цирконієвих руд, що знаходиться північніше м. Немирів, відкритий у 1959 р. при проведенні ГЗ-200 [103]. Він віднесений до цирконій-титанової прибережно-морської рудної формації і являє собою лінзу рудоносних пісків розміром 1×1,5 км незначної (до 1–2 м) потужності з досить нерівномірною концентрацією корисних мінералів, середні значення такі: ільменіт – 34 кг/м³, циркон – 13 кг/м³, монацит – 1,2 кг/м³. Через незначний масштаб зруденіння та низький вміст компонентів об'єкт не має практичного значення.

Рідкісноземельні метали церієвої групи

Територія належить до Дністровсько-Бузької рідкісноземельної субпровінції, де проявляється зруденіння багатьох ендеогенних типів, а також наявні рудопрояви в корі вивітрювання кристалічних порід і в осадах, які її перекривають. Характерним мінералом-носієм є монацит – найтипівіший акцесорій гранітоїдів, особливо, апліт-пегматоїдних утворень.

Родовища і рудопрояви рідкісноземельних металів належать до двох рудних формацій.

1. Рідкіснометально-рідкісноземельна в лейкократових гранітах формація представлена лінзоподібними тілами (жилами) пегматоїдних гранітів, становлення яких супроводжувалося лужним (альбітизація) і калій-магнезіальним (біотитизація) метасоматозом. Перспективними є крупні, потужністю до 20–40 м і протяжністю в кілька сотень метрів, тіла або групи наближених жил, які формуються здебільшого поблизу контактів гранітів бердичівського комплексу з гранулітовим субстратом або в зонах крупних порушень. Рудний тип – циркон-монацитовий, монацитовий (Сабарівське родовище (І-2-6), прояв Стрільчинецький (І-3-33) та ін.).

2. Рідкісноземельна в корі вивітрювання гранітоїдів і пегматитів. Рудний тип такий самий (прояви Королівський (І-4-133) і Гавришівський (І-3-131)).

На площі аркуша "Вінниця" відомо 1 родовище і 7 рудопроявів рідкісних земель церієвої групи.

Сабарівське родовище (І-2-6) розташоване південніше м. Вінниця (с. Сабарів), відкрите при проведенні пошуків рідкісноземельних металів у 1962 р. [92]. Приурочене до ділянки контакту бердичівських гранітів з ендербітами літинського комплексу. Рудовмісні граніт-пегматити з гранітоїдами, що їх оточують, мають нечіткі (метасоматичні) контакти. Орієнтування їх тіла північно-східне, протяжність – близько 1 км при ширині

(потужності) від 50 до 100 м. Будова тіла неоднорідна: серед крупнозернистих граніт-пегматитів, які переважають у його складі, відзначені середньозернисті граніти, збагачені гранатом і біотитом (залишки субстрату), а також крупнопегматоїдні лейкократові утворення. Вміст породотворних мінералів різко нерівномірний, так само розподілені рудні мінерали: монацит – від 0,1 до 4,2 кг/т (у середньому 1,2 кг/т), циркон – 0,1-1,7 кг/т (у середньому 0,7 кг/т), ільменіт – у середньому 1,1 кг/т. Ширина рудного тіла, визначена по пробах із вмістом монациту більше 0,5 кг/т, становить 39,7 м.

Хімічний аналіз монациту показав, що вміст TR – від 47,5 до 67,3% (у середньому 57,5 %), двооксиду торію – від 3,6 до 13,2 (у середньому 8,9 %), урану – від 0,06 до 0,7 %. Склад рідкісноземельних елементів такий: церій – 43-47 %, лантан – 22-25 %, неодим – 23-25 %, присутні празеодим (4,1-4,5 %), самарій (0,8-1,1 %), гадоліній (0,7-1,0 %), диспрозій (0,1-0,3 %) та ітрій (до 0,5 %). У монацитах із вмісних порід встановлені тербій (до 0,3 %) та європій (до 0,1 %). Родовище малоперспективне, хоча в майбутньому, можливо, його розробка стане доцільною на комплекс: рідкісноземельні метали, цирконій, радіоактивні метали, гранат і польвошпатована сировина, придатна за якістю для виробництва тонкої кераміки та електрокераміки.

Королівський рудопрояр (I-4-133) рідкісноземельних металів у корі вивітрювання розміщений за 2 км на південний схід від с. Королівка Липовецького району, виявлений при ГТК-200 [72]. Структурно пов'язаний з північним флангом Немирівської зони розломів. Тут фіксуються два залишкових ореоли розсіювання протяжністю до 4-6 км, витягнуті субпаралельно до крупного розлому, який оперяє зону. У межах цих ореолів свердловини розкривають контакти тіл бердичівських гранітів з ендербітовим масивом, які зазвичай насичені жилами граніт-пегматитів. Пегматоїди та продукти їхнього вивітрювання характеризуються підвищеною радіоактивністю – до 90-650 мкр/год (встановлено 14 аномалій на глибинах від 14 до 75 м). За даними хімічного аналізу, вміст суми рідкісних земель дорівнює 0,1-0,2 %, іноді досягає 0,5%. Рентгеноспектральним аналізом встановлено вміст торію до 0,2 %, урану – 0,003 %. Кількість монациту в штучних шліхах – до 2,1 кг/т, циркону – до 0,26 кг/т. Оцінені прогнозно ресурси категорії P₃ [78].

Кори вивітрювання гранітів бердичівського комплексу є джерелом монациту, котрий можна видобувати разом з каоліном. На Турбівському родовищі каоліну (I-3-10) вміст монациту досягає 1,7 кг/т (при середньому 0,3 кг/т), циркону – до 2 кг/т, ільменіту – до 5,2 кг/т. У піщаних відходах максимальна кількість монациту – 34 кг/м³, а вміст РЗЕ у монацитовому концентраті – 25,5 % [31]. Відомості про подібні рудопроярви (Гніванський (II-2-20), Потушський (II-3-28), Стрільчинецький (III-3-33) та ін.) наведено в додатках 1, 3.

Радіоактивні метали

Торій

Основним мінералом-носієм торію є монацит, концентрації якого досягають близьких до промислових значень. Зрідка в калішпатових пегматитах відзначаються оранжит, чераліт, хатоніт. Майже всі рудопроярви торію належать до формації рідкіснометально-рідкісноземельної у лейкогранітах, вони виявляються по радіоактивних аномаліях інтенсивністю від 100 до 3145 мкр/год. Вміст ThO₂ у монацитах з гранітів бердичівського комплексу – 3,8-4,3 % [31].

Малинівський рудопрояр (I-1-124) знаходиться в Літинському районі. Виявлений при бурінні Вінницького структурного профілю. Тут у 9 структурних свердловинах, пройдених по ендербітах з останцями кристалосланців різного складу, встановлено 85 інтервалів протяжністю від 0,3 до 4,9 м з радіоактивністю 61-978 мкр/год. За даними рентгеноспектрального аналізу, вміст торію досягає 0,178 %; спектральним аналізом фіксуються (у %): лантан – до 0,07, церій – до 0,08, цирконій – до 0,15, кадмій – 0,015, ітрій – до 0,007. У штучних шліхах виявлено підвищені концентрації монациту (до 5,6-11,9 кг/т), циркону (до 2,24 кг/т), присутній апатит. По ділянці оцінено та затверджено прогнозні ресурси категорії P₃, але через невеликі масштаби родовище є неперспективним.

Ріжківський рудопрояр торію (I-1-128) розміщується за 1,8 км на південний схід від с. Ріжок Жмеринського району, виявлений у 1985 р. [95]. У будові ділянки беруть участь кристалосланці і кальцифіри тиврівської товщі з численними тілами ендербітів, чарнокітів, пегматитів. Виявлено велику кількість інтервалів з радіоактивністю 144-3145 мкр/год довжиною від 0,2 до 2,8 м. У зоні сульфідно-апатитової мінералізації серед кристалосланців встановлено підвищені концентрації торію – 0,02-0,073 % (у середньому – 0,06 %), P₂O₅ – до 2,3 %, міді – 0,2-0,4 %, молібдену – 0,03 %, ітрію – 0,02 %, лантану – 0,1 %, церію – 0,1 %, ΣTR – 0,35 %. Мінералогічним аналізом встановлено вміст монациту (до 10,8-17,1 кг/т), апатиту (до 17,1 кг/т), сульфідів [95].

Відомості про інші рудопроярви (Вороновицький (II-3-137), Стоянівський (III-3-139) тощо) наведено в додатку № 3.

Неметалічні корисні копалини

Гірничохімічна сировина

Карбонатна сировина для цукрової промисловості

Вапняк

Вапняком місцевого виробництва забезпечувались 40 цукрових заводів Вінниччини, які споживають понад 0,5 млн т каменю щороку. Мурафське родовище вапняків (IV-1-41) розташоване поблизу с. Жданова Шаргородського району. Потужність товщі вапняків середнього сармату (N_{1v}) тут становить 17,5 м, розкрив-

них порід – 0,5-11,0 м. Вміст компонентів: CaCO_3 – 92,5 %, MgCO_3 – 3,1 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 0,96 %. Наразі запаси родовища вичерпані і воно зняте з балансу.

Гірничорудна сировина
Абразивна сировина
Алмази

Оціночні і пошукові роботи на алмази проводяться на території з 1952 р. Найінтенсивніше вони здійснювалися в 1967-1972 рр. і 1978-1986 рр. Спочатку Побузька експедиція тресту “Київгеологія” [93] досліджувала піски балтської світи і сарматські відклади і виявила в них 10 пунктів (3 на аркуші “Вінниця”) з 37 кристалами алмазу. При цьому алмази були знайдені в річковому алювії у 20 пунктах (2 з них на аркуші “Вінниця”) з 30 кристалами. Пізніше алмази в породах сарматського ярусу знайшов О. М. Ляшко [95]. Характеристику алмазів Вінницької і суміжних площ наведено у таблиці 2.

Вінницька площа чітко вирізняється серед інших територій України наявністю особливих, характерних лише для даної території зелених (“дністровських”) алмазів, а також великої кількості еклогітових піропів, що свідчить про ймовірність існування тут своєрідних джерел, можливо, кімберлітів з переважаючими вклученнями лерцолітів і двопіроксенових еклогітів.

Таблиця 2. Фізичні характеристики алмазів Вінницької та Ямпільської площ

№ пп	Характеристики алмазів		Співвідношення, %
1	Розмір зерен, мм	0,5-1 менше 0,5	2,1 97,9
2	Ступінь збереженості	цілі уламки зношені	35,4 56,3 3,3
3	Основні габітусні форми	куб, кубоїд безформні октаедр додекаедроїд комбінований	29,2 31,2 14,6 12,5 12,5
4	Колір	безколірні зелені жовті інші	35,4 22,9 20,8 20,9
5	Колір люмінесценції	синьо-блакитний зелений жовтий жовто-помаранчевий невизначений не люмінесціюють	3,4 17,2 3,4 20,7 10,3 45,0

Прояв алмазу “Строїнци” (Ш-2-31) приурочений до водорозділу рр. Півд. Буг і Мурафа. Знайдений у балтських відкладах – пісках середньо- і крупнозернистих з дрібним гравієм, іноді галькою, що складають до 10 % їхнього обсягу. Потужності шарів грубоуламкових порід не перевищує 1-3 м. В уламках переважають пісковики (74 %), кремені (13 %), граніти (3 %), альмандин, турмалін. У пробі великого об’єму № 81 (35 м³) знайдено кристал зеленого кольору, а в пробі № 9 (об’єм 12 м³) – більш крупний (0,05×0,7×0,65 мм) безколірний уламок додекаедра [94].

Прояв алмазу “Бохоники” (Ш-2-87) пов’язаний з середньочетвертинними флювіогляціальними відкладами. Розташований він південніше м. Вінниця (передмістя Сабарів), безпосередньо на південь від ділянки, де встановлено наявність у геологічній будові давніх метаультрабазитів. Потужність піщано-гравійно-галькових відкладів тут досягає 9 м. У пробі великого об’єму № 91/2 (35 м³) знайдено 4 безколірних кристали й уламки розміром до 0,2 мм [94].

Прояв алмазу “Печера” (Ш-3-107) знаходиться на північному заході Тульчинського району. Тут у будові третьої і четвертої нерозчленованих терас р. Півд. Буг відібрано проби великого об’єму № 79 і 118. У пробі № 79 (об’єм 45 м³) знайдено 3 уламки безколірних алмазів розміром до 0,3-0,4 мм, а у пробі № 118 (об’єм 20 м³) – 2 уламки зеленуватого кольору [94]. Відомості про інші прояви подано в додатках 1 і 2.

Електро- і радіотехнічна сировина
Графіт

Найбільші скупчення графіту встановлено на Лукашівській ділянці. За даними електророзвідки, графіт вмісним породам відповідають аномалії η_r інтенсивністю 6-4 % на фоні 3 %, одна з них простежується на відстань 2,5 км при середній ширині 0,6 км.

Лукашівський прояв графіту (1-2-130) знаходиться в південно-східній частині Літинського району. Тут тиврівська товща розділяється на 3 горизонти (пачки), верхній з яких складений гіперстеновими кристалосланцями з високим вмістом графіту – за шліфами 3-5, іноді до 10-15 %. Вміст вуглецю зазвичай становить 0,1-1,0 %, лише в окремих – 2-3 %. Через невисоку якість сировини прояв є малоперспективним.

Флогопіт

Флогопіт – характерний мінерал магнезійних скарнів – просторово і генетично пов'язаний з карбонатним горизонтом тиврівської товщі. У складі горизонту присутні метаморфічні аналоги кременистих доломітів (кальцифіри), по яких виникають діопсидові, часто з флогопітом породи.

Лукашівський прояв флогопіту (I-1-125) розташований поблизу однойменного села у Літинському районі, відкритий при проведенні ГТК-200 [72] і ГТК-50 [95]. Вміст слюди становить від 15-40 до 80 % (дані за 13-ма глибокими свердловинами). Флогопіт має високу якість: вміст Fe_2O_3 – 0,36-1,0 %, BaO – до 5,2 %. Товщина слюдяних пакетів змінюється від перших міліметрів до 1,5 см, розмірність монокристалів найчастіше становить 0,8×0,5 см, іноді до 4×2 см, глибина залягання збагачених флогопітом скарнів – близько 40 м, простежені вони до глибини 300 м. Оскільки це єдиний прояв у регіоні і масштаби його можуть виявитися значними, а руди комплексними (апатит (вміст P_2O_5 досягає 4,2 %) і карбонатна сировина), він потребує подальшого вивчення.

Сировина для облицювальних матеріалів (декоративне каміння)

Ендербіт, пісковик

Верхнє Побужжя відоме своїм декоративним камінням, яке за кольором і текстурно-структурними особливостями належить до першої групи. Це сірі, темно-сірі середньозернисті чарнокітоїди. Мінерали, що їх складають, утворюють досить однорідний фон, без малюнка, каміння можна використовувати для будівництва та облицювання великих споруд, бо немає необхідності виконувати підбір однорідних блоків або плит.

Тиврівське родовище (II-3-27) розташоване на північній околиці смт Тиврів. Розроблялися ендербіти сірі, масивні, середньо-крупнокристалічні, з нечисленними останцями кристалосланців чорних дрібнозернистих. Потужність розвіданого горизонту – 36,7 м, шар розкривних порід – 7,5 м, вихід блоків – 35-40 %.

Рахни-Полівське (III-3-24) родовище облицювального каменю розташоване між селами Рахни Польові та Іванівці Тиврівського району, за 15 км від залізничної станції Юхимівці. Детально розвідано в 1988 р. [96] до глибини 54 м, потужність розкривних порід – 6 м. Корисна копалина – ендербіт сірий, темно-сірий дрібно-середньозернистий тонкосмугастих, однорідний, майже не містить останців кристалосланців. Складається з плагіоклазу – 70-80 %, кварцу – 8-10 %, піроксенів – 8-12 %, біотиту – до 7-8 %. Щільність порід – 2,65-2,90 г/см³, межа міцності при стисканні – 948-2208 кг/см², після 50 циклів заморожування – 1400-1951 кг/см². За художньо-декоративними властивостями (II клас) ендербіти відповідають сучасним вимогам, мають високу якість полірування. Крім основного призначення – виготовлення пам'ятників, можуть використовуватися для зовнішнього і внутрішнього облицювання, покриття підлог, сходів тощо. У полірованій фактурі камінь чорно-сірий із ледь вловимим блакитним відтінком. Вихід блоків – 26,6 %, вихід плит 140 мм завтовшки з 1 м³ блоків – 2,1 м². Відходи від видобутку і виробництва блоків та плит придатні як будівельний і щебінь будівельний. За рівнем природної радіоактивності породи належать до I класу, згідно з НРБ-76. Родовище наразі не розробляється.

Облицювальну плитку з фактурою “Скеля”, бортові камені та інші архітектурні деталі можна виготовляти з пісковиків середнього сармату. Вони білого кольору, дрібнозернисті, легко розколюються на плитки 2-4 см завтовшки, міцність при стисканні – 303-660 кг/см². Довжоцьке родовище пісковиків (IV-1-50) розташоване за 1 км від с. Довжок Шаргородського району. Пісковиками складений субгоризонтальний пласт потужністю 5,2 м, породи не обводнені. Продукція відповідає маркам пиляного каменю М-25, 35, 50, 75. Не розробляється.

Сировина скляна і фарфоро-фаянсова

Каолін первинний

Північно-східна частина території аркуша “Вінниця” характеризується найкращою збереженістю кори вивітрювання, з чітко вираженою каоліновою зоною, розвиненою по гранітоїдах бердичівського комплексу. Ця ділянка входить у межі Глухівецько-Турбівського каолінового району, положення якого контролюється переважно Глухівецькою зоною розломів. У районі функціонують великі каолінові комбінати, які раніше видобували і переробляли близько половини загального валового об'єму каолінів у СРСР.

Основний фон кристалічної основи утворений ультраметаморфічними гранат-біотитовими гранітоїдами бердичівського комплексу з невеликими за площею полями порід субстрату – кристалосланців і гнейсів. Останні відіграють важливу рудоконтролюючу роль, оскільки в них зосереджені численні тіла лейкократових граніт-пегматитів. Саме з каоліну-сирцю, що розвинувся по цих породах, об'єм високосортних каолінів I і II гатунків становить близько 80 %, тоді як з сирцю по інших породах отримують усього 50 % високосортних каолінів [104]. Розташування тіл лейкократових гранітоїдів, а в подальшому – ділянок підвищеної тріщинуватості, сприятливих для формування потужних покладів високоякісного каоліну, визначається положенням зон основних та локальних розривних порушень.

Глибина залягання підосви кори вивітрювання в Глухівецько-Турбівському каоліновому районі становить 30-50 м, іноді до 70-108 м, при цьому потужність промислової (каолінової) зони – від 20-30 до 60-70 м

(Глухівецьке родовище). Продукти вивітрювання на більшій частині території перекриті осадками кайнозою потужністю від 10-15 до 25-35 м. Для профілю зони гіпергенезу у північно-східній частині аркуша "Вінниця" характерна повнота, тобто наявність трьох зон гіпергенезу (див. розділ 4). Верхня частина її зберігається здебільшого на вододілах, у річкових долинах відзначається частковий або повний її розмив. Форма покладів первинного каоліну характеризується складністю, різко змінюється їх конфігурація у плані, а також потужність. Розподіл каолінів різних гатунків і марок на зрізах (уступах кар'єрів) нерівномірний, простежується закономірна відповідність орієнтації смуг і гнізд з різною якістю сировини до зон переважних порушень.

Турбівське родовище (І-3-10) первинних каолінів розташоване південніше смт Турбів Липовецького району й експлуатується з 1911 р. Дорозвідка проведена у 1972-1973 рр. [104]. Материнськими породами є двопольовошпатові граніти і мігматити бердичівського комплексу. Структурно родовище тяжіє до місця зчленування зон Глухівецького і Хмільницького розломів, тому породи тут інтенсивно катаклязовані і сильно тріщинуваті. У корі вивітрювання збережені всі три зони, її потужність змінюється від 5 до 43,5 м, а потужність продуктивного горизонту – від 2 до 25 м при середньому значенні 13 м, потужність зони лужних каолінів – від 0 до 14,5 м, розвинена вона локально. Породи розкриву – піски і вторинні каоліни – перекривають продукти вивітрювання до глибин від 5,6 до 32,2 м (середня – 15,1 м). Вихід каолінового концентрату становить 34-88 %, у середньому – 66 %, білизна – 74-80 %, у середньому 77 %.

Питома вага каоліну-сирецю – 1,92 г/м³, середня вологість – 18,7 %, температура плавлення каоліну 1710-1750°С. Збагачений каолін – це білий або світло-кремовий порошок з вмістом каолініту до 95 %, використовується при виготовленні гумово-технічних і пластмасових виробів, штучної шкіри, тканин тощо. Домішки кварцу (відходи), що становлять у каоліні-сирці 25-45 %, у середньому 34 %, використовуються в будівництві, керамічній промисловості, для заповнення водоочисних фільтрів. Каолінові концентрати родовищ Глухівецько-Турбівського каолінового району після тонкого збагачення за якістю не поступаються всесвітньо відомим маркам, що використовуються для відбілювання паперу. Наразі Турбівський каоліновий завод зупинено.

Інші прояви каолінів охарактеризовано в додатку № 3.

Будівельна сировина

Сировина для пиляних стінових матеріалів

Вапняк

Як сировина для пиляних стінових матеріалів використовуються переважно м'які і середньої міцності оолітові вапняки середньосарматського під'ярусу, різною мірою кавернозні і ніздрюваті. Найбільш поширені їх виходи на поверхню в долинах рр. Мурафа, Мурашка, Лозова. Потужність горизонтів вапняків змінюється від 2,4 до 38 м, залягають вони на глибинах до 60 м. Усього на цій площі розташовано 11 родовищ, найбільше з яких Дербчинське, інші – середні за масштабами. Більшість родовищ можна експлуатувати підземним способом. Їх розвідані запаси здатні забезпечувати потреби Вінницької області протягом 25 років, крім того, реальним є збільшення обсягів поставок сировини в інші регіони України.

Дербчинське родовище (ІV-2-62) стінових вапняків розташоване на північний схід від смт Джуриш Шаргородського району. Потужність розкритих порід – 2,8-31 м, потужність вапнякового горизонту – 5-20,2 м, за якістю вапняки належить до марок М-25, 35, 50, 75. Родовище розробляється підземним способом, лише на одній ділянці кар'єром.

Відомості про подібні за будовою дрібніші родовища наведено в додатку № 1.

Води

Підземні води

Родовища підземних вод приурочені до тріщинуватої зони кристалічних порід та вапнякових відкладів сарматського ярусу. На території аркуша в різні роки розвідано і затверджено запаси по 6-ти родовищах питних підземних вод та 6-ти родовищах столових і мінеральних радонових вод.

Підземні питні води

Немирівське родовище питних підземних вод (ІІІ-4-39) розвідане Правобережною ГЕ в 1978 р. і приурочене до тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію. Води прісні, слабонапірні, статичні рівні води встановлюються на глибині 1,5-14 м. Дебіт свердловин змінюється від 1,5 до 10 л/сек. Води гідрокарбонатні магнієво-кальцієві.

Відомості про інші родовища (Жмеринське (ІІ-1-15), Гніваньське (ІІ-2-21,22) та ін.) наведено в додатку №4.

Природні столові води

До них належать підземні води, які за рівнем мінералізації відповідають прісним, відзначаються високою якістю і рекомендовані для промислового розливу. Одне з найбільших родовищ – "Панда" (І-3-11) і ряд дрібніших (див. додатки 1, 3, 4) знаходяться в м. Вінниця. Тут дебіт свердловин, які розкрили тріщинуваті породи докембрію, досягає 0,65 тис. м³ на добу. Крім того, є кілька джерел і свердловин, вода з яких, за попередніми даними, може використовуватися для розливу як столова (Вороновиця, Літин, Тиврів, Шаргород, Демидівка, Кліщів та ін.).

Мінеральні кремнієві води

За складом кремнієві води наближені до звичайних столових вод, але при цьому містять підвищені концентрації розчиненої кремнієвої кислоти, яка і визначає їхні лікувальні властивості. Одне з таких родовищ знаходиться в м. Вінниця (І-3-12), розташоване воно в докембрійських тріщинуватих породах. Води прісні, слабонапірні, з вмістом кремнієвої кислоти до 55 мг/дм³. Дебіт свердловини – 3,6 м³/годину при зниженні рівня на 18,5 м. Води гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого типу.

Мінеральні радонові води

Найвідомішим (відкрите в 1935 р.) є Хмільницьке родовище радонових вод, розташоване поблизу північно-західного кута аркуша “Вінниця” [15, 77]. У межах досліджуваної території розміщується Немирівське родовище (Ш-4-38), котре наразі розвідують і навіть вже експлуатують. Приурочене воно до зони Немирівського розлому в давньому фундаменті. Води слаборадонові (10-25 нКи/дм³) і слабомінералізовані (0,6-1,1 г/дм³).

Корисні копалини місцевого значення

Сировина для хімічних меліорантів

Вапняк

Сьогодні понад 70 % орних земель Вінниччини потребують розкислення. Для цього можна використовувати відходи при розпилуванні вапняків середнього сармату на стінові камені або розробляти дрібніші об'єкти з кращими гірничотехнічними умовами.

Західновербівське родовище вапняків (IV-2-54) розташоване в с. Вербівка Шаргородського району, розвідане в 1989 р. “Укргеолстромом” [96]. На площі 6,8 га тут відслонюються дезінтегровані і частково перекристалізовані вапняки. Потужність тіла корисної копалини – від 3,6 до 12,7 м (середня – 7,4 м), його перекривають суглинки і глини завтовшки 0,1-4,1 м (у середньому – 0,96 м). Якість сировини: вміст CaCO₃ – 87,4-98,3 %, MgCO₃ – 0,5-2,4 %, глиниста домішка – 0,3-10,5 %. Вона придатна для отримання вапнякового борошна I класу I гатунку виробництва будівельного вапна I-II гатунків і стінового каменю марки “10-15”.

Сировина для будівельного вапна

Вапняк

Цим видом сировини можуть бути вапняки середньосарматського під'ярусу, які містять 85-99 % CaCO₃, не більше 5-8 % SiO₂, не більше 2-3 % MgCO₃ та інших домішок. При цьому для обпалення в шахтних печах придатні найбільш щільні породи з міцністю понад 100 кг/см², в обертових печах можна обпалювати менш міцні, але з більшим вмістом CaCO₃ (95-98 %). Район робіт багатий на цей вид сировини [96].

Найбільше Рівське родовище вапняку (II-1-14) розташоване на північний схід від с. Рів Жмеринського району. Потужність горизонту корисної копалини становить 17,2 м, середня потужність розкриття – 19 м. Належить до класу А (85-95 % CaCO₃). Родовище експлуатується. Вапняки Рівського родовища можна використовувати як цементну сировину.

Дані про інші родовища вапняку придатні для отримання будівельного вапна подано в додатку № 1.

Сировина для бутового каменю

За запасами сировини для виробництва бутового каменю описаний регіон посідає одне з перших місць в Україні. Тут відомо 25 родовищ каменю, по 12-ти підраховано запаси, 8 експлуатуються [96]. Розробляються переважно гранітоїди раннього докембрію, які характеризуються високою міцністю та іншими показниками, що роблять їх придатними для отримання продукції марок 800-1400. За питомою радіоактивністю вони належать до I класу, деякі до II.

Демидівське родовище граніту (II-2-18) знаходиться поблизу однойменного села в Жмеринському районі, за 5 км від залізничної станції Гнівани. Дорозвідано в 1968 р. до глибини 100 м. Видобувається граніт бердичівського комплексу з останцями метагабро й ендербітів. Суглинки та вивітрілі породи, які його перекривають, мають потужність 0,3-2,9 м. Приплив води – 297 м³/год, питома вага свіжих порід – 2,74-2,93 г/см³. Механічна міцність у сухому стані – 918-1136 кг/см², марки щебеню: за стиранням – “И-II”, на удар – “У-75”, показник морозостійкості – “Мрз-100”. Придатний для отримання бутового каменю марки “800” і щебеню марок “800” і “1000”. Розробляється періодично.

За геологічною будовою та якістю сировини до Демидівського подібні крупні родовища каменю: Сабарівське, Вітавське, Стрижавське (див. додатки 1 і 3).

Сировина піщано-гравійна

Пісок

Піщані відклади на площі аркуша “Вінниця” мають незначне поширення і зосереджені здебільшого в долинах р. Півд. Буг та його приток. Поклади мають лінзоподібну форму з максимальною глибиною розкриття 6,5 м при потужності продуктивних горизонтів від 0,6 до 18,8 м. Усі родовища дрібні і мають лише місцеве значення.

Піски більшості родовищ невисокої якості, частіше це дрібнозернисті різновиди з модулем крупності 1,5-2. Майже скрізь вміст глинистої фракції перевищує допустимі норми ДСТУ (3 % у пісках для отримання бетонів і 5-7 % для будівельних розчинів), тому місцеві піски потребують промивання. Частково проблему

високоякісних пісків можна розв'язати за рахунок використання кварцових відходів при збагаченні каолінів.

Бохоницьке родовище (I-2-75) знаходиться поблизу с. Бохоники у Вінницькому районі [96] на неорних землях. Розробляються флювіогляціальні піски. Потужність шару – 5,2 м, розкривних порід – 0,5-11,8 м. Не обводнене. Модуль крупності – 1,07-2,39, вміст мулистих та глинистих часток – 2,46-9,84 %. Не розробляється.

Відомості про інші родовища подано в додатку № 2.

Сировина цегельно-черепична

Сировиною для виробництва цегли є поширені еолово-делювіальні і лесоподібні суглинки, що часто виходять на денну поверхню або залягають на невеликій глибині. Якість корисної копалини невисока – мале число пластичності (у суглинках – від 4 до 16). При виготовленні цегли суглинки використовуються в природному стані, тому для отримання високоякісної продукції необхідне введення добавок – глини з числом пластичності 24-36 (такі глини є поблизу сіл Рів і Тартак Жмеринського району). Марки цегли змінюються в межах 75-150, зазвичай 75-100. Вивчено і взято на баланс 27 родовищ, 13 з яких розробляються. Найбільші з них Зарванцівське, Вінницьке, Брацлавське.

Зарванцівське родовище цегельної сировини (I-2-71) знаходиться поблизу с. Зарванці Вінницького району на орних землях [96]. Суглинки залягають на глибині 0,0-0,6 м і складають пласт потужністю від 0,7 до 10,2 м. Число пластичності 2,5-9,5, сушка штучна, марка цегли – 100. Родовище розробляється.

Відомості про інші родовища подано в додатку № 2.

Закономірності розміщення корисних копалин

Різні групи корисних копалин генетично пов'язані з певними геологічними формаціями (товщами і комплексами), серед яких від давніх до молодих виділяються такі [12]:

- грануліт-базитова (кальцифір-кристалосланцева) (K-2 AR₁), в якій знаходяться дрібні родовища і прояви залізних руд (Петриківське) та графіту (Лукашівське). Крім того, крупні тіла мармурів і кальцифірів, що входять до складу цієї формації, можуть у майбутньому використовуватися як декоративне каміння та для інших цілей, але до теперішнього часу у цьому відношенні вони не оцінювалися;

- кінцигітова (глиноземистих гнейсів) (K-3 AR₁) – графітвмісні, зазвичай біотитові або гранат-біотитові, іноді з реліктовим гіперстеном, гнейси, що утворюють іноді крупні тіла, відомі на сусідніх територіях [83, 86];

- перидотит-піроксеніт-габрова (K-1 AR₁). До теперішнього часу вважалося, що масштаби основного-ультраосновного магматизму в регіоні незначні. Зараз виявлено нові тіла, частина з яких, імовірно, є коматітитами, і це розширює перспективність території на Cr, Ni, Co, Cu;

- мігматит-діоритова (гранулітова) (K-6 AR₁) – формація нерудоносна і може бути джерелом лише будівельного каменю;

- формація автохтонних ендербітів і чарнокітів (K-7 AR₂), з якою пов'язані родовища блокового каменю; у чарнокіт-пегматитах виявлено бідне рідкісноземельне зруденіння; у контактах чарнокітів з карбонатними породами формуються флогопітоносні скарни;

- регресивні гранітоїдні формації: вінницитів (M-14), діоритів (M-15) – використовуються як матеріал для блокового і буттового каменю;

- плагіомігматити (бердичівський комплекс) (K-12) містять підвищені концентрації гранату і включають унікальні об'єкти цієї абразивної сировини. На суміжній території (аркуш "Бердичів") оцінено декілька родовищ, Слободківське розвідано детально [15, 77];

- лейкократові, апліт-пегматоїдні граніти і пегматитами (M-17), з якими пов'язані дрібні родовища (Сабарівське) і численні прояви рідкісних земель, торію, цирконію;

- формація первинних каолінів (P-40 Mz-Kz) має найважливіше значення, оскільки саме в ній розміщені найбільші родовища високоякісних каолінів: Глухівецьке, Великогадоминецьке і Турбівське. Як супутні компоненти при збагаченні каоліну-сирцю отримують гарний кварцовий пісок і монацит, можуть бути використані пеліканіти й опал;

- у покривному комплексі найціннішими в промисловому значенні є вапняки середньосарматського під'ярусу, які являють собою сировину багатощільного призначення: для харчової і хімічної промисловості, виробництва пиляного матеріалу, будівельного вапна, меліорантів тощо. Менш важливі піщані відклади неогену, хоча в них можливе утворення розсипних руд цирконію, титану, рідкісних земель, родовищ будівельних матеріалів;

- четвертинні відклади також широко використовуються в народному господарстві, розробляються численні родовища торфу, цегельно-черепичних суглинків, піску.

У розташуванні родовищ на площі визначальними є різні фактори. *Стратиграфічний контроль* має найбільше значення, оскільки більшість об'єктів нерудних корисних копалин пов'язані з певними товщами та горизонтами стратиграфічних підрозділів, деякі з них певною мірою змінені метаморфічними або метасоматичними процесами. Так, карбонатний горизонт тиврівської товщі контролює розташування метасоматичних проявів флогопіту, а також сам може бути сировиною для отримання декоративного каменю і, можливо, інших цілей. Поблизу нього гіперстенові кристалосланці помітно збагачені графітом до появи майже промислових концентрацій. Кальцифіри зосереджені в північній частині Вінницького блока, де утворюють ореол північно-західного простягання, значно поширені вони й у Придністров'ї [7, 8, 48].

З горизонтами залістистих кварцитів, які, вірогідно, займають найнижче положення в розрізі тиврівської товщі, пов'язані прояви магнетитових руд. Ультраосновні породи, імовірні аналоги коматітів, збагачені Cr, Ni, Co, Cu і можуть за певних обставин контролювати виникнення метасоматичних мідно-нікелевих або гіпергенних хромових і нікелевих руд.

У покривному комплексі стратиграфічний контроль проявляється в чистому вигляді: у вугленосних шарах палеогенової бучацької серії розміщені родовища бурого вугілля [15, 77], у новопетрівській світі (міоцен) на сусідніх територіях знаходяться великі ільменіт-цирконові розсипи. Положення товщі вапняків (середній сармат) визначає розташування родовищ вапняків, які сконцентровані на південному заході аркуша "Вінниця". У товщі строкатих глин виділяються шари, придатні для використання як пластифікатори [15, 77].

Серед четвертинних утворень найважливіше значення має бузький кліматоліт еолово-делювіальних (лесоподібних) суглинків, який є сировиною для цегельно-черепичного та гончарного виробництва. В алювіальних відкладах розробляються лінзи більш високоякісних пісків, у болотних видобувається торф.

Літологічний контроль у стратифікованих утвореннях у загальних рисах відповідає стратиграфічному, бо здебільшого ті чи інші породні різновиди виділяються як стратони. Важливішим він є при формуванні нестратифікованих утворень. Більшість крупних родовищ з високою якістю абразивної сировини – гранату – зосереджено в гранат-бітитових плагіомігматитах бердичівського комплексу [15, 77]. Велике рудоконтрольне значення має склад порід при утворенні по них кір вивітрювання; так, з первинного каоліну-сирцю, що виник при вивітрюванні лейкократових гранітів і пегматитів, вихід збагаченого каоліну I і II гатунків найбільший і становить близько 80 %. У корах по ультраосновних породах виявлено ділянки з вмістом Ni до 0,8-2,04 % [15, 77]. Іноді збагачені цирконом та/або монацитом гранітоїди при вивітрюванні набувають нових властивостей і являють собою залишкові елювіальні розсипи з цирконій-рідкісноземельною мінералізацією, що за якістю наближається до промислової.

Структурний контроль часто визначає розміри рудоносних полів, наприклад міжкупольних синкліналей, в яких подекуди добре зберігаються реліктові ділянки важливих для промисловості первинних порід: кальцифірів, мармурів, залістистих кварцитів і графітовмісних гнейсів з характерною для них мінералізацією. У зонах крупних тектонічних порушень (Хмельницькій та ін.) зосереджені численні тіла лейкократових і граніт-пегматитів, тією чи іншою мірою змінених більш низькотемпературним кремнієво-лужним та калієво-магнієвим метасоматозом. Внаслідок дії цих процесів виникає мінералізація молібденова (родовище Браталівське) [12], рідкісноземельних елементів і торієва (Миколаївське та ін.) [92], мідна (Калинівське, Вороновиця) [72, 83].

Визначальну роль структурний і геоморфологічний фактори відіграють при утворенні родовищ високоякісних каолінів. У Глухівській зоні в період ранньої активізації (палеопротерозой) відбулося становлення численних тіл граніт-пегматитів. У мезозой оживлення розлому і порушень, що його оперяють, супроводжувалося інтенсивним тріщинотворенням, що зумовило глибоке (до 100 м і більше) проникнення породотворних реагентів та визначило контур крупних за площею ділянок – родовищ. Водночас постійне підняття території сприяло збереженню продуктів гіпергенезу від розмиву в палеоген-четвертинний час.

У фундаменті Північноподільської металогенічної зони (I-1) на площі аркуша "Вінниця" не виявлено рудоносних полів, ймовірно, через її слабку вивченість. Північніше, в межах Голосківського рудного поля [12] встановлено масиви центрального типу лужних порід з апатитом (до 10 %). Тут, у зонах контактів чарнокітоїдів і бердичівських гранітів, формувалися підвищені концентрації монациту (від 10 до 190 кг/т). У покривному комплексі цієї зони значний промисловий інтерес представляє Мурафське поле (6), де на невеликій глибині залягає товща вапняків середнього сармату, які є сировиною для хімічної промисловості і широко використовуються в будівництві. У контурах поля розташовано 18 родовищ вапняків.

Хмельницька металогенічна зона (I-2) просторово збігається з однойменним розломом, що розділяє Бердичівський і Вінницький блоки II порядку. Ширина її близько 30 км, протяжність – понад 300 км. У контурах зони розташовані дрібні родовища і рудопрояви заліза (Петриківське), міді (Калинівське) [15, 77], рідкісних земель і торію (Миколаївське, Сабарівське та ін.) [92], флогопіту і графіту (Лукашівська ділянка) [77, 95], гранату (Слобідківське) [15, 77]. У північно-західній частині зони в контурах аркуша "Вінниця" виділяються три рудоносних поля: Лукашівське (1), Микулинецьке (2), Сабарівське (3). На північному сході аркуша "Вінниця", у місцях перетину Хмельницької металогенічної зони з крупними розломами – Глухівським і Немирівським – знаходяться Турбівське каолінове (5) і Королівське рідкісноземельне (6) поля.

Лукашівське (1) поле в загальних рисах збігається з міжкупольною синклінальною, складеною товщею гіперстенових кристалосланців з потужним (близько 200 м) горизонтом кальцифірів і мармурів. У місцях перетину останніх чарнокітами сформувалися магнезійні скарни з флогопітом (до 80 %). Надкарбонатна пачка кристалосланців збагачена графітом (до 2-3 %). У лейкогранітах, рідше мігматитах, а також у корах вивітрювання фіксуються концентрації монациту до 2 кг/т, циркону до 1-2 кг/т, вміст торію в них за рентгеноспектральним аналізом – до 0,14 %, у змінених породах спостерігається сульфідна мінералізація (Cu=0,3 %).

Микулинецьке (2) поле розташоване дещо південніше Лукашівського. Роль карбонатних і графітоносних порід тут незначна, частіше зустрічаються масиви габро і метабазитів, з якими можливі сульфідні і гіпергенні прояви міді та нікелю. У мігматитах встановлено циркон-монацит-апатитову мінералізацію з вмістом ΣTR_2O_3 – 0,02-0,75 %. У корах вивітрювання, імовірно, по ультраосновних породах, знайдено кілька зна-

ків золота.

У межах Сабарівського (4) рудоносного поля знаходиться однойменне родовище рідкісних земель з вмістом монациту до 4,2 кг/т, циркону – до 3,4 кг/т. Крім того, за 4 км на схід місцями в лейкогранітах вміст ΣTR_2O_3 становить 0,55 %. У межах поля встановлено наявність давніх метаультрабазитів (коматитів ?) з вмістом Cr_2O_3 до 3 %, Ni – до 0,2 %, з якими можуть бути пов'язані хромітові і нікелеві руди.

Турбівське (3) поле знаходиться біля північної рамки аркуша "Вінниця" в зоні Глухівецького розлому. Для місця зчленування з Хмільницькою зоною характерним є переважний розвиток бердичівських гранітів і граніт-пегматитів, по яких розвиваються каолінові кори. Розташоване тут Турбівське родовище первинного каоліну відзначається порівняно низькою якістю сировини. Наразі не експлуатується.

Королівське (5) поле рідкісноземельних елементів приурочене до північно-західного флангу Немирівської зони розломів, поблизу місця її зчленування з Хмільницькою зоною. Тут у ряді свердловин зафіксовано підвищення вмісту рідкісних земель церієвої групи і торію (монацит – 2,1 кг/т, Th – до 0,2 %).

Для приграничної частини Білоцерківської СМЗ (на південний схід від Немирівської зони розломів) найтипівішими є дрібні родовища і рудопрояви заліза в магнетитових кварцитах (Володарка [12, 86], Зозів [86]). На площі аркуша "Вінниця" їх немає, а металогенічні риси її як у Гайсинському, так і Тульчинському районах визначає рідкісноземельна (з торієм) мінералізація (монацит). У зоні Немирівського розлому і в місцях перетину з ним Хмільницького і Торківського розломів зафіксовано декілька пунктів мінералізації з вмістами ΣTR_2O_3 до 0,4 %, Th – до 0,2-0,8 %, наявні родовища радонових вод (Немирівське).

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Рідкісноземельні елементи церієвої групи та торій – провідні металічні корисні копалини регіону, менше значення мають залізо, мідь, нікель, хром, але основну роль у гірничій промисловості відіграють нерудні, які видобуваються в численних родовищах.

Рідкісноземельні елементи і торій у кристалічних породах пов'язані з монацитом й утворюють переважно непромислові концентрації, але цінність руд зростає в корях вивітрювання над рудоносними породами, оскільки родовища являють собою вже елювіальні розсипи, для яких вимоги до сировини значно нижчі, крім того, з них можна вилучити кварц, каолін тощо. У межах рудоносних полів: Турбівського, Лукашівського, Микулинецького, Королівського, – де встановлені підвищені вмісти рідкісних земель і торію, у корях вивітрювання можна рекомендувати проведення оціночних робіт на розсипи та іонні руди. Щодо останніх продуктів кори вивітрювання не вивчені, хоча зараз гіпергенні родовища розробляються в Казахстані, Китаї, Австралії та інших країнах. На Великогадоминецькому родовищі надлишок ΣTR у пробах (без урахування його вмісту в монациті) досягає 60-84 %, що дозволяє припустити наявність іонно-адсорбційної форми їх присутності.

Хром, нікель, мідь у крупних скупченнях на цій території не виявлені, що частково пояснюється слабкою її вивченістю. Дослідження останніх років показали, що тіла метаультрабазитів, з якими вони просторово і генетично пов'язані, поширені значно більше і, ймовірно, являють собою коматити, що складають пачки потужністю до 100-120 м. Тому ці утворення заслуговують на оконтурення і якісну оцінку, насамперед на Сабарівському рудоносному полі.

Графіт і флогопіт утворюють помітні концентрації в межах Лукашівського поля, можливі вони і в інших місцях, де виявлено карбонатні породи. На Лукашівському прояві перспективні ресурси флогопіту в інтервалах глибини від 40 до 300 м відповідають середньому за масштабами родовищу. Світові ціни на світлу лускату слюду становлять \$300-400 за тону, у зв'язку з цим комплексна розробка карбонатних порід з флогопітом може бути рентабельною. Ресурси графіту не оцінювалися, але, в цілому, збагачені ним кристалосланці складають тіло (горизонт) протяжністю декілька кілометрів і потужністю в декілька сотень метрів.

Абразивна сировина (гранат) зосереджена в плагіоклазових гранітоїдах бердичівського комплексу, північніше аркуша "Вінниця" в них розміщено кілька родовищ (Слобідківське та ін.) [15, 77]. При спеціальних роботах на гранат основна увага приділялася Бердичівському блоку, оскільки на охарактеризованій території порівняно мало крупних ділянок із сприятливими гірничо-геологічними умовами. За даними М. О. Ляшка [95], вміст гранату в гранітах і вінницитах тут варіює в межах 10-20 %, у штучних шліхах – до 60-75 кг/т, а в корях вивітрювання – до 185-270 кг/т. Це вказує на не меншу перспективність Вінницького блока на цей вид сировини.

Середня вартість 1 тонни гранатового концентрату, що транспортується в Європу з США й Австралії, – \$195. При роботі лише одного Іванівського комбінату з продуктивністю 1,2 млн т щебеню на рік гранатовий концентрат можна отримати з відсівів у кількості понад 50 тис. т. Відсів з вмістом 27 % гранату продаються усього по \$2 за тону. Питання про необхідність будівництва збагачувальних підприємств є актуальним, крім того, велику частину кварц-польовошпатового залишку після вилучення гранату можна використовувати у виробництві скла, фарфору тощо.

Останнім часом значна увага приділяється іншому, більш цінному абразиву – алмазу, проводяться значні за обсягом його пошуки, відібрано понад 800 шліхових проб, у тому числі великого об'єму (до 20-45 м³).

У межах аркуша "Вінниця" знайдено 18 алмазів у 9 пунктах (11 проб), майже половина їх – у балтській світі. Наявність особливих, характерних лише для описаної площі, зелених ("дністровських") алмазів разом з великою кількістю знайдених у шліхах еклогітових піропів дозволяють припустити, що тут існує своєрідне джерело, можливо, це кімберліти, в яких переважають вклучення лерцолітів і двопіроксенових еклогітів [78].

Вивчені піропи, незалежно від віку відкладів, у яких вони були знайдені, за хімічними особливостями відрізняються мало – усі вони потрапляють у поле лерцолітових на діаграмі $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-CaO}$ [78]. Лише піропи з балтської світі більш різноманітні, що, ймовірно, відображає наявність дещо інших джерел. За висновком доктора геолого-мінералогічних наук С. С. Мацюка (усне повідомлення), гранати Бердичівсько-Вінницької площі за своїми характеристиками ідентичні до таких з алмазоносних бімінеральних еклогітів різних кімберлітів світу та з деяких магнезійно-калієвих вебстеритів. Діаграми $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$ і $\text{MgO-Cr}_2\text{O}_3$ [78] хромітів з різних утворень площі робіт демонструють, що більшість їх належить до мангійних (кімберліт-лампроїтових) асоціацій, але жоден з них не можна беззаперечно віднести до алмазовмісних.

Виходячи з особливостей знайдених алмазів, територія їх зносу представляє собою сталу астеносферу з базальт-еклогітовим і піроксеніт-перидотитовим шарами з типовими для блоків ранньої консолідації антиморфними кільцевими структурами. Перспективи корінної алмазоносності Вінницької площі пов'язуються з широким розвитком основних-ультраосновних магматитів, частково коматитів, тут перетинаються зони глибинних розломів, активізація яких супроводжувалася ультраосновним (іноді лужним) магматизмом і вклученням діабазових дайок.

Численні ореоли піропів і місця знахідок алмазів зосереджені в смугі північно-західного простягання (рис. 10.1), що, очевидно, пов'язано з особливостями палеорельєфу та обстановками седиментації піропоносних утворень. У палеогені сформувалися Філіопільська депресія, основна частина якої знаходиться на північ від території аркуша, бучацька серія, що її виповнює, збагачена піропами. На відміну від неї, у Турбівській палеодепресії знахідки піропів нечисленні, що, ймовірно, вказує на безперспективність пошуків тут корінних джерел. У міоцені існувала пляжева ділянка по лінії Літин – Тульчин, тому вздовж неї сформувалося багато ореолів піропів, областю зносу були Літинський та Вінницько-Немирівський виступи фундаменту.

Пізніше ця зона стала основою для балтської палеодолини (пліоцен), куди надходив матеріал від розмиву осадків, а також відбувалося знесення з виступів фундаменту в районі м. Хмільник – смт Летичів і з Бердичівського підняття. Водотоки цього часу розмивали кристалічні породи поблизу м. Вінниця, Тиврова, Немирова, формуючи в базальних горизонтах алмаз-піропові ореоли, котрі свідчать про можливість існування місцевих джерел. У зв'язку з цим виділяються три найперспективніші на корінні алмази ділянки, де знайдено тіла метаультрабазитів, ореоли піропів у базальних шарах з вмістом від 12 до 3 тис. зерен на 20 літрів, є знахідки алмазів. Рекомендовано деталізувати піропові ореоли і вивчити дрібні ізометричні (трубочного типу) гравімагнітні аномалії на ділянках Літинській, Сабарівській і Немирівській (рис. 10.2).

Каоліни первинні – основна корисна копалина регіону. На північному сході аркуша "Вінниця" замикається контур Глухівецько-Турбівського каолінового району. Однак, виявлені тут каолінові ділянки за розмірами і якістю сировини у них не можуть конкурувати з Велико-Гадоминецьким і Глухівецьким родовищами, які наразі розвідані, а останнє експлуатується. Турбівське родовище, що розроблялося з 1911 р., зараз законсервоване. У процесі ГДП-200 переоцінені ресурси комплексного рудопрояву Королівського, де основним об'єктом прогнозу є первинний каолін, а супутнім – рідкісні землі. Пошуково-оціночні роботи на наявних родовищах і проявах не рекомендуються. Україна має величезні запаси каолінів, але через відсутність підприємств із сучасною технологією його збагачення змушена продавати сировину в чотири рази дешевше порівняно з цінами основних країн-експортерів (США, Китай, Англія).

Облицювальне (декоративне) каміння високої якості видобувається переважно в масивах монолітних магматичних порід, яких на вивченій площі немає. Найбільш наближеними до цього виду сировини є ендербіти літинського комплексу, серед яких і розташовані родовища: Тиврівське (західне) і Рахни-Полівське (обидва зараз законсервовані). Найперспективнішими ділянками на декоративне каміння є Тиврівський і, можливо, Літинський блоки, де вплив крупних розкривних порушень менш відчутний, а потужність розкривних порід менша. Не оцінені як виробний камінь кальцифіри і мармури тиврівської товщі, хоча за декоративними і фізико-механічними властивостями аналогів їм в Україні небагато. Істотним недоліком при цьому є глибина залягання порід – зазвичай 40 м і більше. Але якщо з скарнованих різновидів вилучати флогопіт, то експлуатація метакарбонатних утворень може бути рентабельною.

Піляний стіновий матеріал наявний на площі робіт у достатній кількості. Вапняк середньосарматського під'ярусу поширений майже на половині площі аркуша "Вінниця", тут знаходиться 9 родовищ (6 розробляється). Цінність родовищ піляного вапняку зростає через те, що його можна використовувати і як сировину для хімічних меліорантів, будівельного вапна і цементу, а також застосовувати в харчовій промисловості при виробництві цукру. На деяких родовищах (Рівське та ін.) глини, які перекривають товщу вапняків, можна використовувати при виготовленні керамзиту і легких наповнювачів. Найсприятливішою ділянкою, де значною мірою розмиті породи покривлі, є басейн верхньої течії приток р. Дністер у південно-західному куті аркуша (Мурафське поле).

У межах площі робіт на державному балансі знаходяться 12 родовищ (8 розробляються) щебеню і бу-

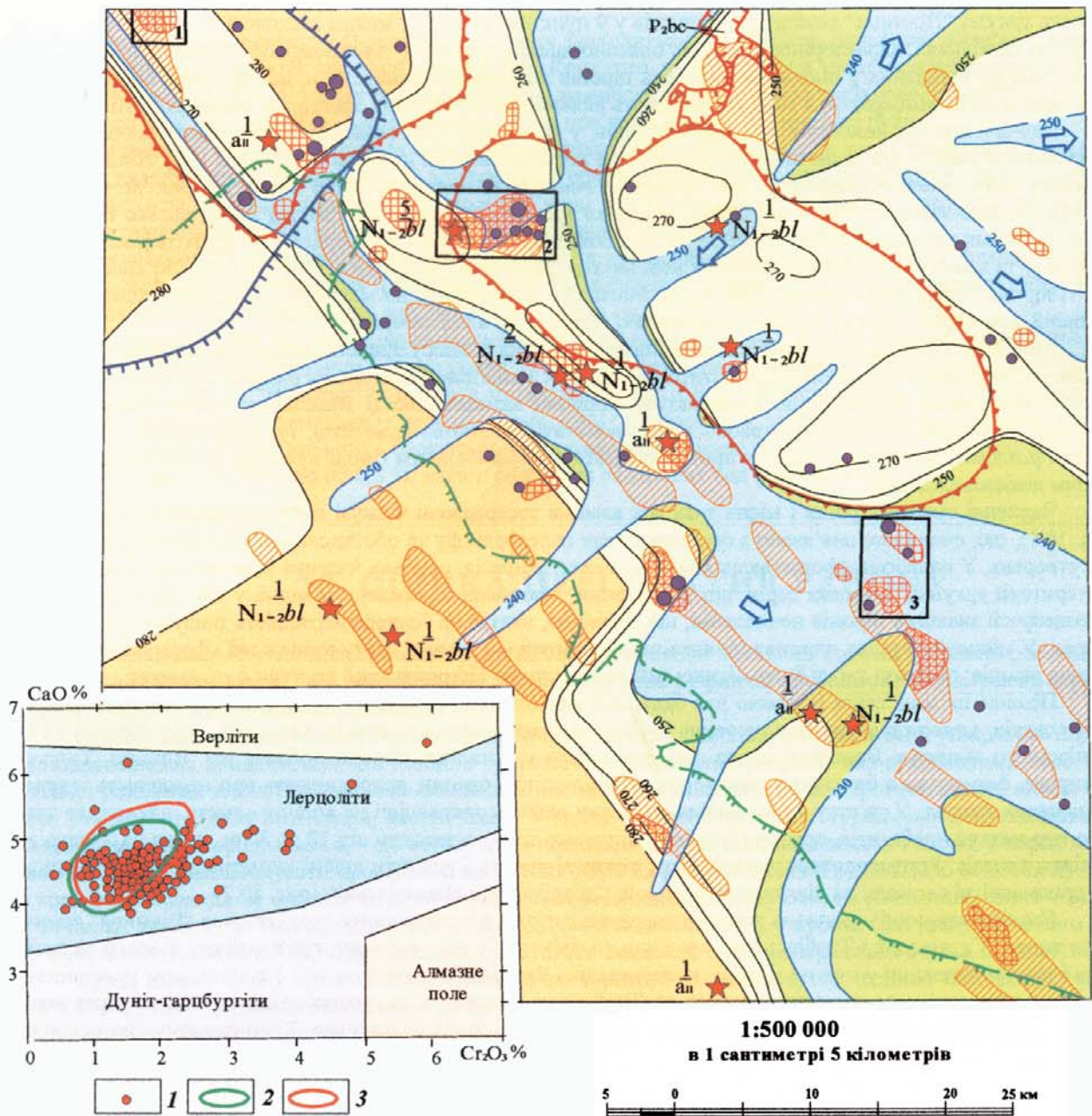


Рис. 10.1. Піропи Вінницької площі на діаграмі $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$
 1 – піропи балтських відкладів; 2 – поле піропів Філіопільської бучацької палеодепресії; 3 – поле піропів сарматських відкладів.

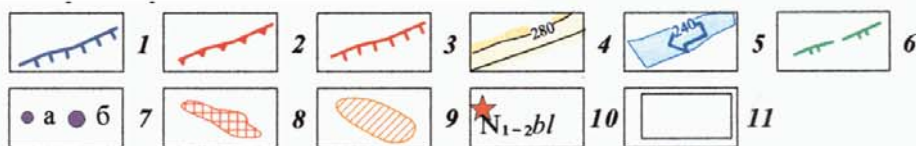


Рис. 10.2. Критерії і фактори алмазоносності Вінницької області

1 – Літинська регіональна магнітна аномалія; 2 – підняття кристалічного фундаменту; 3 – контур бучацької палеодепресії; 4 – ізогіпси підшови балтської палеодолини; 5 – пліоценові палеоруслу, відмітки їх ложа та напрямок течії; 6 – північно-східна границя поширення сарматських вапняків; тіла ультрамафітів: 7 – ксеноліти в гранітоїдах (а), дрібні тіла (б); 8 – ореоли піропів у базальному неогеновому горизонті; 9 – ореоли піропів у балтських і четвертинних відкладах; 10 – знахідки алмазу в осадових відкладах: у чисельнику – кількість зерен, у знаменнику – вік порід; 11 – ділянки перспективні на корінні джерела алмазів: Літинська (1), Сабарівська (2), Немирівська (3).

тового каменю (31 % загальних запасів по області). Можливим є розширення діючих кар'єрів – Демидівського, Малинівського, Тиврівського. При цьому потрібна підготовка нової сировинної бази для Гніванського

гранкар'єру, який майже виробив свої ресурси. Потреби у щебені мають зрости в майбутньому через будівництво міжнародних автомагістралей, що пройдуть і по території Вінницької області.

Будівельні піски виходять на поверхню у багатьох місцях, на балансі знаходяться 5 родовищ, крім того по 6-ти оцінено запаси категорії С₂ і ресурси Р₁. Велика кількість ділянок розробляються кустарним способом. Однак піски, в цілому, низької якості, вміст глинистої фракції в них перевищує допустимі ДСТУ межі. Тому в більшості великих міст відчувається дефіцит високоякісного будівельного піску, і він частково постачається з сусідніх областей. Модуль крупності пісків можна збільшити додаванням відсіву, отриманого при подрібненні граніту, або відходів, утворених при збагаченні каоліну. Але насамперед слід проводити активні пошукові роботи на високоякісні піски поблизу сіл Стрижавка, Вахнівка, Микулинці, Лукашівка, Мухівці та ін.

Сировиною для цегельно-черепичного виробництва є лесоподібні четвертинні суглинки. На державному балансі значаться 26 родовищ (18 розробляються), забезпечені запасами на термін понад 25 років. Сировина більшості родовищ низької якості через невисоку пластичність і недостатній вміст глинистої складової (до 30 %). Вона вимагає, крім ретельної переробки, введення добавок – пластичних глин. Майже всі заводи виробляють лише цеглу марок 75-100. Актуальною є проблема отримання високоякісної цегельно-черепичної глини, придатної для виготовлення керамічної черепиці. Це можливо на ділянках території, де лесоподібні суглинки залягають безпосередньо на товщі червоно-бурих глин, обидва ці горизонти можуть експлуатуватися. До таких належать район верхів'їв р. Мурафа та деякі інші.

Торфові родовища ще донедавна мали велике значення для промисловості Вінниччини, найбільші – Згарівське і Кулигське – розташовані у Літинському районі. Однак верхні горизонти їх вже вичерпані, а нижні заливаються водою, тому розробка Згарівського родовища призупинена, територія оголошена зоологічним заповідником. Область має потенційну можливість збільшити обсяги видобутку торфу для виготовлення добрив за рахунок експлуатації торфовищ Кулигського, Стасева Долина та ін.

Приуроченість території до центральної частини УЩ (лівобережжя р. Півд. Буг) та південно-західного його схилу зумовлює гідрогеологічні умови та перспективні запаси питних та мінеральних підземних вод.

1. Питні підземні води. Матеріали розвідки низки родовищ підземних вод для централізованого водопостачання населених пунктів у межах лівобережжя р. Півд. Буг свідчать про обмеженість їх експлуатаційних запасів у тріщинній зоні кристалічних порід докембрію. Як правило, експлуатаційні запаси питних підземних вод на окремих ділянках, освоєння яких економічно доцільне, не перевищують 3-5 тис. м³/добу. У межах південно-західного схилу УЩ, де зростає потужність водоносних колекторів в осадовій товщі, експлуатаційні запаси питних підземних вод у сарматських вапняках збільшуються.

2. Мінеральні води. Гідрохімічні умови формування підземних вод сприяють розвитку лише питних столових та мінеральних радонових вод у зонах розповсюдження кислих кристалічних порід, збагачених радіоактивними елементами. У регіональних тектонічних зонах можливе розповсюдження мінеральних вод типу "Миргородська" на глибинах 300-350 м.

11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

У районах з інтенсивною сільськогосподарською діяльністю, до яких належить територія аркуша "Вінниця", екологічний стан геологічного середовища вивчений слабо. Слід зауважити, що широкі масштаби внесення мінеральних добрив, засобів захисту рослин, зрошування, меліорація, розробка надр, тваринництво, викид побутових відходів не могли не вплинути на стан ґрунтів, води і повітря. Крім того, аварія на Чорнобильській АЕС призвела до підвищення радіоактивного фону практично на всій території.

Перші узагальнюючі висновки про хімічний склад підземних і поверхневих вод були отримані в 1959 р. [103]. У 17-ти населених пунктах встановлено факти забруднення підземних вод першого від поверхні водоносного горизонту четвертинних відкладів побутовими відходами приватних господарств на ділянках, де літологічний склад порід зони аерації сприяв швидкому проникненню шкідливих речовин на глибину. Вміст нітратів в окремих колодязях досягав 100-450 мг/дм³, тобто в 3-10 разів перевищував ГДК. Відповідно в підземних водах спостерігався підвищений вміст амонію та нітрит-іонів. Решта макрокомпонентів у підземних водах першого горизонту відповідала нормам ДСТУ "Вода питна". Підземні води тріщинуватих зон кристалічних порід докембрію і сарматських вапняків у розвіданих родовищах відповідають нормам ДСТУ "Вода питна" за концентрацією всіх компонентів, крім заліза, вміст якого досягає 1-2 мг/дм³, тобто 3-7 ГДК.

Оцінка забруднення ґрунтів і донних відкладів. Вміст токсичних хімічних елементів у ґрунтах визначався при геохімічному опробуванні на окремих профілях загальним спектральним аналізом [72, 95]. На ділянках, які знаходяться поблизу промислових об'єктів, складів мінеральних добрив та отрутохімікатів, молочно-тваринницьких ферм, автомагістралей і залізниць, виявлено точкові аномалії марганцю, стронцію, свинцю, хрому, цинку і молібдену. Згідно з кількісним перерахунком результатів спектральних аналізів, вміст мікрокомпонентів тут становить (у мг/кг): марганцю – 300-900 (1-3 ГДК) (мм. Вінниця, Немирів, Жмеринка, Тульчин), стронцію – 3,5-6,1 (0,7-1,2 ГДК) (мм. Жмеринка, Шпиків, Гнівань), свинцю – 2,7-3,5 мг/кг (0,9-1,1 ГДК) (мм. Він-

ниця, Гнівань, Жмеринка, Лтин), хрому – 1,0-1,5 ГДК (мм. Вінниця, Жмеринка, Брацлав), цинку – 15-24 (0,8-1,2 ГДК) (мм. Вінниця, Жмеринка, Гнівань, Тиврів, Вороновиця). Попередні дані про хімічний склад ґрунтів вказують на необхідність систематизованого вивчення рівня їхнього забруднення токсичними компонентами.

Техногенне радіоактивне забруднення. Щодо забруднення радіонуклідами (цезієм-137, стронцієм-90, плутонієм-238), після аварії на ЧАЕС територія аркуша належить до відносно “чистих”. Але біля південної рамки аркуша, в районі сіл Джурин, Вербівка, Рахни Лісові, відмічається площинна радіоактивна аномалія (6×30 км), де ступінь забруднення ґрунтів цезієм-137-1 дорівнює 1-1,8 Ку/км² (рис. 11.1). У південно-східній частині аркуша, поблизу с. Крищенці, спостерігається площинна радіоактивна аномалія до 4 км у діаметрі з щільністю забруднення ґрунтів цезієм-137 – 1-1,2 Ку/км². На території робіт біля с. Шура Копіївська простежується невелика за площею радіоактивна аномалія з щільністю забруднення цезієм-137 до 1 Ку/км², більша частина якої знаходиться південніше (аркуш “Ямпіль”). Загальний радіоактивний фон ґрунтів та донних відкладів – 15-20 мкр/год.

Природна радіоактивність. Основні джерела природної радіоактивності торієвої та уранової природи знаходяться в кристалічних породах, крім того, уран та радон присутні у підземних водах, радон – у ґрунтових водах та ґрунтовому повітрі. У відслоненнях і свердловинах відмічаються тіла пегматоїдних гранітів з радіоактивністю від 55 до 160 мкр/год, рідко до 550 мкр/год і більше, потужність їх – 0,1-0,3 м, простежуються на глибину до 4 м. Загальний радіоактивний фон підземних вод на території аркуша становить 25-30 еман, і тільки в районі мм. Немирів і Вороновиця кількість радону в тріщинних водах досягає 100-150 еман.

Враховуючи сказане, рівень забруднення ґрунтів та донних відкладів важкими металами і радіонуклідами території аркуша оцінюється (згідно з “Тимчасовими вимогами...”, 2002 р.) як “припустимий” та “помірно небезпечний”, а на карті “Екологічний стан геологічного середовища” позначається літерою “Г”.

Оцінка рівнів забруднення підземних та поверхневих вод. За результатами повного хімічного аналізу вод і спектрального аналізу сухих залишків проб, відібраних з 357 колодязів, 132 джерел та в 78 свердловин [103] встановлено, що хімічний склад підземних вод – гідрокарбонатний кальцієво-магнієвий, з сухим залишком у межах 350-840 мг/дм³, води відповідають вимогам ДСТУ “Вода питна”. У 18-ти колодязях встановлено побутове нітратне забруднення першого від поверхні водоносного горизонту. Багаторічне інтенсивне техногенне навантаження на геологічне середовище обумовило в межах населених пунктів та їхніх околиць площинне зараження підземних вод нітратами, імовірно, те ж саме сталося й на суміжних площах, проте відсутність там водопунктів не дозволяє достовірно оцінити це кількісно. Вміст нітратів у підземних водах четвертинних відкладів змінюється від 2-3 до 5-10 ГДК, досягаючи на окремих площах 20-30 ГДК. Як правило, нітратне забруднення ґрунтових вод супроводжується підвищенням їх мінералізації та загальної жорсткості. Величина сухого залишку на таких ділянках зростає від 1-2 до 6-7 ГДК, а загальна жорсткість води збільшується від 1,5 до 5,5 ГДК. Водночас спостерігається підвищена концентрація хлору: від 1,5-2 до 3-5 ГДК. Сучасний стан нітратного забруднення ґрунтових вод, особливо в межах населених пунктів та їхніх околиць, досить небезпечний для питного водопостачання. Для оцінки якісного стану підземних вод у четвертинних відкладах необхідно виконати спеціалізовані дослідження їхнього хімічного складу та розробити комплексну програму централізованого водопостачання населених пунктів.

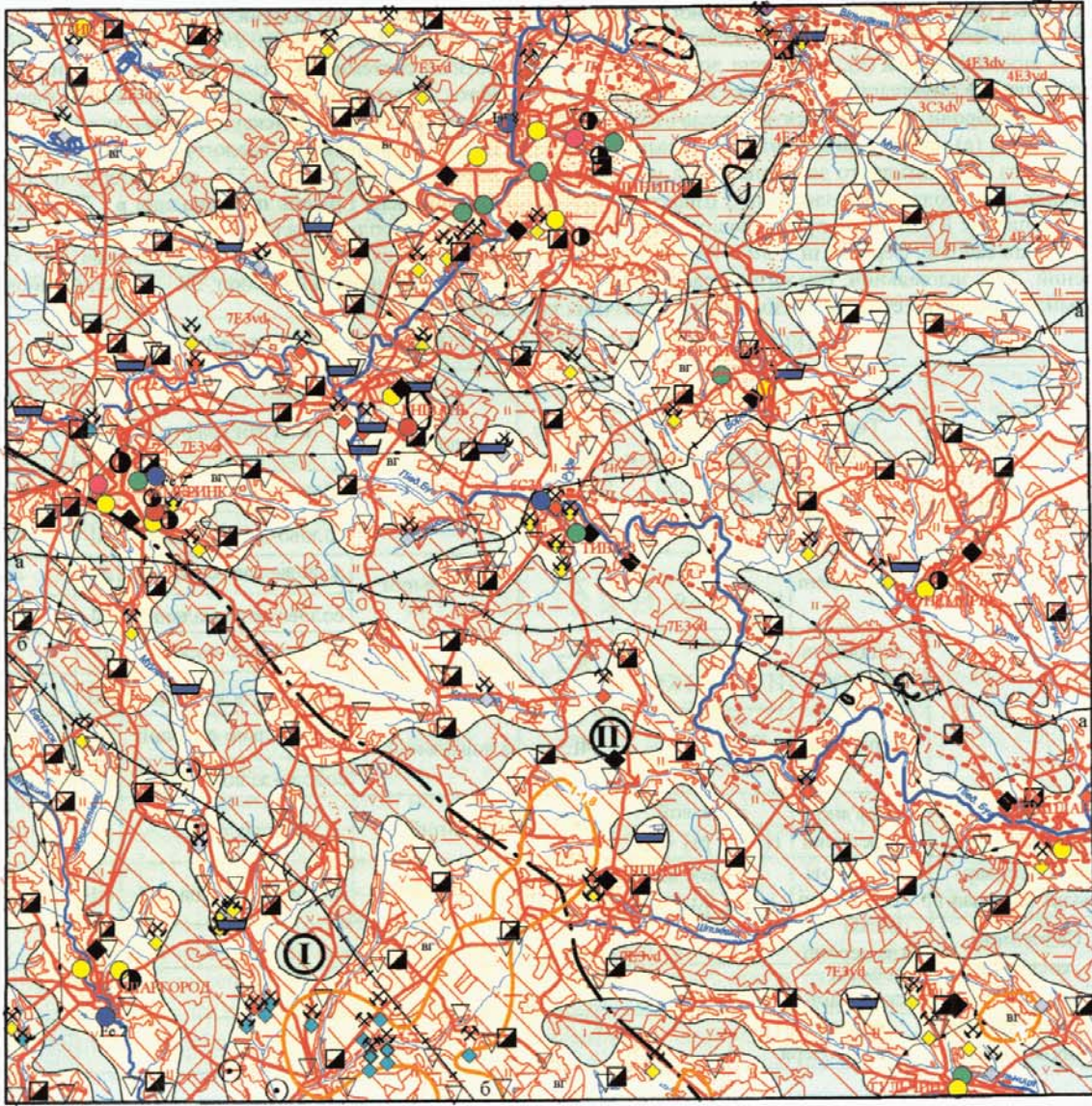
Аналіз лабораторних досліджень підземних вод, які залягають у відкладах неогену, палеогену та в кристалічних породах докембрію, свідчить про відсутність техногенного забруднення. Підвищений вміст іонів заліза у воді на діючих водозаборах у мм. Вінниця, Жмеринка, Тиврів, Гнівань, Шаргород та ін. обумовлений природними факторами гідрохімічного стану підземних вод у зоні активного водообміну. Згідно з результатами хімічних аналізів поверхневих вод, у них спостерігається неухильне зростання вмісту нітратів, амоній-іону та окремих мікрокомпонентів (залізо, марганець).

Оцінка ураженості території небезпечними еколого-геологічними процесами (ЕГП) та явищами

На описаній території помірно розвинуті екзогенні геологічні процеси та явища природного і техногенного походження: природний та техногенний карст, зсуви, просадковість лесових порід тощо. Під впливом техногенних причин значною мірою активізувалися процеси підтоплення на ділянках зрошення. У зонах водосховищ виникли явища активізації техногенного карсту, зсувів, просідання лесових ґрунтів, які суттєво знижують несучі властивості ґрунтів. На підставі досліджень, проведених раніше, виділяється два різних за характером розвитку сучасних ЕГП райони: Мурафа-Каменківський і Бузький, границя між якими проходить по лінії м. Жмеринка – смт Шпиків, фіксуючи початок гідромережі, що належить до Придністровського басейну.

Мурафа-Каменківський район займає південно-західну частину площі аркуша і характеризується інтенсивним розвитком річкової ерозії, карсту, зсувів, осипів, обвалів, заплавного заболочення, крім того, ерозійні процеси в районі проявляються в утворенні інтенсивного площинного змиву, вимойн і ярів. Глибина врізу долин річок досягає 80-100 м при порівняно невеликій їхній протяжності. Зсувні процеси в районі розвинені інтенсивно і досить масштабно, область їх впливу просторово збігається з границями розповсюдження відкладів балтської світи. Основною причиною розвитку зсувів є перезволоження покривних еолово-делювіальних суглинків ($v d P_{III} b g$, $e_1 v d P_{III}$) у зоні дренажу ґрунтових вод на схилах долин річок і балок.

Бузький район займає центральну й північно-східну частину території аркуша. Розвиток ЕГП тут незначний, природні умови загалом не сприяють розвитку зсувів, лише на окремих ділянках своєрідні геолого-



1 : 500 000

в 1 сантиметрі 5 кілометрів

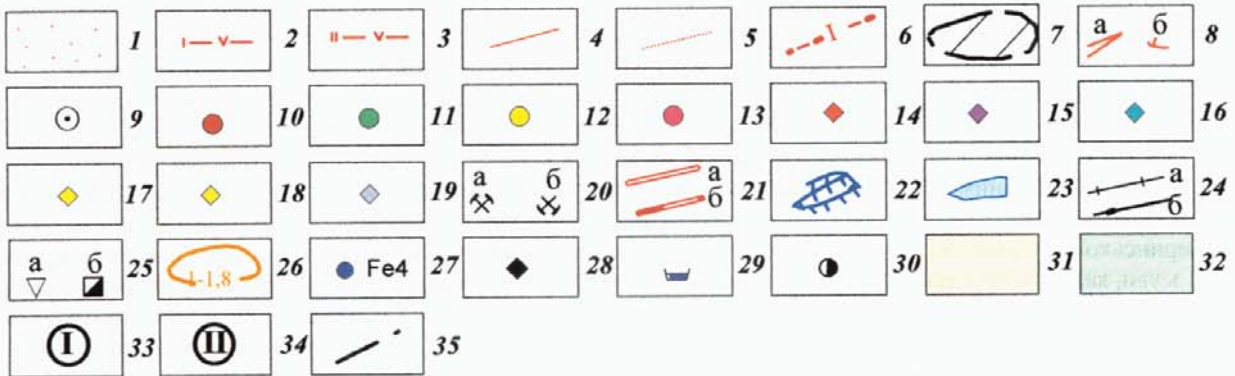
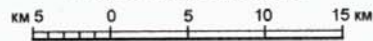


Рис. 11.1. Схематична еколого-геологічна карта масштабу 1:500 000

Елементи геологічного середовища. Літологічний склад утворень, що підстиляють ґрунти: 1 – пісок різнозернистий; 2 – суглинки лесовидні легкі; 3 – суглинки лесовидні середні; 4 – границі між різновіковими утвореннями; 5 – фаціальні границі; 6 – тераси річок та їхні номери; 7 – контури розповсюдження посадочних форм рельєфу; 8 – яруги та вимоїни (а), зсуви (б); 9 – поля карстових воронок. Техногенні об'єкти, що впливають на стан геологічного середовища: 10 – промисловості будівельних матеріалів; 11 – легкої промисловості; (продовження умовних позначень на стор. 100)

12 – харчової промисловості; 13 – біохімічної промисловості. Гірничо-видобувні підприємства з видобутку: 14 – блочного каменю та щебеню; 15 – первинного каоліну; 16 – вапняків; 17 – пісків; 18 – суглинків; 19 – торфу; 20 – діючі (а); недіючі (б); 21 – шосейні дороги (а); залізничні дороги (б); 22 – меліоративні системи; 23 – гідротехнічні об'єкти (водосховища, великі стави). Комунікаційні об'єкти: 24 – магістральні нафто- і газопроводи: а - а – Уренгой-Помари-Ужгород, б - б – Одеса-Броди (а); лінії електропередач (б). Об'єкти агропромислового комплексу: 25 – тваринницькі комплекси і птахофабрики (а), склади міндобрив і отрутохімікатів. Забруднення компонентами геологічного середовища: 26 – зона техногенного радіоактивного забруднення та щільність забруднення Cs-137. Ку/км²; 27 – водозабори, які працюють на родовищах з затвердженими запасами з ознаками забруднення (компонент і рівень перевищення в ГДК). Пункти зберігання, поховання й утилізації промислових і побутових відходів: 28 – твердих (звалища, полігони); 29 – рідких (накопичувачі стоків заводів, ферм та ін.); 30 – нафтобази. Рівень екологічного стану геологічного середовища: 31 – помірно напружений; 32 – задовільний. Екологічне районування: 33 – Мурафа-Каменківський район; 34 – Бузький район; 35 – границя районів розвитку сучасних есзогенних геологічних процесів (ЕГП)

ТАКСОНОМІЧНІ КАТЕГОРІЇ ЕЛЕМЕНТАРНИХ ЛАНДШАФТІВ

Типи ландшафту	Клас ландшафту			Рід ландшафту	Вид ландшафту		Індекс на карті
	Тип ґрунтів	Тип міграції за Перельманом	Індекс бар'єра				
Агроландшафти	дерново-підзолисті	кислий H ⁺ рН < 6.0	1ЕЗ	елювіальний	делювіально-еоловий	dv	1ЕЗdv
					еолово-делювіальний	vd	1ЕЗvd
	опідзолені	кислий H ⁺ рН < 6.0	2ЕЗ	елювіальний	делювіально-еоловий	dv	2ЕЗdv
					еолово-делювіальний	vd	2ЕЗvd
	опідзолені оглені	глейовий H ⁺ Fe ²⁺ рН 6.5-7.0	3СЗ	елювіальний	делювіально-еоловий	dv	3СЗdv
					еолово-делювіальний	vd	3СЗvd
чорноземи	кислий Ca ²⁺ H ⁺ рН < 6.0	4ЕЗ	елювіальний	делювіально-еоловий	dv	4ЕЗdv	
				еолово-делювіальний	vd	4ЕЗvd	
торф'яно-перегнійні	глейовий H ⁺ Fe ²⁺ рН < 6.5	6СЗ	аквально-елювіальний	алювіальний	а	6СЗa	
Лісогосподарський ландшафт	сірі лісові опідзолені	кислий H ⁺ Ca ²⁺ рН < 6.0	7ЕЗ	елювіальний	еолово-делювіальний	vd	7ЕЗvd
Селітебний ландшафт	міські агломерації						
	сільські агломерації						
Ландшафт штучних водоймищ	водосховища, озера						

гідрогеологічні умови разом з кліматичними факторами, господарською діяльністю людини можуть призвести до обводнення покривних лесоподібних суглинків і спровокувати зсувні переміщення ґрунтів. Поодинокі зсуви на крутих схилах рр. Півд. Буг, Воронка, як правило, невеликих розмірів і в плані являють собою опливини округлих форм, інженерно-геологічні умови вони не змінюють. Сучасні яри зустрічаються досить рідко.

Крім основних процесів ЕГП (карстоутворення, зсувів і ерозії), на території аркуша спостерігається просідання лесових ґрунтів з формуванням степових блюдць і мікрозападин у результаті суфозії. Дані форми рельєфу приурочені переважно до вирівняних, плоских поверхонь надзаплавних річкових терас, а також до столоподібних слабостійких ділянок лесової рівнини. Територія робіт належить до типів районів із незначним розвитком окремих ЕГП та явищ (Бузький р-н – <3%) і помірним їх розвитком (Мурафа-Каменківський р-н – 3-10%). Згідно з сейсмічним районуванням (ЗСР-78), територія аркуша "Вінниця" належить до асейсмічних.

Структурно-неотектонічні особливості території. Новітні коливальні рухи частково фіксуються за геоморфологічними даними. Так, мінливість напрямку русла р. Півд. Буг, ймовірно, зумовлена коливальними рухами; рівні надзаплавних терас в долині річки свідчать про підняття у районі міст Вінниця і Гнівань. У межах Жмеринської і Тульчинської западин, які розділені Немирівською зоною розломів, широко розвинені яри, вимітні, зсуви, карстові процеси, що вказує на посилення тектонічної активності регіону протягом новітнього періоду.

Екологічний стан геологічного середовища території робіт. Сумарна оцінка екологічного стану окремих компонентів геологічного середовища (ґрунтів, донних відкладів, підземних вод) та небезпечних геологічних процесів подана нижче. Аналіз проведених еколого-геологічних досліджень аркуша „Вінниця” дозволяє зробити висновки:

1) екологічний стан геологічного середовища території аркуша помірно напружений (55-65%) і задовільний (35-45%);

2) кореневий прошарок ґрунтів поблизу промислових підприємств, складів мінеральних добрив і отрутохімікатів, у зоні впливу автомобільних доріг та залізниць, нафтобаз і АЗС, а також на території молочно-тваринницьких ферм забруднений токсичними компонентами (важкими металами, нітратами, пестицидами тощо);

3) підземні води в четвертинних відкладах у межах населених пунктів та їхніх околиць забруднені нітратами та хлором;

4) для визначення концентрації токсичних компонентів і масштабів їхнього розповсюдження в геологічному середовищі необхідно виконати більш детальні еколого-геохімічні дослідження ґрунтів та підземних вод;

5) з метою попередження розвитку ярів і великих вимоїн рекомендується круті схили не розорювати, а терасувати, засаджувати кущами і деревами, а верхів'я ярів обвалувати;

6) побудована карта екологічного стану геологічного середовища території аркуша М-35-XXIX (Вінниця) [78] дозволяє отримати тільки загальну картину умов розповсюдження токсичних компонентів у ґрунтах і підземних водах з попередньою оцінкою ступеня забруднення навколишнього середовища.

Таблиця 3. Екологічний стан геологічного середовища території робіт

Екологічний стан геологічного середовища	Рівні забруднення			Ступінь ураженості території небезпечними геологічними процесами
	Ґрунтів та донних відкладів		Підземних вод	
	важкими металами	радіонуклідами		
Помірно напружений	Помірно небезпечний	Помірно небезпечний	Помірно небезпечний	–
Задовільний	Припустимий	Припустимий	Припустимий	Помірний і незначний

ВИСНОВКИ

Комплект “Держгеолкарти-200” аркуша М-35-XXIX (Вінниця) складено згідно з чинною “Хроностратиграфічною схемою”. При його створенні максимально врахований фактичний матеріал, отриманий під час проведених раніше геологічних, гідрогеологічних і геофізичних досліджень. Нові карти помітно відрізняються від попередніх не тільки більшою детальністю, але й сучасною концепцією.

Доведено, що первинним субстратом метаморфічного комплексу, а потім і гранітоїдів, була товща осадово-вулканогенних порід палеоархейського віку, в якій переважали вулканіти основного й ультраосновного складу (коматіти), їх туфи і продукти перемиву, серед яких розміщувалися горизонти хемогенних, здебільшого кременисто-карбонатних і залізисто-кременистих порід. Реконструйовано розріз тиврівської товщі, загальна потужність якої на Лукашівській ділянці сягає 1865 м. Підтверджено, що в ряді вивчених місць гранатвмісні, часто з гіперстеном, гнейси не належать до самостійних товщ (гніванської та березнинської), а є діафоритами. Геологічна позиція, петрохімічні особливості і радіологічні визначення свідчать про їх палеопротерозойський вік.

На підставі наявних геохронологічних даних чарнокітоїди Подільського блока віднесено до єдиного літинського комплексу (мезоархей) і розподілено на три різновиди: ендербіт-мігматити, ендербіти і чарнокіти. На геологічних картах більш детально відображено розчленування за типами порід палеопротерозойських гранітоїдів бердичівського комплексу. У Середньобузькому блоці на місці раніше закартованого одноманітного поля ендербітів виділено: палеоархейський гайворонський комплекс ендербіт-діоритів, мезоархейські літинські ендербіти, а також палеопротерозойські регресивні гранітоїди (гайсінський комплекс). В останньому відокремлено і показано на карті групи порід різного речовинного складу.

На прикладі Лукашівської ділянки зроблено висновок, що ускладнення давніх та утворення нових структур у мезоархей пов'язано з діаліризмом мобільного гранітоїдного матеріалу, подекуди ці структури являють собою чергування ендербітових куполів з міжкупольними синкліналями, заповненими метаосадковими породами. Імовірно, що з процесом плутонометаморфізму пов'язано виникнення складної метаморфічної зональності.

Проведено стратиграфо-генетичне розчленування пліоцен-четвертинних відкладів відповідно до нової стратиграфічної схеми. Уточнено розріз, площі розповсюдження, літолого-фаціальний склад балтської світи, товщ строкатих і червоно-бурих глин. Віднесені раніше до середньосарматського регіоніду ярусу відклади виділено в ранзі трьох товщ: глин, пісків та алевритів (N_{1gp}), вапняків (N_{1v}), вуглистих глин і пісків (N_{1vp}). Уперше закартовано й охарактеризовано спорово-пилковими спектрами озерно-болотні утворення еоцену – бучацька серія.

Довивчено гідрогеологічні умови території, у тому числі:

- складено державну гідрогеологічну карту масштабу 1:200 000, яке відповідає сучасним вимогам;
- уточнено умови формування, площі поширення та хімічний склад ґрунтових та напірних вод зони активного водообміну;
- виділено перспективні на водоносні горизонти площі, що рекомендуються для проведення подальших геологорозвідувальних робіт на підземні води.

Проведено переоцінку перспектив території робіт на різні види корисних копалин. До перспективних віднесено рудопрояви рідкісних земель, розміщені в корах вивітрювання кристалічних порід, в яких монацит і циркон входять до складу супутніх компонентів у каолінах.

Вивчена територія має перспективи на виявлення корінних джерел алмазу в межах південно-західного борту Хмільницької зони.

До проблем, що вимагають подальшого вивчення і розв'язання, належать такі:

- 1) уточнення формаційної приналежності утворень сабарівського комплексу, серед яких припускається наявність коматітів;
- 2) з'ясування генезису та віку гнейсів біотитових, іноді з гранатом або графітом, оскільки поряд з регресивними утвореннями, які зустрічаються найчастіше, серед них передбачається присутність подібних порід прогресивного етапу метаморфізму;
- 3) більш детальне й достовірне геохронологічне розчленування чарнокітоїдів регіону, оскільки отримані на сьогодні ізотопні дати для подібних за складом порід істотно різняться за віком;
- 4) більш обгрунтоване тектонічне розчленування приграничної зони Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тикицького мегаблоків;
- 5) вивчення характеру співвідношень між утвореннями новопетрівської світи з піщано-глинистою товщею середньосарматського регіонарусу;
- 6) оцінка перспективності на алмази Літинської, Сабарівської та Немирівської ділянок;
- 7) оцінка продуктів кори вивітрювання гранітоїдів як рідкісноземельних іонних руд.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опублікована

1. Авакян К. Х. Условия образования и метаморфическая история эндербитов и чарнокитов Центрально-Кольской зоны / К. Х. Авакян, М. С. Марков // Зап. Всес. мин. общ. – 1984. – Вып. № 5 – С. 547-559.
2. Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. – К.: Вид-во УАН, 1935. – 389 с.
3. Белевцев Р. Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. – К.: Наук. думка, 1975. – 229 с.
4. Бобров О. Б. Формаційні ряди зеленокам'яних комплексів та їх міжконтинентальна кореляція / О. Б. Бобров, А. О. Сиворонов, Б. І. Малюк // Зб. наук. праць Укр. ДГРІ – 2004. – № 2. – С. 5-32.
5. Бухарев В. П. О проблеме реконструкции первичного состава суперкрупных пород Подольского мегаблока Украинского щита // Геол. журн. – 1987. – № 5. – С. 101-110.
6. Бухарев С. В. Петрология чарнокитовых комплексов западной части Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – К., 1988. – 21 с.
7. Венедиктов В. М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1978. – 162 с.
8. Венедиктов В. М. Полициклическое развитие гранулитовой фации. – К.: Наук. думка, 1986. – 265 с.
9. Верем'єв П. С. Деякі закономірності деформацій в докембрії у межах Подільської протоплатформенної області Українського щита // Доп. АН УРСР. – 1975. – Т. 9. – С. 775-779.
10. Верем'єв П. С. Тектонические движения периода формирования чудново-бердичевских гранитоидов Верхнего Побужья // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. – К.: Наук. думка, 1987. – С. 104-105.
11. Верем'єв П. С. Природа структурообразования гранулитовых комплексов юго-западной части Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита. – К.: Вид-во ІГМР НАНУ, 2000. – С. 21-23.
12. Войновський А. С. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500 000 : Пояснювальна записка / А. С. Войновський, Л. В. Бочай, С. В. Нечаев. – К.: УкрДГРІ, 2002. – 336 с.
13. Гинтов О. Б. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры / О. Б. Гинтов, В. М. Исая. – К.: Наук. думка, 1988. – 226 с.
14. Голуб Е. Н. Гранитоиды гранулитовой фации / Е. Н. Голуб, И. Б. Щербаков // Гранулитовая фация Украинского щита. – К., Наук. думка, 1988. – С. 172-178.
15. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш М-35-XXIII (Бердичів). – К.: ПДРГП "Північгеологія", Правобережна ГЕ, 2001. – 97 с.
16. Державний баланс запасів корисних копалин України. – 2003. – К.: Геоінформ України.
17. Димитров Г. Х. Чарнокитовая формация Среднего Побужья. – К.: Препринт ИГФМ, 1977. – 56 с.
18. Дранник А. С. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень / А. С. Дранник, М. М. Костенко, К. Ю. Єсипчук та ін. // Мінер. ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 26-28.
19. Єсипчук К. Е. Гранитоиды Украинского щита / К. Е. Єсипчук, В. И. Ораса, И. Б. Щербаков и др.. – К.: Наук. думка, 1993. – 230 с.
20. Єсипчук К. Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – К.: Наук. думка, 1988. – 264 с.
21. Зенько В. Г. Диафторез – вероятная причина гетерогенности докембрия Верхнего Побужья : Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200 // Тези доп. І Наук.-вироб. наради геологів-зйомщиків України. – К., 2001. – с. 105-107.
22. Загнитко В. Н. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита / В. Н. Загнитко, И. П. Луговая. – К.: Наук. думка, 1989. – 316 с.
23. Каляев Г. И. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины

- / Г. И. Калыев, Е. Б. Глевасский, Г. Х. Димитров. – К.: Наук. думка, 1984. – 237 с.
24. *Козлов Н. Е.* Первичная природа эндрбитов гранулитового пояса Кольского региона / Н. Е. Козлов и др. // *Геохимия*. – 1990. – № 4. – С. 591-598.
 25. *Красовский С. С.* Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления / С. С. Красовский, Ю. П. Оровецкий // *Минер. журн.* – 2000. – № 2/3. – С. 57-76.
 26. *Крутиховская З. А.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита / З. А. Крутиховская и др. – К.: Наук. думка, 1982. – 216 с.
 27. *Крутиховская З. А.* О строении Немировской зоны разломов в южной части Украинского щита и направление поисков полезных ископаемых / З. А. Крутиховская, И. Т. Чебан, Э. В. Мельничук, С. Г. Слоницкая // *Геол. журн.* – 1985. – № 6 – С. 47-57.
 28. *Куретин В. А.* Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии // *Минер. журн.* – 2003. – № 5/6. – С. 88-94.
 29. *Лаврик В. Ф.* Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист М-35-XXIX / В. Ф. Лаврик и др. – К., 1974. – 69 с.
 30. *Лазько Е. М.* Нижний докембрий западной части Украинского щита / Е. М. Лазько, В. П. Кирилук, А. А. Сиворонов и др. – Львов: Выща шк., 1975. – 238 с.
 31. *Лепигов Г. Д.* Глуховецько-Турбівський вузол : [Геологічна будова, проблеми вивчення] / Г. Д. Лепигов, А. П. Василенко // *Мінер. ресурси України*. – 2005. – № 2. – С. 13-15.
 32. *Лесная И. М.* Геохронология чарнокитоидов Побужья. – К.: Наук. думка, 1988. – 134 с.
 33. *Наливкина Э. Б.* Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. – М.: Недра, 1964. – 124 с.
 34. *Наливкина Э. Б.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. – М.: Недра, 1977. – 183 с.
 35. *Пастухов В. Г.* Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000 : Объясн. зап. / Отв. испол. В. Г. Пастухов; К. П. Астахов, М. К. Багинян и др. – К.: Госкомгеология Украины, 1993. – 213 с.
 36. *Перчук Л. Л.* Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л. Л. Перчук и др. – М.: Наука, 1983. – 189 с.
 37. *Петрографічний кодекс України* / Відпов. ред. І. Б. Щербаков. – К., 1999. – 81 с.
 38. *Плоткина Т. Э.* Реконструкция первичного состава эндрбито-гнейсов Хашчевато-Завальевского блока Украинского щита петрохимическими методами // *Геол. журн.* – 1994. – № 1. – С. 97-103.
 39. *Половинкина Ю. И.* Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. Проблемы геологии докембрия. – К.: Наук. думка, 1971. – С. 8-14.
 40. *Рокачук Т. А.* Петрологические аспекты люминесценции полевых шпатов. – К.: Наук. думка, 1988. – 197 с.
 41. *Рундквист Д. В.* Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / Д. В. Рундквист, М. В. Минц, А. М. Ларин и др. – М., 1999. – 399 с.
 42. *Русько Ю. А.* Микроэлементы в каолинах Глуховецкой группы месторождений / Ю. А. Русько, Л. С. Сонкин // *Геол. журн.* – 1973. – № 6. – С. 108-112.
 43. *Рябенко В. А.* Результаты микроструктурных исследований гранитов, мигматитов, чарнокитов, гнейсов и кристаллических известняков Украинского щита / В. А. Рябенко, Л. Б. Беличенко // *Геол. журн.* – 1969. – № 6. – С. 47-56.
 44. *Рябенко В. А.* Основные черты тектонического строения Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1970. – 125 с.
 45. *Рябенко В. А.* Морфология и условия формирования гранитогнейсовых куполов Украинского щита / В. А. Рябенко, О. Д. Моськина // *Геол. журн.* – 1985. – № 3. – С. 53-61.
 46. *Рябенко В. А.* Текстура глибокометаморфизованных пород докембрию Украины. – К.: Наук. думка, 1976. – 126 с.
 47. *Рябокоть В. В.* События Украинского щита и их генезис / В. В. Рябокоть, И. Б. Щербаков. – К.: Препринт ИГФМ АН УССР – 1977. – 54 с.
 48. *Слензак О. И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. – К.: Изд-во АН УССР, 1961. – 211 с.
 49. *Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. – К.: Наук. думка, 1986. – 187 с.
 50. *Сонкин Л. С.* Особенности минерального состава Турбовского каолина / Л. С. Сонкин и др. // *Геол. журн.* – № 6. – 1974. – С. 75-83.
 51. *Степанюк Л. М.* Послідовність формування гранітоїдів Побужся / Л. М. Степанюк та ін. // Тези доповідей Всеукраїнської міжвідомчої наради «Геологія і стратиграфія Українського щита» – К., 1998. – с. 94-96.
 52. *Степанюк Л. М.* Геохронологія докембрию західної частини Українського щита (архей-палеопротерозой): Автореф. дис. ... докт. геол. наук / НАН України, ІГМР. – К., 2000. – 34 с.
 53. *Степанюк Л. М.* U-Pb хронологія проявлення гранулітового метаморфізму в породах Дністровсько-Бузького району УЩ. Геологія і магматизм докембрию Українського щита / Л. М. Степанюк, І. М. Лісна. – К.: ІГМР НАНУ. – 2000. – С. 107-109.
 54. *Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита* / Под ред. Н. П. Щербака. – К.: Наук. думка, 1985. – 166 с.

55. *Тяпкин К. Ф.* Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. – К.: Наук. думка, 1986. – 168 с.
56. *Фомин А. Б.* Геохимия гипербазитов Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1984. – 232 с.
57. *Черноморский М. А.* Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия / М. А. Черноморский, В. И. Васильева и др. – К.: Недра, 1984. – 234 с.
58. *Щербак Н. П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975. – 269 с.
59. *Щербак Н. П.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий и др. – К.: Наук. думка, 1989. – 141 с.
60. *Щербаков И. Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975. – 279 с.
61. *Щербаков И. Б.* Характер изменения термоллюминесцентных свойств щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита в связи с направленностью процессов гранитообразования / И. Б. Щербаков, Т. А. Рокачук // Геол. журн. – 1979. – Т. 39. – С. 117-119.
62. *Щербаков И. Б.* Днестровско-Бугский район / И. Б. Щербаков, В. В. Зюльцле, В. М. Минеева // *Метаморфизм Украинского щита.* – К.: 1982. – С. 71-97.
63. *Щербаков И. Б.* Гранитоидные формации Украинского щита / И. Б. Щербаков, К. Е. Есипчук, В. И. Орас и др. – К.: Наук. думка, 1984. – 192 с.
64. *Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
65. *Щербакова Т. Г.* Метаморфические породы формации биотит-гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев / Т. Г. Щербакова, Е. Н. Голуб // *Гранулитовая фация Украинского щита.* – К.: 1985. – С. 136-150.
66. *Яковлев Б. Г.* Метабазиты и метасульфиды в гранулитовом комплексе Украинского щита / Б. Г. Яковлев и др. // *Гранулитовая фация Украинского щита.* – К., 1985. – С. 25-67.
67. *Яковлев Б. Г.* Минералогия равновесия и физико-химические условия метаморфизма мафических, ультрамафических и железистых пород гранулитовых комплексов / Б. Г. Яковлев, Э. А. Никулина // *Метаморфизм Украинского щита.* – К.: Наук. думка, 1982. – С. 262-275.
68. *Яковлев Б. Г.* Физико-химические условия метаморфизма мафит-ультрамафитовых пород в гранулитовом комплексе Украинского щита / Б. Г. Яковлев, А. Л. Литвин, Г. Л. Кравченко и др. // *Магматические и метаморфические формации в истории Земли.* – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 199-204.

Фондова

69. *Викулина Р. Г.* Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов масштаба 1:200 000 Винницкой обл. УССР : Отчет торфяной партии по тит. 710/89 за 1989-1991 г. – К.: Геоинформ, 1991.
70. *Виноградов Г. Г.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории листов М-35-107-В и М-35-107-Г / Г. Г. Виноградов, Д. П. Палий, Б. С. Германов. – К.: Геоинформ, 1973.
71. *Вититнев И. К.* Отчет о результатах поисково-оценочных и ревизионных работ на малых рудных залежах силикатных никелевых руд в районе Среднего Побужья за 1971-78 гг. / И. К. Вититнев, В. А. Дусяцкий. – К.: Геоинформ, 1978.
72. *Гейко В. Д.* Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:200 000 территории листа М-35-XXIX (Винница) и групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 листов М-35-105, 106 / В. Д. Гейко и др. – К.: Геоинформ, 1982.
73. *Германов Б. С.* Отчет о результатах комплексных геофизических исследований по подготовке геофизической основы для геологической съемки масштаба 1:50 000 на площади планшетов М-35-105-А,Б; М-35-106-А,Б / Б. С. Германов, К. Л. Столяренко. – К.: Геоинформ, 1980.
74. *Гнатюк П. А.* Отчет о разведке подземных вод для водоснабжения г. Тульчина, выполненной в 1965-1967 гг. (Запасы подсчитаны по состоянию на 1 марта 1967 г.) / П. А. Гнатюк, М. Т. Гонгарь. – К.: Геоинформ, 1967.
75. *Грицай Н. С.* Отчет о результатах поисков подземных вод для расширения водоснабжения г. Жмеринка Винницкой области УССР. – К.: Геоинформ, 1981.
76. *Грицай Н. С.* Отчет по поискам подземных вод для хозяйственного водоснабжения г. Тыврова Винницкой области за 1990-1993 гг. – К.: Геоинформ, 1993.
77. *Деркач С. С.* Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Тетерів і Південний Буг : Звіт про проведення геологічного довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIII (Бердичів) за 1992-2000 рр. / Відп. вик. С. С. Деркач. – К.: Геоінформ, 2000.
78. *Деркач С. С.* Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Південний Буг і Дністер : Звіт про проведення геологічного до вивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIX (Вінниця) за 2001-2004 рр. / Відп. вик. С. С. Деркач. – К.: Геоінформ, 2004.
79. *Довгань Р. Н.* Металлогеническая карта западной, юго-западной и северо-восточной части Украинского щита. Составление металлогенической и прогнозной карт масштаба 1:200 000 по юго-западной, западной и северо-восточной частям Украинского щита за 1974-1977 гг. / Р. Н. Довгань, Л. И. Беседина, Л. Н. Зайцева и др. – К.: Геоинформ, 1977.
80. *Ентин В. А.* Результаты работ по подготовке геофизической и геохимической основы для ГТС-50 в Де-

- ражнянском районе : Отчет Правобережной и эколого-геохимической партий за 1988-1992 гг. / Отв. исп. В. А. Ентин – К.: Геоинформ, 1992.
81. *Ентин В. А.* Підготовка геофізичної основи тектонічної карти України масштабу 1:1 000 000 / Відп. вик. В. А. Ентін. – К.: Геоінформ, 2002.
 82. *Жарин И. С.* Отчет о поисках и разведке подземных вод для водоснабжения г. Жмеринки Винницкой области за 1971-1972 гг. – К.: Геоинформ, 1972.
 83. *Забияка Л. И.* Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических исследований по глубинному геологическому картированию листа М-35-XXIII (Бердичев) масштаба 1: 200 000 / Л. И. Забияка, Б. С. Германов, Н. С. Василенко. – К.: Геоинформ, 1974.
 84. *Забияка Л. И.* Геологическая карта масштаба 1: 50 000 территории листов М-35-93-Г; -94-А, В / Л. И. Забияка и др. – К.: Геоинформ, 1978.
 85. *Зюльцле В. В.* Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов М-35-131-В,Г; М-35-143-А,Б / В. В. Зюльцле, Г. Г. Виноградов, В. А. Ентин. – К.: Геоинформ, 1980.
 86. *Зюльцле В. В.* Геологічна будова та корисні копалини басейну верхів'я р. Рось : Звіт про геологічне довищення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIV (Сквира) за 1998-2003 рр. / Відп. виконавець В. В. Зюльцле. – К.: Геоінформ, 2004.
 87. *Иванов А. С.* Отчет о поисках подземных вод для водоснабжения пгт Литина за 1972-73 гг. Побужская ГРЭ / А. С. Иванов, В. С. Скороход. – К.: Геоинформ, 1973.
 88. *Каневский А. Я.* Сводный геологический отчет по поискам никеля Побужской экспедиции за 1959-65 гг. в районе Побужья / А. Я. Каневский и др. – К.: Геоинформ, 1965.
 89. *Катюк И. Ю.* Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 с общими поисками территории листов М-35-119-А,Б; -120-А-В (Гайсин) / И. Ю. Катюк и др. – К.: Геоинформ, 1991.
 90. *Кирилюк В. П.* Отчет о литолого-формационном изучении глубокометаморфизованных и гранитизированных пород западной части УЩ / В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко и др. – Львов, 1979.
 91. *Косьяк Е. В.* Отчет о поисках подземных вод для водоснабжения г. Винницы и прилегающих промышленных и сельскохозяйственных объектов. – К.: Геоинформ, 1975.
 92. *Лавров Д. А.* Отчет о поисках редких металлов в районе Верхнего Побужья и Приднестровья за 1960-1963 гг. / Д. А. Лавров, Н. П. Щербак, В. И. Герасим'юк. – К.: Геоинформ, 1963.
 93. *Лавров Д. А.* Отчет о результатах поисков алмазов в пределах Правобережной Украины за 1967-1972 гг. / Д. А. Лавров, Г. К. Кирилов, А. И. Кручек. – К.: Геоинформ, 1972.
 94. *Лавров Д. А.* Отчет о результатах поисков россыпей алмазов в бассейнах рр. Днестра и Ю. Буга, проведенных в 1972-74 гг. / Д. А. Лавров, А. И. Кручек. – К.: Геоинформ, 1974.
 95. *Ляшко Н. А.* Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:50 000 южной части Хмельникской зоны / Н. А. Ляшко и др. – К.: Геоинформ, 1986.
 96. *Маслов А. А.* Анализ состояния минерально-сырьевой базы промышленности строительных материалов Винницкой области по состоянию на 01.01.1993 г. / А. А. Маслов и др. – К.: Геоинформ, 1994.
 97. *Меркушин І. Є.* Геолого-петрологічна характеристика, формаційна та вікова приналежність стратифікованих базитів і ультрабазитів Середнього Побужжя : Інформаційний звіт / Відп. викон. І. Є. Меркушин. – К.: Геоінформ, 2003.
 98. *Мнишенко Ю. М.* Отчет о поисково-разведочных работах на Тывровском месторождении гранитов для производства полировочных штучных изделий, проведенных в 1971-1973 гг. (Тывровский р-н Винницкой обл., УССР). – К.: Геоинформ, 1973.
 99. *Недбайло П. П.* Отчет о поисках и разведке подземных вод для водоснабжения пос. Гнивань Винницкой области за 1969-1970 гг. / П. П. Недбайло, В. Л. Мудрак. – К.: Геоинформ, 1970.
 100. *Павлюк В. Н.* Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов М-35-130-А, Б, В, Г. Винницкая область : Отчет геолого-съёмочной партии № 37 за 1980-1984 гг. / В. Н. Павлюк, В. В. Зюльцле, В. М. Бондаренко и др. – К.: Геоинформ, 1984.
 101. *Пащенко А. Г.* Отчет о результатах поисков подземных вод для водоснабжения аграрно-промышленного комплекса в с. Соколец Немировского района Винницкой области УССР. – К.: Геоинформ, 1982.
 102. *Погонина В. И.* Отчет о результатах поисков и предварительной разведки подземных вод для водоснабжения пгт Немиров Винницкой области УССР / В. И. Погонина и др. – К.: Геоинформ, 1977.
 103. *Рябенко В. А.* Государственная геологическая карта. Масштаб 1:200 000. Лист М-35-XXIX (Винница) : Отчет геолого-съёмочной партии Побужской экспедиции по работам за 1957-1959 гг. / В. А. Рябенко и др. – К.: Геоинформ, 1959.
 104. *Сонкин Л. С.* Отчет по поискам первичных каолинов и составление прогнозных карт района Турбовского месторождения Винницкой области УССР. – К.: Геоинформ, 1971.
 105. *Сонкин Л. С.* Материалы к технико-экономическому расчету по Глуховецко-Турбовскому каолиновому району / Л. С. Сонкин, Д. С. Гурский. – К.: Геоинформ, 1979.
 106. *Янцевич А. А.* Отчет о результатах поисков и предварительной разведки подземных вод для водоснабжения пгт Шаргород Винницкой области УССР за 1978-1980 гг. – К.: Геоинформ, 1980.

**Список
родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIX
„Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень”
масштабу 1 : 200 000**

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
Металічні корисні копалини				
Чорні метали				
Залізо				
I-1-3	Петриківський рудопрояр, с. Лукашівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст Fe магн. – 30,70-35,85%	Залізорудний метаморфізований	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]
Кольорові і рідкісні метали				
Мідь				
II-3-24	Вороновицький рудопрояр, смт Вороновиця Вінницького р-ну Вінницької обл.	Вміст Cu – до 2,95%	Мідний гідротермальний	Вититнев І. К. [71], Гейко В. Д. [72]
Цирконій, титан				
III-4-37	Немирівський рудопрояр, м. Немирів Вінницької обл.	Вміст циркону – 15кг/м ³ , ільменіту – 35кг/м ³	Цирконій-титановий розсипний	Рябенко В. А. [103]
Рідкісноземельні метали церієвої групи				
I-2-6	Сабарівське родовище, с. Сабарів, південна околиця м. Вінниця	Не розробляється. Вміст монациту – до 4,2 кг/т, циркону – до 3,4кг/т	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Лавров Д. А. [92]
II-2-20	Гніваньський рудопрояр, м. Гнівань Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Вміст Ce – 0,3%, La – 0,3%, Y – 0,1%	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Рябенко В. А. [103]
II-3-28	Потуський рудопрояр, с. Потуш Немирівського р-ну Вінницької обл.	ΣTR – 0.1-1.4% (спектр. аналіз)	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Лавров Д. А. [92]
III-3-33	Стрільчинецький рудопрояр, с. Стрільчинці Немирівського р-ну Вінницької обл.	Вміст ΣTR – 0,4% (хім. аналіз)	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72]
Неметалічні корисні копалини				
Гірничо-хімічна сировина				
Карбонатна сировина для цукрової промисловості				
Вапняк				
IV-1-41	Мурафське родовище, с. Жданово Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Відпрацьоване. Вміст CaCO ₃ – 52,8-95,5%	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96]
Гірничорудна сировина				
Сировина абразивна				
Алмаз технічний				
I-1-2	Ріжокмикулинецький прояв, с. Микулинці Літинського р-ну Вінницької обл.	Зерно розміром 0,22×0,2 мм	Розсипний	Ляшко Н. А. [95]
II-3-25	Дубівецький прояв, с. Вороновиця Немирівського р-ну Вінницької обл.	Зерно розміром 0,15 мм	"-	"-
II-3-26	Пилявський прояв, с. Пилява Тиврівського р-ну Він-	Уламок розміром 0,18×0,01 мм	"-	"-

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
	ницької обл.			
III-1-30	Будьківський прояв, с.Будьки Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Кристал (куб) розміром 0,17 мм	Розсипний	Ляшко Н. А. [95]
III-2-31	Строїнцівський прояв, с. Строїнці Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Кристал розміром 0,15 x 0,12 мм і уламок розміром 0,9 x 0,7 мм	Розсипний	Ляшко Н. А. [95]
IV-3-63	Шура-Копіївський прояв, с. Шура Копіївська Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Уламок розміром 0,18 мм	Розсипний	Лавров Д. А. [94]
Сировина для облицювальних матеріалів (декоративне каміння)				
Ендербіт				
II-3-27	Тиврівське родовище, смт Тиврів Вінницької обл.	Розробляється. Ендербіт, вихід блоків – 35-40%	Магматичний та ультраметаморфічний	Маслов А. А. [96]
III-3-34	Рахни-Полівське родовище, с. Іванівці Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Ендербіт, вихід блоків – 26,6%	Магматичний та ультраметаморфічний	Маслов А. А. [96]
Пісковик				
IV-1-50	Довжоцьке родовище, с. Довжок Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Марки М-25, 35, 50, 75	Уламковий осадовий	Маслов А. А. [96]
Сировина гірничорудна				
Сировина скляна та фарфоро-фаянсова				
Каолін первинний				
I-3-10	Турбівське родовище, смт Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Білізна середня – 77%	Первинних каолінів	Сонкін Л. С. [104], Держ. баланс [16]
Будівельна сировина				
Сировина для плянних стінових матеріалів. Вапняк				
IV-1-44	Козлівське родовище, с. Козлівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Марки М-15, 75	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-45	Мурафське родовище, с. Жданово Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Марки М-25-75	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-47	Довжоцьке родовище, с. Довжок Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Марки М-25-75	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-48	Хоменківське родовище, с. Хоменки Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Марки М-15, 75	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-51	Лозівське родовище, с. Лозова Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Марки М-35, 40	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-53	Джуринське родовище, с. Мала Деревчинка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Марки М-35-100	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-55	Джуринське-II родовище, смт Джурин Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Марки М-15-25	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
IV-2-58	Зведенівське родовище, с. Зведенівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Марки М-15-35	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-60	Джуринське родовище, (дільн. Голуба Балка), смт. Джурин Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Марки М-25-50	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-61	Родовище Лиса Гора, смт Джурин Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Марки М-25-50	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-62	Деребчинське родовище, смт Джурин Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Марки М-15-75	Органогенно-осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
Води				
Підземні води				
Цягні води				
II-1-15	Жмеринське родовище (Центральна ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Розробляється. Сарматські відклади, дебіт св. 4,5-9,8 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
II-1-16	Жмеринське родовище (Південна ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється. Сарматські відклади, дебіт св. 3,57-9,09 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
II-1-17	Жмеринське родовище (Жуківська ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється. Сарматські відклади, дебіт св. 3,57-9,09 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
II-2-19	Гніваньське родовище (Грижинська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 4,0-10,0 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
II-2-21	Гніваньське родовище (Вітавська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 1,43-9,62 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
II-2-22	Гніваньське родовище (Ворошилівська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 3,5-8,5 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
II-3-29	Тиврівське родовище (Клещівська ділянка), м. Тиврів Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 14,8-15,0 л/сек.	Тріщинний	Грицай Н. С. [76]
III-3-35	Соколецьке родовище, с. Соколець Немирівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 0,68-7,6 л/сек.	Тріщинний	Пащенко А. Г. [101]
III-4-39	Немирівське родовище, (Скіфська ділянка), смт Немирів Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 3,85-20,0 л/сек.	Тріщинний	Погоніна В. І. [102]
IV-1-43	Родовище Шаргородське (Шестаківська ділянка), смт Шаргород Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 2,2-13,1 л/сек.	Тріщинний	Янцевич А. А. [106]
IV-1-46	Родовище Шаргородське (діючий водозабір), смт Шаргород Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 2,0-6,5 л/сек.	Тріщинний	Янцевич А. А. [106]
Природні столові води				
I-2-5	Вінницьке родовище, с. Зарванці Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 0,8 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повідомлення]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-3-11	Вінницьке родовище, ("Панда"), м. Вінниця	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 144 м ³ /добу	Трищинний	Грицай Н.С. [усне повідомлення]
Мінеральні води Кремнієві води				
I-3-12	Вінницьке родовище, м. Вінниця	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 86,4 м ³ /добу	Трищинний	Ляшенко П. О. [усне повідомлення]
Радонові води				
III-4-38	Немирівське родовище, м. Немирів Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. 84,0 м ³ /добу	Трищинний	Ляшенко П. О. [усне повідомлення]
Корисні копалини місцевого значення Сировина для хімічних меліорантів Вапняк				
IV-2-54	Західновербівське родовище, с. Вербівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Середній сармат. Клас I, сорт I.	Оолітовий осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
Сировина для будівельного вапна та гіпсу Вапняк				
II-1-14	Рівське родовище, с. Рів Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Середній сармат. Клас А.	Оолітовий осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-42	Жданівське родовище, с. Жданівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Середній сармат. Сорт III.	Оолітовий осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-56	Джуринське родовище, с. Вербівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Середній сармат. Сорт II.	Оолітовий осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-2-57	Вербівське-II родовище, с. Вербівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Середній сармат. Клас I, сорт I.	Оолітовий осадовий	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
Сировина для побутового каменю				
I-1-1	Малинівське родовище, с. Малинівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Ендербіт. Марки Б-800, Ц-1000-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-2-4	Стрижавське родовище, с. Стрижавка Вінницького р-ну	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-2-7	Сабарівське родовище, с. Сабарів Вінницького р-ну	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-2-8	Шкуринецьке родовище, с. Шкуринці Вінницького р-ну	Не розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-800-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-3-9	Турбівське родовище, м. Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
II-1-13	Браїлівське родовище, с. Браїлів Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Граніт. Марки IV-15, 2Б-800, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
II-2-18	Демидівське родовище, с. Демидівка Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1200-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
II-2-23	Вітавське родовище, с. Вітава Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
III-3-32	Стрільчинецьке родовище, с. Стрільчинці Немирівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Ендербіт. Марки Б-800, Ц-1200-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
III-3-36	Печерське родовище, с. Печера Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Граніт. Марки Б-1000, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
III-4-40	Коржівське родовище, с. Коржівка Немирівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Ц-600-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-49	Хоменківське родовище, с. Хоменки Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Ендербіт, граніт. Марки Ц-1400, Б-600-800	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-52	Писарівське родовище, с. Писарівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Ц-1200-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]

ДОДАТОК 2

Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIX "Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів" масштабу 1 : 200 000

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
Горючі копалини				
Тверді горючі копалини				
Торф				
I-1-64	Родовище Стасева долина, м. Лігін Літинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-1-65	Згарівське родовище, с. Селище Літинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-1-66	Широкогреблянське родовище, с. Широка Гребля Вінницького р-ну	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-2-69	Мізяківське родовище, с. Мізяківські хутори Вінницького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-2-72	Вишнівське родовище, с. Пирогово Вінницького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-3-78	Кобильнівське родовище, с. Кобильня Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-3-79	Малокрушлинське родовище, с. М.Крушлинці Вінницького р-	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
	ну Вінницької обл.			
I-4-80	Лозоватське родовище, с. Лозоватка Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-4-81	Лукашівське родовище, с. Лукашівка Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-4-82	Оленівське родовище, с. Оленівка Вінницького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
I-4-83	Лозоватське родовище, с. Лозоватка Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
II-2-89	Тарабанівське родовище, с. Студениця Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
II-2-90	Грижинцівське родовище, с. Грижинці Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
II-2-92	Тиврівське родовище, м. Тиврів Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
II-2-94	Малинівське родовище, с. Малинів Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
II-2-95	Борсківське родовище, с. Борсків Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
III-2-103	Василівське родовище, с. Василівка Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
III-2-104	Краснопирогівське родовище, с. Пирогів Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
IV-1-109	Мурафське родовище, с. Мурафа Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
IV-1-110	Лозівське родовище, с. Лозова Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
IV-3-114	Шпиківське родовище, с. Бортники Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
IV-4-117	Кришинецьке родовище, с. Кришинці Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
IV-4-119	Іцківське родовище, с. Холодівка Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
IV-4-122	Сельницьке родовище, м. Тульчин Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний, очеретяно-осоковий	Викулина Р. Г. [69]
Неметалічні корисні копалини Гірничорудна сировина Сировина абразивна Алмаз технічний				
II-2-87	Бохоникський прояв, с. Бохоники Вінницького р-ну	4 кристали розміром до 0,2 мм	Розсипний	Лавров Д. А. [94]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
	Вінницької обл.			
II-2-91	Сутисківський прояв, с. Сутиски Тиврівського р-ну Вінницької обл.	2 зламки	Розсипний	Лавров Д. А. [94]
III-3-107	Печерський прояв, с. Печера Тульчинського р-ну Вінницької обл.	5 зламків	Розсипний	Лавров Д. А. [94]
Сировина будівельна Сировина піщано-гравійна Пісок				
I-2-74	Прибузьке родовище, с. Прибузьке Вінницького р-ну	Розробляється	Флювіогляціальний	Маслов А. А. [96]
I-2-75	Бохоницьке родовище, с. Бохоники Вінницького р-ну	Не розробляється	Флювіогляціальний	Маслов А. А. [96]
I-3-77	Приборівське родовище, с. Приборівка Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Алювіально-флювіогляціальний	Маслов А. А. [96]
II-1-86	Жмеринське родовище, с. Жуківці Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Алювіальний	Маслов А. А. [96]
III-3-106	Тиврівське родовище, м. Тиврів Вінницької обл.	Розробляється	Алювіальний	Маслов А. А. [96]
Сировина цегельно-черепична Глини				
I-2-67	Мізяковохутірське родовище, с. Мізяківські Хутори Вінницького р-ну	Розробляється М-75	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
I-2-68	Стрижавське родовище, с. Стрижавка Вінницького р-ну	Не розробляється М-75, 100	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
I-2-70	Дашківецьке родовище, с. Дашківці Літинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
I-2-71	Зарванцівське родовище, с. Зарванці Вінницького р-ну	Розробляється М-100	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
I-2-73	Гниловецьке родовище, м. Вінниця	Розробляється М-75, 100	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
I-2-76	Вінницьке родовище, м. Вінниця	Не розробляється М-75, 100	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-1-84	Браїлівське родовище, смт Браїлів Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-1-85	Жмеринське родовище, м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-2-88	Селищанське родовище, с. Селище Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-2-93	Жахнівське родовище, м. Тиврів Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-3-96	Іванівське родовище, с. Іванівка Вінницького р-ну	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-3-97	Вороновицьке родовище, смт Вороновиця Вінницького р-ну	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-3-98	Тиврівське родовище, м. Тиврів Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
II-3-99	Лісове родовище, м. Тиврів Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
III-1-100	Станіславчицьке родовище, с. Станіславчик Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
III-1-101	Пеньківське родовище, с. Пеньківка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
III-1-102	Пасинківське родовище, с. Пасинки Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
III-3-105	Гостинівське родовище, с. Гостинне Немирівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
III-4-108	Немирівське родовище, м. Немирів Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-1-111	Буднянське родовище, с. Будне Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-2-112	Стрельниківське родовище, с. Стрельники Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-3-113	Шпиківське родовище, с. Шпиків Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-3-115	Юрківське родовище, с. Юрківка Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-4-116	Брацлавське родовище, смт Брацлав Немирівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-4-118	Тарасівське родовище, с. Тарасівка Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-4-120	Нестерварське родовище, с. Нестерварка Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]
IV-4-121	Кінашевське родовище, с. Нестерварка Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється	Еолово-делювіальний	Маслов А. А. [96]

Список
родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIX
„Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту”
масштабу 1 : 200 000

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
Металічні корисні копалини				
Чорні метали				
Залізо				
I-1-3	Петриківський рудопрояв, с. Лукашівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст Fe магн. – 30,70-35,85%	Залізорудний метаморфізований	Гейко В. Д. [72] Ляшко Н. А. [95]
Кольорові метали				
Мідь				
II-3-24	Вороновицький рудопрояв, смт Вороновиця Вінницького р-ну	Вміст Cu – до 2,95%	Мідний гідротермальний	Витигнев І. К. [71], Гейко В. Д. [72]
Рідкісноземельні метали церієвої групи				
I-1-126	Лукашівський рудопрояв, с. Лукашівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст монациту – до 2 кг/т, вміст Th – до 0,14%	Рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72]
I-1-127	Микулинецький рудопрояв, с. Микулинці Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст TR ₂ O ₃ – до 0,75% (хім. аналіз)	Рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]
I-2-6	Сабарівське родовище, с. Сабарів, південна околиця м. Вінниця	Не розробляється. Вміст монациту – до 4,2 кг/т, циркону – до 3,4 кг/т	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Лавров Д. А. [92]
I-3-131	Гавришівський рудопрояв, м. Вінниця	Вміст TR ₂ O ₃ – до 0,55%, торію до – 0,05%	Рідкісноземельний у корі вивітрювання	Гейко В. Д. [72]
I-4-133	Королівський рудопрояв, с. Королівка Липовецького р-ну Вінницької обл.	Вміст TR ₂ O ₃ – до 0,5%, торію – до 0,2%	Рідкісноземельний у корі вивітрювання	Гейко В. Д. [72]
II-2-20	Гніваньський рудопрояв, м. Гнівань Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Вміст Ce – 0,3%, La – 0,3%, Y – 0,1%	Рідкісноземельний у лейкогранітах	Рябенко В. А. [103]
II-3-28	Потушський рудопрояв, с. Потуш Немирівського р-ну Вінницької обл.	ΣTR – 0,1-1,4% (спектр. аналіз)	Рідкісноземельний у лейкогранітах	Лавров Д. А. [92]
Радіоактивні метали				
Торій				
I-1-124	Малинівський рудопрояв, с. Малинівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст торію – до 0,05%, TR – до 0,003%	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]
I-1-128	Ріжківський рудопрояв, с. Красне Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Вміст торію – до 0,08%, TR – до 0,35%	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Ляшко Н. А. [95]
II-3-137	Вороновицький рудопрояв, смт Вороновиця Вінницького р-ну	Вміст торію – десяти частки %	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72]
II-3-138	Пилявський рудопрояв, с. Пилява Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Вміст монациту – до 3,75 кг/т	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
III-3-139	Стоянівський рудопрояр, с. Велика Вулига Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Вміст торію – до 0,08%	Рідкіснометально-рідкісноземельний у лейкогранітах	Гейко В. Д. [72]
Неметалічні корисні копалини				
Гірничорудна сировина				
Електро- та радіотехнічна сировина				
Графіт				
I-2-130	Лукашівський рудопрояр, с. Лукашівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст графіту – до 10-15%, вміст С – до 3%	Графітовий метаморфізований	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]
Флогопіт				
I-1-125	Лукашівський рудопрояр, с. Лукашівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Вміст флігопіту – 15-40%	Флогопітовий у скарнах	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]
Сировина для облицювальних матеріалів (декоративне каміння)				
Ендербіт				
II-3-27	Тиврівське родовище, смт Тиврів Вінницької обл.	Розробляється. Ендербіт, вихід блоків – 35-40%	Магматичний та ультраметаморфічний	Маслов А. А. [96]
III-3-34	Рахніполівське родовище, с. Іванівці Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Ендербіт, вихід блоків – 26,6%	Магматичний та ультраметаморфічний	Маслов А. А. [96]
Сировина скляна та фарфорово-фаянсова				
Каолін первинний				
I-1-123	Літинський прояв, м. Літин Вінницької обл.	Сорти КН-80, 84	Первинних каолінів	Гейко В. Д. [72]
I-3-10	Турбівське родовище, смт Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Білизна середня – 77%	Первинних каолінів	Сонкін Л. С. [104], Держ. баланс [16]
I-4-134	Королівський прояв, с. Якубівка Липовецького р-ну Вінницької обл.	Білизна – 78,5-86,7%, сорти КН-80, 84	Первинних каолінів	Гейко В. Д. [72]
II-2-136	Сутисківський прояв, с. Сутиски Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Білизна – 77-80%	Первинних каолінів	Гейко В. Д. [72], Ляшко Н. А. [95]
Води				
Підземні води				
Питні води				
II-1-135	Жмеринське родовище (північна ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – до 2,15 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
II-2-19	Гніванське родовище (Грижинська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 4,0-10,0 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
II-2-21	Гніванське родовище (Вітавська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 1,43-9,62 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
II-2-22	Гніванське родовище (Ворошилівська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 3,5-8,5 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
II-3-29	Тиврівське родовище (Клещівська ділянка), м. Тиврів Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 14,8-15 л/сек.	Тріщинний	Грицай Н. С. [76]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
Ш-3-35	Соколицьке родовище, с. Соколиць Немирівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 0,68-7,6 л/сек.	Тріщинний	Пашенко А. Г. [101]
Ш-4-39	Немирівське родовище, (Скіфська ділянка), смт Немирів Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 3,85-20,0 л/сек.	Тріщинний	Погоніна В. І. [102]
Природні столові води				
I-2-129	Стрижавське родовище, с. Стрижавка Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 285 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повідомлення]
I-2-5	Вінницьке родовище, с. Зарванці Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 0,8 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повідомлення]
I-3-11	Вінницьке родовище, ("Панда"), м. Вінниця	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 144 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повідомлення]
I-3-132	Вінницьке родовище, с. Лука Мелишівська Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 360 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повідомлення]
Мінеральні води				
Кремнієві води				
I-3-12	Вінницьке родовище, м. Вінниця	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 86,4 м ³ /добу	Тріщинний	Ляшенко П. О. [усне повідомлення]
Радонові води				
Ш-4-38	Немирівське родовище, м. Немирів Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 84,0 м ³ /добу	Тріщинний	Ляшенко П. О. [усне повідомлення]
Корисні копалини місцевого значення				
Сировина для побутового каменю				
I-1-1	Малинівське родовище, с. Малинівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Ендербіт. Марки Б-800, Ц-1000-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-2-4	Стрижавське родовище, с. Стрижавка Вінницького р-ну	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-2-7	Сабарівське родовище, с. Сабарів Вінницького р-ну	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-2-8	Шкуринецьке родовище, с. Шкуринці Вінницького р-ну	Не розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-800-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
I-3-9	Турбівське родовище, м. Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
П-1-13	Браїлівське родовище, с. Браїлів Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
П-2-18	Демидівське родовище, с. Демидівка Жмеринського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1200-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
П-2-23	Вітавське родовище, с. Вітава Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марки Б-800, Ц-1000-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]

Індекс квадрата і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
III-3-32	Стрільчинецьке родовище, с. Стрільчинці Немирівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Ендербіт. Марки Б-800, Ц-1200-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
III-3-36	Печерське родовище, с. Печера Тульчинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Граніт. Марки Б-1000, Ц-1000-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
III-4-40	Коржівське родовище, с. Коржівка Немирівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марка Ц-600-1200	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-49	Хоменківське родовище, с. Хоменки Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Ендербіт, граніт. Марки Ц-1400, Б-600-800	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]
IV-1-52	Писарівське родовище, с. Писарівка Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Граніт. Марка Ц-1200-1400	Метаморфогенний та магматичний	Маслов А. А. [96], Держ. баланс [16]

ДОДАТОК 4

Список родовищ підземних вод, показаних на аркуші М-35-XXIX “Гідрогеологічної карти” масштабу 1:200 000

Індекс квадрата і № на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка х-ка прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
Природні питні води				
П-1-135	Жмеринське родовище (північна ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, глиб. – 12,2-18,8 м, дебіт св. – до 2,15 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
П-1-15	Жмеринське родовище (Центральна ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Розробляється. Сарматські відклади, глиб. – 6,3-18,0 м, дебіт св. – 4,5-9,8 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
П-1-16	Жмеринське родовище (Південна ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється. Сарматські відклади, глиб. – 43,5 м, дебіт св. – 3,57-9,09 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
І-1-17	Жмеринське родовище (Жуківська ділянка), м. Жмеринка Вінницької обл.	Не розробляється. Сарматські відклади, глиб. – 43,0 м, дебіт св. – 2,9-3,09 л/сек.	Тріщинний	Жарин І. С. [82]
П-2-19	Гніванське родовище (Грижинська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, глиб. – 3,7-5 м, дебіт св. – 4-10 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
П-2-21	Гніванське родовище (Вігавська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, глиб. – 0,7-7,25 м, дебіт св. – 43-9,62 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
П-2-22	Гніванське родовище (Ворошилівська ділянка), м. Гнівань Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, глиб. – 1,0-4,5 м, дебіт св. – 3,5-8,5 л/сек.	Тріщинний	Недбайло П. П. [99]
П-3-29	Тиврівське родовище (Клещівська ділянка), м. Тиврів Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, глиб. – 4,2 м, дебіт св. – 14,8-15,0 л/сек.	Тріщинний	Грицай Н. С. [76]

Індекс квадрата і № на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка х-ка прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
III-3-35	Соколицьке родовище, с. Соколиць Немирівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, глиб. – 0,3-1,0 м, дебіт св. – 0,68-7,6 л/сек.	Тріщинний	Пашенко А. Г. [101]
III-4-39	Немирівське родовище, (Скіфська ділянка), смт Немирів Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, глиб. – 0,4-1,1 м, дебіт св. – 3,85-20,0 л/сек.	Тріщинний	Погоніна В. І. [102]
IV-1-43	Шаргородське родовище (Шестаківська ділянка), смт Шаргород Вінницької обл.	Не розробляється. Породи докембрію, глиб. – 0,6-4,6 м, дебіт св. – 2,2-13,1 л/сек.	Тріщинний	Янцевич А. А. [106]
IV-1-46	Шаргородське родовище (діючий водозабір), смт Шаргород Вінницької області	Не розробляється. Породи докембрію, глиб. – 2,0 м, дебіт св. – 2,0-6,5 л/сек.	Тріщинний	Янцевич А. А. [106]
Природні столові води				
I-2-129	Стрижавське родовище, с. Стрижавка Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 285 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повід.]
I-2-5	Вінницьке родовище, с. Зарванці Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 0,8 м ³ /добу	Тріщинний	Іщенко О. П. [усне повід.]
I-3-11	Вінницьке родовище ("Панда"), м. Вінниця	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 144 м ³ /добу	Тріщинний	Грицай Н. С. [усне повід.]
I-3-132	Вінницьке родовище, с. Лука Мелешівська Вінницького р-ну	Розробляється. Породи докембрію, дебіт 360 м ³ /добу	Тріщинний	Грицай Н. С. [усне повід.]
Мінеральні води				
Кремнієві води				
I-3-12	Вінницьке родовище, м. Вінниця	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 86,4 м ³ /добу	Тріщинний	Ляшенко П. О. [усне повід.]
Радонові води				
III-4-38	Немирівське родовище, м. Немирів Вінницької обл.	Розробляється. Породи докембрію, дебіт св. – 84 м ³ /добу	Тріщинний	Ляшенко П. О. [усне повід.]

ДОДАТОК 5

Каталог пам'яток природи

№ на карті	Місцезнаходження	Коротка характеристика
1-19	Скала Коцюбинського М. Вінниця, правий берег р. Півд. Буг, біля водосховища.	Назва пов'язана з іменем українського письменника М. М. Коцюбинського, який народився і проживав у м. Вінниця. Долина річки тут неширока, глибоко врізана в давні кристалічні породи. Сучасне русло затиснуте між скелястими берегами, слабо меандрує в межах надзаплавних терас, островки яких витягнуті вздовж річки. Скала складена гранітоїдами бердичівського комплексу (віком 2050 млн років) – середньо-, рідше дрібнозернистими, темно-сірими з зеленуватим відтінком, які, в свою чергу, складені з плагіоклазу, піроксену, кварцу, часто містять гранат, біотит, амфіболи. Місцевість мальовнича, уривчасті скелі берегів річки надають їй характер екзотичного ландшафту. Ділянка площею 1 га охороняється об'єднанням "Вінниця-енерго".
2-13	Сабарівський кар'єр Правий берег р. Півд. Буг, за 2 км на півд. зах. м. Вінниця.	Відслонюються бердичівські вінницити, гранат-біотитові граніти з реліктовими ділянками ендербітів. Містять численні останці кристалосланців дністровсько-бузької серії, зустрічаються метабазити сабарівського комплексу (локатип).
3-507	За 400 м на захід від	Розмір кар'єру – 120×150 м. У ньому відслонюється вапняк-

	с. Сьомаки Жмеринського р-ну Вінницької обл.	черепашник середньої товщі середньосарматського регіоні під'ярусу. Вапняк бурий, міцний, з великою кількістю черепашок та їх стулок.
4-30	<i>Гніванський кар'єр</i> М. Гнівань Тиврівського р-ну Вінницької обл.	Відслонюються, в основному, граніти, граніт-пегматити, мігматити, рідше вінніцити, ендербіти з ксенолітами піроксенових кристалосланців, по периферії яких виникають гранатвмісні гнейси. Породи дуже дислоковані, інколи з утворенням складок, які мають субвертикальні шарніри.
5-46	<i>Горбанівський кар'єр</i> С. Грабовець Немирівського р-ну Вінницької обл.	Розмір кар'єру – 500×150 м. У ньому відслонюються різні породи гайсинського комплексу (собіти) з останцями піроксенових кристалосланців і амфіболітів.
6-232	Р. Мурашка, с. Дерев'янки Шаргородського р-ну Вінницької обл.	Розріз обухівської світи представлений опокоподібними пісковиками кварцовими світло-сірого кольору з залишками фауни. Пісковики перекриваються пісками глауконіт-кварцовими зеленувато-сірими, тонко-дрібнозернистими. Перекриваються ці утворення вапняками оолітовими середньосарматського регіоні під'ярусу.

Деркач Сергій Семенович
Зенько Віктор Гаврилович
Ляшенко Петро Олексійович
Виходцев Микола Корнійович
Куляк Сергій Миколайович
Павлюк В'ячеслав Миколайович
Нікіташ Леонід Петрович
Новікова Мар'яна Михайлівна
Радіна Ніна Іванівна

Державна геологічна карта України
Масштаб 1:200 000

Центральноукраїнська серія
Аркуш М-35-XXIX (Вінниця)

Редактор видання З.П. Охинько
Комп'ютерна верстка
Комп'ютерна графіка
Коректор А. В. Кольцова

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Державної геологічної служби
Міністерства охорони навколишнього природного середовища України від 25 січня 2006 р.
(протокол № 164).

Підписано до видання
Формат 60×84/8. Папір типовий. Гарн. Times. Цифр. друк.
Тираж 100 прим. Замов. 3/06

Видання та друк Центр регіональних геологічних досліджень ПДРГП "Північгеологія".
02088, м. Київ, пров. Геофізиків, 10. Тел.: 564-87-26, т/ф.: 564-84-62,
E-mail: ngeology@ukrack.net