



МІНІСТЕРСТВО ЕКОЛОГІЇ ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ
ДЕПАРТАМЕНТ ГЕОЛОГІЇ ТА ВИКОРИСТАННЯ НАДР

ПІВНІЧНЕ ДЕРЖАВНЕ РЕГІОНАЛЬНЕ ГЕОЛОГІЧНЕ ПІДПРИЄМСТВО
«ПІВНІЧГЕОЛОГІЯ»
ПРАВОБЕРЕЖНА ГЕ

**ДЕРЖАВНА
ГЕОЛОГІЧНА КАРТА
УКРАЇНИ
МАСШТАБ 1:200 000**

ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-35-XXIII (БЕРДИЧІВ)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Склали С С Деркач (відповідальний виконавець) В Г Зенько С В Лафінчук,
В М Павлюк М М Новікова А В Федоров

Редактори П Ф Брацлавський З М Дорковська

Експерт НРР Л Ф Котвицький (Житомирська ГЕ)

Державна геологічна карта України масштаб 1:200 000 аркуш М-35-XXIII (Бердичів). – Київ; Міністерство екології та природних ресурсів України, Північне державне регіональне геологічне підприємство “Північгеологія”, Правобережна ГЕ, 2001. – 97 с.

Автори:

С. С. Деркач (відповідальний виконавець), В. Г. Зенько, С. В. Лафінчук,
В. М. Павлюк, М. М. Новікова, А. В. Федоров

За загальним керівництвом В. Л. Приходька

Редактори:

П. Ф. Брацлавський, науковий співробітник УкрДГРІ
З. М. Дорковська, геолог I категорії Правобережної ГЕ

Експерт НРР

Л. Ф. Котвицький, нач. партії, Житомирська ГЕ

У пояснювальній записці узагальнено геологічний матеріал, в основі якого лежать результати геологічного довивчення площі аркуша М-35-XXIII масштабу 1:200 000, виконаного у 1992–2000 рр. Подано опис геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень, геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів та геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту. Дано характеристику всього стратиграфічного розрізу району від кристалічної основи до сучасних відкладів, його тектонічної будови, корисних копалин, еколого-геологічної обстановки. Наведено список родовищ та проявів корисних копалин.

Розрахована на широке коло фахівців, які працюють у галузі геологічних наук та природознавства.

Іл. 8. Табл. 1. Бібліогр. 105 назв. Додат. 4.

	стор.
ВСТУП.....	6
1.ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ.....	6
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ.....	8
Палеоархей.....	9
Дністровсько-бузька серія.....	9
Тиврівська товща.....	9
Березнинська товща.....	16
Петрологічна характеристика порід дністровсько-бузької серії.....	18
Петрохімічні особливості порід дністровсько-бузької серії.....	21
Кайнозой.....	24
Палеоген.....	24
Бучацька серія.....	24
Неоген.....	27
Нижній-середній міоцен.....	27
Верхній міоцен.....	28
Нижній – верхній пліоцен.....	29
Четвертинна система.....	29
Плейстоценовий відділ.....	29
Еоплейстоценовий розділ.....	29
Неоплейстоценовий розділ.....	30
Голоценовий відділ.....	33
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ.....	33
Сабарівський інтрузивний комплекс.....	34
Літинський ультраметаморфічний комплекс.....	35
Мінералого-петрохімічна характеристика чарнокітоїдів літинського комплексу.....	40
Бердичівський ультраметаморфічний комплекс.....	41
Мінералого-петрохімічна характеристика порід бердичівського комплексу.....	48
Дайковий комплекс.....	50
Хмільницький інтрузивний комплекс.....	50
Дайковий комплекс.....	51
Діафторовані та гідротермально-метасоматично змінені породи.....	52
4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ.....	55
Мінералого – геохімічна характеристика продуктів кори вивітрювання..	57
5. ТЕКТОНІКА.....	58
Докембрійський структурний поверх.....	58
Розривні порушення.....	61
Кайнозойський структурний поверх.....	65
6.ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ.....	67
7.ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ.....	70
8.ГІДРОГЕОЛОГІЯ.....	72
9.КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ.....	74
Горючі корисні копалини.....	75
Торф.....	75
Буре вугілля.....	75
Металічні корисні копалини.....	75
Кольорові метали.....	75
Мідь.....	75
Нікель (хром).....	76
Молібден.....	76
Рідкісні метали та рідкісноземельні елементи.....	77

Цирконій	77
Рідкісноземельні елементи церієвої групи	77
Благородні метали. Золото	78
Неметалічні корисні копалини	78
Технологічна сировина	79
Графіт	79
Первинний каолін	79
Мінеральні фарби	80
Абразивна сировина. Гранат	81
Дорогоцінне каміння. Алмази	82
Будівельні матеріали	82
Декоративно-облицювальне каміння	82
Каміння будівельне	83
Піски будівельні	83
Глини цегельно-черепичні	84
Глини-пластифікатори	84
Підземні води	84
Води лікувальні мінерально-радонові	84
Води питні прісні	85
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	85
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ	90
ВИСНОВКИ	92
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	93
Опублікована	93
Фондова	95
ДОДАТОК № 1. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIII 'Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних відкладів' масштабу 1: 200 000	97
ДОДАТОК № 2. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIII 'Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів' масштабу 1: 200 000 ..	99
ДОДАТОК № 3. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIII 'Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту' масштабу 1: 200 000	101
ДОДАТОК № 4. Каталог пам'яток природи	104

ПРИЙНЯТІ СКОРОЧЕННЯ ДО ТЕКСТУ

А	ампер
АФЗ	аерофотозйомка
Бк	бекерель
ВЕЗ	вертикальне електрозондування
ГДК	гранично-допустимі концентрації
ГДП-200	геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000
гл.	глибина
г	грам
дм	дециметр
дод.	додаток
Зх.	захід
ін.	інше
інт.	інтервал
кбар	кілобар
кг	кілограм
Кі	кюри
км	кілометр
Кодекс	Стратиграфічний кодекс України 1997 р.
л	літр
м	метр
м.	місто
МАКЗ	методи аерокосмічного зондування
мал.	малюнок
мг	міліграм
мГл	мілігал
мкр	мікрорентген
млн	мільйон
млрд	мільярд
мм	міліметр
НСК	Національний стратиграфічний комітет України
нТл	наноесла
од.	одиниця
Пд.	південь
Пн.	північ
р., рр.	річка, ріки
р-н	район
РЗЕ	рідкоземельні елементи
с., сс.	село, села
св.	свердловина
сек.	секунда
сер	середнє значення
сім.	сімейство
см	сантиметр
сmt.	селище міського типу
СПЗ	сумарний показник забруднення
стор.	сторінка
Сх.	схід
сх. д.	східна довгота
т	тонна
Т	температура
тис.	тисяча
ум.од.	умовна одиниця
УЩ	Український щит
екв.	еквівалент
σ	щільність
æ	магнітна сприйнятливність
Fa	залізистість мінералів

Територія аркуша М-35-XXIII (Бердичів), розташована в суміжних районах Житомирської і Вінницької областей України. Міста Бердичів і Козятин та смт. Калинівка і Літин сполучені між собою, а також з центрами областей, залізницями та шосе. Менші за значенням населені пункти зв'язані мережею автомобільних трас з твердим покриттям і ґрунтових доріг.

Рельєф території являє собою слабогорбисту лісосостепову рівнину з абсолютними відмітками від 234 до 327 м. Головними водними артеріями є р. Південний Буг та його основні притоки Десна, Снивода, Згар, а також р. Тетерів з притоками Гнилоп'ять та Гуйва. Клімат району помірно континентальний – середньомісячні температури змінюються від $-5,5^{\circ}\text{C}$ в січні до $+25^{\circ}\text{C}$ в липні. Середньорічна норма опадів 585 мм, висота снігового покриву 5–25 см, утримується він протягом 2–3 місяців. Ґрунт промерзає на глибину 1 м. Вітри переважно північно-західного та західного напрямків, середня їх швидкість 3,9 м/сек.

Основу економіки становить агропромисловий комплекс. Наявність чорноземів та сприятливий клімат дають змогу отримувати хороші урожаї цукрового буряку, зернових культур та овочів. Розвинуто м'ясо-молочне тваринництво. Промислове виробництво зосереджено у великих містах, більша частина підприємств – заводи з переробки сільськогосподарської продукції, невеликі механічні та ремонтні заводи. Найважливіші гірничодобувні підприємства – Глухівецький і Турбівський каолінові комбінати. Місцеве значення мають гранітні кар'єри – Іванівський, Жежелівський, Селищанський, Лознянський та ін, що виробляють блочний камінь, бут та щебінь.

У структурі Українського щита район займає північну частину Подільського блоку в місці його зчленування з Волинським блоком. Характеризується триарусною будовою. Інтенсивно дислокований комплекс кристалічного фундаменту складений докембрійськими глибокометаморфізованими утвореннями, сформованими протягом кількох тектонічних циклів. Виходить на денну поверхню переважно в долинах великих річок, але нерідко і на піднятих ділянках вододілів. Покривний комплекс, разом з майже повсюдно розвинутою корою вивітрювання, має середню потужність кілька десятків метрів. На півдні аркуша він включає переважно теригенні, а на півночі – прибережно-морські осадові породи. Четвертинні відклади, що утворюють малопотужний (до перших десятків метрів) чохол, на всій території перекривають більш давні утворення, в їхньому складі переважають субаквальні та лесові фаціальні різновиди.

Для складання карт використано результати ГДП-200, а також раніше виконане картування аркуша в масштабі 1:200 000 [40; 74] і на 40% території – в масштабі 1:50 000 [75; 103; 64]. Враховані також відомості, що містяться у численних звітах з пошуково-оціночних робіт. Повнота та якість наявних даних достатня для складання сучасних кондиційних карт четвертинного та покривного комплексів. Менш детально, через погану відслоненість, вивчено фундамент, але матеріали високоточних геофізичних досліджень у комплексі з безпосередніми спостереженнями дають змогу з високою достовірністю оконтурити поля різноманітних порід, виявити і простежити плікативні структури та розривні порушення.

У попередніх польових роботах та підготовці до видання комплекту геологічних карт брали участь відповідальні виконавці І. Ю. Катюк та С. С. Деркач, геологи В. Г. Зенько, С. В. Лафінчук, М. М. Новікова, В. М. Павлюк, О. І. Цимбал, Н. І. Радіна, геофізик А. В. Федоров, петрограф Г. Г. Гребнева. Пояснювальна записка складена В. Г. Зеньком та А. Ф. Федоровим. Розділи “Кайнозой” і “Геоморфологія та рельєфоутворюючі процеси”, “Еколого-геологічні умови” написано С. С. Деркачем та С. В. Лафінчуком, “Гідрогеологія” – П. О. Ляшенком, “Оцінка потенційної алмазозності” – В. М. Павлюком. Комп'ютерний варіант пояснювальної записки створений М. М. Новіковою. Лабораторні роботи (спектральний, спектрозолотометричний, мінералогічний, гідрохімічний аналізи) виконано в Правобережній ГЕ; хімічний та рентгеноспектральний аналізи зроблено у ЦЛ ПДРГП “Північгеологія”.

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

У другій половині XIX ст. вченими-геологами, які проводили дослідження в регіоні, було вивчено стратиграфію осадових відкладів, зроблено описи окремих типів гранітоїдів. Систематичні, але переважно маршрутні дослідження почали здійснюватись на початку минулого століття, в цей період більшість праць присвячувалося проблемам петрології кристалічних порід. Досить важливе значення дотепер мають праці

М. І. Безбородька [1] з петрографії та генезису гранітоїдів Верхнього Побужжя; він вивчав вплив гранітів на ксеноліти метаморфічних порід, що містяться у них. У 30–40-х роках зроблено перші дрібномасштабні зйомки та складено відповідні карти.

У повоєнні роки геологозйомочні роботи [40; 103; 77] почали супроводжуватися площовими геофізичними дослідженнями, бурінням переважно неглибоких свердловин. Це дало змогу детальніше вивчити осадовий покрив, розчленувати та оконтурити поля різних кристалічних порід. На картах того часу видно, що серед останніх переважають гранітоїди, масиви яких містять порівняно невеликі останці гнейсів та кристалосланців. Найважливіше значення з робіт того часу мають дослідження В. А. Рябенка [40; 94], який склав першу карту кристалічного фундаменту аркуша М–35–XXIII. На ній виділено великі структури – Бердичівський антиклінорій та Гніванський синклінорій, а також ряд дрібніших складок. Встановлено місцезнаходження найбільших розломів. Майже одночасно зі зйомками проводилися пошуки та розвідка родовищ каолінів [95, 97–100], бурого вугілля [93; 71], абразивної сировини [84; 69], рідкісних земель [83], нікелю [72; 78], будівельних матеріалів, підземних вод [73; 89].

У 70-ті роки минулого століття почалося глибинне геологічне картування території в масштабах 1:200 000 та 1:50 000 із застосуванням буріння глибоких (до 300 м і більше) свердловин. Л. І. Забіяка [74; 75] разом з вченими Львівського університету (В. П. Кирилюком та ін.) – фахівцями з формаційного аналізу найдавніших комплексів, розробив досить обґрунтовану модель будови докембрійського фундаменту. Раніше відомі тіла кристалосланців, гнейсів, скарноїдів, а також гранітоїдні утворення за рядом характерних особливостей розчленовано на формації (комплекси). У запропонованій Л. І. Забіякою, В. П. Кирилюком та іншими авторами [81] схемі найнижче положення зайняли архейські гранатвмісні гранітоїди (чудново-бердичівські) з реліктами гіперстенових та гранат-біотитових суперкрукстальних порід, найвище ендербіти з останцями піроксенових кристалосланців та кальцифірів. В. Д. Гейко та інші автори [67], спираючись на ті самі формаційні принципи, також розчленовують гранітоїди та їх субстрат на ряд комплексів і товщ, проте положення їх у розрізі, на їхню думку, протилежне.

Наприкінці минулого сторіччя на території аркуша М–35–XXIII та прилягаючих районів були завершені зйомки і ГК масштабу 1:50 000 [91; 63; 86; 64; 105]. Ці роботи не внесли суттєвих змін в сформований на той час погляд на геологічну будову регіону. Слід відзначити дослідження П. Ф. Брацлавського та спів-авторів [64] у північно-західній частині території. Детальні спостереження в глибоких свердловинах підтвердили наявність поступової зміни піроксенвмішуваних (гранулітових) асоціацій гнейсо-гранітними. Раніше відомі масиви чарнокітоїдів П. Ф. Брацлавський вважає гранодіоритами вірогідно метасоматичного генезису.

Верхнє Побужжя було об'єктом уваги не тільки згаданих дослідників-зйомщиків, тут упродовж багатьох років науковці вивчали докембрійські утворення, їх вік, структуру. Найважливіше значення мають праці з петрології гранулітових товщ та ендербітів Ю. І. Половинкіної [37], О. І. Слензака [44], Е. Б. Наливкіної [30; 31], В. М. Вендиктова [10]. Вивченню геохронології гранітоїдів присвячена праця М. П. Щербака [90], який встановив ранньопротерозойський вік чудново-бердичівських гранітів та гранат-біотитових гнейсів, що асоціюють з ними. І. М. Лісна [29] показала, що чарнокітоїди Подільського блоку мають різний вік – від раннього архею до раннього протерозою. В. А. Рябенко [43] багато робіт присвятив вивченню тектоніки докембрію Верхнього Побужжя, він обстоює ідею закономірної приуроченості гранітоїдних масивів до антиклінальних структур. Л. С. Сонкін та Д. С. Гурський [97–101] протягом тривалого часу вивчали кори вивітрювання та пов'язані з ними родовища каоліну; вони детально дослідили обширний Глухівецько-Турбівський каоліновий район.

У північно-східній частині, а також на заході аркуша на порівняно великих площах проведено пошуки бурого вугілля [71]. Поблизу міст Бердичів та Козятин значні ділянки охоплені пошуками підземних вод [73; 89]. Інші пошукові та розвідувальні роботи, серед яких слід відзначити оцінку рідкісноземельної мінералізації [83], абразивної сировини – гранату [69; 84], нікелевих руд [72; 78], виконані на обмежених (до перших квадратних кілометрів) ділянках.

Територія повністю покрита гравіметричною зйомкою масштабу 1:200 000, а на 63% – масштабу 1:50 000. Вона повністю охоплена аеромагнітною зйомкою масштабу 1:25 000 [96] (на 70% площі території проведено наземну магніторозвідку). На 75% площі аркуша зроблено електророзвідку методом ВЕЗ у масштабі 1:100 000.

Досить високий рівень вивченості району не сприяв, на жаль, формуванню єдиної точки зору на його геологічну будову. Послідовність становлення різних формацій, характер їх контактів, природа структур ще не досить ясні і залишаються дискусійними.

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Комплекси порід, які беруть участь в будові трьох різних ярусів, істотно відрізняються походженням та масштабами поширення. Крім того, в межах кожного ярусу встановлюється зональність, яка зумовлена особливостями розвитку того чи іншого району чи блоку. Згідно схеми районування четвертинних відкладів, територія аркуша М-35-XXIII (Бердичів) входить в межі двох підзон – лесових островів Українського Полісся та північних лесових районів. За умовами осадконакопичення в міоцені виділяють дві структурно-формаційні зони – Бердичівську та Літинську. Відповідно з районуванням кристалічного фундаменту територія робіт розміщується у межах Дністровсько-Бузького району (північно-західна підзона). Нижче наводиться узагальнена схема стратиграфічного розрізу (зверху до низу).

Четвертинна система

Голоценовий відділ (Н)

Елювіальні відклади – eН, алювіально-делювіальні відклади – adН, алювіальні відклади – aН, болотні відклади – bН, озерно-болотні відклади – lbН, техногенні утворення – tН (насипні – td, осаджені – ts).

Плейстоценовий відділ

Неоплейстоценовий розділ (Р)

Верхньонеоплейстоценова ланка

Деснянський ступінь – $P_{III}ds$, дофінівський кліматоліт – $P_{III}df$, вільшанський ступінь – $P_{III}vl$, відклади об'єднаних удайського і бузького кліматолітів – $P_{III}ud + bg$, бузький кліматоліт – $P_{III}bg$, нерозчленовані відклади завадівського–вітачивського кліматолітів – $P_{II-III}zv-vt$, вітачивський кліматоліт – $P_{III}vt$, черкаський і трубизький ступені – $P_{II-III}čr-tb$, удайський кліматоліт – $P_{III}ud$, прилуцький кліматоліт – $P_{III}pl$.

Середньонеоплейстоценова ланка

Тясминський кліматоліт – $P_{II}ts$, кайдацький кліматоліт – $P_{II}kd$, дніпровський кліматоліт – $P_{II}dn$, завадівський кліматоліт – $P_{II}zv$.

Нижньонеоплейстоценова ланка

Тилігульський кліматоліт – $P_{I}tl$, лубенський кліматоліт – $P_{I}lb$, сульський кліматоліт – $P_{I}sl$, мартоносський кліматоліт – $P_{I}mr$, приазовський кліматоліт – $P_{I}pr$, широкинський кліматоліт – $P_{I}sh$.

Еоплейстоценовий розділ (Е)

Верхньоеоплейстоценова ланка

Іллічівський кліматоліт – $E_{III}il$, крижанівський кліматоліт – $E_{III}kr$.

Нижньоеоплейстоценова ланка

Березанський кліматоліт – $E_{I}br$

Неогенова система

Пліоценовий відділ

Товща червоно-бурих глин (N_2 čb)

Міоценовий відділ

Верхній міоцен

Товща строкатих глин (N_1 st)

Товща глин, пісків і алевритів – N_1 gp

Нижній-середній міоцен

Новопетрівська світа (N_1 np)

Палеогенова система

Еоценовий відділ

Бучацька серія – P_2 bč

ПАЛЕОАРХЕЙ

Дністровсько-бузька серія

Березнинська товща (виділена умовно)* – AR_1 br?

Тиврівська товща – AR_1 tv

* Редактор не поділяє точки зору про умовність виділення березнинської товщі.

ПАЛЕОАРХЕЙ. ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКА СЕРІЯ.

До дністровсько-бузької серії відносять переважно дрібно-середньокристалічні метаморфічні породи, сформовані в умовах гранулітової фації. В будові серії виділяються дрібніші елементи – товщі, кількість і склад яких помітно варіює в різних регіонах її розвитку. На Верхньому Побужжі виділяють дві такі товщі – тиврівську та березнинську. Спільною для обох є закономірна присутність у розрізах кристалосланців основного складу, переважно гіперстенових. На думку дослідників [74; 75; 67], для тиврівської товщі характерна присутність роговообманково-двопіроксенових порід (метабазитів), а для березнинської – гнейсів гранат-біотитових і біотитових, нерідко з графітом.

Тиврівська товща – AR₁tv.

Тиврівська товща – це комплекс порід, які вирізняються найдавнішим віком та істотною перевагою в породному парагенезисі метаморфітів основного складу – піроксенових кристалосланців. Серед останніх найбільше поширені гіперстенові (\pm діопсид) різновиди, відомі в усіх районах розвитку архею і досить поширені на Побужжі та Придністров'ї [28; 10]. У Середньому Побужжі [28] та в інших районах Українського щита [59] ці породи виділено у формацію гіперстенових кристалосланців та гнейсів, яка характеризується одноманітністю будови та займає найнижчий стратиграфічний рівень. За складом та віком вона відповідає кальцифір-кристало-сланцевій формації (тиврівській товщі) Верхнього Побужжя.

Безпосередні спостереження та аналіз геофізичних даних [25; 96] свідчать, що розрізи товщі в різних ділянках території неоднакові, причому встановлено, що межі різних за намагніченістю і, відповідно, різних за набором порід тіл і блоків звичайно мають круте, часто субвертикальне залягання і простежуються на значну глибину. Тому поширене припущення про те, що на поверхню виходять різні стратиграфічні рівні товщі малоімовірне, скоріше за все, неоднорідність будови має або фаціальний характер, або зумовлена іншими причинами (метаморфізмом, гранітизацією та ін.).

Найбільші за площею поля суперкрустальних порід та найкрупніші їх останці серед масивів гранітоїдів складені переважно кристалосланцями гіперстеновими зі змінною кількістю клінопіроксену (перший тип розрізу). Найчастіше їх можна зустріти серед масивів ендербіт-мігматитів. Однією з таких ділянок є район середньої течії р. Згар між сс. Сосни та Новоселиця (розмір до 3 x 7 км). Досить велике (4,5 x 1,5 км) поле гіперстенових кристалосланців, вивчених О. М. Ханисенком [103], розташоване у с. Колибабинці, дещо меншого розміру – в Уланівській структурі. Великі (понад кілька десятків метрів) останці цих порід відомі в Іванівському, Писарівському та інших кар'єрах, розкриті численними свердловинами в багатьох районах території.

На південному заході Бердичівського блоку більша частина розрізу товщі також складена переважно гіперстеновими кристалосланцями, але тут вони чергуються з лінзо- та пластоподібними тілами діопсидових, двопіроксенових кристалосланців і кальцифірів. Ця породна сукупність (другий тип розрізу) досить добре вивчена глибокими свердловинами і є петротипом кальцифір-кристалосланцевої формації [28].

У районах регіональних магнітних аномалій (РМА) – Вінницької, Уланівської, Озадівської, Шендерівської – нарівні з просторово переважаючими ортопіроксеновими кристалосланцями широко розвинуті двопіроксенові та роговообманково-двопіроксенові кристалосланці – метабазити (третій тип розрізу). Співвідношення їх з гіперстеновими різновидами не можуть вважатися встановленими, але метабазити традиційно включаються до складу тиврівської товщі.

Четвертий тип розрізу, коли з основними гранулітами асоціюють високозалізисті породи – таконіти та ітабарити, спостерігається рідко, на невеликих – до 1–2 км² – ділянках. Вірогідно, ці породи не є суто стратифікованими утвореннями.

Площі поширення товщі з першим типом розрізу характеризуються наявністю локальних гравітаційних аномалій до 1,5–3 мГл. Аномальне магнітне поле над ними має негативні до слабкопозитивних значення (-100–300 нТл). Це добре узгоджується з фізичними властивостями порід (мал. 2.1). Гіперстенові кристалосланці, тою чи іншою мірою мігматизовані, є породами щільними ($\sigma_{\text{сер.}} = 2,88 \text{ г/см}^3$) і слабомагнітними – їх середня магнітна сприйнятливність (χ) дорівнює $68 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ.

На р. Згар, незважаючи на добру відслоненість, розріз товщі не піддається детальному вивченню через повсюдно проявлену ендербітизацію, яка затушувала первинну текстуру та обумовила появу гнейсоподібності, що одноманітно падає на північ – північний захід під кутами 50–80°. Вірогідно, потужність товщі тут становить кілька сотень метрів.

Гіперстенові кристалосланці середньої течії р. Згар відрізняються від подібних порід інших ділянок досить слабким ступенем мігматизації та наступного діафторезу. Зовні це дрібнозернисті (0,3–0,6 мм) зливні породи світло-сірого кольору зі слабким зеленуватим відтінком. Текстура масивна, але на ділянках ендербітизації кристалосланці набувають гнейсоподібності, рідше смугастості, нерідко переходять в ендербіт-мігматити. Мінеральний склад найменш змінених порід такий: гіперстен 25–75%, частіше 40–50%; діопсид звичайно відсутній, рідше міститься в кількості від 1–3 до 5–10%, в окремих випадках – 20–30%;

плагіоклаз – 30–65%, частіше 45–50%, акцесорні мінерали представлені апатитом – до 1–2%, магнетитом, ільменітом, цирконом. Часто присутні вторинні: кварц, як правило, до 7–10%, біотит – до 15–18%, графіт – до 1–3%, магнетит – 2%, сульфіди. В породах часто спостерігаються вторинні зміни. Деякі з них пов'язані з ендербітизацією і відбиваються в утворенні великих за розміром кристалів гіперстену, у фельдшпатизації (до появи антипертитів), в окварцуванні, часто з появою ситоподібних структур. Пізніші низькотемпературні процеси зумовили біотитизацію, як правило, з появою вторинного магнетиту, графітизацію та сульфідизацію (зазвичай, вони виявляються разом).

Поблизу с.Колибабинці гіперстенові кристалосланці помітно катаклазовані (ділянка розташована в зоні Хмільницького розлому), містять численні прожилки та жили лейкогранітів. Склад їх такий: плагіоклаз – лабрадор, у різновидах, що зазнали окварцування – до олігоклазу (25–60%), гіперстен (від 15 до 45%). Вторинні зміни тут проявлені досить інтенсивно – породи окварцовані (вміст кварцу 29–45%) та біотитизовані (до 18%), поблизу контакту з бердичівськими гранітами в огнейсованих кристалосланцях знайдено гранат.

Район з другим типом розрізу, де поруч з гіперстеновими кристалосланцями помітну роль відіграють діопсидові різновиди, карбонатвміщуючі породи та їх похідні, вивчений Л. І. Забіякою [74; 75] у районі сс. Павлівка – Уладівка (мал. 2.2). Ділянкам розвитку цієї кальцифір-кристалосланцевої формації в полі сили тяжіння відповідають аномалії інтенсивністю до 1,5–3 мГл. Магнітне поле над ними неоднорідне, частіше воно характеризується негативними значеннями (до –400 нТл), але місцями на цьому фоні спостерігаються групи порівняно невеликих – до 1–2 км – близьких до ізометричних чи лінзоподібних за формою сполучених аномалій. Їх відмінністю є чітко виражене поєднання мінімуму (до –800 нТл) та максимуму (до 300 нТл). Детальні дослідження [103; 74; 75; 82] виявили, що такий аномальний ефект створюють тіла діопсид-плагіоклазових кристалосланців. Останні мають порівняно високу магнітну сприйнятливність – $2800\text{--}3800 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ та особливо велику залишкову намагніченість (I_n), середнє значення якої, за даними 2500 зразків, дорівнює $32\ 000 \cdot 10^{-3}$ а/м, напрям вектору 210° , кут нахилу – -6° . Середня щільність їх – $2,84$ г/см³. Глибокими (до 400 м) свердловинами на Павлівській ділянці вивчено частину безперервного розрізу товщі (з низу до верху):

1. Кристалосланець гіперстеновий. Складається з гіперстену (35%), основного олігоклазу (55–60%), вторинних біотиту (8–10%) та кварцу (3–4%). Потужність 15 м.

2. Кристалосланець двопіроксеновий (діопсид – 35–38%, гіперстен – 7%). Потужність 10 м.

3. Кристалосланці гіперстенові (20–37%), окварцовані (від 5–7 до 17%), біотитизовані (5–8%) з апатитом (від 1–2 до 7%) та піритом (2–3%). Зустрічаються поодинокі малопотужні тіла (до 0,6 м) діопсидових сланців зі скаполітом, кальцитом та сфеном. Потужність – 70 м.

4. Кристалосланець двопіроксеновий, іноді з переважанням діопсиду. Потужність 30 м.

Шари 1–4 формують пачку I, потужністю понад 125 м. Вище залягає карбонатна пачка II:

5. Кальцифір, місцями майже мармур, із вмістом кальциту до 70%. Містить діопсид – 20%, флогопіт – 6%, плагіоклаз, сфен, пірит. Потужність 15 м.

6. Мармур сірий середньокристалічний, масивний, з домішкою форстериту від 3 до 20% (сер. 10%), місцями збагачений флогопітом – до 15–18%. Потужність 15 м.

7. Кальцифір світло-сірий, іноді переходить в мармур. Потужність 5 м.

8. Мармур кальцитовий (90–93%) з ділянками збагачення силікатними мінералами: олівіном (до 8–10%), діопсидом (до 25%), скаполітом (до 40%). Потужність 5 м.

9. Кальцифір. Склад: кальцит (67%), олівін (10%), діопсид (10%), скаполіт (13%). Потужність – 35 м.

10. Мармур кальцитовий. Потужність 5 м.

Загальна потужність другої карбонатної пачки досягає 80 м. Далі розріз наращується пачкою III істотно діопсидових магнітоактивних кристалосланців:

11. Кристалосланець ортопіроксеновий ендербітизований. Склад: плагіоклаз (60%), гіперстен (до 30%), діопсид (до 5%). Вторинні – рогова обманка (2–3%), біотит (5–8%). Потужність 10 м.

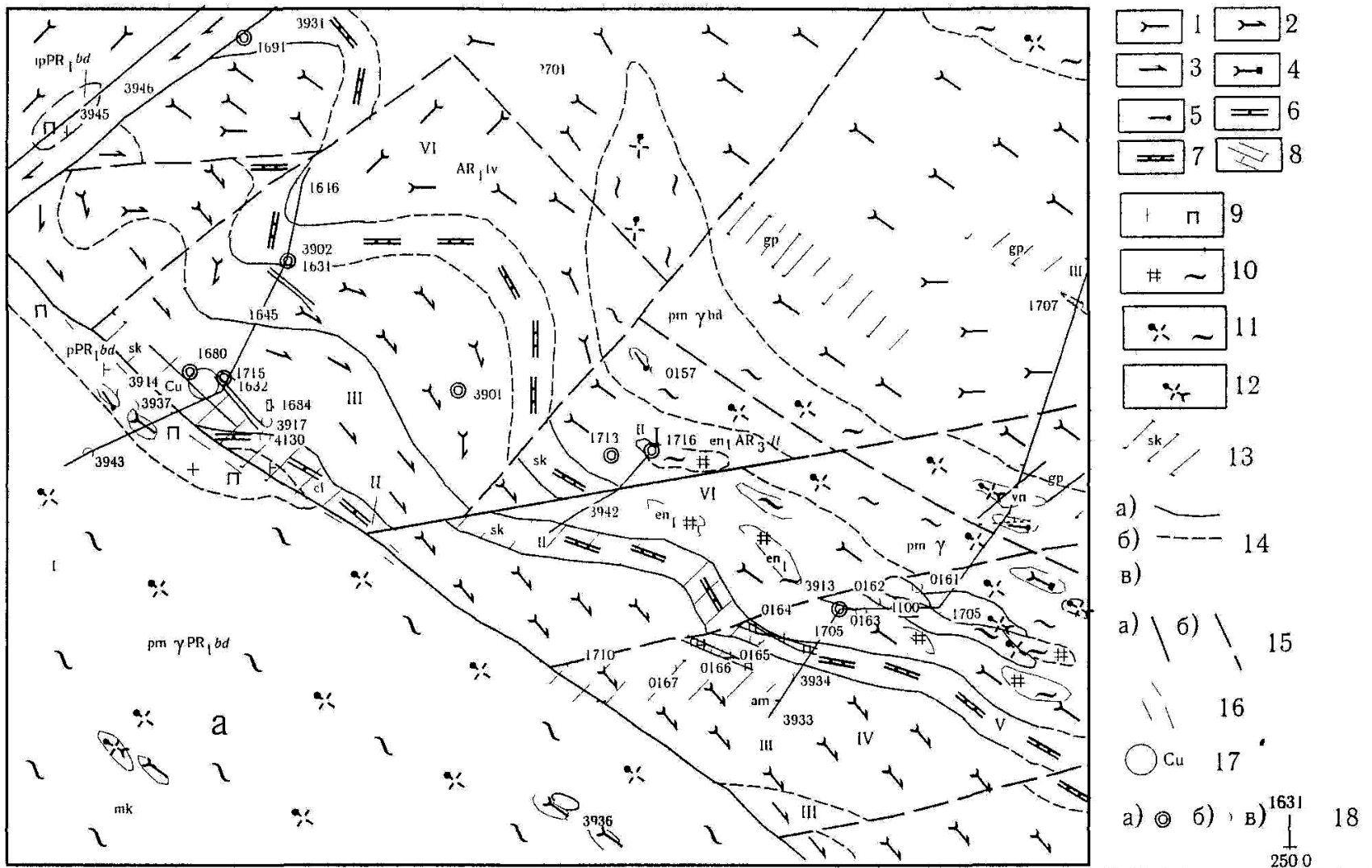
12. Кальцифір. Потужність 1,5 м.

13. Кристалосланець діопсидовий сірий дрібно-середньозернистий зі слабо виявленою смугастістю під кутом $40\text{--}50^\circ$ до горизонту. Спостерігається нерівномірна гранітизація породи. Склад: діопсид (20–25%), плагіоклаз (55–65%), гомогенний калішпат (від 2–3 до 17–20%), кварц, явно агресивний щодо інших мінералів (від 5 до 30%), сфен (3%), апатит (1%). Потужність 95 м.

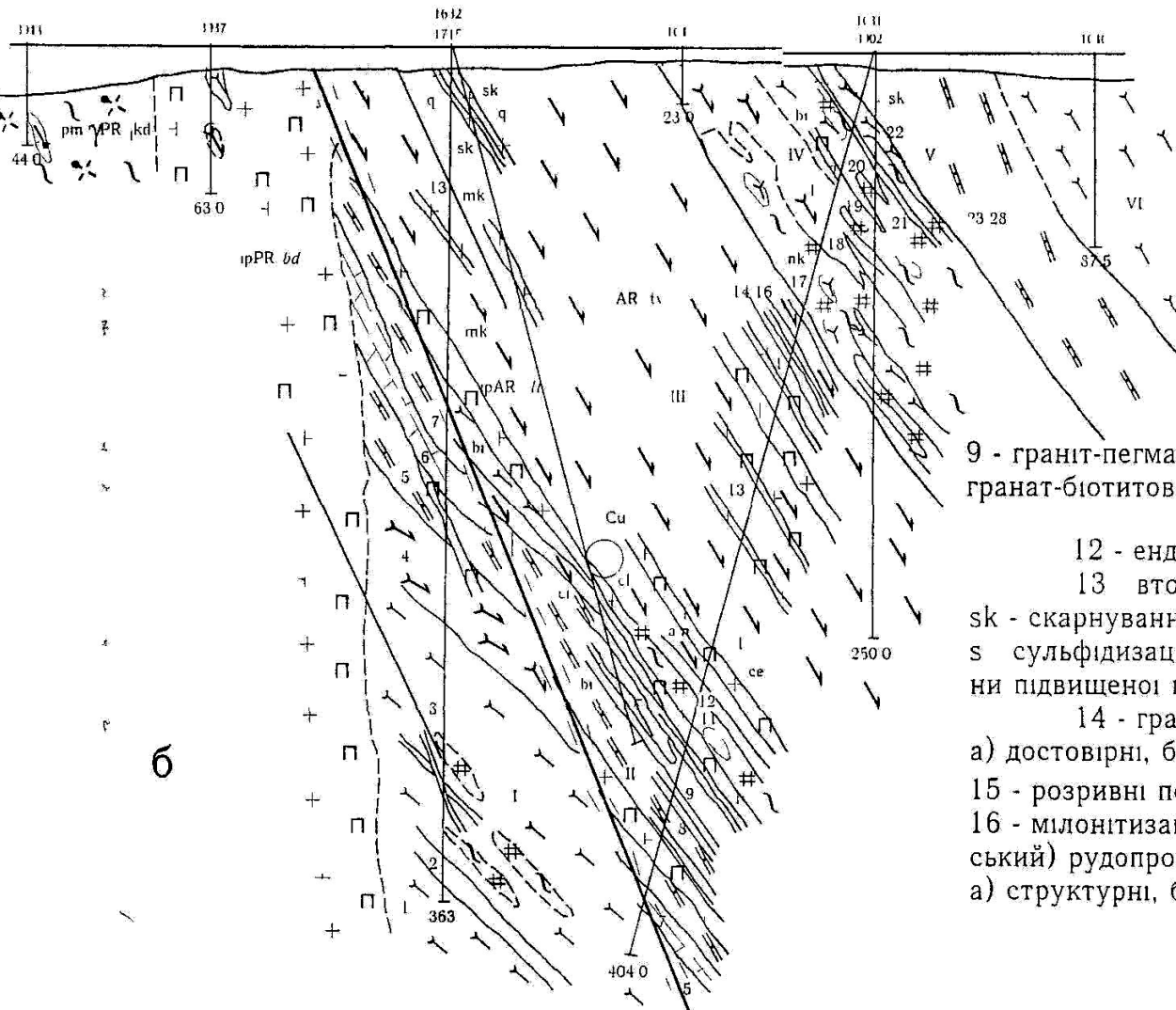
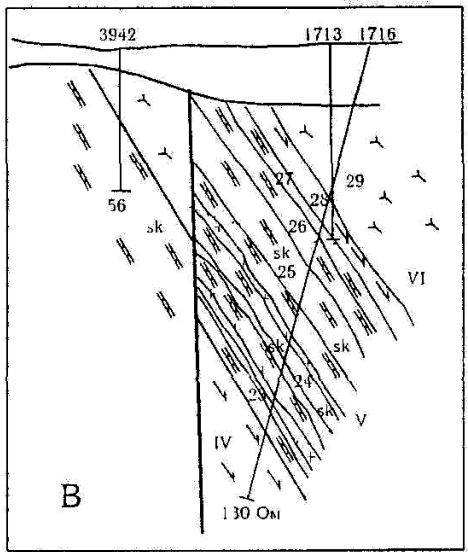
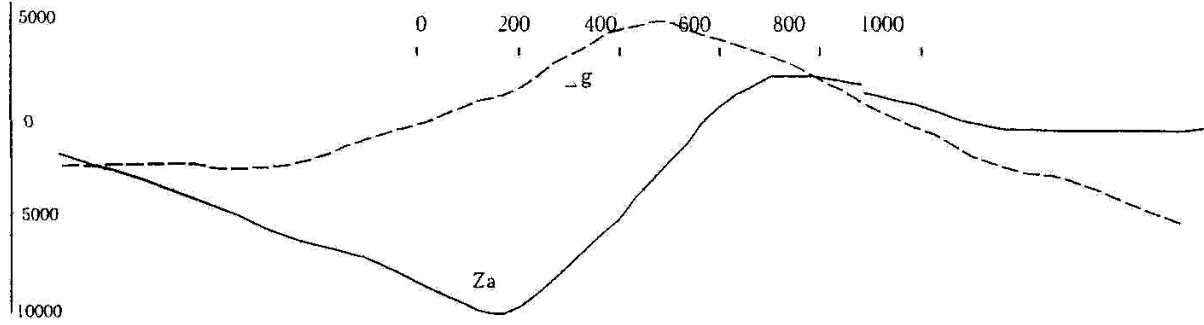
14. Кристалосланець ортопіроксеновий, смугастий (під кутом 60° до горизонту). Містить гіперстен (37%), діопсид (3%), олігоклаз (50–55%), апатит – близько 1%. Потужність 8 м.

№	Порода	Магнітна сприйнятливість, $n \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од СІ										Залишкова намагніченість, $n \cdot 10^{-3}$ А/м										Щільність, г/см ³								
		n	%	0-200	201-600	601-1000	1001-2000	2001-5000	5001-10 000	> 10 000	$\chi_{\text{сер}}$	n	%	0-200	201-600	601-1000	1001-2000	2001-5000	5001-10 000	> 10 000	$I_{\text{сер}}$	n	%	2,61-2,70	2,71-2,80	2,81-2,90	2,91-3,00	3,01-3,10	3,11-3,20	$\sigma_{\text{сер}}$
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	29	30	31
1	Кристалосланці гіперстенові	68		100							68,3	33		100							103,2	68								2,88
2	Кристалосланці діопсидові	6			30	15	10	15	30		3647	4								100	48647	6								2,84
3	Кристалосланці двопроксенові, роговообманково-двопроксенові	34		15	15	10	12	20	8	30	5816	25		15	12	15	22	15			2109	35		5	5	30	40	15		3,02
4	Гнейси гранат-біотитові	31		100							18,5	15		100							0,8	30			75	25				2,79
5	Гнейси біотитові	12		100	5						50	1		100							86	12		70	20					2,68
6	Ендербіт-мігматити	16		100							61	6		100							8,55	16		35	60					2,82
7	Ендербіти лейкократові	21		55	10	5	18	10	5		896,2	15		65	15	5					247,5	22		65	15					2,7
8	Вінницити	11		100							26,1	8		100							18,9	11		15	70	5				2,7
9	Плагіограніти та мігматити гранат-біотитові (чудновобердичівські)	46		100							24,15	25		100							10,96	48		45	40					2,8
10	Мігматити біотитові бердичівські	18		100	5						38,7	4		75				20			561,7	18		100	5					2,66
11	Граніти двопольово-шпатові гранат-біотитові	20		100							18,03	11		100							3,08	22		15	75					2,72
12	Граніти лейкократові, граніт-пегматити, пегматити	26		100							15,79	10		100							21,03	26		20	75					2,63

Мал. 2.1. Гістограми фізичних властивостей кристалічних порід Верхнього Побужжя



Масштаб 1 20 000



Тиврівська товща (AR *tv*)
 I - VI - номери пачок
 Речовинний склад
 1 - 4 Кристалосланці 1 - гіперстеннові, 2 - двопроксеннові 3 - діопсидові 4 - гіперстеннові з гранатом 5 - гнейси гранат біотитові, кальцифіри 6 - кальцеві 7 - магнезально-кальцеві, 8 - мармури,
 Бердичівський комплекс (PR₂ *bd*)
 9 - граніт-пегматити, 10 - плагіомігматити і плагіограніти гранат-біотитові, 11 - вінницити,
 Літинський комплекс (AR₁ *lt*)
 12 - ендербіт-мігматити,
 13 вторинні зміни
 sk - скарнування, скаполітизація, am амфібілізація, s сульфідизація, ce - цеолітизація гр - графітизація (зони підвищеної поляризованості),
 14 - границі
 а) достовірні, б) ймовірні, в) кори вивітрювання,
 15 - розривні порушення а) достовірні, б) ймовірні,
 16 - мілонітизація, катаклиз, 17 - Павлівський (Калинівський) рудопрояв міді, 18 - свердловини і їх номери а) структурні, б) картувальні, в) на розрізах

Мал. 2 2 Схематична карта ділянки "Павлівка" (а) і геологічні розрізи (б в)

15. Часте чергування кристалосланців та пегматитів. Потужність 11 м.
16. Кристалосланець діопсидовий, що зазнав окварцування та калішпатизації. Потужність 10 м.
Потужність пачки III діопсидових кристалосланців 140 м. Над нею залягають:
17. Граніт-ендербіт дрібнозернистий, масивний, з тінювими ділянками субстрату. Потужність 16 м.
18. Кристалосланець двопіроксеновий з переважанням клінопіроксену (25%) над ортопіроксеном (2%) та реліктовим виглядом останнього. Спостерігаються ділянки гіперстенового кристалосланцю до 4 м потужністю 20 м.
19. Ендербіт-мігматит гіперстеновий, місцями внаслідок пізніших змін перетворений на метасоматит біотит-плагіоклазовий з апатитом (до 7%). Потужність 8 м.
20. Кристалосланець гіперстеновий ендербітизований, складається з антипертиту (40%), гіперстену (33%), кварцу (17%). Потужність – 4 м.
21. Ендербіт-мігматит антипертитовий гіперстеновий (7–20%) біотитизований. Потужність 27 м.
22. Кристалосланець двопіроксеновий чарнокітизований з блакитним кварцом (від 10–15 до 35%), калішпатом (25–30%), піроксенами (25–30%). Потужність 6 м.
Загальна потужність пачки IV – 80 м. Над нею залягає істотно карбонатна пачка V:
23. Порода скарнового типу, яка складається з калішпату (35–40%), діопсиду (30–33%), скаполіту (20–25%), сфену (2–3%), апатиту. Потужність 5 м.
24. Часте чергування тіл потужністю від 0,5 до 5 м, складених переважно кальцифірами, які містять кальцит (65%), серпентин (25%), флогопіт (10%). Місцями породи являють собою діопсид-кальцитові мармури або флогопіт-діопсидові породи із вмістом флогопіту до 70%. Потужність 22 м.
25. Кальцифір, місцями з ділянками діопсид (35%) – флогопітової (50%) породи. Склад кальцифіру: кальцит (33–65%), серпентин (28–47%), флогопіт (7–18%). Потужність 11 м.
26. Діопсид-скаполітова порода з ділянками кальцифіру, збагаченого флогопітом. Склад: скаполіт (10–40%), діопсид (50–85%), кальцит (5–7%). Потужність 13 м.
27. Бластомілоніт по кальцифіру зі сфеном (2–3%) та флогопітом, кількість якого поблизу контактів з тілами пегматитів досягає 60%. Потужність 9 м.
28. Кальцифір з прошарками діопсидових кристалосланців, які складаються з плагіоклазу (50%), діопсиду (8%), апатиту (9%), калішпату (5%), гіпергенних – опалу та каолініту. Потужність 11 м.
Потужність пачки V – 70 м. Вище від неї йде шоста за рахунком пачка:
29. Гіперстеновий кристалосланець. Склад: плагіоклаз (50%), піроксен (50%). Потужність понад 50 м.
30. Ендербіт-мігматит ортопіроксеновий (інтенсивно гранітизований кристалосланець). Вміст реліктових зерен гіперстену – до 18%, часто він заміщується серпентином (бастит). Потужність 7 м.
31. Ендербіт-мігматити, подібні до шару 30, але з поодинокими зернами гранат-альмандину та лусочками червонуватого біотиту. Місцями вміст гранату збільшується до 30–35%, на таких ділянках ортопіроксен повністю заміщується баститом. У породі з'являється більше біотиту, графіту, сульфідів. Гранат іноді містить релікти гіперстену, часто наростає на нього. Потужність 18 м.
32. Далі йде порода, де майже повністю зникає ортопіроксен, її склад наближається до біотит-гранатового плагіомігматиту. Але в ній ще є карбонат по піроксенах, антипертит та акцесорний ільменіт. Серед цих мігматитів знайдено невеликі тінюві ділянки, в яких поряд з гранатом (5–8%) зберігаються релікти форм ортопіроксену (3–5%). Потужність понад 20 м.
Потужність вивченої частини пачки VI становить не менше як 400 м. Верхні її горизонти розкриті одиничними свердловинами, де встановлено гіперстенові кристалосланці, що складаються із основного плагіоклазу (50–55%) та піроксенів (40–45%), серед яких явно переважає гіперстен. У ділянках, що зазнали катаклазу, кристалосланці змінені – виявлено інтенсивне окварцування (до 60%), сульфідизацію – до 10%, графітизацію – 3–7%. Графіт розсікає уламки різних мінералів: плагіоклазу, гіперстену, кварцу. В окремих свердловинах можна спостерігати, як на ділянках деформацій по гіперстенових кристалосланцях розвиваються гранат-біотитові гнейси та гранітоїди. Спочатку в процесі окварцування кристалосланця з'являється гранат, який утворює ідіоморфні зерна, що врастають в ортопіроксен, іноді вони містять релікти останнього. Потім виникає порода, де вже немає гіперстену, зерна гранату збільшуються, стають скелетними з вросками кварцу. Часто поява гранату супроводжується біотитизацією та графітизацією. Імовірна потужність вивченого розрізу тиврівської товщі в районі с. Павлівка дорівнює 900 м.
- З наведеного опису випливає, що в нижній та верхній частинах розрізу кальцифір-кристало-сланцевої формації переважають ортопіроксенові (\pm клінопіроксен) кристалосланці. Карбонатні та діопсидові породи, які асоціюють з ними, складають серед них лінзоподібні субзгідні тіла потужністю до перших сотень метрів та протяжністю перші кілометри.
- Павлівський тип розрізу, як показали дослідження, спостерігається далеко не всюди навіть у межах досить невеликої території. Наприклад, за 2,5–3 км на південь від с. Павлівка розкрито пачку карбонатних порід потужністю близько 150 м, але високомагнітних діопсидових сланців тут немає, хоча немагнітні – є, вище від неї йдуть гіперстенові та гранат-гіперстенові кристалосланці. Але на ряді аномальних ділянок, розташованих на північ від с. Павлівка, вивчених О. М. Ханисенком [103] та Л. І. Забіякою [74], лінзи

високомагнітних діопсидових кристалосланців потужністю до 140 м зустрічаються у місцях, де карбонатні породи не знайдено.

У складі тиврівської товщі значно поширені породи, які більшість дослідників називають "метабазами" [57; 60]. Їх тіла розміщуються серед гіперстенових кристалосланців, часто чергуються з ними (третій тип розрізу), але відрізняються тим, що до їх складу входять два піроксени і, як правило, рогова обманка. Характерні для ділянок розвитку лейкократових антипертитових ендербітів (літинських). Місцям їх розповсюдження відповідають висококонтрастні магнітні аномалії (в кілька тисяч нТл). У регіональному плані ці аномалії, як поодинокі, так і їх групи, найчастіше спостерігаються у вигляді смуг субширотного та північно-східного (70°) простягання. Найяскравіший приклад – Уланівська структура завширшки понад 10 км, протяжністю 40 км, а також північний фланг Вінницької РМА.

Гравітаційне поле над ними аномально позитивне на північному заході території, але нерідко має менші значення інтенсивності порівняно з полями розвитку гіперстенових кристалосланців (наприклад, Вінницька РМА). Це, деякою мірою, суперечить даним про фізичні властивості вищеописаної групи порід (мал.2.1) – їх середня щільність дорівнює $3,02 \text{ г/см}^3$, магнітна сприйнятливість – $5816 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ, залишкова намагніченість – 2109 А/м. Це можна пояснити тим, що в межах РМА ширший розвиток мають ендербіти з середньою щільністю $2,70 \text{ г/см}^3$, але магнітні ($\chi_{\text{сер}} = 900 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од.СІ). Сполучення метабазитів з ендербітами є відомою закономірністю (мафіт-ендербітова серія, за Б. Г. Яковлевим та ін.[61]) і підтверджується великою кількістю фактичного матеріалу.

На ділянці однієї з субширотних аномалій у с. Сальник Калинівського району, яка має протяжність 8 км при ширині 500–800 м, глибокими свердловинами розкрито ендербіти гіперстенові, антипертитові, крупнокристалічні (літинські). Серед них встановлено нечисленні ксеноліти, потужністю від 0,5 до 1,5 м, роговообманково-двопіроксенових кристалосланців з нерівномірним розподілом рогової обманки – від 20 до 40% (іноді відсутня). Вміст гіперстену в них – 3–15%, клінопіроксену-саліту – до 20–30%. Місцями присутній вторинний яскраво-коричневий біотит – до 5–17%.

Найкращим прикладом метабазит-ендербітової асоціації є комплекс порід Вінницької РМА [86]. Тут серед ендербітів та ендербіт-мігматитів розкрито тіла потужністю до 60 м кристалосланців роговообманково-двопіроксенових, рідше двопіроксенових і гіперстенових. Залягають вони полого, під кутами $40\text{--}45^\circ$ падають на південь. Породи мають магнітну сприйнятливість у $3\text{--}10 \text{ тис.} \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ.

На південному заході території, на північ від м. Літин, на обох берегах р. Згар серед лейкократових антипертитових ендербітів фіксується велика кількість тіл двопіроксенових кристалосланців та гіперстенових ендербіт-мігматитів. Породи мають нерівномірну намагніченість (від 500 до $7 \cdot 400 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ). Розміри останців часто перевищують кілька десятків метрів, але, як правило, обмежуються першими метрами. Аналогічна ситуація спостерігається і в районі Шендерівської магнітної аномалії інтенсивністю до 1000–1500 нТл (південно-східний кут аркуша), де серед ендербітів та чарнокітів, переважно лейкократових гіперстенових, збереглися ксеноліти аналогічних кристалосланців. На всіх згаданих вище ділянках петрологічні та фізичні особливості метабазитів напрочуд одноманітні.

У межах Нападівської ізометричної кільцевої структури метабазити складають пачку, виходам якої відповідає напівкільцева магнітна аномалія інтенсивністю до 100 нТл. Вони тут асоціюють з гіперстеновими малокварцовими ендербіт-мангеритами. Однією із свердловин розкрито такий розріз (з низу до верху):

1. Кристалосланці ендербітизовані середньокристалічні. У складі порід переважає забарвлений, чітко плеохроюючий гіперстен (до 20–25%), вміст діопсиду – до 5%, він світло-зеленуватий, розподілений нерівномірно. Плагіоклаз – антипертит – 32 м.

2. Кристалосланці роговообманково-двопіроксенові, з рожевим гіперстеном, який утворює крупніші кристали. Діопсид зеленуватий, розподілений нерівномірно, асоціює з роговою обманкою бурувато-зеленого кольору. По гіперстену часто розвивається магнетит-біотитовий агрегат, присутні графіт, магнетит – до 3%, сульфідні – 1–3%. Місцями порода перетворена на амфіболіт (ділянки до 20–30 см), який майже не містить піроксенів – 155 м.

В Уланівській структурі магнітні аномалії позитивного знака (до 600–1200 нТл) орієнтовані переважно в субширотному напрямку, займають до 25–30% її площі. За даними О. М. Ханисенка [103] та П. Ф. Брашлавського [64], вони обумовлені тілами амфіболвмісних кристалосланців та гнейсів. Породи тут інтенсивно діафторовані, О. М. Ханисенко навіть не описує первинних роговообманково-піроксенових різновидів. П. Ф. Брашлавський до тиврівської товщі зараховує метаморфічні породи, що утворюють останці серед чарнокіт-ендербітів та гранодіоритів. У її будові він виділяє дві пачки: нижню – кристалосланці роговообманково-двопіроксенові, біотит-піроксенові, амфіболіти; верхню – гнейси та кристалосланці приблизно такого ж складу з тілами гранітів та мігматитів гіперстенвмісних. Нижня пачка реконструйована за невеликими, менше 10 м, фрагментами серед ендербітів, склад їх – роговообманково-двопіроксенові кристалосланці інтенсивно біотитизовані. Приурочені вони до ділянок магнітних максимумів. Потужність пачки – 200–300 м. Для верхньої пачки наводиться такий розріз (з низу до верху):

1. Чергування гнейсів і кристалосланців біотит-роговообманково-піроксенових – 150–200 м

2. Гнейси біотит-піроксенові, біотит-роговообманково-піроксенові – 300–400 м

3. Гнейси біотитові, у верхній частині з прошарками гранат-біотитових – 150–200 м

Загальна потужність товщі тут більше 1200 м.

Гнейси та кристалосланці Уланівської структури – породи дрібно-середньозернисті, смугасті, рідше масивні, різною мірою гранітизовані. Склад їх: плагіоклаз (олігоклаз-андезин № 37 до андезин-лабрадору), часто зональний – 30–65%, піроксени – 10–30%, кварц – від поодиноких зерен до 20%, біотит – до 20%, апатит – до 2%, сфен, циркон, магнетит, ільменіт (до 2%). Гіперстен інтенсивно заміщується біотитом. Діопсид (авгіт) має, зазвичай, скелетні форми, іноді у вигляді облямівок наростає на ортопіроксен, заміщується він роговою обманкою зеленого, рідше буро-зеленого кольору. Біотит – від червонувато-коричневого до світло-коричневого – заміщує всі інші мінерали з виділенням магнетиту. Часто процеси заміщення виявляються так сильно, що первинний піроксеновий парагенезис зникає і породи перетворюються на амфіболіти із зеленою роговою обманкою, гнейси біотит-роговообманкові, гранат-біотитові з реліктами гіперстену, біотитові, графіт-біотитові та ін. Для суперкрудальних порід характерний нерівномірний розподіл мінералів, їх збірна перекристалізація, наявність кількох різночасових асоціацій.

Фізичні властивості порід Уланівської структури різко нерівнозначні. Піроксенвмісні можуть бути немагнітними ($\chi = 32,4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ), щільність цих порід найвища (до $3,02 \text{ г/см}^3$), та високомагнітними ($\chi = 2800 \cdot 10^{-4}\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ), причому щільність їх знижується до $2,74 \text{ г/см}^3$. Амфіболізовані різновиди мають і високу щільність ($2,98 \text{ г/см}^3$), і намагніченість ($\chi = 4480 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ), але внаслідок їх гнейсифікації обидва ці показники знижуються.

Метабазити, наймовірніше, досить поширені на північ від Уланівської структури, у північно-західному куті площі. Про це свідчить наявність обширної середньоконтрастної (до 300–500 нТл) Озадівської магнітної аномалії. В серії відслонень на р. Тетерів, поблизу с. Троща, спостерігаються великі, в десятки-сотні метрів, тіла роговообманково-двопіроксенових кристалосланців. Породи порівняно слабо ендербітизовані, характеризуються високою щільністю ($2,99\text{--}3,03 \text{ г/см}^3$), слабомагнітні ($\chi = 33\text{--}73$, іноді до $813 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ). Структура їх дрібно-середньо-зерниста, гранобластова, інколи близька до габрової. Склад: основний плагіоклаз – 45–60%, гіперстен – 18–25%, клінопіроксен – від знаків до 30–37%, спостерігаються двійниковоподібні проростання клінопіроксену в ортопіроксені. Діопсид розподілений нерівномірно – його вміст на відстані кілька сантиметрів може змінюватись від 1–2% до 30% і більше. Рогова обманка має зелений, буро-зелений, жовтувато-зелений колір, агресивна до піроксенів, часто її зерна включають їх релікти. Вміст її також різко нерівномірний – від поодиноких зерен до 18–20%, іноді зустрічаються ділянки майже повної амфіболізації, де піроксенів менше як 2–3%. Акцесорії представлені апатитом – до 1%, магнетитом, цирконом. Пізніші зміни відобразилися в появі блакитно-зеленого амфіболу у вигляді облямівок на гіперстені, у розвитку по останньому тонкоздрійникового безбарвного кумінгтоніту, в інтенсивній біотитизації (до 5–10%).

Четвертий тип розрізу зустрічається досить рідко (два випадки) в межах дуже інтенсивних (до 1250–1500 нТл) аномалій, за формою близьких до ізометричних або слабо витягнутих у північно-західному ($280\text{--}290^\circ$) напрямі. Потужніше – до кількох сотень метрів – тіло залістистих порід розкрито поблизу с. Нова Прилука. Тут серед чарнокітів зберігаються реліктові ділянки, складені дрібнозернистими кристалосланцями, які містять плагіоклаз (40–50%) та слабо плеохроюючий гіперстен (30–45%), на ділянках окварцювання (до 10–20%) кількість цих мінералів зменшується. В кристалосланцях міститься порівняно мало магнетиту – від менш як 1% до 5–6%, в них майже немає гранату (іноді не перевищує 1–2%). На ділянках чарнокітизації породи стають більш крупнозернистими, але кількість магнетиту в них не збільшується. Різко зростає його вміст у скарноподібних утвореннях, які складаються з високозалістистого гіперстену (18–70%), гранату (до 70%), магнетиту (від 5–6 до 20%), кварцу (6–25%), апатиту (до 2%), часто в них зберігається реліктовий плагіоклаз (10–25%). Місцями порода сильно окварцована, містить до 30–80% кварцу, розподіляється він різко нерівномірно, окварцовані породи масивні, а іноді чітко смугасті. В скупченнях зерен кварцу зберігаються реліктові зерна усіх інших мінералів, але в жодному випадку породи не перетворюються на типовий залістистий кварцит.

Поблизу с. Сосонка Липовецького району серед окварцованих гранітоїдів простежуються дрібні (до 5–6 м) тіла таконітоподібних порід, що складаються з гіперстену (90%) і магнетиту (5% і більше). При їх окварцюванні виникають ітабірیتی з вмістом кварцу 35%, гіперстену – 30%, магнетиту – 35%, а також магнетит-гіперстенові метасоматити.

Магнетитвміщуючі утворення мають вельми великі щільність ($3,23\text{--}3,28 \text{ г/см}^3$) та магнітну сприйнятливість (до 22–28,5 тис. $4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ).

Березнинська товща – AR₁br?

Під цією назвою увійшла в ужиток [80], а потім і в легенди для геологічних карт докембрію 1983–1996 рр. гіпотетична товща (світа), складена переважно гнейсами гранат-біотитовими (часто з графітом і кордієритом), а також гіперстеновими кристалосланцями – кінцигітова формація [28]. Незважаючи на досить високий ступінь геологічної вивченості Верхнього Побужжя, нікому не вдалося знайти масив цих гнейсів розміром кілька десятків чи сотень метрів. Фактичний матеріал, отриманий при геологічних

дослідженнях в районі стратотипу (с. Березна Хмільницького району), показав, що там серед гранат-біотитових (іноді з реліктовим гіперстеном) мігматитів бердичівського комплексу гнейси зустрічаються або у вигляді дрібних (зазвичай, менше 1 м) останців, або у вигляді малопотужних облямівок навколо ксенолітів гіперстенових кристалосланців [77]. В. М. Вендиктов [10], характеризуючи геологічну будову району сс. Березна–Крутнів–Кудинка, зазначає наявність у гранітах гіперстену, присутність у них дрібних останців гіперстенових кристалосланців, чарнокітоїдів, у тому числі гранатвмісних. В. П. Кирилюк та ін. [81] зазначає, що при обстеженні численних відслонень бердичівських гранітів у жодному не було зафіксовано переважання метаморфічних порід над плутонічними.

Численні дослідники, починаючи з М. І. Безбородька [1; 29; 74; 75 та ін.], встановили, що гранат-біотитові плагіогнейси виникають у реакційних зонах контактів між однаковими з ними за складом бердичівськими плагіогранітоїдами та тілами гіперстенових кристалосланців – одними з головних складових кінцигітової формації [28]. Кристалосланці, як і більшість інших метаморфічних порід, складають в гранітоїдах дрібні тіла і тому вони легко і часто повністю перетворюються на гнейси. Одночасно з цим гранітизовані різновиди основних гранулітів (ендербітоїди) заміщуються гранітами через проміжні утворення (вінницити), останні містять реліктовий гіперстен, а також новоутворені гранат та біотит.

І. М. Лісна [29] вивчала зональні ксеноліти в районі смт. Гнівани, сс. Сабарів, Крутнів, у межиріччі Тетерева та Случі. Вона зазначає, що для гіперстенових кристалосланців, які складають останці серед гранат-біотитових гранітів, характерна наявність гранату, а для гранат-біотитових гнейсів – гіперстену. Гранат з'являється в реакційних зонах з бердичівським гранітом, а гіперстеном збагачені центральні частини ксенолітів, завжди зональних. Л. І. Забіяка [74] підкреслює, що зональна будова складених кристалосланцями ксенолітів у бердичівських гранітах спостерігається постійно. Польовими спостереженнями в Придністров'ї [44; 10] встановлено зональність у будові пластових та лінзоподібних тіл гіперстенових кристалосланців, які в напрямку до гранат-біотитових мігматитів поступово, через проміжні різновиди, огнейсовуються. Гранат у гнейсах вторинний, він утворює псевдоморфози по гіперстену, містить його релікти та рудні мінерали, успадковані від гіперстену.

Вище, при характеристиці розрізу кальцифір-кристалосланцевої формації біля с. Павлівка, зазначалося, що у ділянках деформацій по гіперстенових кристалосланцях розвиваються гранат-біотитові гнейси та гранітоїди. Головним чином при цьому проявляється процес окварцування (вміст кварцу досягає 60% і більше), з ним також пов'язана поява гранату, біотиту, іноді графіту та сульфідів. Як приклад, можна навести район переважного розвитку плагіомігматитів та гранітів бердичівського комплексу біля с. Кривошії (р. Сливода). Тут у численних відслоненнях та кар'єрах серед гранітоїдів фіксуються останці гіперстенових кристалосланців з облямітками гранат-біотитових гнейсів. Кристалосланці інтенсивно окварцовані (містять 25–35% кварцу) та біотитизовані, спостерігається заміщення піроксенів гранатом, баститом та кумінгтонітом. Наприкінці утворюються породи, що за складом близькі до кварцито-гнейсу з вмістом кварцу 55–60%, в якому зберігаються релікти ортопіроксену – до 7–10% (у найменш змінених місцях), але з'являється гранат – до 15%.

Утворення гранатвмісних порід гнейсоподібного вигляду можна проілюструвати спостереженнями біля с. Стара Прилука (св. 4112). Тут вихідний субстрат представлений ортопіроксеновими кристалосланцями, тою чи іншою мірою ендербітисованими (середній вміст гіперстену приблизно 20%). Породи зазнали катаклазу, набули неясної смугастості. В новоутворених смугоподібних та лінзоподібних ділянках зерна піроксену ніби розчиняються у біотит-плагіоклазкварцовій тканині, заміщуються вторинними. Тут з'являються перші ідіоморфні зерна гранату, які поступово збільшуються з формуванням кварц-гранатових агрегатів (“скелетних” зерен). В останніх іноді є дрібні релікти гіперстену або продуктів його розкладу (баститу). В ділянках найінтенсивнішого окварцування (вміст кварцу – 45–50%) залишаються тільки релікти ортопіроксену. Частина з них міститься у зернах гранату (кількість останнього – 10%), де піроксен, зазвичай, заміщений серпентином.

Таких прикладів можна навести безліч. Іноді при інтенсивному окварцуванні з'являється силіманіт – типовий мінерал продуктів кислотного вилуговування (сс. Широка Гребля, Павлівка та ін.) Факти виникнення гранат-біотитових гнейсів внаслідок лужно-кременевого метасоматозу підтверджуються високим вмістом у гнейсах кремнезему. За даними М. П. Щербака [54] – 15 аналізів, Є. М. Лазька [28] – 7 аналізів, Л. І. Забіяки [75] – 5 аналізів, П. Ф. Брацлавського [64] – 2 аналізи, його кількість в них не опускається нижче 67%, при звичайних значеннях 68–71%, що приблизно на 4–5% вище, ніж у бердичівських плагіоклазових гранітоїдах, які вміщують гнейси. Це погано ув'язується із загальним характером ультраметаморфізму (тобто високотемпературного лужно-кременевого метасоматозу) внаслідок чого, як вважають деякі дослідники, по гранат-біотитових гнейсах виникли зазначені гранітоїди.

Про пізніше і, найімовірніше, діафоритове походження гнейсів кінцигітової формації свідчать дані щодо їх метаморфізму та геохронології. Температури гранат-біотитової рівноваги в них не перевищують 700–720° С, частіше 630–670° С [58; 59], тоді як у піроксенвмісних породах, що асоціюють з ними, вони становлять близько 900°С. Ізотопний вік гнейсів, як і ізофаціальних з ними гранітів, дорівнює 2100–1900 млн. років [54; 48], але дністровсько-бузька серія датується значеннями, давнішими за 3400 млн. років. Наведені

аргументи свідчать про те, що виділення в складі серії березнинської товщі і до цього часу може бути лише умовним.

Л. І. Забіяка [74; 75] до березнинської товщі зараховує дрібні тіла гнейсів, розкриті окремими свердловинами на слабо вивчених ділянках. Частину цих свердловин пройдено у 50-ті роки, породи вивчалися без мікроскопічних досліджень і це ускладнює їх точну діагностику, в деяких місцях гнейсами називають гранат-біотитові мігматити або мілоніти по них. Поблизу с. Маркуші [74] розкрито такий розріз:

1. Гнейс гранат-біотитовий сірий, дрібно-середньозернистий, смугастий під кутом 45° до горизонту, з численними ін'єкціями граніт-пегматиту, окварцований. Склад: плагіоклаз – 30%, кварц – 32%, гранат – 20%, біотит – 18% – 6,5 м.

2. Гнейс гранат-біотитовий, майже подібний, але вміщує менше гранату (8%) і більше біотиту (30%) – 3 м.

3. Вище – кора вивітрювання по гнейсу – понад 20 м.

Одна з великих (завдовжки до 3 км) ділянок поширення гранатвмісних гнейсів розташована поблизу с. Сальник Калинівського району. Тут, серед гранат-біотитових гранітів з підвищеним (до 49%) вмістом калішпату, залягають порівняно великі тіла гнейсів гранат-графіт-біотитових, кордієрит-графіт-біотитових, графіт-біотитових, а також гіперстенових кристалосланців. Породи мікроклінізовані, гранітизовані та сульфідизовані. Спостерігається накладання графітової та сульфідної мінералізації на гіперстенові кристалосланці. Ділянка лежить у зоні північно-західного розлому, де інтенсивно проявлені катаклаз, мілонітизація, діафторез.

Гранатвмісні гнейси, які відносять до березнинської товщі, сірі, коричневатого-сірі, дрібнозернисті породи масивної, рідше смугастої текстури. Під мікроскопом структура гетерогранобластова, лепідогранобластова. Характерний високий вміст кварцу – від 20 до 40–50%, частіше 35–40%. Польовий шпат – плагіоклаз (олігоклаз–андезин) – 20–50%, гранат – 1–10%, іноді до 20–25%, біотит – 10–25%, графіт, кордієрит, релікти гіперстену, кількість якого підвищується до центральних частин останців, розташованих серед гранітів. Порівняно рідко, переважно в зонах розломів (Хмільницька, Веселківська та ін.), в гнейсах з'являється кордієрит (до кількох відсотків). Частина його вторинна, він заміщує гранат, зберігаючи включення шпінелі, апатиту, графіту. Просторово з гранатвмісними гнейсами часто асоціюють різновиди, збагачені графітом та сульфідами. Вони виникають у зонах інтенсивного розсланцювання, графіт у них найпізніший мінерал – він розсікає всі інші породоутворюючі мінерали.

До складу березнинської товщі зараховують іноді біотитові гнейси і сланці-діафторити, які виникають по гіперстенових та інших кристалосланцях у зонах їх контактів з калішпатовими гранітами та пегматитами. Кількість їх і частота закономірно збільшуються в напрямі на північний схід у міру того, як у вміщуючих бердичівських гранітоїдах збільшується кількість калію та зменшується “гранатовість” [81]. Місцями вони формуються в ділянках зон розломів, насичених тілами граніт-пегматитів та лейкогранітів (Хмільницька, Глухівецька та ін.).

Гранат-біотитові гнейси з облямівок на ксенолітах кристалосланців – породи щільні – від 2,76 до 2,85 г/см³, середня щільність – 2,79 г/см³ (мал. 2.1). Біотитові, графіт-біотитові – легші (2,65–2,68 г/см³). Майже всі вони, за невеликим винятком, немагнітні – середнє значення магнітної сприйнятливості для гранат-біотитових різновидів – $18 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ, для біотитових – $50 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ, для графіт-біотитових – $(\pm \text{гранат, гіперстен}) - 74 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ.

Петрологічна характеристика порід дністрівсько-бузької серії

Найбільш поширені породи серії – кристалосланці гіперстенові, іноді з незначною домішкою клінопіроксену. Незмінні різновиди їх зустрічаються рідко, зазвичай вони, тою чи іншою мірою, гранітизовані або діафторовані.

У гранобластових різновидах розміри зерен піроксену та плагіоклазу дорівнюють 0,3 – 0,6 мм, але дуже часто структура їх гетерогранобластова, псевдодіабластова, коли крупніші (1,5–3 мм) скелетні, одночасно згасаючі кристали гіперстену зрешені з дрібнішими зернами плагіоклазу. Гіперстен та діопсид (обидва із залізистістю 30–40%) слабозабарвлені і слабоплеохроюючі, тому за зовнішніми ознаками їх важко виділити. Склад плагіоклазу досить різноманітний – частіше він поданий основним андезин-лабрадором (№ 48–60), але нерідко вміст анортиту в ньому досягає 75–80%, характерні висячі двійники. Помітні зональні розростання та розкислення первинних генерацій, пов'язані з ендербітизацією кристалосланців. Внаслідок цього відбувається перекристалізація з укрупненням зерен породоутворюючих мінералів.

Більш низькотемпературна гранітизація (становлення бердичівського комплексу) супроводжується появою у кристалосланцях вторинних: блідозабарвленого коричневатого-жовтого амфіболу, гранату та біотиту. В напрямку з півдня на північ, у міру зниження температури ультраметаморфізму, починають виникати вторинні кумінгтоніт та антофіліт, які біля північної рамки аркуша вже майже повністю заміщують гіперстен.

У гіперстенових кристалосланцях вміст акцесорних магнетиту та ільменіту рідко перевищує 1–2%, причому головну роль відіграє ільменіт. При гнейсифікації та гранітизації кристалосланців підвищується кількість графіту і сульфідів. Циркон у всіх різновидах метаморфічних порід дуже дрібний (0,01–0,05 мм),

короткопризматичний із подовженням до 1–2. За висновками вчених Одеського державного університету (виконавець В. М. Робул) [79], у найменш діафторованих піроксенових кристалосланцях реліктовий магматичний циркон з температурою утворення 700–800° С становить 81–85%. Частка його зменшується в гнейсах та амфіболітах до 45–50%, при цьому поряд з реліктовим в них з'являється більш низькотемпературний ($T = 600\text{--}700^\circ \text{C}$). Вміст циркону в породах закономірно підвищується в ряду: кристалосланці (0,13–0,22 г/т) – гнейси (5,7–6,05 г/т) – ендербіти (8,7–11 г/т). Вміст ільменіту при цьому зменшується з 207–280 г/т в кристалосланцях до 40–50 г/т в гнейсах та ендербітах.

Гіперстенові кристалосланці кальцифір-кристалосланцевої формації нічим не відрізняються від тотожних порід, не пов'язаних просторово з карбонатними утвореннями. Але, у міру наближення до останніх, в них з'являється діопсид, іноді агресивний до гіперстену. Разом з діопсидом у породах виникає магнетит, потім сфен, збільшується їх загальна залізистість.

У роговообманково-двопіроксенових мафітових гранулітах структура частіше гранобластова дрібно-середньокристалічна. На відміну від гіперстенових різновидів, плагіоклаз у них більш кислий – за даними різних авторів [74; 75; 23; 21; 86] від № 42–60 до № 16–21. Часто можна спостерігати плямисто-зональну будову зерен з більш основною центральною частиною. У плагіоклазах із мафітів Побужжя зовнішні краї зональних зерен перебувають у рівновазі з зернами рогових обманок, вони вміщують 32–58% анортитового мінералу, а внутрішні – 59–85% [60].

Є. М. Лазько та ін. [28], Л. І. Забіяка [74; 75] зазначають помітні відмінності у залізистості ортопіроксену гіперстенових кристалосланців кінцигітової формації ($f = 32\text{--}42\%$) та роговообманково-двопіроксенових метабазитів ($f = 44\text{--}57\%$). Проте це не завжди так. Наприклад, М. О. Ляшко [86] наводить цілковито протилежні дані – гіперстени з утворень з гранатом мають залізистість 46–53%, а з амфіболом – 42%, це підтверджує і Е. Б. Наливкіна [31]. Аналіз фактичного матеріалу дає підстави зробити такий висновок – у гіперстенових кристалосланцях, не пов'язаних просторово з роговообманково-двопіроксеновими, ортопіроксен, як і клінопіроксен, безбарвні, неплеохроюючі, тобто мінерали менш залізисті.

У метабазитах з гіперстеном асоціюють діопсид та рогова обманка. Перший належить до кількох генерацій, більш рання з них – пластинчасті вrostки в гіперстені – зустрічається не дуже часто. Більше поширений клінопіроксен у вигляді самостійних зерен у різновидах порід, що містять рогову обманку, тут він перебуває в парагенезисі з високозалізистим, ясноплеохроюючим гіперстеном, переважно сингенетичному з ним. Але нерідко можна спостерігати і реакційні співвідношення між ними – заміщення гіперстену з країв, появу ідіоморфних вrostків у ньому, обростання по периферії зерен. Рідко в зернах діопсиду з'являється зональність з темнішим ядром, з плямами мікрровключень магнетиту. Залізистість діопсиду дорівнює 38–42%.

Тісна асоціація з явно вторинною (або пізнішою) роговою обманкою може бути свідченням вторинності і діопсиду, оскільки обидва мінерали часто мають сингенетичний вигляд. Б. Г. Яковлев та ін. [61] в основних гранулітах мафіт-ендербітової серії Побужжя встановили наявність найбільш раннього парагенезису: ромбічний піроксен (залізистість 31–78%) + плагіоклаз з основністю 70–87 ± ільменіт, температура його утворення – 930–960° С. Він зберігається серед пізніших двопіроксенових з магнетитом гранулітів, в яких спостерігаються тонкопластинчасті вrostки одного піроксену в іншому (температура утворення 840–860° С). Параметри елементарних комірок піроксенів з основних гранулітів мають нижчі значення порівняно з подібними показниками для піроксенів магматичних порід [31], це розглядається як побічний доказ на користь немагматичного генезису піроксенів.

Рогова обманка – один з головних породоутворюючих мінералів метабазитів, хоч майже повсюдно встановлено її пізніше і вторинне походження. Схоже, що інтенсивність заміщення нею двопіроксенового парагенезису посилюється в напрямку з півдня на північ–північний схід. Плеохроює вона в буро-зелених, зелених, жовтувато-зелених тонах, залізистість варіює в межах 42–54%. У метабазитах, які складають останці серед антипертитових гіперстенових ендербітів (літинських), рогова обманка обростає піроксен-плагіоклазовими симплектиками, що пояснюється силіфікацією породи. З амфіболізацією піроксенів пов'язано утворення більшої частини магнетиту (від 0,5–1% до 3–10%), перекристалізація та гніздоподібний розподіл цього мінералу, що обумовлює істотне підвищення магнітної сприйнятливості порід (сер. $5816 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ). Частина його виникла ще при діопсидізації гіперстенових кристалосланців, можна спостерігати збагачення примезових частин зерен діопсиду рудним висипом, тоді як у гіперстені його немає. В нормативному складі гіперстенових кристалосланців вміст ільменіту дорівнює 0,6–0,8%, магнетиту – 0,2–0,4%, а в двопіроксенових з роговою обманкою – відповідно 0,6–1,2% та 1,2–2,0%, тобто кількість магнетиту збільшується у 5–10 разів [10]. Для останнього характерні структури розпаду зі шпінеллю та ільменітом.

До складу діопсидових кристалосланців, пов'язаних з карбонатними породами, входить в змінній кількості плагіоклаз, зазвичай середній – до № 60 [21]. Діопсид в них має різне забарвлення, яке у міру віддалення від контактів з гіперстеновими кристалосланцями змінюється від майже безбарвного до темно-зеленого. Представлений салітом із вмістом геденбергітової молекули біля 30% [21]. В процесі мігматизації (ендербітизації) відбувається розпад твердого розчину цього мінералу або його псевдоморфне заміщення зі

скидом найдрібніших голочок магнетиту. Останні утворюють темно-сірі, іноді непросвічуючі “хмарки”, частіше в центральних частинах кристалів. У міру посилення ступеня змін зерна саліту збільшуються за розміром, магнетит сегрегується в крупніші виділення, які або лишаються в межах мінералу-господаря, або віддаляються та накопичуються в інтерстиціях. Подібний характер розподілу магнетиту обумовив появу в породах надзвичайно високої (сер. $32\,000 \cdot 10^{-3}$ А/м) залишкової намагніченості.

Вторинні мінерали в цих породах представлені найбільш раннім скаполітом. Він нерівномірно розвивається по плагіоклазу, часто заміщуючи його повністю, зі скаполітом асоціює кальцит. Пізніші генерації вторинних мінералів представлені флогопітом, біотитом, блакитно-зеленим амфіболом, серпентином, карбонатами, хлоритом. Широко виявлена калішпатизація – ранній мікропертит та пізній мікроклін. Акцесорії: сфен, магнетит, апатит, шпінель, циркон.

Власне карбонатні породи мають істотно кальцитовий склад, за даними аналізів солоно-кислих витяжок [75] можна зробити висновок, що кальцит в них явно переважає над доломітом, становить більш як половину обсягу карбонатних порід – частіше 55–70%, іноді до 90–95%. В більшості проб доломіт відсутній, лише в окремих випадках його кількість досягає 20–50%. Серед силікатних мінералів переважає діопсид, у верхній карбонатній пачці частіше зустрічаються зерна овальної форми олівіну, зазвичай серпентинізованого. Спостерігається рідко воластоніт. Серед акцесорних мінералів найпоширеніший сфен (частота зустрічання 82%), далі йдуть пірит (71%), апатит (50%), шпінель (43%), турмалін (28%), циркон (25%) і піротин (28%). Сфен представлений ітротитанітом, шпінель рожевого кольору, частіше рожево-сіра.

У гранат-біотитових гнейсах біотит оранжево-бурий, червонувато-бурий, на північному сході аркуша він бурувато-коричневий, залізистість його – 37–42%. Гранат утворює або дрібні ідіоморфні кристали, або скелетні зерна із заокругленими та кутастими вrostками кварцу, залізистість гранату – 60–70%. В біотитових гнейсах та сланцях, залежно від температури утворення і магнезійності порід, колір біотиту змінюється – на півдні він звичайно червонувато-коричневий, на півночі та в деяких зонах порушень він буває бурувато-зелений.

Метаморфізм різних порід, які складають дністровсько-бузьку серію, здійснювався в широкому діапазоні термодинамічних умов. Температури мінералоутворення кристалосланців тиврівської товщі відповідають гранулітовій фації метаморфізму. Для гіперстенових та двопіроксенових вони свідчать про умови двопіроксенової субфації $T = 840\text{--}930^\circ\text{C}$ [61]. Поява рогової обманки відбувалася на фоні зниження температури – за Б. Г. Яковлевим [61] – від 840 до 720°C (роговообманково-піроксенова субфація) та посилення ролі води і натрію у флюїді, одночасно з цим деанортизувався плагіоклаз. За даними цього автора [61], високотемпературна гідратація характеризувалася параметрами: $T = 720\text{--}890^\circ\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}} = 75\text{--}125$ Мпа, $\lg f_{\text{O}_2} = 23\text{--}20$.

Численні визначення температур утворення гранат-біотитового парагенезису в гнейсах, які зараховуються до березнинської товщі, містяться в межах від $700\text{--}720^\circ\text{C}$ до $630\text{--}670^\circ\text{C}$ [90; 94; 3]. Дані гранат-кордієритового геобарометра свідчать про діапазон тиску 5,5–6,5 кбар.

Вивчення мінеральних парагенезисів свідчить про широкий розвиток у породах вторинних регресивних перетворень. Найбільш ранній діафоринний процес обумовлює появу зеленої, бурувато-зеленої рогової обманки. За періодом становлення гранітоїдів бердичівського комплексу широко виявилися такі явища, як гранатизація, біотитизація, амфіболізація (антофіліт, кумінгтоніт). У разі глибоких змін більш ранні гранулітові парагенезиси зникають повністю і кристалосланці перетворюються на діафоритові гнейси біотитового, гранат-біотитового, біотит-кумінгтонітового та іншого складу і на амфіболіти. Подібні утворення більше поширені у північно-східній частині аркуша, вузькі смуги їх пов'язані також із зонами великих розломів (Хмільницької та ін.).

Генезис суперкрустальних порід дністровсько-бузької серії найбільш дискусійний, оскільки в них не збереглися прямі ознаки седиментації, або кристалізації з магми. Прийнято вважати чергування порід у розрізах, що спостерігається, шаруватістю, яка виникла внаслідок накопичення вулканогенно-осадової товщі. Найбільш поширені складові серії – гіперстенові (\pm діопсид) кристалосланці та гнейси, за хімічним складом справді багато в чому подібні до основних порід або до туфів такого самого складу. Вивчення цирконів із кристалосланців Літинського блоку [86] дало змогу виділити серед них різновиди заокругленої і, як вважають автори, обкатаної форми. Водночас проведені на суміжній території аналогічні дослідження [79] показали, що в усій сукупності порід серії, включаючи гнейси та мармури, присутні лише первинномагматичні циркони. В ільменіті піроксенових кристалосланців зафіксовано найнижчі значення $\delta^{18}\text{O} = 0,7\text{‰}$, що підтверджує їх початковий магматичний генезис [54].

На ділянках розвитку карбонатних порід, де слабше проявлена гранітизація, можна спостерігати досить великі фрагменти серії. В них чергуються різні за складом тіла, що формують лінзи, рідше порівняно короткі (до кількох кілометрів) пласти, розрізи яких узгоджуються погано. Ізотопні дані щодо карбонатних порід Верхнього Побужжя мають великий розкид значень – $\delta^{13}\text{C} =$ від -12 до $+2,5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 14,8\text{--}21,1\text{‰}$. Згідно з висновками В. М. Загнитка [22], це свідчить про дещо специфічні умови їх утворення. Припускається можливість повного ізотопного обміну осадових карбонатів з ізотопно-легкими вуглець-вміщуючими флюїдами, але це малоімовірно. Таким чином, присутність у складі тиврівської товщі

карбонатних порід не може бути беззаперечним доказом її первинно-осадового походження.

Факт наявності в складі серії гранат-біотитових та графітвмісних гнейсів – вірогідних метаморфічних аналогів глинисто-піщаних порід – також багатьма розглядається як можливий доказ її первинно-осадового походження. Вище, при описі березнинської товщі, були наведені дані, які суперечать цьому. Про абіогенний генезис графіту з гнейсів Верхнього Побужжя свідчить низький вміст в них $\delta^{13}\text{C}$, який дорівнює 30,1 ‰.

Для пояснення локальних неоднорідностей давнього субстрату використовують механізм фракціонування магм основного складу [32], внаслідок чого виникла гіпербазит-базит-анортозитова первинна кора. Особливості хімічного складу гіперстенових кристалосланців – збагачення SiO_2 (52%) і, особливо, Al_2O_3 (до 17–19%) – непрямо підтверджують можливість цього.

Версія про вулканогенно-осадову природу гранулітового комплексу здається менш імовірною, оскільки не пояснює доброї збереженості первинних магматичних мінералів, які повинні були пройти шлях в умовах метаморфізму від зеленсланцевої до гранулітової фацій. Більше того, такий хід подій у формуванні комплексу Побужжя нічим не підтверджується, навпаки, в його поліциклічному розвитку фіксується лише діафторез зі зниженням температури мінералоутворення. В. В. Жданов [20] висловив припущення, що гіперстенові кристалосланці є кінцевим рівноважним продуктом еволюції речовини на етапі формування грануліт-базитового шару земної кори, що раніше не виходив на денну поверхню. Близької до зазначеної точки зору дотримується О. І. Слензак [44], який вважає, що ранньодокембрійські кристалічні сланці та гнейси Українського щита є продуктами твердофазного перетворення порід первинної земної кори і верхньої мантії.

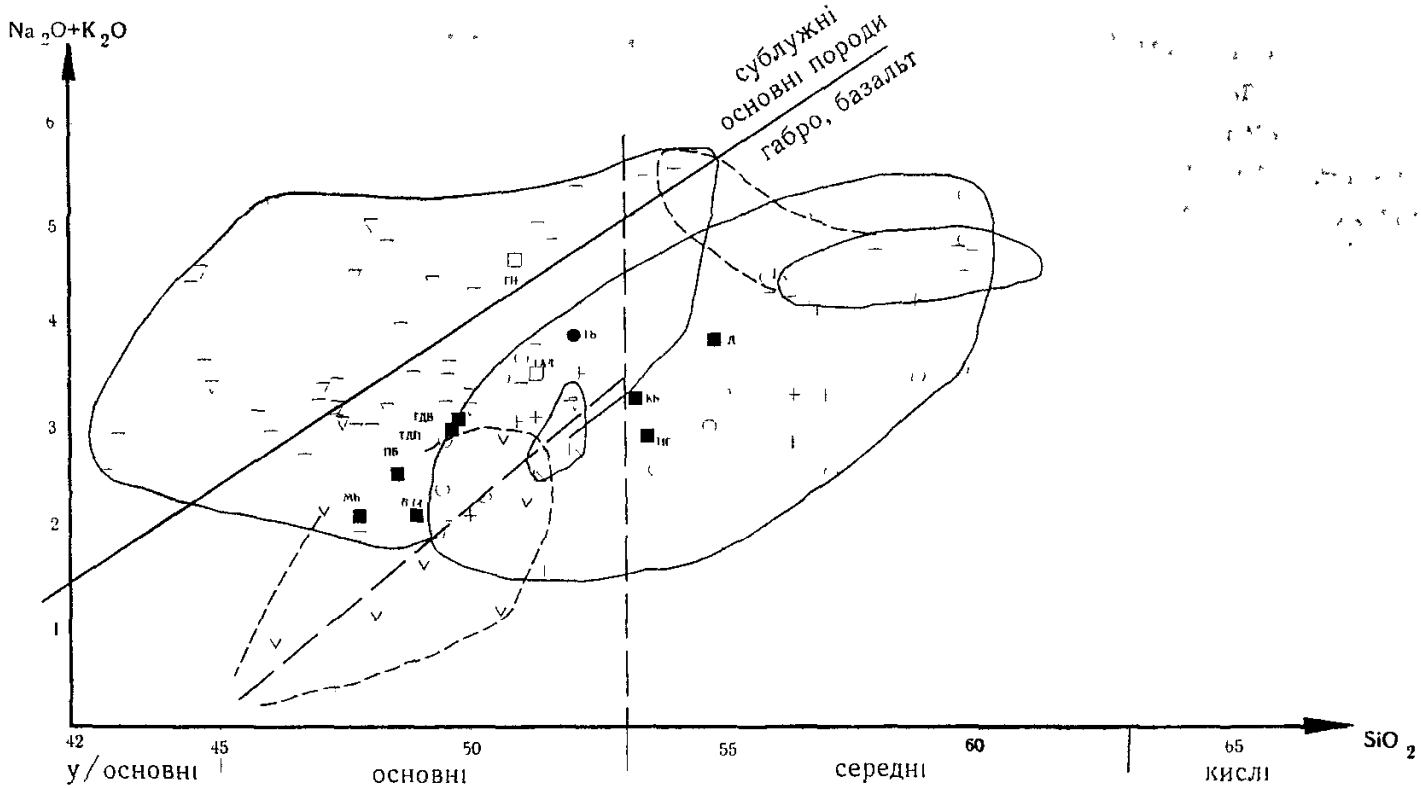
Вік порід дністровсько-бузької серії, за даними U–Pb цирконової геохронометрії [48], не менший 3,4 млрд. років (двопіроксеновий кристалосланець, кар'єр поблизу с. Малинівка). Модельний вік, отриманий Sm–Nd ізотопним методом для роговообманково-двопіроксенового кристалосланця з Літинського кар'єру, дорівнює: за моделлю CHUR – 3,02 млрд. років, за моделлю DM – 3,5 млрд. років; для гіперстенового кристалосланця з ксеноліту серед бердичівських плагіогранітів (Писарівський кар'єр) – відповідно 3,68 та 3,86 млрд. років; для діопсидового кристалосланця (с. Уладівка) відповідно – 2,33 та 2,55 млрд. років. Модельний вік біотитизованих і амфіболізованих порід, а також гранат-біотитових і біотитових гнейсів, що складають останці в бердичівських гранітоїдах, міститься в межах: за моделлю CHUR – 2,18–2,59 млрд., за моделлю DM – 2,42–2,79 млрд. років.

Реперна ізотопно-геохронологічна дата для гранат-біотитових гнейсів (с. Крутнів, Хмільницького району) отримана М. П. Щербаком [54]. Значеннями 2100–2200 млн. років датується тут вік і монациту, і циркону. Такі ж цифри (2100–2200 млн. років) встановлені за акцесорним монацитом із подібних гнейсів, що залягають у вигляді ксенолітів серед бердичівських гранітів у Жежелівському кар'єрі. М. П. Щербак [54] на основі детального вивчення акцесорії дійшов висновку, що монацит гнейсів є новоутворенням і за часом синхронний монациту бердичівських гранітів, що асоціюють з ними.

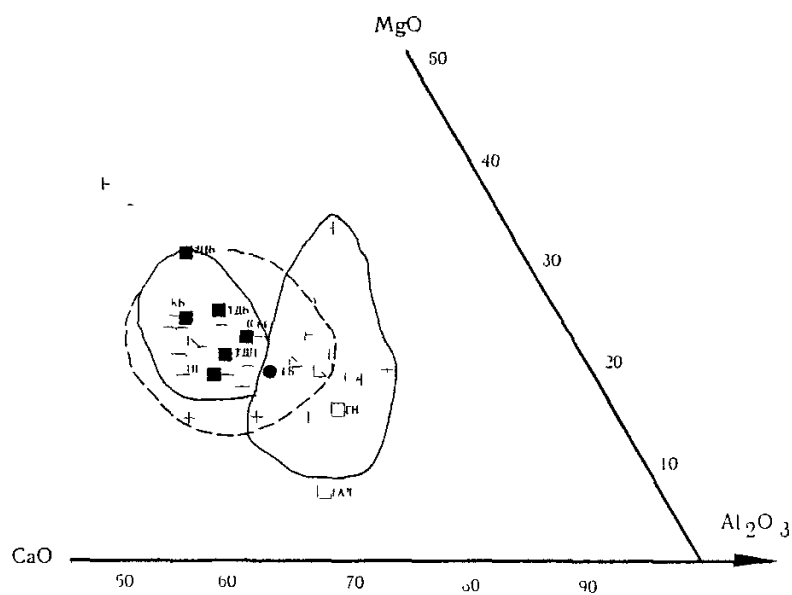
Петрохімічні особливості порід дністровсько-бузької серії

Згідно з висновками Є. М. Лазька та ін. [28], фігуративні точки гіперстенових кристалосланців кінцигітової формації на діаграмах П. Ніглі, А. Симонена, Н. А. Доморацького потрапляють у поля вивержених порід основного складу. За даними В. П. Бухарева [7], на діаграмі А. А. Предовського поле двопіроксенових і гіперстенових кристалосланців та гнейсів за хімічними особливостями відповідає полю туфів основного складу. На кремнелужній діаграмі (мал. 2.3) відмінності гіперстенових кристалосланців за формаційною належністю не виявляються. Їх точки розташовані в полі нормальних основних та середніх порід, частково вони потрапляють в ореол, який за складом відповідає давній габроанортозитовій формації. Цим підтверджується думка Є. А. Нікуліної [32] про переважний розвиток габро-анортозитів у первинній корі Землі.

На відміну від гіперстенових, роговообманково-двопіроксенові кристалосланці частіше бувають більш основними. Центр їх поля на діаграмі помітно (на 3–4% SiO_2) зсунутий вліво. У нижній його частині, де розташовані фігуративні точки (за узагальненими даними) metabазитів, двопіроксенових кристалосланців та коматитів, їх майже немає. На діаграмі видно, що багато з них містять у 1,5–2 рази вищі концентрації лугів, причому основність та лужність у породах корелюються слабо. Цілком імовірно, що частина кристалосланців, переважно двопіроксенові, є metabазитами – диференціатами давньої формації. Але для більшості вивчених кристалосланців можна припустити метасоматичне походження (Al–Fe–Mg–Ca базифікати). Про це свідчить нерівноважність рогової обманки і піроксенів, кислий склад плагіоклазу та плямисто-зональна будова його зерен.



Мал. 2.3. Діаграма (Na₂O+K₂O) -- SiO₂ порід дністровсько-бузької серії



Мал. 2.4 Діаграма MgO-CaO-Al₂O₃ порід дністровсько-бузької серії

- 1 2 3 4 5 пб ● 6 мб ■ 7 пб ■ 8 д ■ 9 кб ■ 10 в 14 ■ 11 тдп ■ 12 тдб ■ 13 нг ■ 14
 гн □ 15 гал □ 16 17 18

Кристалосланці дністровсько-бузької серії: 1 - гіперстенові; 2 - те саме, кінцигітової формації, 3 - роговообманково-двопроксенові, 4 - діопсидові; 5 - залізистої формації.

Середні дані за різними авторами: 6 - кристалосланці гіперстенові (Бухарев, 1987); 7 - метабазит (там само), 8 - кристалосланці двопроксенові (там само), 9 - кристалосланці піроксенові (Димитров, 1977); 10 - коматит базальтовий типу барбертон (Фомін, 1984), 11 - зразки "Венера 14"; 12 - толеїтові базальти давніх платформ (Лутц, 1980); 13 - те саме, дністровсько-бузької серії (Наливкіна, 1977); 14 - проксенові гнейси (там само) 15 - габро-норит (Бухарев, 1983), 16 - габро-анортозит Литви; 17 - породи габро-анортозитової формації (Суханов, 1982); 18 - поле толеїтових базальтів району Барбертон (Вільєн, 1969)

Діаграма $MgO-CaO-Al_2O_3$ (мал. 2.4) також показує, що поля гіперстенових та роговообманково-двопіроксенових кристалосланців дещо відокремлюються. Перше зсунуто в область глиноземистих порід, збігається із середнім складом Коростенського габро-нориту [6] і наближається в нижній частині до анортозитів і габро-анортозитів України та Литви. Роговообманково-двопіроксенові кристалосланці характеризуються більшою меланократовістю, вони розташовані в області базальтових коматитів та толейтових базальтів давніх платформ. Діаграма підтверджує раніше зазначену особливість гіперстенових кристалосланців – плагіоклаз у них більш глиноземистий, тобто основний, і вміст його підвищений.

Гранат-біотитові гнейси, за висновками Є. М. Лазька та ін. [28], на петрохімічних діаграмах різних авторів потрапляють у поля теригенних порід алеврито-псамітового складу. Вони містять 66–73% кремнезему, тобто в них присутній у помітних кількостях кварц. Великий вміст глинозему (13–17%) та окису натрію (2,5–4,5%) змушує припустити наявність у первинних породах уламків кислого плагіоклазу та надлишок гідрослюдистої глини в цементі. Але цьому суперечить досить високий вміст заліза та магнію – це характерно лише для монтморилонітових глин. Погано узгоджується з цим помічена всюди асоціація гнейсів (зрілих осадків) з гіперстеновими гнейсами (туфами основного складу).

Вище висловлювалося припущення про метасоматичну природу гранат-біотитових гнейсів. Їх петрохімічні особливості підтверджують це – найлегше вони могли виникнути на місці гіперстенових кристалосланців та ендербіт-мігматитів внаслідок натрій-кремнієвого метасоматозу. Високий вміст глинозему у породах субстрату та дефіцит калію у флюїді сприяли переважному росту гранату за рахунок гіперстену і основного плагіоклазу. В північній частині території, а також в зонах найбільших розломів, де метаморфічні та ультраметаморфічні (двопольовошпатові гранітоїди) породи формувались за участю флюїду, збагаченого калієм та водою, рівновага між гранатом і біотитом зміщується в бік останнього. Тут виникають збагачені мікрокліном біотитові гнейси. У гранатвмісних гнейсах Вишкіуської структури кількість K_2O дорівнює 1,6–1,9% [64], тоді як на півдні території кількість його в середньому менша 1% і породи тут помітно збагачені гранатом.

За геохімічними особливостями гіперстенові кристалосланці за набором та вмістом сидерофільних елементів (Ti, Cr, Ni, Co, V), а також Sr, Cu, Mo та ін. відповідають своїм вірогідним магматичним аналогам – основним породам. За даними М. О. Ляшка [86] та І. М. Лісної [29], підтвердженими нашими розрахунками, геохімічні відмінності між гіперстеновими кристалосланцями різних формацій відсутні. В роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях дещо (в 1,5 рази) знижується концентрація стронцію.

В огнейсованих та мігматизованих породах і крайових частинах ксенолітів піроксенових кристалосланців закономірно збільшується концентрація Pb, Cu, Zr, TR при помітному (приблизно в 2 рази) зниженні ролі елементів сидерофільної групи. Однак гнейси успадковують геохімічні особливості вихідного субстрату. Це підтверджується рівною кількістю сидерофільних елементів, а також міді, цинку в гнейсах Вишкіуської структури (березнинська товща за П. Ф. Брацлавським [64]) та гнейсах Глухівецької зони [47], де вторинність їх встановлюється прямими спостереженнями.

В. І. Почтаренко та Л. Б. Бочай [92] встановили, що породи північної частини Подільського блоку мають чітку геохімічну спеціалізацію на молібден. Найнижчі його концентрації мають ендербіти, тоді як в інших породах його кількість перевищує кларк (за А. П. Виноградовим) в 1,5–4 рази, а у графіт-біотитових гнейсах – у 2–6 разів. М. О. Ляшко [86] наводить дані, згідно з якими вміст Mo в metabazитах приблизно в 2 рази вищий, ніж у гіперстенових кристалосланцях.

Поведінку цирконію та рідкісноземельних елементів у метаморфічних породах Побужжя вивчали М. П. Щербак [54] та І. М. Лісна [29]. Вміст Zr мінімальний у роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях, він варіює від 30–40 до 100–140 г/т при середніх значеннях 70–90 г/т. У вибірках, що включають разом з гіперстеновими кристалосланцями гнейси з гранатом та біотитом, він вищий і збільшується у міру посилення ступеня гнейсифікації. В гіперстен-біотитових породах кількість цирконію становить 90–120 г/т (сер. 105 г/т), в гранат-біотитових — 100–150 г/т (сер. 118 г/т). В гнейсах біотитових з гранатом та кордієритом Глухівецької зони концентрації Zr найвищі – 528 г/т [78]. Збільшення вмісту Zr в гранітизованих породах підтверджується фактами наростання новоутворених генерацій циркону на реліктові.

Сума рідкісноземельних елементів у гіперстенових та амфіболвміщуючих кристалосланцях змінюється від 60–70 до 130–190 г/т [54], в гранат-біотитових гнейсах вона дорівнює 200 г/т. Перші збагачені важкими лантанідами (від 20 до 60%, сер. 40%). Монацит гранат-біотитових гнейсів за складом рідкісних земель, вмістом торію та урану цілком тотожний монацитам бердичівських гранітів. Найменш фракціонованим складом РЗЕ відзначаються metabazити, в них $(Ce/Yb)_N$ дорівнює 0,93–1,12. За цим показником вони відповідають толейтовим базальтам –поширеним породам зеленокам'яних поясів [29], графіки розподілу РЗЕ в кристалосланцях подібні до графіків основного кінцевого члена бімодальної серії Тейлора – Мак-Ленона [33].

Геохімія мрамурів та кальцифірів Павлівської ділянки вивчена Л. І. Забіякою [75]. Вміст мікроелементів у них близький до кларків осадкових карбонатних порід, а рівень концентрацій P, Ba, Sn, TR, Zr, Ti, Nb на порядок нижчий, ніж у карбонатитах. Однак водночас автор наводить значення концентрації елементів у

КАЙНОЗОЙ ПАЛЕОГЕН

Бучацька серія – P₂ bē

Відклади палеогену спостерігаються у вигляді невеликих ділянок у південно-західній і північно-східній частинах території, вони представлені палеонтологічно охарактеризованими породами середнього еоцену (бучацька серія). Ці утворення виповнюють найбільш понижені горизонти похованих Філіопільсько-Бруслинівської, Краснопільської і Андрушівської ерозійно-тектонічних палеодолин. Їх орієнтування і контури відповідають ділянкам низьких значень ізогіпс покрівлі опорного горизонту, встановлених електророзвідкою ВЕЗ, і підтверджені даними буріння. В плані – це вузькі смуги, частіше північно-західного простягання, рідше ортогональні з хвилястими контурами. Осадки палеогену з розмивом залягають на корі вивітрювання кристалічних порід і перекриваються в межах Філіопільсько-Бруслинівської депресії утвореннями середньосарматського під'ярусу, частково четвертинної системи, а в межах Краснопільської і Андрушівської – відкладами новопетрівської світи. Виділяються фації: руслова, заплавна, озерно-болотна (мал. 2.5).

Відклади руслової фації приурочені до осьових, найбільш понижених частин давніх річкових долин, представлені пісками, рідше пісковиками. Піски кварцові, світло-коричневі, середньо-грубозернисті до гравелистих, у нижніх частинах з валунами кварцу до 12 см у діаметрі. Нерідко в пісках зустрічаються уламки лігніту та деревної рослинності. Найпотужніший розріз пісків руслової фації розкритий св. 020 поблизу с. Вел. Митник (з низу до верху):

1. Пісок кварцовий, сірого кольору, грубозернистий, з уламками блакитно-сірого кварцу – 3 м.

2. Пісок світло-сірого, сірого, інтервалами білого кольорів, кварцовий, переважно крупнозернистий. На початку інтервалу в піску спостерігаються включення залишків вуглефікованої деревини – 13,0 м.

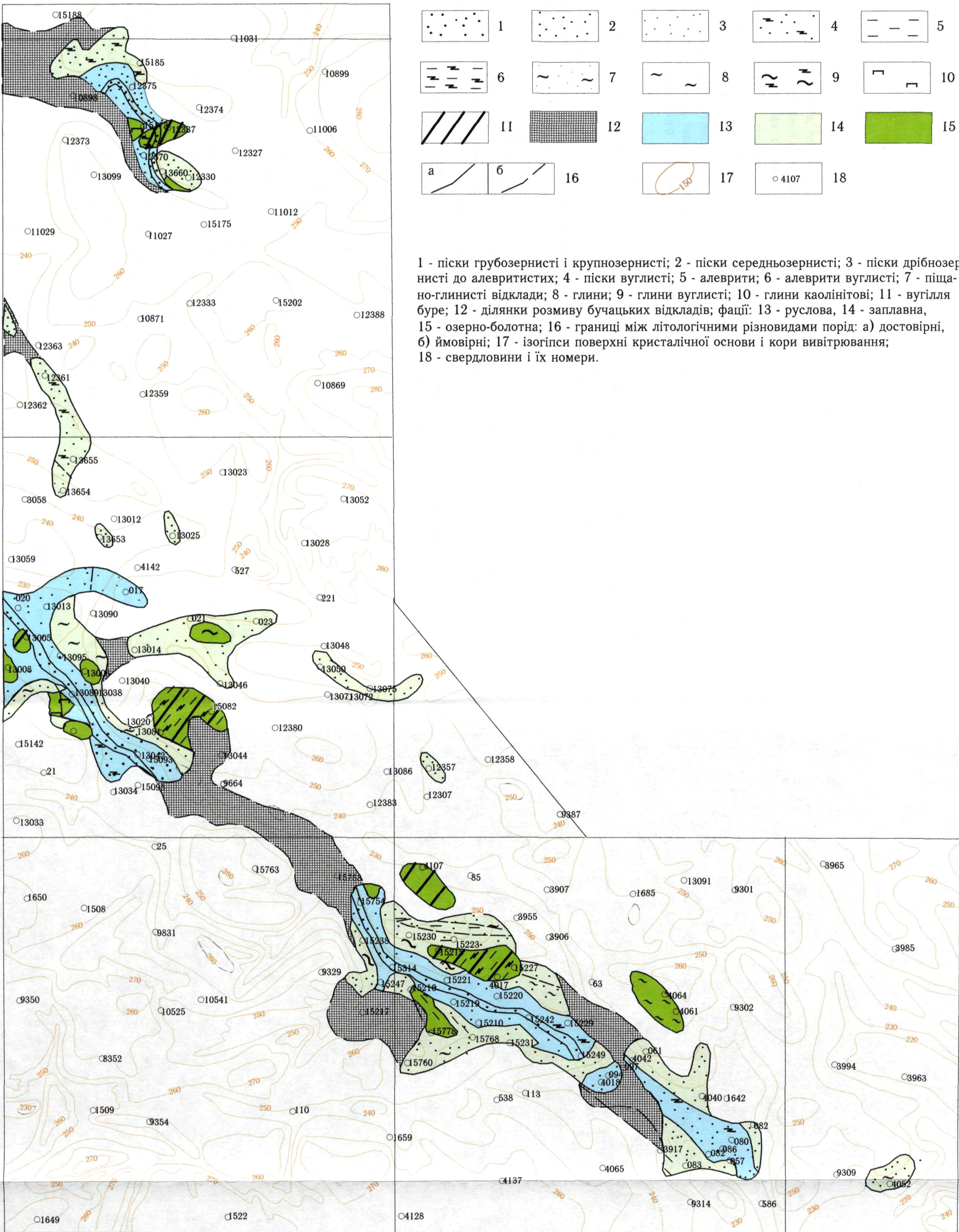
Пісковики руслових фацій сірі, білувато-сірі, місцями з буруватими і коричневими відтінками. Уламковий матеріал становить 60–70% породи і представлений неокатаними зернами кварцу з розмірами від 0,1 до 1,5 мм. Цемент порового, рідше базального типу, має чорний і сірувато-бурий колір за рахунок збагачення вуглистим матеріалом і гідроокислами заліза, розподіл уламкового матеріалу в породі рівномірний.

Відклади заплавної фації серед генетичних типів порід бучацької серії займають найбільші за площею ділянки. Вони простежуються в свердловинах поблизу сс. Білий Рукав, Каменогірка, Гушинці, Мізяків і Медведка. Представлені пісками дрібно- і середньозернистими, часто глинистими, місцями вуглистими, а також глинами різного складу, в тому числі каолінітовими та вуглистими. Піски сірого, світло-жовтувато-сірого кольору, кварцові, різнозернисті, частіше середньозернисті, місцями глинисті і слабовуглисті. За даними гранулометричного аналізу [103], у складі пісків переважають зерна розміром 0,25–0,007 мм (до 76%), рідше 0,5–0,25 мм (більш як 20%). Вихід глинистої фракції невеликий – 2,4–12,7%. Глини в основному щільні нерівномірнопіщанисті, з тонкими (до 20 см) прошарками глинистого кварцового піску, глинисті частинки становлять 90–98%, піщанисті – 1–2%. Часто в глинах, як у нижній, так і у верхній частинах розрізу, спостерігаються рослинні залишки. Серпоподібні тіла каолінітових глин зустрічаються в місцях звуження палеодолин. Глини світло-сірі, жовтувато-сірі, білі, щільні, в'язкі, жирні на дотик, місцями з тонкою горизонтальною шаруватістю, в них відзначаються прошарки середньозернистих кварцових пісків і бурого вугілля. Глини каолінітові фаціально замішують глини вуглисті, рідше утворюють серед них прошарки потужністю 1,0–2,0 м. Поблизу с. Гушинці св. 15223 розкрито такий розріз відкладів заплавної фації (з низу до верху):

1. Глина блакитно-сіра, щільна, жирна на дотик, з великою кількістю зерен кварцу, пелітизованих зерен польових шпатів, уламків бурого вугілля до 2 см у поперечнику – 2,0 м.

2. Пісок кварцовий, в основному нерівномірнозернистий з переважанням середньозернистої фракції, в кінці інтервалу гравелистий, слабоглинистий, зерна добре окатані, з великою кількістю уламків гранату – 11,8 м.

УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ



1 - піски грубозернисті і крупнозернисті; 2 - піски середньозернисті; 3 - піски дрібнозернисті до алевритистих; 4 - піски вуглисті; 5 - алеврити; 6 - алеврити вуглисті; 7 - піщано-глинисті відклади; 8 - глини; 9 - глини вуглисті; 10 - глини каолінітові; 11 - вугілля буре; 12 - ділянки розмиву бучацьких відкладів; фації: 13 - руслова, 14 - заплавна, 15 - озерно-болотна; 16 - границі між літологічними різновидами порід: а) достовірні, б) ймовірні; 17 - ізогіпси поверхні кристалічної основи і кори вивітрювання; 18 - свердловини і їх номери.

Мал.2.5. Літолого-фаціальна карта відкладів бучацької серії південно-західної частини аркуша М-35-XXIII (Бердичів)

Відкладами озерно-болотної фації складені невеликі ізольовані ділянки. Переважають тут глини вуглисті, з прошарками вугілля глинистого, піщанистого, бурого. Породи від світло- до темно-коричневого кольору, з нерівномірним розподілом вуглистої складової, щільні, тонкогоризонтальношаруваті, на контакті з пісками піщанисті. Часто серед глин, у вигляді смуг різної довжини і ширини (залежно від конфігурації річкової долини), спостерігаються прошарки бурого вугілля потужністю до 1,8 м (св. 12330) з численними обвугленими рослинними залишками. Вугілля легке, землисте, з присипками слюди по площинах нашарування, вміщує відбитки листя, гілок і характеризується низьким ступенем вуглефікації, середньою зольністю (24–29%), середньою теплотворною здатністю (4620–4850 Ккал.) і досить високим вмістом гумінових кислот (36%). Найбільш характерний розріз відкладів озерно-болотної фації розкритий св. 4017 (з низу до верху):

1. Глина каолінітова, світло-сіра з зернами кварцу і залишками обвугленої деревини – 4,0 м.
2. Вугілля буре, сильно глинисте, піщанисте, грудкувате із землистим зламом – 0,5 м.
3. Пісок кварцовий вуглистий, темно-сірий, тонкозернистий з уламками деревини – 0,5 м.
4. Глина вуглиста, чорна, темно-сіра, легка, жирна на дотик, грудкувата, із землистим зламом, великою кількістю залишків обвугленої деревини. По всьому інтервалу зустрічаються стяжіння подовженої форми, успадковані від деревини, які складаються із сульфідів заліза – 6,3 м.
5. Алеврит вуглистий, горизонтальношаруватий, слабопіщаний, з крупними залишками деревини, коричневатобурий, місцями темно-сірий – 3,7 м.
6. Пісок кварцовий, світло-сірий нерівномірнотонкозернистий, з крупними слабоокатаними зернами блакитного кварцу, слабовуглистий – 3,3 м.
7. Вугілля буре (лігніт), темно-коричневе, легке, горизонтальношарувате, по площинах нашарування з присипками тонкозернистого кварцового піску. Зустрічаються незруйновані залишки деревини і спресованого листя – 1,0 м.

Завершуючи опис відкладів бучацької серії, можна зазначити, що вони представлені товщею відкладів континентальних (алювіальних) фацій, які взаємозамінують одна одну і швидко виклинюються за простяганням. З утворенням серії пов'язані родовища бурого вугілля і при проведенні ГДП-200 в них виявлено висококонтрастні шліхові ореоли піропів і хромшпінелідів алмазозносних еклігітових асоціацій, які концентруються на стиках руслової і заплавної фацій.

Вік порід визначений за даними спорово-пилкового аналізу. Основний фон виділених спектрів становить пилки покритонасінних рослин – восковичних – *Mynicaceae* (20–36%), верескових – *Cricaceae* (5–28%), каштанових – *Casfanea* (3–13,6%). Рідше спостерігається пилка тутових – *Moraceae* (0,4–6%), пальмових – *Palmae* (1,2–2,5%), тропічних – *Trudopollis rompeskji Ptl* (6,0–16%), сапотатових – *Sapotaceae* (1,5–5%). Голонасінні представлені пилком сосни – підрид *Diploxilon* (0,5–17,0%), підрид *Kaploxilon* (4,8–22%) та поодиноким пилком ногоплідника – *Podocarpus*. Наведені спорово-пилкові спектри є типовими для середнього еоцену України і за складом та кількістю найбільш схожі зі спорово-пилковими комплексами бучацьких відкладів Коростишівського буровугільного родовища. Максимальна потужність відкладів бучацької серії – 29,4 м.

НЕОГЕН

Неогенові відклади майже суцільним чохлам покривають всю територію, за винятком річкових долин, де розмиті внаслідок ранньо-середньочетвертинної ерозії. Датовані раннім-середнім міоценом – новопетрівська світа, пізнім міоценом – товща глин, пісків і алевритів середньосарматського під'ярусу та товща строкатих глин, завершує розріз товща червоно-бурих глин пліоцену. Згідно зі схемою районування допліоценових відкладів, територія робіт поділяється на дві полізони: Північно-Західну (Бердичівська структурно-формаційна зона, далі – СФЗ) і Центральну (Літинська СФЗ). Межа їх проходить по центру аркуша в субширотному напрямку і ділить територію на дві приблизно рівні частини, які відрізняються між собою тим, що в Бердичівській СФЗ відсутні сарматські відклади, а в Літинській – новопетрівської світи.

Нижній-середній міоцен

Новопетрівська світа – *N₁np*. Породи новопетрівської світи поширені в північній частині території у вигляді невеликих за площею ділянок. Приурочені вони в основному до Краснопільської та Андрушівської ерозійно-тектонічних палеодолин, де залягають на відкладах бучацької серії, а в місцях їх відсутності – на породах докембрію і їх корах вивітрування. Перекриваються товщею строкатих глин або четвертинними відкладами. Виділяються дві фації субаквально-морської групи: мілкого моря і прибережно-морська.

Мілководні відклади характерні для північно-східної частини аркуша, в ряді місць ділянки їх розвитку обмежені неотектонічними порушеннями. Представлені вони пісками кварцовими світло-сірими до білих, інколи цукроподібними, дрібно-тонкозернистими, каоліністими, з малопотужними прошарками каолінітових глин. Часто за рахунок озалізнення простежується горизонтально-хвиляста шаруватість. У подошві розрізу інколи з'являються прошарки крупнозернистих пісків із кутастими зернами, в них

переважає фракція 0,25–0,071 мм. Найпотужніший розріз (14,6 м) відкладів фації мілкого моря розкритий свердловиною 1601. Тут розкрито пісок кварцовий світло-сірий до білого, різнозернистий, частіше дрібнозернистий, з окатаними зернами, горизонтальношаруватий за рахунок чергування прошарків різного гранулометричного складу, слабоглинистий, ділянками каолінистий, в підшві вохристо-бурий, озалізнений.

Відклади прибережно-морської фації зі сходу та заходу оконтурюють згадані вище і, порівняно з ними, займають значно більшу площу. Найбільш повно і детально вони вивчені в районі с. Краснопіль. В літологічному відношенні це піски кварцові, глини каолінові, піщано-глинисті суміші. Піски світло-сірі, білі, слабокаоліністі, дрібно-середньозернисті. Дуже рідко в них зустрічаються прошарки дрібнозернистих пісковиків з каоліновим цементом. Глини каолінові зустрічаються у вигляді ізольованих ділянок, вони світло-сірі до білих, місцями з рожево-кремовими відтінками, однорідні, щільні, в'язкі, малокварцові. Піщано-глинисті породи мають світло-сірі і зеленувато-світло-сірі кольори, рідше темно-сірі, спостерігаються плями озалізнення, поодинокі лімонітові кірочки і прошарки вохр. Із піщаною фракцією відкладів новопетрівської світи пов'язаний Краснопільський титано-цирконієвий рудопрояв. За результатами шліхового випробування в ньому виявлено підвищений вміст рутилу (до 24 кг/т), ільменіту (до 19,6 кг/т), циркону (до 8 кг/т). Максимальна потужність новопетрівської світи – 38,6 м.

Однорідність пісків, їх добра відсортованість та окатаність, дрібно-тонкозернистість, присутність рудних мінералів у різних кількостях по розрізу, свідчать про те, що формування цих відкладів проходило в морських мілководних умовах. Таку саму точку зору висловлюють і попередні дослідники [74, 75, 103].

Верхній міоцен

Представлений товщею глин, пісків і алевритів середньосарматського підрегіонарису та товщею строкатих глин.

Товща глин, пісків і алевритів – N₁gr. Породи цієї товщі поширені в південно-західній частині території. Вони місцями залягають на відкладах бучацької серії, але частіше – на породах кристалічного фундаменту і їх корах вивітрювання, перекриваються, зазвичай, товщею строкатих глин. При вивченні літологічного складу виділені фації субаквально-морської групи: мілкого моря і прибережно-морської.

Відклади фації мілкого моря розповсюджені в південно-західній частині Літинської рівнини. Представлені пісками кварцовими, глинами з домішкою піщано-детритового матеріалу. Піски світло-сірі, сірі, зеленувато-світло-сірі, часто жовті за рахунок озалізнення, кварцові, дрібнозернисті, рідше тонко-середньозернисті. Глини піщані зустрічаються серед них у вигляді малопотужних прошарків, вони голубувато-сірого, світло-сірого кольорів, тонкошаруваті. Подаємо типовий розріз відкладів фації мілкого моря за св. 1649 (з низу до верху):

1. Піщано-детритовий матеріал, суцільно складений уламками черепашок різних видів і родів, порода скріплена вапняковим цементом. Фауна: *Cardium fischerianum* Dong, *Cardium loweni* Sinz, *Cardium cf. donginki* Sinz, *Paphia gregaria* (Parfsch) Ioldf, *Maetra fabreana* Orb, *Sinzovia elatior* Orb – 4,7 м.

2. Глина каолінова світло-сіра, піщана, щільна – 1 м.

3. Пісок кварцовий, грубозернистий з великою кількістю уламків черепашок – 1,3 м.

4. Глина піщана голубувато-сіра, в низах сіра, тонкошарувата – 6,4 м.

5. Пісок кварцовий, середньозернистий, жовто-сірого кольору, пухкий, з невеликим вмістом (до 10%) глинистого матеріалу – 3,0 м.

6. Глина світло-сірого кольору з тонкогоризонтальною смугастістю – 1,6 м.

7. Пісок кварцовий, різнозернистий, в основі шару дрібнозернистий, сірувато-жовтий – 3,5 м.

Відклади прибережно-морської фації оконтурюють з півночі відклади фації мілкого моря і займають більшу частину південного флангу території. Вони представлені глинами, пісками і алевритами. Глини світло-сірі, сірі, зеленувато-голубувато-сірі, на контакті із строкатими глинами – барвисті. Текстура глин грудкувата і плямиста, рідше масивна. Вони монтморилонітові, рідше слабо карбонатні, з вапняково-карбонатними стяжіннями. Серед них дуже рідко зустрічаються малопотужні горизонтально шаруваті лінзи каолінових глин. Піски, які приурочені до нижніх частин розрізу товщі, мають сірий, світло-сірий, рідше зеленувато-світло-сірий колір, кварцові, часто із високим вмістом польових шпатів, від дрібно- до грубозернистих, зерна кварцу кутасті і напівокатані. Алеврити тяжіють до південно-західного кута площі, вони кварцові, слюдисті, зеленувато-світло-сірого, світло-сірого з голубуватим відтінком кольору, часто з тонкогоризонтальною шаруватістю, рідше – глинисті з карбонатними конкреціями, в них переважають частинки розміром 0,01–0,07 мм. Максимальна потужність відкладів товщі глин, пісків і алевритів – 38,4 м.

Товща строкатих глин – N₁st. Породи товщі дуже поширені, відсутні вони лише в долинах річок і глибоких ярів, де розмиті. Залягають на породах докембрію і їх корах вивітрювання, рідше – міоцену, а перекриваються червоно-бурими глинами, або четвертинними утвореннями. В складі товщі переважають нерівномірно забарвлені глини піщані, рідко каолінові і алеврити. Породи світло-сірі, зеленувато- і блакитнувато-світло-сірі, сірі, темно-сірі до чорних, з характерними жовтими, червоними і бурими плямами, які утворилися за рахунок окислення закисного заліза, досить жирні, рідше пісні, піщані, крупно- і середньогрудкуваті, дзеркала ковзання мають шовковистий та глянцево-відблиск, зрідка вміщують

карбонатні конкреції, залізні і марганцеві бобовинки. За ступенем дисперсності серед них виділяються середньо- і тонкодисперсні, грубодисперсні присутні в малих кількостях. Серед текстур найчастіше зустрічаються плямисті, рідше візерунчасті, очкові та сітчасті.

Термічний аналіз свідчить, що в глинах присутній монтморилоніт і каолініт, причому перший переважає у верхніх частинах розрізу. За даними гранулометричного аналізу переважають фракції 0,1–0,025 мм – 38,8–56,2% і 0,05–0,01 мм – 42,58–48,60%. Каолінітові різновиди, як і алеврити, зустрічаються серед глин у вигляді лінз і прошарків, вирізняються білим, сірувато-білим кольором, жирні, часто з прошарками кварцового піску. Алеврити світло-сірі, зеленувато- і блакитнувато-світло-сірі, кварцові, слюдисті, рідко горизонтальношаруваті. Глинисті породи товщі можуть використовуватись для виробництва будівельної кераміки. Максимальна потужність відкладів товщі строкатих глин – 38,9 м.

Пліоцен

Товща червоно-бурих глин – N₂cb. Відклади товщі червоно-бурих глин зустрічаються виключно на вододілах у вигляді невеликих ділянок. Залягають вони на товщі строкатих глин, з якою пов'язані поступовими переходами, перекриваються утвореннями четвертинної системи. В літологічному відношенні товща представлена глинами червоно-бурими, жовто-бурими, коричнево-бурими, бурими, рідко сірими. Глини часто піщані, жирнувато і пісні, дрібногрудкуваті, із землистим зламом, з карбонатними включеннями. Інколи, в місцях підняття кристалічного фундаменту, зустрічаються малопотужні лінзи каолінітових глин. За термічним аналізом глини товщі мають переважно монтморилонітовий, рідше каолінітовий склад. За даними гранулометричного аналізу в червоно-бурих глинах переважає пелітова (до 97%) фракція. Максимальна потужність товщі – 18,5 м.

ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА

Згідно зі схемою районування четвертинних відкладів, північна частина території робіт належить до підзони лесових районів і лесових островів Українського Полісся, а південна – до підзони північних лесових районів. Вивчення четвертинних утворень свідчить про наявність у межах аркуша майже всіх стратиграфічних горизонтів – від березанського (еоплейстоцен) до голоценового, проте в жодному місці не зустрінуто повного розрізу, як правило, відсутні лесові кліматоліти.

Плейстоценовий відділ

Згідно із стратиграфічним кодексом України, плейстоценовий відділ поділяється на еоплейстоценовий та неоплейстоценовий розділи.

Еоплейстоценовий розділ

Відклади еоплейстоцену виходів на денну поверхню не мають і розкриваються лише свердловинами в районі Турбівської рівнини.

Нижньоеоплейстоценова ланка.

Березанський кліматоліт – E₁br. Еолово-делювіальні відклади (vdE₁br) цього кліматоліту мають локальне поширення і приурочені до найбільш підвищених (240,0–255,0 м) ділянок плато в районі сс. Овсяники, Воскодавинці, Червона Зірка. Залягають згідно на товщі червоно-бурих глин, з якою пов'язані поступовими переходами. Візуально це глини жовті і бурувато-жовті, жовтувато-сірі, сизувато-сірі, з незначною пігментацією гідроокислами заліза і окислами марганцю, важкі і тверді, середньогрудкуватої структури, частково піщані з карбонатними конкреціями. Потужність їх змінюється від 1,5 до 6,3 м.

Верхньоеоплейстоценова ланка

Крижанівський кліматоліт – E₁₁kr. Елювіально-делювіальні глини і суглинки кліматоліту (edE₁₁kr) зустрічаються у вигляді окремих невеликих полів на вододілах і їх схилах. Залягають на березанських глинах, часто незгідно на відкладах пліоцену і верхнього міоцену. Глини і суглинки червоно-бурі, коричнево-бурі до червоно-бурих, важкі, аморфні, часто з кремнієво-карбонатними конкреціями, в нижній частині розрізу піщанисті. Гранулометричний склад: кількість глинистих частинок розміром 0,05–0,01 мм – 69,18%; 0,1–0,05 мм – 26,58%; 0,01 мм – 4,24%. Потужність їх змінюється від 0,4 до 6,1 м.

Іллічівський кліматоліт – E₁₁il. Еолово-делювіальні відклади (vdE₁₁il) завершують розріз верхньоеоплейстоценової ланки. Залягають згідно на глинах крижанівського кліматоліту. Це світло-сірі, світло-бурі, місцями жовтувато-бурі, сірувато-бурі, палеві глини, рідше леси. Вміщують дрібні карбонатні включення і тонкі плівки гідроокислів заліза. Максимальна потужність – 4,9 м.

Неоплейстоценовий розділ

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

Нижньонеоплейстоценова ланка

Широкинський кліматоліт – P_{1sh} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{1sh}) зустрічаються на високих вододілах і їх схилах в підзоні північних лесових районів. Залягають на відкладах верхнього еоплейстоцену, інколи на товщі червоно-бурих глин. Це субтропічні буро-кольорові ґрунти, здебільшого лугові, з явно вираженими процесами перевідкладення, важкі, аморфно-грудкуваті, щільні, із дзеркалами ковзання. Гранулометричний склад: 68,04% – 0,01–0,05 мм; 11% – 0,1–0,05 мм; 5% – 0,25–0,1 мм. Потужність від 0,7 до 5,0 м, середня – 2,0 м.

Приазовський кліматоліт – P_{1pr} . Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1pr}) зафіксовані лише в районі сс. Петрівка та Гулівці. Залягають на широкинських і перекриваються мартоноськими ґрунтами. Представлені лесоподібними середніми суглинками, бурувато-палевими, жовтими, жовтувато-сірими, нерідко з домішками піску. Потужність не перевищує 2,0 м.

Мартоноський кліматоліт – P_{1mr} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{1mr}) мають незначне поширення, зустрічаються у вигляді невеликих полів і найбільше поширені в районі Літинської рівнини, де інколи виходять на денну поверхню. Залягають на широкинських ґрунтах, перекриваються сульськими або тилігульськими лесами. Візуально це викопні перероблені ґрунти і ґрунтові утворення – глини і суглинки червонувато-коричневі, коричнево-бурі, темно-сірувато-бурі, щільні, важкі, грубогрудкуваті, гідроморфні. Потужність змінюється від 1,2 до 5,1 м.

Сульський кліматоліт – P_{1sl} . У межах аркуша він представлений двома генетичними типами: еолово-делювіальним, алювіальним і еолово-делювіальним.

Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1sl}) зустрічаються поодинокими свердловинами на вододілах і їх схилах у районі Козятинського підняття і в межах Турбівської рівнини. Підшовою для них служать мартоноські та широкинські ґрунти, а покрівлею – лубенські. Макроскопічно це сірувато-палеві, сірувато-бурі, середні, помітно ущільнені, дрібногрудкуваті суглинки холодного кліматичного стану. Потужність незначна і змінюється від 0,2–0,8 м до 2,0 м.

Алювіальні і еолово-делювіальні відклади (a, vdP_{1sl}) мають локальне поширення у вигляді невеликих полів у районі сс. Вербівка та Стара Прилука. Виходів на денну поверхню не мають. Візуально це лесоподібні піщані суглинки з прошарками супісків, горизонтальношаруваті, сірувато-жовтого кольору, ущільнені. Середня потужність – 1,7 м.

Лубенський кліматоліт – P_{1lb} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{1lb}) мають незначне поширення в підзоні північних лесових районів і зустрічаються на схилах вододілів. Залягають на сульських або мартоноських відкладах, рідше на червоно-бурих глинах пліоцену. Перекриваються тилігульськими лесами, інколи середньочетвертинними утвореннями. Візуально це буро-колірні ґрунти і ґрунтові утворення, важкі, ущільнені, грудкуваті, вилуговані, безкарбонатні, досить гідроморфні з плямами озалізнення і залізо-марганцевими бобовинами. Гранулометричний склад ґрунтів такий: <0,001 мм – 16,2%; 0,005–0,01 мм – 28,3%; 0,01–0,05 мм – 11,6%; 0,05–0,1 мм – 34,1%; 0,1–0,5 мм – 9,8%. Потужність змінюється від 1,0 до 3,8 м.

Тилігульський кліматоліт – P_{1tl} . У межах аркуша представлений трьома генетичними типами: еолово-делювіальним, алювіальним і еолово-делювіальним, еолови м і елювіально-делювіальним.

Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1tl}) розвинуті досить широко, приурочені до схилів вододілів у районі Козятинського підняття і Турбівської рівнини, мають виходи на денну поверхню. Залягають на відкладах лубенського, широкинського, рідше мартоноського кліматолітів, а перекриваються переважно завадівськими ґрунтами. Макроскопічно це сірувато-палеві, ущільнені, дрібногрудкуваті до пилюватих, алевритоподібні, місцями карбонатні суглинки, частково змінені процесами перевідкладення і гідроморфізму. Гранулометричний склад: 0,005–0,01 мм – 43,80%; 0,01–0,05 мм – 56,20%. Потужність змінюється від 0,7 до 5,0 м, середня – 2,6 м.

Алювіальні і еолово-делювіальні (a, vdP_{1tl}) мають дуже локальне поширення в південній частині аркуша. Це суглинки сірувато-жовті, піщаністі, з прошарками пісків, горизонтальношаруваті, гідроморфні, значно карбонатні, з дендритоподібними примазками окислів марганцю.

Еолові і елювіально-делювіальні відклади (v, edP_{1tl}) розповсюджені тільки на півдні території. Залягають на лубенських ґрунтах. Представлені суглинками жовтувато-сірувато-палевими з коричнювато-бурым відтінком, ущільненими, дрібногрудкуватими до пилюватих, місцями вони карбонатні, слабо озалізнені. Потужність не перевищує 2,0 м.

Середньонеоплейстоценова ланка

Утворення ланки поширені практично на всій території за винятком Тетерова – Гнилоп'ятської алювіально-льодовикової рівнини, де відклади завадівського кліматоліту були розмиті внаслідок дніпровського зледеніння.

Завадівський кліматоліт – P_{IIzv} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIzv}) значно поширені за винятком районів, де вони були розмиті в дніпровський час (підзона лесових районів і лесових островів Українського Полісся). Залягають на нижньонеоплейстоценових або пліоценових відкладах і перекриваються, як правило, лесами дніпровського кліматоліту. Вони складені з двох – трьох підгоризонтів. Нижній підгоризонт – бурі, червоно-бурі, пісні, важкосуглинисті ґрунти з карбонатним елювієм (конкреції до 2–3 см в діаметрі), середній – червоно-коричневі, легкоглинисті, грубопилуваті ґрунти, слабо карбонатні, гідроморфні з дрібними залізо-марганцевими бобовинами; верхній – світло-червоно-коричневі, субтропічні, важкосуглинисті ґрунти. За результатами гранулометричного аналізу завадівські ґрунти складаються із 70,44% алевритистих, 28,04% глинистих і 0,54% тонкопіщаних частинок. За даними хімічного аналізу Fe_2O_3 – 3,99–4,94%; TiO_2 – 0,88%; MnO – 0,52%, MgO – 1,55%. Потужність змінюється від 0,5 до 4,1 м, середня – 2,8 м.

Дніпровський кліматоліт – P_{IIdn} . Представлений еолово-делювіальним, алювіальним і еолово-делювіальним, водно-льодовиковим і озерно-льодовиковим, озерно-льодовиковим типами порід.

Еолово-делювіальні відклади (vdP_{IIdn}) поширені лише в межах підзони північних лесових районів, де інколи спостерігаються у відслоненнях і залягають на завадівських ґрунтах або на нижньочетвертинних відкладах. Це суглинки палево-жовті і бурувато-жовті, тонкі, щільні, середні, дрібногрудкуваті, в нижній частині розрізу з лінзами піску. Крім того, дуже часто зустрічаються кремнієво-карбонатні конкреції. Гранулометричний склад: 32,24% – алевритові частинки, 59,10% – глинисті. Потужність змінюється від 0,4 до 12,6 м.

Алювіальні і еолово-делювіальні відклади (a, vdP_{IIdn}) зустрінуті в районі сс. Стара Прилука і Петрівка на схилах вододілів. Макроскопічно це жовтувато-сірі, пилуваті, слабо піщаністі, глинисто-алевритисті, місцями з прошарками піску, карбонатні суглинки. Потужність змінюється від 3,8 до 10,0 м, середня – 4,8 м.

Водно-льодовикові і озерно-льодовикові відклади (f, lgP_{IIdn}) поширені в усіх районах, за винятком найвищих ділянок Козятинського підняття і Літинської рівнини, куди не мали доступу льодовикові води. Представлені пісками жовто-сірими, сірими, різнозернистими, кварцовими, шаруватими, які містять лінзи грубозернистих, косошаруватих, невідсортованих пісків або тонкошаруватих суглинків зеленувато-жовто-сірого кольору. Потужність змінюється від кількох метрів до 15–20 м.

Озерно-льодовикові відклади (lgP_{IIdn}) часто зустрічаються в межах алювіально-льодовикової рівнини і на схилах вододільного плато системи рр. Південний Буг і Тетерів. Макроскопічно це суглинки зеленувато-сірі, зеленуваті, досить пористі, слюдисті, слабокарбонатні, інколи шаруваті, містять фауну голарктичних і палеоарктичних видів: *Succinea oblonga* Drap, *Pupilla muscorum* Miill, *Valonia tenuilubris* Al. Braum, *Standicola rabestvis* Miill, *Lyraultus greaberi* Lrea.

Кайдацький кліматоліт – P_{IIkd} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIkd}) поширені локально і розвинуті в середній частині схилів Козятинського підняття. Залягають на відкладах різних генетичних типів дніпровського кліматоліту. Це сірі лесові ґрунти, які часто розділені малопотужними прошарками лесоподібних суглинків, грубопилуваті, гідроморфні. Середня потужність 2–2,5 м, максимальна – 3,8 м.

Тясминський кліматоліт – P_{IIts} . Еолово-делювіальні відклади (vdP_{IIts}) розкриті свердловинами на сучасних вододілах в південній частині аркуша. Залягають на кайдацьких, а перекриваються прилуцькими або вітачівськими ґрунтами. Макроскопічно це суглинки лесоподібні, палево-сірі, світло-жовті, легкі. У верхній частині розрізу порушені ґрунтоутворюючими процесами. Середня потужність 0,5–0,7 м, максимальна – 2,5 м.

Верхньонеоплейстоценова ланка

Відклади ланки представлені всіма підрозділами, серед яких найпоширеніші лесоподібні суглинки бузького кліматоліту.

Прилуцький кліматоліт – P_{IIIpl} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{IIIpl}) у вигляді невеликих ділянок зустрічаються в районах Літинської і Турбівської рівнин. Залягають на кайдацьких ґрунтах або дніпровських утвореннях. Візуально це бурувато-сірі, грубопилуваті ґрунти, середні, лісові, з гумусовими прошарками. Потужність відкладів невелика і змінюється в межах від 0,5 до 2,8 м.

Нерозчленовані елювіально-делювіальні відклади завадівського і прилуцького кліматолітів ($edP_{III-zv-pl}$) розкриті поодинокими свердловинами на схилах вододілів у місцях, де відсутні дніпровські і тясминські утворення. Літологічно це сірі, бурувато-сірі, в низах розрізу бурувато-коричневі ґрунти, середньосуглинисті, гідроморфні, грубопилуваті, з кремнієво-карбонатними конкреціями.

Удайський кліматоліт – P_{IIIud} . Представлений еолово-делювіальним і алювіальним та еолово-делювіальним типами відкладів.

Еолово-делювіальні відклади (vdP_{IIIud}) мають локальне поширення у південно-західній частині території. Залягають на прилуцьких, рідше кайдацьких ґрунтах. Візуально це лесоподібні жовтувато-сірі до палевих суглинки карбонатні, пилуваті, ущільнені, слабгрудкуваті.

Алювіальні і еолово-делювіальні (a, vdP_{IIIud}) утворення беруть участь у будові терас рр. Південний Буг і Снівода і представлені палевими опішаними суглинками з лінзами польовошпат-кварцових пісків

різнозернистих, глинистих.

Нерозчленовані еолово-делювіальні відклади дніпровського і удайського кліматолітів ($vdP_{II-III}dn-ud$) розкриті свердловинами на пологих вододілах Літинської рівнини. Літологічно це палеві і палево-бурі суглинки, легкі до середніх, ущільнені, пилюваті, нерідко оглеєні, збагачені карбонатами.

Черкаський і трубизький ступені – $P_{II-III}čr-tb$. Нерозчленовані алювіальні відклади четвертої і третьої надзаплавних терас ($a^{3-4} P_{II-III} čr-tb$) поширені в долинах рр. П. Буг, Снівода і Десна. Залягають на корах вивітрювання і породах докембрію, рідше на дніпровських відкладах. Представлені кварцовими, польовошпат-кварцовими пісками, нерівномірнозернистими, переважно середньозернистими. Піски безкарбонатні, глинисті, часом переходять в піскуваті суглинки. За зернистістю переважають дрібні і середні фракції, а грубі присутні в кількості до 3%, глинистої фракції у піску до 15%. У важкій фракції спостерігається підвищена концентрація гранату і циркону, присутні також рутил та ільменіт.

Вітачівський кліматоліт – $P_{III}vt$. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{III}vt$) значно поширені на вододілах та їх схилах, у відслоненнях виходять на денну поверхню. Залягають на удайських, прилуцьких або дніпровських утвореннях. Це буроземні ґрунти степових ландшафтів. За даними гранулометричного аналізу ґрунти складені з 54,1% пилюватих частинок і 36,4% глинистих. Хімічний склад ґрунтів такий: SiO_2 – 67,9%; Al_2O_3 – 12,98%; Fe_2O_3 – 4,09%; TiO_2 – 0,83%; CaO – 2,55%; MgO – 1,88%; K_2O – 2,08%. Потужність змінюється від 0,7 до 5,0 м.

Нерозчленовані утворення прилуцького і вітачівського кліматолітів – $P_{III}pl-vt$. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{III} pl-vt$) зустрічаються на похилих вододілах в районі Тетерово-Гнилоп'ятської рівнини і схилах Козятинського підняття. Залягають на утвореннях дніпровського кліматоліту і представлені бурими, сірувато-бурими ґрунтами грудкуватими, досить карбонатними, оглиненими, озалізненими.

Нерозчленовані утворення завадівського, кайдацького, прилуцького і вітачівського кліматолітів – $P_{II-III}zv-vt$. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{II-III}zv-vt$) розкриті свердловиною 10к в районі с. Костянтинівка в південно-східній частині території. Залягають на тилігульських лесах. Візуально це коричнюваті-сірі, сірувато-коричневі чорноземоподібні дрібнопризматичної структури ґрунти з добре розвинутим гумусовим прошарком темно-сірого кольору, з карбонатними міцелярними і ознаками гідроморфізму. Потужність – 10,7 м.

Бузький кліматоліт – $P_{III}bg$. Представлений еолово-делювіальними та алювіальними і еолово-делювіальними типами відкладів.

Еолово-делювіальні відклади ($vdP_{III}bg$) найбільше поширені на досліджуваній території серед верхньочетвертинних утворень. Вони суцільним покривом залягають на вододілах та їх схилах і лише в районі Тетерово – Гнилоп'ятської алювіально-льодовикової рівнини спостерігаються на вершинах вододілів. Мають часті виходи на денну поверхню. Підшовою для них служать вітачівський і прилуцький ґрунти, рідше – породи дніпровського кліматоліту. Представлені карбонатними лесоподібними суглинками, палевими, бурувато-палевими, середньопилуватими, легкими, досить піскуватими, з стовпчатою структурою, з дрібними кремнієво-карбонатними конкреціями. Гранулометричний склад характеризується високим вмістом глинистих і алевритових частинок, а вміст піщаної фракції коливається від 2,1 до 3%.

Алювіальні і еолово-делювіальні відклади ($a, vdP_{III}bg$) зустрічаються лише в межах надзаплавних терас у вигляді смуг і покривних островів. Макроскопічно це лесоподібні суглинки, палеві, легкі, слюдисті, слабогумусовані, пористі, часто з карбонатною інкрустацією. В нижніх частинах розрізу суглинки піщанисті з окремими видовженими лінзами піску.

Об'єднані відклади удайського і бузького кліматолітів – $P_{III}ud+bg$. Еолово-делювіальні утворення ($vd P_{III} ud+bg$) досить обмежено поширені в межах Літинської рівнини. Залягають на товщі строкатих глин. Представлені лесоподібними суглинками, палевими із сірим відтінком, середньопилуватими, пористими, в нижній частині слабоущільненими з потужністю 2–15 м.

Вільшанський ступінь – $P_{III}vl$. Алювіальні відклади других надзаплавних терас ($a^2P_{III}vl$) спостерігаються на рр. Південний Буг, Снівода, Десна, Згар, Гнилоп'ять. Залягають на породах докембрію. Вільшанські тераси складені пісками кварцовими і польовошпат-кварцовими, жовтуваті-сірими, різнозернистими, переважно середньо-дрібнозернистими, з добре вираженою косою шаруватістю, у верхніх частинах розрізу піски сильно глинисті, інколи переходять в супіски. У важкій фракції зустрічаються у великій кількості гранат, менше рутил та ільменіт. Середня потужність 4–6 м.

Дофінівський кліматоліт – $P_{III}df$. Елювіальні відклади ($eP_{III}df$) поширені досить спорадично і зустрічаються у вигляді невеликих площ на вододілах у південній частині території. Залягають на лесоподібних суглинках бузького кліматоліту. Макроскопічно це чорноземоподібні ґрунти сірого, бурувато-сірого кольору, малогумусовані, пухкі, з незначними ознаками грудкуватості, карбонатні. Вони сформувались на легкосуглинистих бузьких лесах і дуже часто зберігають їх властивості (гранулометричний і хімічний склад). Максимальна потужність – 5,3 м.

Деснянський ступінь – $P_{III}ds$. Алювіальні відклади перших надзаплавних терас ($a^1P_{III}ds$) спостерігаються фрагментарно на рр. Південний Буг, Снівода, Десна, Згар, Тетерів, Гнилоп'ять. Залягають на породах докембрію і їхніх корах вивітрювання. Представлені пісками польовошпат-кварцовими, кварцовими,

жовтувато-сірими, нерівномірнозернистими, переважно дрібнозернистими з косою шаруватістю, нерідко відсортованими, з прошарками важких зеленувато-сірих суглинків. Максимальна потужність – 8,3 м.

Нерозчленовані еолові та елювіально-делювіальні відклади – $v, ed P_{III}$. Ці відклади поширені лише у межах Тетерево – Гнилоп'ятської алювіально-льодовикової рівнини у вигляді лесових островів і залягають на флювіо-гляціальних пісках дніпровського кліматоліту. Представлені лесоподібними суглинками, бурувато-палевими, пилуватими, легкими, досить піскуватими з призматичною структурою. Максимальна потужність – 6 м.

Голоценовий відділ

Сучасні відклади розвинені найширше і представлені різними генетичними типами: техногенними, озерно-болотними, болотними, алювіальними, алювіально-делювіальними і елювіальними.

Техногенні утворення (tH) зустрічаються в місцях життєдіяльності людини і розділяються на насипні (td) та осаджені (ts).

Озерно-болотні відклади (lbH) приурочені до степових блюдець. Візуально це темно-бурі, бурувато-сірі, тонкогоризонтальношаруваті, піщанисті мули. Потужність – 3,0 м.

Болотні відклади (bH) широко поширені в межах заболочених ділянок заплави і надзаплавних терас. Це торф'яно-мулисті осадки буруватого, бурувато-сірого, темно-сірого кольорів, із залишками болотної рослинності, щільні, сильно гумусовані, в'язкі. Середня потужність – 4 м.

Алювіальні відклади (aH) беруть участь у будові заплави і русел річок, балок і ярів. Серед них виділяються руслова і заплавна фації. Заплавний алювій літологічно неоднорідний як за простяганням, так і за глибиною і представлений глинистими суглинками, супісками, пісками з прошарками і лінзами болотних відкладів. Потужність – 12,0 м. Русловий алювій – це піски нерівномірнозернисті, польовошпат-кварцові, кварцові, нерідко відсортовані. Потужність – 2,0 м.

Алювіально-делювіальні відклади (adH) приурочені до схилів ярів і балок. Являють собою неоднорідні пористі, піщанисті, брудно-бурі, бурі, з червоно-вохристими плямами озалізнення слабо гумусовані суглинки потужністю до 2,0 м.

Елювіальні відклади (eH) суцільним чохлам покривають денну поверхню. Типи і склад ґрунтів залежать від складу порід, на яких відбувалося ґрунтоутворення. Виділяються такі основні типи: чорноземні, дерново-підзолисті лісові, дерново-глеєві, чорноземно-лугові, болотні, торф'яно-глеєві. На території аркуша максимальна потужність чорноземів – 1,6 м.

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

У цій главі наведено опис інтрузивних та ультраметаморфічних порід різних комплексів, які займають більш як половину площі аркуша, але роль їх різко нерівнозначна – просторово переважають гранітоїди бердичівського комплексу. Описано діафорити, гідротермально-метасоматичні утворення, а також тектоніти розломних зон. У віковій послідовності серед інтрузивних та ультраметаморфічних утворень виділяються:

1. Ранньоархейський сабарівський інтрузивний комплекс, найбільші тіла його складені серпентинізованими піроксенітами і перидотитами.

2. Пізньоархейський літинський ультраметаморфічний комплекс, у складі якого вирізняються більш ранні ендербіт-мігматити та пізніші автохтонні антипертитові ендербіти і чарнокіти.

3. Ранньопротерозойський бердичівський ультраметаморфічний комплекс. Склад порід комплексу залежить від характеру заміщуваного субстрату та термодинамічних умов утворення. Просторово переважають плагіоклазові мігматити і граніти, на півдні аркуша збагачені гранатом, на півночі – біотитом. Біля контактних зон з гранулітовим субстратом розвинуті проміжні гранат-гіперстенові мігматити – вінніцити. На ділянках інтенсивної гранітизації, частіше в зонах великих розломів, зосереджені численні невеликі тіла двопольовошпатових та лейкократових гранітів, граніт-пегматитів.

4. Мезопротерозойський дайковий комплекс представлений на цій площі поодинокими тілами метабазитів.

5. Мезопротерозойський хмільницький інтрузивний комплекс. Його дрібні тіла, складені лейкогранітами та пегматитами, спостерігаються у північно-західній частині Хмільницької зони розломів.

6. Пізньопротерозойський дайковий комплекс неметаморфізованих діабазів представлений численними невеликими тілами на північно-західному фланзі Хмільницької зони.

Петротипи майже всіх зазначених комплексів розміщуються у межах аркуша (літинський, бердичівський, дайковий) або безпосередньо біля його меж (сабарівський, хмільницький). Вони досить повно і точно

Сабарівський інтрузивний комплекс – σAR_{1sb}

Цей комплекс вперше було виділено за серією ксенолітів ультрабазитів, виявлених серед ендербітів та гранатвмісних гранітоїдів у Сабарівському кар'єрі біля південної околиці м. Вінниця. Негативні значення магнітного та гравітаційного полів у цьому місці свідчать про незначні розміри тіл ультраосновних порід та про відсутність великих масивів метабазитів, з якими вони могли б бути генетично пов'язані.

На характеризованій площі виявлено дрібні тіла ультраосновних порід, більша частина яких збереглася лише у вигляді останців серед гранітоїдів. Разом з тим, тут відомі і відносно великі (до кількох сотень метрів) інтрузії – Малоострозька та Малокутищанська. Віднесення їх до сабарівського комплексу обґрунтовується такими факторами:

1. Безпосередня близькість до місцезнаходження петротипу і розташування у спільному з ним структурно-формаційному районі – Подільському блоці.

2. Характерна формаційна ознака – відсутність великих тіл габроїдів у просторовому зв'язку з ультрабазитами (підтверджується однаковим характером геофізичних полів над різними інтрузіями).

3. Закономірне розташування серед найдавніших ранньоархейських утворень регіону – гіперстенових кристалосланців тиврівської товщі, згідне залягання серед них.

4. Приуроченість до найбільш ранніх структур північно-східного (70°) напрямку.

5. Породи зазнали найбільш ранньої ендербітизації – виникнення ендербіт-мігматитів, вік яких перевищує 2,8 млрд. років.

6. Для всіх інтрузій та ксенолітів характерний переважний розвиток хромітоносних олівінвміщуючих порід – перидотитів (гарцбургітів), а також піроксенітів (гіперстенітів).

Краще вивчено тіло ультрабазитів біля с. Малий Острожок Хмільницького району [72; 41]. На поверхні воно має лінзоподібну форму і орієнтоване за азимутом падіння 159° , кут 45° . Довжина його 350 м, ширина в середній частині 140 м. Залягає в піроксенових біотитизованих та графітизованих кристалосланцях з численними тілами гранат-біотитових гранітів і ендербітів. Всі перелічені утворення спостерігаються і серед ультраосновних порід.

У лежачому боці тіла розкрито серпентиніт зеленувато-сірий з флогопітом (5%) та карбонатними прожилками; потужність 5 м. Вище залягає піроксеніт (вебстерит), що містить до 95% піроксенів слабо амфіболізованих і біотитизованих (потужність 0,4 м). Центральна частина тіла складена перидотитом серпентинізованим зеленувато-чорним з гніздоподібними тілами плагіоклазитів, склад його: гіперстен – 60%, олівін – 10%, серпентин – 25%, флогопіт – 5%, хромшпінеліди, потужність – 5,0 м. Олівін з перидотитів Малоострозької інтрузії містить FeO – 9,2–12,35% та MgO – 45,8–50,2% і за цими показниками близький до олівінів із гарцбургітів Тикицької зони. Підвищена їх залізистість свідчить про те, що вони належать до кумулятивних утворень [50]. Ортопіроксени, точніше алюмоенстатити, тут також високозалізисті. Хімічні особливості хромшпінелідів (Al_2O_3 – 13,6–23%, Cr_2O_3 – 45,8–55,4%, FeO – 22,1–28,5%, MgO – 6,5–8,6%), як і асоційованих з ними силікатних мінералів, підтверджують висновок про їх кристалізацію із збагаченого залізом залишкового ультраосновного розплаву.

У покрівлі масиву серед гіпербазитів розкрито останець кристалосланця піроксенового біотитизованого, середньо-дрібнозернистого розміром 6,0 м. Містить плагіоклаз – 55%, піроксен – 35%, біотит – 10%, циркон, апатит, магнетит. У штучному шліху виявлено хроміт – 2,7 кг/т. Завершує розріз тіла ультраосновна порода зеленувато-чорна, дрібнозерниста з прожилками карбонатно-кременистого та карбонатного складу (до 0,2 м). У шліфах спостерігається контакт піроксеніту з серпентинітом. У піроксеніті переважає гіперстен з домішкою діопсиду та хроміту, по тріщинах у ньому розвинутий серпентин. Склад серпентиніту такий: серпентин (антигорит) – 75–85%, піроксен – від поодиноких реліктових зерен до 10–12%, флогопіт (до 5–10%), хромшпінеліди (2,5–6,0 кг/т), місцями вміст хроміту досягає 10%. Серед гіпербазитів є два дрібних – від 1,2 до 2,5 м потужністю – тіла граніт-пегматитів та мікроклінітів, що складаються з калішпату – до 70–75%, плагіоклазу-антипертиту – від 10 до 45%, біотиту – від 10 до 55%, циркону – 0,13–0,24 кг/т. Загальна потужність серпентиніту – 50 м, з нонтронітовою корою вивітрювання – 67 м.

Наведений розріз показує, що серпентинізовані піроксеніти та перидотити розташовані у товщі гіперстенових кристалосланців, можливо перешаровуються з ними. Породи мають давній вік і зазнали гранітизації двох етапів: пізньоархейського та ранньопротерозойського. Активнішим виявився другий етап, який зумовив інтенсивну серпентинізацію та флогопітизацію ультрабазитів, а також біотитизацію, графітизацію та сульфідизацію гіперстенових кристалосланців.

Тіло ультраосновних порід біля с. Малі Кутища має розмір за довгою віссю до 450 м, ширина його досягає 250 м, воно дещо витягнуте у субширотному напрямку, але північно-східний контакт має азимут падіння 340 – 345° , кут падіння – 50 – 60° . Залягає серед бердичівських плагіомігматитів гранат-біотитових з графітом, що містять дрібні (до 1,5 м) останці гіперстенових кристалосланців.

Свіжі невивітрілі породи збереглися у верхній частині тіла, де розкрито піроксеніт, що складається на 80% з бронзиту, 5% діопсиду, 15% вторинних амфіболів (антофіліту, кумінгтоніту, тремоліту, які

заміщуюють гіперстен), хромшпінелідів, флогопіту, апатиту. Хромшпінеліди представлені високохромистими (32–62%), помірно залізистими (22–35%) хромітами із зниженим вмістом MgO (3–9%). Частина з них за концентрацією Cr₂O₃ (62,5%), Al₂O₃ (8%) відповідає хромітам алмазоносної асоціації, але останні більш магнезіальні (MgO – понад 10%).

Невеликий (потужністю до кількох метрів) ксеноліт ультраосновних порід розкрито біля с. Сальник Калинівського району [74]. Розташований він серед ендербітів з останцями роговообманково-двопіроксенових кристалосланців. У його лежачому боці встановлено гіперстеніти (потужністю 1,4 м), що містять 75% піроксену та 25% флогопіту, в центральній частині – перидотити-гарібургіти (потужність 1,2 м), що складаються з олівину серпентинізованого (40%), гіперстену (20%), серпентину (30%), магнетиту (4%), в лежачому боці піроксеніт клінопіроксеновий, потужністю 0,5 м.

Крім описаних випадків ультраосновні, а точніше меланократові піроксенвмісні породи, зустрічаються у вигляді дрібних останців серед гранітоїдів різного типу (кар'єри біля сс. Журавне, Лозни, Чернятин). За О. М. Ханисенком [103], склад їх такий: гіперстен безбарвний – 55%, діопсид – до 8%, плагіоклаз (бітовніт) – до 20%, флогопіт – до 16%, апатит, піротин. У Жежелівському кар'єрі подібні породи спостерігаються в останцях до кількох метрів у поперечнику. Вони містять: гіперстен (30–45%) у вигляді крупних кристалів з численними вrostками основного плагіоклазу (15–20%), рогову обманку (від 20 до 50–55%), біотит (20–45%). Рогова обманка вторинна з симплектитами кварцу, розподілена нерівномірно. Іноді в одному ксеноліті зустрічаються і ортопіроксенові, і клінопіроксенові різновиди.

Жданівська інтрузія, виявлена нещодавно, розташована за межами аркуша, безпосередньо поблизу його західної рамки. Розміри її становлять 100 x 100 м. Складена перидотитом, що містить олівін (з концентрацією фаялітового компоненту 26–31%) – 20–30%, в центрі масиву – до 60–70%, ортопіроксен (із залізистістю 17%) – 15–18%; діопсид – 5–8%, хромшпінеліди, пікроільменіт, флогопіт – до 20% та рогову обманку – 15–20%. Останні два мінерали є більш пізніми і зосереджені, вірогідно, у периферійній частині інтрузії. Флогопіт-амфіболові перидотити містять підвищену кількість TiO₂ – 1,4% (переважно пікроільменіт), лугів (K₂O – до 1,4%, Na₂O – 0,8%), а також мікроелементів – Cr, Ni, Co, Zr, Nb, Re, Sc, Pt (до 0,1 г/т), Pd (до 0,2 г/т). Це наближує їх за складом до лужно-ультраосновних порід калієвого ряду (лампроїтів).

Присутність амфіболів та флогопіту у крайових частинах гіпербазитових тіл А. Б. Фомін [50] пояснює процесами гранітизації в умовах амфіболітової фації метаморфізму. Це підтверджується тим, що останці гіпербазитів серед ендербітів їх не містять (сmt. Малин, Літин) або флогопіту в них до 5% (сmt. Тиврів). Хромшпінеліди Жданівської та Малоострозької інтрузій тотожні, але в першій виявлено різновиди, збагачені магнієм (MgO – 2–5%), тобто – пікроільменіт.

Визначення ізотопного віку порід калій-аргоновим методом виконано у ІГМР НАН України (виконавець О. М. Пономаренко). Отримано такі значення: для флогопіту Малоострозької інтрузії – 1785 ± 35 млн. років, для амфіболу – 1975 млн. років, що відповідає часу остаточного становлення гранітоїдів бердичівського комплексу, серед яких розміщені тіла гіпербазитів. Аргоновий вік біотитів з бердичівських гранітів та пегматитів не перевищує 1590–1830 млн. років, але ізотопні датування монациту в тих самих зразках завжди вищі – 1900–2400 млн. років [54].

Найімовірнішою є формаційна належність гіпербазитів Верхнього Побужжя до офіолітової асоціації з толейтовою еволюцією складу вулканітів [50]. Породи в таких асоціаціях можуть являти собою або продукти зміни ультраосновних лав (коматійтів), або початкові диференціати великих, повільно остигаючих потоків або силів. Геологоструктурна позиція гіпербазитів, невелика потужність тіл, їх численність цілком підтверджують вірогідність такого припущення. Не суперечать цьому і особливості парагенезису первинних породоутворюючих мінералів, які мають підвищену залізистість. За аналогією з вулканітами коматійтового комплексу в ультраосновних породах Верхнього Побужжя фіксується підвищений вміст Ti, Cr, Ni та Co.

Літинський ультраметаморфічний комплекс – AR₃lt

Літинський комплекс об'єднує породи, які виникли в результаті високотемпературної гранітизації кристалосланців дністровсько-бузької серії, саме так розглядала генезис чарнокітоїдів Е. Б. Налівкіна [30; 31]. Нижче буде доведено, що вони помітно різняться тектонічною позицією, часом становлення, структурно-текстурними особливостями і складом. Досить однозначно вирішується проблема спорідненості антипертитових ендербітів і чарнокітів. Вони зустрічаються разом і складають іноді порівняно великі автохтонні масиви, наприклад, Літинський, який дав назву всьому комплексу. Менш погоджені міркування про походження та генетичний зв'язок з літинськими чарнокітоїдами гнейсоподібних ендербіт-мігматитів. М. П. Щербак [54] називає їх гіперстеневими мігматитами, І. М. Лісна [29] і В. П. Бухарев [8] – гнейсо-ендербітами, Є. М. Лазько [28], а також Л. І. Забіяка [74; 75] – гнейсами. Більше того, В. М. Венедиктов [10] вважав їх бластомілонітами по літинських ендербітах, які, у свою чергу, зазнали ендербітизації. Через відсутність надійних визначень віку їх поки що неможливо вивести зі складу літинського комплексу, хоча за багатьма ознаками вони можуть бути зіставлені з ендербіто-гнейсами Середнього Побужжя (гайворонський комплекс).

Ендербіт-мігматити – en_1AR_3/t . Найбільше розвинені ендербіт-мігматити в ділянках переважного поширення порід формації гіперстенових кристалосланців, з якими вони мають поступові переходи. У північному обмеженні Літинського масиву (р. Згар, вище кар'єру) встановлено перехрещення їх масивними лейкократовими антипертитовими ендербітами — типовими літинськими. Ендербіт-мігматити значно поширені в південній частині Бердичівського блоку та в Уланівській структурі. Від кристалосланців, що з ними асоціюють, вони не відрізняються за магнітними якостями – породи слабомагнітні або немагнітні. Щільність їх, $2,82 \text{ г/см}^3$ – також не набагато нижча, тому вони істотно не впливають на інтенсивність геофізичних полів, які відповідають кристалосланцям.

Зовнішньо ендербіт-мігматити – це породи світло-сірі з чіткою гнейсоподібністю, дрібно-середньокристалічні. У відслоненнях р. Згар на вивітрілій поверхні скель добре помітна тінюва смугастість, що обумовлена нерівномірно проявленою мігматизацією, вона підкреслюється наявністю смуг меланосоми. Під мікроскопом спостерігаються різні стадії заміщення кристалосланців, що починаються з укрупнення зерен породоутворюючих мінералів. Виникають псевдодіабластові структури, коли гіперстен складає великі скелетні зерна, які містять кристали плагіоклазу. З ростом останніх відбувається їх розкислення і утворення зональних зерен з більш основною центральною частиною, у найкрупніших індивідах спостерігаються антипертитові вrostки. Потім з'являється кварц, але розподілений він різко нерівномірно – від поодиноких зерен до крупних агрегатів, які кородують інші мінерали. Поблизу виділень кварцу розміри зерен гіперстену і плагіоклазу збільшуються.

Збільшення кількості лейкосоми супроводжується зменшенням частки темноколірних, іноді до кількох процентів. Представлені вони піроксенами (без рогових обманок), які мають майже однакове бліде забарвлення і розрізняються важко, як і в кристалосланцях. Переважає здебільшого гіперстен (15–20%), але іноді вміст клінопіроксену може бути вищий (до 25–30%). Акцесорні представлені апатитом (до 1–2%), ільменітом, магнетитом, цирконом. Порооди рідко бувають незміненими, як правило, вони в тою чи іншою мірою біотитизовані, графітизовані, калішпатизовані, при інтенсивній калішпатизації (до 25–30%) переходять у чарнокіт-мігматити. Середній склад ендербіт-мігматиту з району р. Згар (за двадцятьма шліфами): плагіоклаз – 65%, гіперстен – 15%, кварц – 13%, калішпат – 5%, апатит – 1%, біотит – 2%, графіт, ільменіт, циркон.

Ендербіт-мігматити південної частини Бердичівського блоку вивчені на Павлівській ділянці. Склад їх за даними 20 шліфів такий: плагіоклаз – 55%, калішпат – 5%, кварц – 15%, гіперстен – 15%, біотит – 6%, апатит – 2%, магнетит – 2%, циркон, сульфід. Порооди тут інтенсивно деформовані, катаклазовані, аж до появи граніто-(ендербіто)-гнейсів, в яких первинна гетерогранобластова структура зберігається не завжди. Плагіоклаз представлений зазвичай антипертитом, іноді присутні самостійні зерна калішпат-пертиту. Оригінальні ендербіт-мігматити розвиваються тут по діопсидових кристалосланцях кальцифір-кристалосланцевої формації. В них піроксен представлений діопсидом (15%) блідо-зеленого кольору з реліктовими ділянками в центрі зерен, збагаченими мікрровключеннями магнетиту. Плагіоклаз-антипертит (60–65%), містить до 10% мікрокліну. Частина гомогенного калішпату (5%) розташована у вигляді ксенобласт між зернами інших мінералів. Вміст кварцу – 15–20%. Характерні акцесорії: сфен – до 1–3%, апатит – 1–3%, магнетит. Ці породи, як і діопсидові кристалосланці, характеризуються високою залишковою намагніченістю.

Значно поширені смугасті ендербітоїди в Уланівській структурі. За висновками О. М. Ханисенка [103], тут вони виникають у полях гіперстенових кристалосланців і мають з ними поступові переходи. Спочатку в породах знижується основність плагіоклазу, в ньому з'являються антипертитові вrostки, піроксени перекристалізуються. Поступово ендербіт-мігматити набувають такого складу: плагіоклаз-антипертит (олігоклаз-андезин, рідко андезин-лабрадор) – 40–70%, кварц – 10–30%, гіперстен слабо плеохроюючий – 10–15%, іноді діопсид – до 3%, апатит, ільменіт – до 5 кг/т, магнетит, циркон. Порооди майже повсюдно біотитизовані, амфібол нехарактерний для ендербіт-мігматитів, але іноді він з'являється (до 7–20%), представлений зеленою роговою обманкою.

П. Ф. Брацлавський [64] відзначає в Уланівській структурі тісний просторовий парагенезис масивних ендербітів з мігматитами, вважаючи останні проміжними породами при переході до гранатвмісних гранітоїдів. Він описав смугасті їх різновиди з численними реліктами гранітизованих кристалосланців, які утворюють тіла потужністю до 300–350 м з переважанням біотит-піроксенових різновидів, часто з роговою обманкою. Мігматизація проявляється у виникненні смуг кварц-плагіоклазової лейкосоми потужністю від 10–20 до 40–50 см, у появі нерівномірностерної структури і смугастої текстури. Склад ендербіт-мігматитів варіює в таких межах: плагіоклаз – 35–60%, калішпат – від поодиноких зерен до 25%, рогова обманка – 0–12%, піроксени: ромбічний, рідше моноклінний – 3–20%, апатит – 1–2%, циркон, іноді сфен – до 1%, рудні (переважно магнетит) – до 2–3%. Спостерігаються випадки наростання клінопіроксену на гіперстен у вигляді тонких облямівок. Рогова обманка розвивається по піроксенах, іноді її супроводжує безбарвний кумінгтоніт.

Розглянуті породи повністю відповідають групі чарнокітоїдів, які Е. Б. Наливкіна [30; 31] називає антипертитовими чарнокітами. На її думку, всі чарнокітоїди є метасоматичними утвореннями, цей автор

виділяє три стадії (зони) перетворення первинних порід – гіперстенових кристалосланців. Антипертитові різновиди вона вважає продуктом найслабше проявленої гранітизації.

Лейкократові антипертитові ендербіти – en_2AR_3/t . На відміну від ендербіт-мігматитів, ці породи більш гомогенні, склад їх ближчий до нормального плагіограніту. Різні автори дають їм різні назви: антипертитові чарнокіти, збагачені кварцом [30; 31], пізньоскладчасті чарнокітоїди [29], автохтонні ендербіти (гіперстенові бластити) [28], реоморфічні чарнокіти [8], синорогенні гранітоїди – чарнокіти I циклу [10]. Вони найширше розвинені на ділянках регіональних магнітних аномалій (РМА), де утворюють, ймовірно, купольні структури. Текстура їх масивна, структура – середньо-крупнокристалічна. За складом досить однорідні і є типовими ендербітами, містять плагіоклаз (антипертит) + блакитнувато-сизий кварц + гіперстен. Ксеноліти в них мають чіткі різкі контакти і неправильні, часто кутасті контури (типу еруптивних брекчій). Представлені останці частіше роговообманково-двопіроксеновими кристалосланцями та ендербіт-мігматитами (Селищанський кар'єр), рідше в них зустрічаються карбонатні та гранатвмісні породи.

Найбільший, понад кілька десятків квадратних кілометрів, масив лейкократових антипертитових ендербітів – Літинський. Менш значні – Шендерівський, розташований у південно-східному куті площі, та Нападівський на півдні Бердичівського блоку, ряд тіл знайдено в Уланівській структурі та інших місцях. Повніше вивчений Літинський масив, оскільки він розкритий у відслоненнях р. Згар, в кар'єрах та свердловинах Вінницького профілю [86].

Літинські ендербіти являють собою середньо-крупнокристалічні масивні породи зеленувато-сірого кольору з голубуватим кварцом, місцями у них відзначається реліктова смугастість. Результати підрахунків за 10 шліфами дали такі варіації вмісту головних мінералів: плагіоклаз-антипертит (45–75%, сер. 61,5%), кварц (від 10–15% до 40–45%, сер. 26,5%), гіперстен (від 1–5% до 17–20%, сер. 8%), калішпат (до 3–8%), магнетит (до 3–6%), апатит, циркон. Плагіоклаз двох генерацій [10] – перший у вигляді дрібних тріщинуватих зерен, другий – великі кристали антипертиту, іноді в асоціації з мікропертитом. Склад плагіоклазу варіює від № 30–32 до № 38–42, вміст вrostків калішпату в ньому досягає 10–15%. Гіперстени також різночасові: ранній – більш залістий та пізній – у вигляді призматичних і таблитчастих зерен з помітним плеохроїзмом (залістість – 50–54%, помітна збагаченість закисним залізом). У гіперстені-II як реліктові включення міститься рогова обманка, а він, у свою чергу, заміщується біотитом і магнетитом, рідше обростає облямівками блакитнувато-зеленого амфіболу. Кварц частіше рівноважний, у вигляді крупних нормально згасаючих зерен. Разом з цим, в ендербітах відзначаються ділянки окварцування, де виникають породи, що складаються на 50–80% з блакитнувато-сірого кварцу з голочками рутилу та поодинокими кристалами циркону. Серед кварцового агрегату зберігаються реліктові кородовані ділянки (іноді всередині зерен), складені антипертитом. Окварцування, за матеріалами О. І. Слензака [44], Є. Б. Налівкіної [30; 31] та інших авторів, є одним з основних процесів при утворенні таких чарнокітоїдів.

Досить великий (15 x 18 км) масив ендербітів літинського типу, Шендерівський, розкрито численними свердловинами. Він має складну будову і неоднорідний за намагніченістю, у найкраще вивченій магнітній частині (інтенсивність 600–1000 нТл) переважають лейкократові ендербіти і чарнокіти, які іноді зустрічаються разом, останці в них представлені роговообманково-двопіроксеновими кристалосланцями. Ендербіти мають такий склад: плагіоклаз-антипертит – 50–65% (сер. 57%), калішпат – до 8–10%, кварц – 15–40% (сер. 33%), гіперстен – 3–8%, рідко до 15–18% (сер. 5%), іноді присутні обидва піроксени у співвідношенні: гіперстен – 4%, діопсид – 1–2%. Для ендербітів Шендерівського масиву характерні деформаційні структури, розкислення первинного антипертиту з розвитком по ньому більш кислого плагіоклазу у вигляді дрібних зерен, імовірно, це пов'язано з майже повсюдною калішпатизацією порід. Вміст темноколірних в них дуже низький. У немагнітних ділянках ендербіти мають приблизно такий самий склад і структурно-текстурні особливості, але як останці містять гіперстенові кристалосланці. Породи, аналогічні тим, що складають Шендерівський масив, досить поширені і на схід від нього, численні свердловини [63] розкривають їх у магнітних та немагнітних ділянках вздовж усєї східної межі аркуша М-35-94-Г.

Порівняно великі – до кількох квадратних кілометрів – тіла лейкократових ендербітів розташовані в районі сіл Сальник – Лісова Лисіївка. Детально вивчені вони глибокими (до 350 м) свердловинами в межах магнітних аномалій інтенсивністю до 500–750 нТл. Тут ендербіти асоціюють з двопіроксеновими кристалосланцями. Спостереження в шліфах (n = 35) фіксують такий склад порід: плагіоклаз-антипертит – 40 – 70% (сер. 55%), кварц – 10–35% (сер. 25%), калішпат в антипертитах, рідко в самостійних зернах (до 3%), гіперстен – від 2–3% до 18–20% (сер. 6%), іноді діопсид (до 2–8%), магнетит (до 2–3%), апатит, циркон, рідко сульфіди.

В Уланівській структурі лейкократові ендербіти зустрічаються досить часто, але утворюють невеликі (до перших квадратних кілометрів) тіла. Краще вивчені вони в межах субширотних магнітних аномалій, де також перебувають у закономірному парагенезисі з роговообманково-двопіроксеновими кристалосланцями. Макроскопічно це сірі, темно-сірі з зеленуватим відтінком породи, масивні, нерівномірнозернисті з частими тілами середньо-крупнозернистих пегматоїдів. Склад їх, за даними П. Ф. Брацлавського [64], такий: плагіоклаз-антипертит (№ 30–32) 40–60%, мікроклін – від поодиноких зерен до 3–4%, кварц – 20–35%,

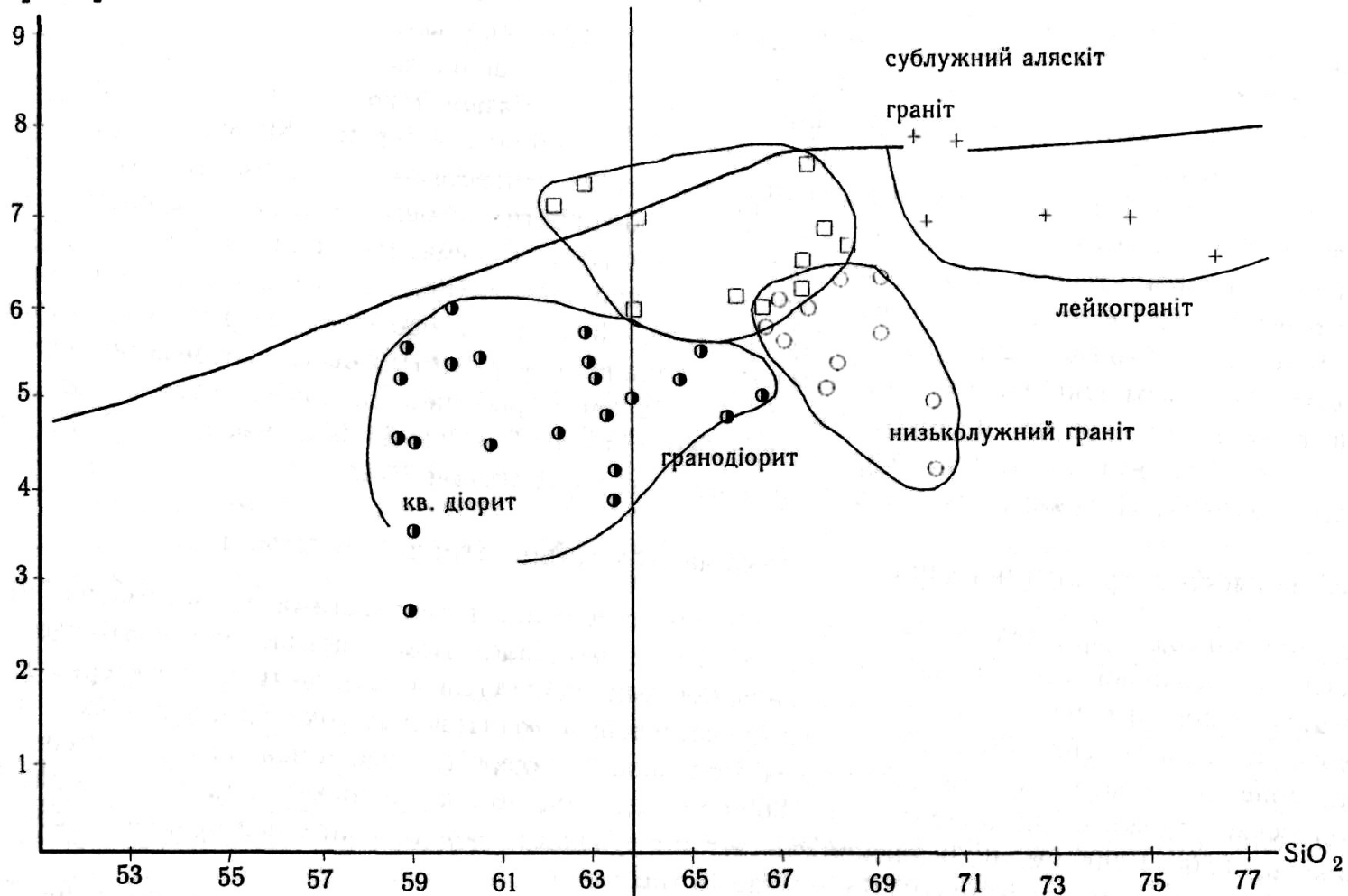
піроксени – від 3% до 20%, частіше гіперстен і дуже рідко клінопіроксен, апатит – до 1%, магнетит – до 1–3%. Піроксени заміщуються зеленою роговою обманкою, рідше – безколірним кумінгтонітом (по гіперстену), а також червонувато-коричневим біотитом – до 5–10%. Ендербіти в межах Уланівської структури зазнали інтенсивного діафорезу в умовах амфіболітової фації метаморфізму, при сильному ступені змінень переходять у діорит-гранодіорити типу собітів [79].

Дещо незвичайні ендербіти у районі с. Нападівка Калинівського району – вони малокварцові і за складом відповідають мангериту. Містять до 75% плагіоклазу (не завжди антипертиту), кварц – 3–10%, гіперстен – від 3–4% до 10–15%, калішпат – від поодиноких зерен до 3–5%, біотит – 5–10%, графіт, циркон до 1%, апатит – 1–2%, ільменіт, пірит. Ці породи немагнітні, а як останці субстрату в них присутні гіперстеніві кристалосланці. З південного флангу Нападівська структура, яка має ізометричну форму та діаметр до 6 км, відмежовується дугоподібною смугою магнітних порід (до 100 нТл). Тут розкриті діопсидові та двопіроксенові кристалосланці, іноді з роговою обманкою, їх заміщують ендербітоїди, що успадковують склад субстрату, часом в них клінопіроксен наростає на гіперстен. Мангерити с. Нападівки за складом ближчі до ендербіт-мігматитів, але тектонічна позиція – приуроченість до купола, або скоріше до стовпоподібної структури, зв'язок з роговообманково-двопіроксеновими кристалосланцями наближує їх до автохтонних антипертитових утворень.

Чарнокіти – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Чарнокіти, або двопольовошпатові гранітоїди гранулітової фації, Є. Б. Наливкіною [30; 31] розглядалися, як граничний продукт гранітизації порід офіолітової асоціації. Згідно з її даними, вони характеризуються різко нерівномірним вмістом калішпат-пертиту від 7 до 60%, кварцу – 11–32% та низьким вмістом гіперстену (1–3%, рідше більше). Мають середньозернисту, крупнокристалічну та пегматоїдну структуру. Калішпат у них, розростаючись, утворює ксено- та порфіробласти, при цьому заміщує дрібніші зерна плагіоклазу та кварцу, представлений він ортоклазом зі ступенем триклінності 0–0,2. В. Д. Гейко [64] встановив, що поява калішпату в ендербітах пов'язана із зміною останніх в зонах деформацій, він зазначав, що потужності таких зон, а відповідно і чарнокітових тіл, не перевищують перших десятків метрів. На діаграмі КПШ-КВ-ПЛ [86] частка калішпату в породах, названих чарнокітами, варіює від кількох відсотків (65% випадків) до 70–83% (10% випадків), в інших 25% проб вміст його становить 15–50%. Кількість кварцу в них також істотно змінюється – від кількох відсотків до 38%. Аналіз діаграми $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (мал. 3.1) дає підстави зробити висновок про те, що чарнокіти могли сформуватися як по ендербіт-мігматитах і мангеритах (гранодіорит-чарнокіти), так і по лейкократових кварцових ендербітах (власне чарнокіти). Малокварцові та збагачені калішпатом породи лівої частини діаграми здебільшого пегматити та сієніт-пегматити. За комплексом термодинамічних параметрів їх слід відносити до чарнокітоїдів, які сформувалися в результаті часткового плавлення в температурному інтервалі 640° - 780° С, за умови дефіциту води [86].

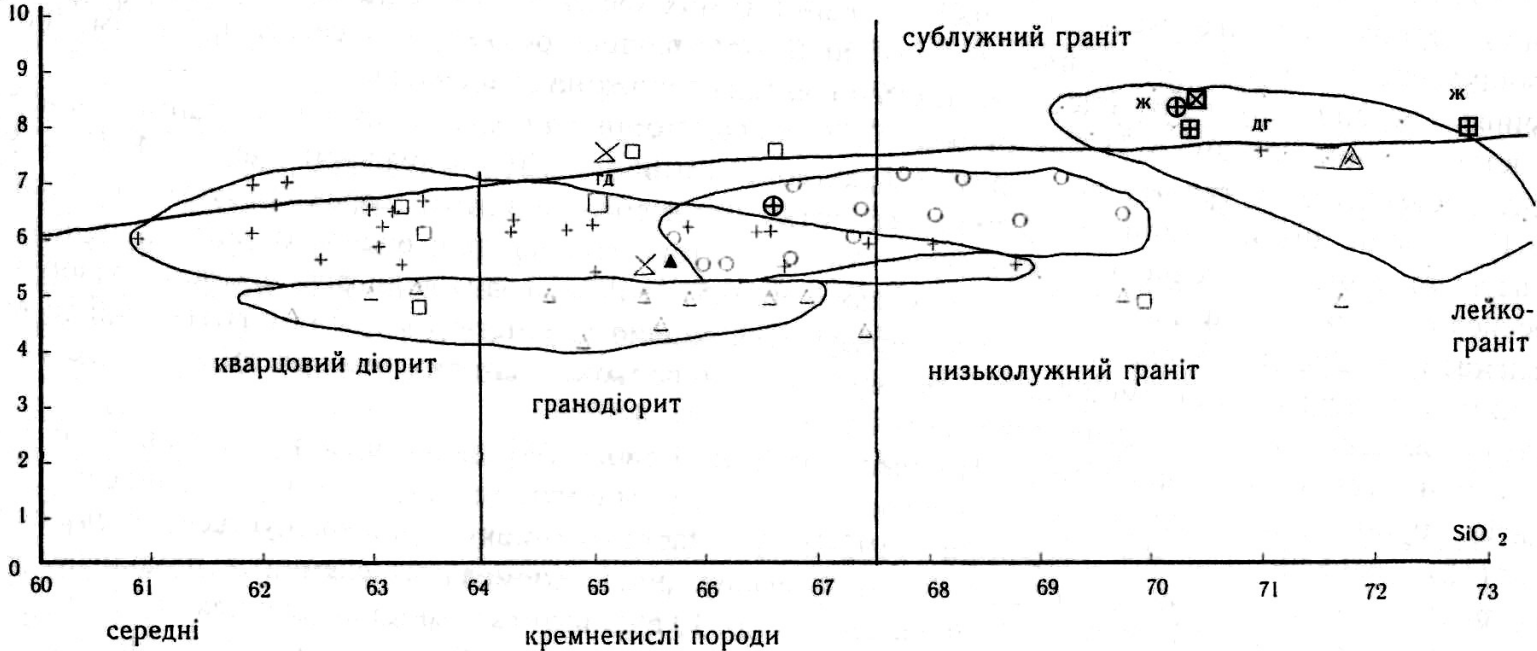
Як приклад чарнокітизованих ендербіт-мігматитів можна навести породи Павлівської ділянки, які являють собою тіньові гнейсограніти такого складу: плагіоклаз-антипертит № 22–24 (30–35%), який заміщується калішпат-пертитом (30–37%), розподіленим різко нерівномірно, кварц (3–5%), гіперстен (до 18–23%), магнетит; вторинні: біотит (5–7%), сульфід. Лейкократові чарнокіти по ендербітах літинського типу часто зустрічаються у межах Шендерівського масиву. Склад їх: плагіоклаз (олігоклаз)-антипертит – від 3–4 до 60% (сер. 30%), у слабо калішпатизованих породах калішпат-пертит з'являється у вигляді тонких плівок по тріщинах у плагіоклазі, потім розростається, утворюючи великі зерна —15–95% (сер. 35%), кварц — 20–35% (сер. 25%), піроксени (гіперстен, рідко діопсид) – 3–5%, іноді 8–9%; магнетит – до 2%, апатит, рідко ільменіт, сфен, циркон, монацит.

Na₂O+K₂O



середні 1 2 3 4 кремнекислі породи
 1 - ендербіт-мігматити; 2 - ендербіти лейкократові; 3 - чарнокіти; 4 - пегматити
 Мал. 3.1. Діаграма (Na₂O + K₂O) -- SiO₂ (літинський комплекс)

Na₂O+K₂O



- 1 × 2 △ 3 ○ 4 + 5 6 □ гд 7 + дг 8 ▲ 9 ⊕ 10 ⊞ 11
 ⊠ 12 ▲ 13 ▬ 14 ж ⊕ 15 ж ⊞ 16

Мал. 3.2. Діаграма Na₂O+K₂O - SiO₂ (бердичівський комплекс)

1 - гранодіорити; 2 - вінницити; 3 - плагіомігматити, плагіограніти; 4 - мігматити; 5 - граніти; 6 - пегматити; 7 - гранодіорит (Р. Делі); 8 - докембрійський граніт (Р. Делі)
 Середній склад порід за М. П. Щербаком (1975): 9 - мігматити гранат-біотитові (n = 29); 10 - граніт (n = 4); 11 - пегматити в гранітах (n = 7); 12 - пегматити біотитові (n = 34); 13 - пегматити жильні (n = 16); 14 - пегматити з накладеним метасоматозом (n = 17); 15 - граніт житомирський (n = 88); 16 - граніт апліто-пегматоїдний житомирський (n = 34)

До алохтонних різновидів чарнокітоїдів належать лейкократові гіперстенвмісні граніти та граніт-пегматити, які утворюють тіла невеликої потужності серед кристалосланців, ендербітів, але явно переважають серед калішпатизованих порід – чарнокітів. Остання обставина змусила деяких дослідників [37; 18] розглядати чарнокіти як проміжні реакційні утворення, пов'язані з гранітами. На р. Згар тіла пегматитів мають потужність до 3 м. Склад їх такий: калієвий польовий шпат – пертит – 70–80%, кварц – від 2–3 до 7–8%, плагіоклаз – 8–15%, міститься переважно в пертитах; гіперстен – 5–8%, апатит – до 3–5%, циркон, магнетит. Рідко зустрічаються істотно плагіоклазові антипертитові пегматити з гіперстеном, такі кварц-плагіоклазові породи утворюють облямівки в тілах калішпатових пегматитів (ділянка Павлівка). Тут склад чарнокіт-пегматитів, що залягають серед гіперстенових кристалосланців, коливається в таких межах: плагіоклаз-антипертит – 25–60%, кварц – до 15–35%, гіперстен – 8%, апатит – до 5%. Дуже різко змінюється в цілому аляскітовий мінеральний парагенезис пегматитів, коли вони формуються серед карбонатних порід. В них переважає калішпат – гратчастий мікроклін – 65–85%, в зонах дроблення він альбітизований – від 2–3% до 18–20% (сер. 10%); вміст зеленого діопсиду (геденбергіту) – від 2–3% до 8–10%, сфену – від 2–3% до 5–7%, апатиту – до 5–6%. Потужність тіл таких сієнітоподібних порід досягає 10 м.

Мінералого-петрохімічна характеристика чарнокітоїдів літинського комплексу.

Типоморфний мінерал чарнокітоїдів – гіперстен – представлений таблитчастими та призматичними зернами, помітно плеохроюючими, із залізистістю 50–54% [49]. Плагіоклази, частіше олігоклаз-андезин № 30–32, різною мірою насичені антипертитовими вrostками, найбільша кількість яких характерна для лейкократових (літинських) ендербітів. Калішпати представлені ортоклазами та мікроклін-пертитами, для кварцу характерне голубувато-сизувате забарвлення. Плагіоклази ендербітів мають найвищу інтенсивність РТЛ (рентгенівської термомлюмінесценції) – до 18000 ум. од. [39; 86], дещо нижча вона у плагіоклазів плагіочарнокітів – 8500–12900 ум. од. Інтенсивність світіння лужних польових шпатів надзвичайно висока – типова для утворень гранулітової фації (РТЛ від 12 до 48 тис. ум. од.).

Акцесорні мінерали-окисли містяться в ендербітах у кількості до 2–3%, іноді досягаючи 6–7% (с. Малинівка), найбільше поширений ільменіт (0,5–5%), але місцями магнетит явно переважає. В чарнокітах підвищується роль сульфідів, їх співвідношення з окислами досягає 1:1, найбільш ранній з них – піротин. Апатит утворює короткостовпчасті кристали в ендербітах, а в чарнокітах набуває зональної будови. Циркони в чарнокітоїдах належать до різних генерацій. В них зберігаються реліктові мінерали, характерні для заміщуваних гнейсів (I тип), зональні циркони II типу блідо-коричневі з рожевим відтінком, іноді з включеннями зерен I типу, найкраще зональність проявлена в цирконах чарнокітів.

На петрохімічній діаграмі А. Н. Заварицького [86] чарнокітоїди літинського комплексу займають велике поле від лейкократового граніту до діориту (характеристика $b = 5-20$). На діаграмі $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (мал. 3.1) породи різних типів розрізняються чітко. Ендербіт-мігматити характеризуються більшою основністю та порівняно невисокою лужністю. Антипертитові лейкократові ендербіти містять понад 67% кремнекислоти, лужність варіює у більших межах – до 6,5% і на діаграмі вони розташовані праворуч від поля мігматитів. Ореол чарнокітів, що характеризуються вищою лужністю (6–7,5%), розтягнутий за віссю SiO_2 , цим підтверджується імовірність формування двопольовошпатових чарнокітоїдів у результаті накладеної калішпатизації по ендербітах різних типів.

Геохімічні особливості чарнокітоїдів Побужжя, за І. М. Лісною [29], виявляються у підвищеному вмісті елементів групи заліза. Ендербіти літинського комплексу містять (в г/т): хром (25), нікель (3–15), кобальт (15), ванадій (40–50), стронцій (195–270). Чарнокітизація супроводжується підвищенням концентрацій цинку, свинцю, молібдену, барію, фосфору, рідкісноземельних елементів приблизно в 2–3 рази. Ендербіти дещо збіднені РЗЕ, особливо важкими (до 30 г/т), тоді як у кристалосланцях їх 30–60 г/т.

Фізичні властивості чарнокітоїдів істотно залежать від складу субстрату (мал. 2.1). На гістограмі щільностей ендербіт-мігматитам відповідають значення 2,8–2,9 (сер. 2,82) г/см³, лейкократові ендербіти легші (сер. 2,7 г/см³). Магнітні якості їх істотно різняться – ендербіт-мігматити р. Згар, що асоціюють з немагнітними гіперстеновими кристалосланцями, також немагнітні. Однак, за даними П. Ф. Брацлавського [64], в Уланівській структурі подібні породи, сформовані при гранітизації роговообманково-двопіроксенових кристалосланців, можуть бути сильно магнітними із середнім значенням $\chi = 6286 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ. Судячи з гістограм, що були наведені М. О. Ляшком [86], намагніченість ендербітів варіює у значних межах, але при цьому 75% з них слабомагнітні ($\chi = 55-178 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ) і 25% мають намагніченість, що дорівнює в середньому $2000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Найбільш намагнічені різновиди як останці містять роговообманково-двопіроксенові, збагачені магнетитом кристалосланці (Вінницький профіль та інші ділянки).

Ізотопний вік пізньоскладчастих ендербітів м. Літин дорівнює 2,6 млрд. років [29], за уточненими даними — 2,8 млрд. років. Л. М. Степанюк [48] вважає, що ця цифра відповідає вікові субстрату, по якому сформувались антипертитові ендербіти з віком 2060 млн. років. Sm-Nd датування дає такі значення: ендербіт м. Літин за моделями CHUR-DM 3490–3650 млн. років, вік для ϵNd – 2820 млн. років; ендербіт кар'єру в с. Іванів – відповідно 2550–2730 млн. років і 2880 млн. років.

Названий за оригінальними гранітами, значно поширеними в Бердичівському блоці. Найважливішою особливістю цих гранітів є присутність в них, як породоутворюючих мінералів, гранату та кордієриту. Великі тіла (масиви) їх спостерігаються в нижній течії р. Снивода, у верхів'ях рр. Тетерів, Гуйва, Роставиця та інших місцях, імовірно, що вони займають не менше 50–60% площі аркуша. Розподіл їх нерівномірний, найменша концентрація встановлена в контурах регіональних магнітних аномалій. Однак, як показали результати детального вивчення площ [75], і на деяких слабомагнітних ділянках (Павлівська) вони перебувають у підлеглому стані порівняно з гіперстеновими кристалосланцями та ендербіт-мігматитами.

Приуроченість бердичівських гранітів до тектонічних структур різні дослідники трактують неоднозначно, залежно від їх погляду на походження цих порід. У пізніх працях [64; 35] райони поширення гранітів розглядаються як купольні структури різної величини, місцями вони дійсно окреслені смугастістю, яка залягає полого. Але характер фізичних полів не підтверджує ні занурення немагнітних бердичівських порід під високомагнітні грануліти, ні навпаки. За даними В. А. Рябенка [43], кути падіння смугастості в бердичівських гранітах і мігматитах переважно круті (85% замірів показали значення більше 60°), що певною мірою суперечить купольній концепції. Найімовірніше, що утворення гранат-біотитових гранітоїдів відбулося у крутопадаючих зонах активізації по гранулітовому субстрату, складеному переважно ендербітизованими гіперстеновими кристалосланцями. Саме так інтерпретували наявні факти Ю. І. Половинкіна [37], О. І. Слензак [44], В. М. Венедиктов [10].

Безпосередні спостереження у відслоненнях та свердловинах показують, що тіла гранат-біотитових гранітів можуть розташовуватись гіпсометрично нижче і вище пачок кристалосланців та чарнокітоїдів, а також залягають серед них. Так, біля мосту в с. Новоселиця (р. Згар), контакт великого тіла гранітів круто (60–80°) занурюється під кристалосланці. У бік від контакту останні прориваються численними тілами алохтонних гранат-біотитових лейкогранітів та граніт-пегматитів. На Вінницькому профілі [86] крутопадаюче (70°) тіло гранат-біотитових гранітів потужністю до 150 м розташоване серед поля чарнокітоїдів літинського комплексу, у його контактних зонах розвинені проміжні породи (вінницити). П. Ф. Брацлавський [64] на заході Уланівської структури встановив падіння під кутом 40–50° тіла чарнокітоїдів, інтенсивно окварцованих у зоні контакту, під масив гранатвмісних мігматитів. Наведені приклади контактних зон не підтверджують їх стратигенного характеру. У різних місцях (свердловинах, кар'єрах та відслоненнях) вивчено зони переходу між гранулітовими утвореннями і бердичівськими гранітами. У більшості випадків вони реакційні, поступові, з розвитком проміжних порід – вінницитів, у яких гіперстен реліктовий. Нерідко зберігається і реліктовий антипертит, нетиповий, за висновком М. П. Щербака [54], для бердичівських гранітів.

Породи бердичівського комплексу поширені на великій території і в різних її частинах представлені дещо різними фаціальними типами:

1. Гранодіорити. П. Ф. Брацлавський [64] виділив кілька тіл в Уланівській структурі. Раніше називалися чарнокітами [103; 91], по суті, є ендербітами, діафторованими в амфіболітовій фації.

2. Вінницити – гранат-біотитові з гіперстеном плагіоклазові мігматити. Розвинені в контактних зонах тіл бердичівських плагіоклазових гранітоїдів серед гранулітів, іноді утворюють самостійні тіла. Частіше спостерігаються в ділянках слабо зміненого гранулітового субстрату (Вінницький блок, південний фланг Бердичівського блоку, Уланівська структура).

3. Плагіомігматити та плагіограніти гранат-біотитові, іноді з кордієритом. Найбільше цей породний різновид поширений у міжрозломних, відносно слабо перероблених блоках. У південній частині аркуша характеризуються високим вмістом гранату (до 15–25%), у північній та північно-східній частинах, а також в зонах розломів містять більше біотиту, переходячи нерідко в біотитові мігматити.

4. Мігматити біотитові. Гнейсоподібні гранітоїди плагіоклазові та двопольовошпатові, з незначними домішками чи цілковитою відсутністю гранату. Основна частина їх – фаціальний різновид плагіомігматитів, що сформувався у порівняно низькотемпературних умовах під впливом істотно водних флюїдів, збагачених калієм.

5. Граніти. Можуть бути гранат-біотитові та біотитові. Перші виникають внаслідок інтенсивної гранітизації в центральних частинах масивів гранатвмісних плагіомігматитів та плагіогранітів (р. Снивода). Другі частіше зосереджені в зонах розломів, де інтенсивно проявлений калієвий метасоматоз, крім того, асоціюють з біотитовими мігматитами.

6. Лейкократові граніти та граніт-пегматити. Залежно від місця формування змінюють свій склад від гранатових (на півдні аркуша) до мусковітвмісних (на північно-східній його частині).

Гранодіорити – γδ PR₁bd. Раніше [92; 91; 103] розглядалися як чарнокіти, П. Ф. Брацлавський та ін. [64] вважають їх більш пізніми утвореннями магматичного та метасоматичного походження. У магнітному полі вони проявляються у вигляді смугоподібних або неправильної форми аномалій інтенсивністю до 900–1100 нТл. Слід зазначити, що за простяганням аномалій гранодіорити замінюються ендербітами, але характер контактів цих порід не з'ясований.

Центральні (ядерні) частини гранодіоритових масивів (епіцентри локальних аномалій на фоні протяжних

смуг) складені гранітоїдами роговообманково-біотитовими з реліктовим піроксеном, які у бік магнітного градієнта змінюються гіперстеновими із змінною кількістю біотиту. Гранодіорити – породи масивні, магматичного вигляду, містять поодинокі останці кристалосланців розміром від 0,5–1,0 до 4 м. У центральних частинах масивів – дрібно-середньокристалічні, у периферійних – більш крупнозерністі. Вздовж тектонічних порушень породи зазнають амфіболізації, біотитизації, калішпатизації.

Утворення центральної зони складені блакитнувато-сірим кварцом (15–25%), темно-зеленою роговою обманкою (залізистість $f = 55$) – від 2–5% до 10–20%, дрібнолускатим біотитом (залізистість $f = 61$) – від 5% до 15%, піроксеном (до 1%), плагіоклазом № 32–36 (30–60%). Акцесорії: магнетит, апатит (до 1%), циркон, сфен. У калішпатизованих різновидах – гратчастий мікроклін – до 25%. Присутні гематит, сульфіді (до 1–2%), епідот (до 1%), хлорит, мусковіт. У перехідній піроксен-амфібол-біотитовій зоні калішпатизація та пов'язана з нею біотитизація слабшають, тут переважає рогова обманка, вона, як правило, розвивається по зернах світло-зеленого діопсиду у вигляді облямівок темно-зеленого кольору. Периферійні зони дуже невитримані за складом; вони часто складаються з усіх різновидів, але ширше розвинуті тут піроксен-біотитові. Гранодіорити цих зон часто переходять у мігматити з нечіткими останцями і смугами мігматизованих кристалосланців.

Склад піроксенових гранодіоритів подібний складу ендербітів: плагіоклаз № 26–35 (35–65%), кварц (20–40%), гіперстен (5–20%), рідко клінопіроксен (авгіт), рогова обманка (від поодиноких зерен до 7–8%) яскравозабарвлена зелена, магнетит (до 1–2%), сульфіді заліза, молібденіт, графіт, ільменіт, апатит (від поодиноких зерен до 2–3%), циркон, сфен (від поодиноких зерен до 1%), епідот, хлорит. Піроксени заміщуються амфіболом та біотитом, при цьому виділяється магнетит. Поряд з роговою обманкою в породі часто зустрічається кумінгтоніт з чіткими полісинтетичними двійниками, який у вигляді облямівок розвивається по гіперстену або утворює окремі зерна.

На думку П. Ф. Брацлавського [64], ці гранодіорити є автохтонними анатектичними утвореннями, що пройшли стадію часткового плавлення і у вигляді діапірів перемістилися у вищі горизонти. Найімовірніше, однак, що ці породи сформувалися по чарнокітоїдах і являють собою високотемпературні діафторити типу собітів. Про це свідчить виявлення їх у спільних полях (та магнітних аномаліях) з ендербітами, факти заміщення піроксенів вторинними амфіболами та біотитом. Більшою мірою субстрат центральних зон відповідає магнітним лейкократовим ендербітам, котрі асоціюють з роговообманково-двопіроксеновими кристалосланцями, периферійні частини досить схожі з гіперстеновими ендербіт-мігматитами. Амфіболвміщуючі різновиди гранодіоритів, як правило, магнітні та сильномагнітні – $\chi = 7-10\ 000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ (65%), серед піроксенових (апомігматитових) переважають немагнітні та слабомагнітні (85%).

Вінницити – $vpPR, bd$. Давно встановлено, що вінницити, або гранатові чарнокіти, є утвореннями, проміжними між чарнокітоїдами та бердичівськими гранат-біотитовими гранітами. Зверталась увага [103; 74], що перехід цей відбувається поступово, як правило, межа встановлюється за появою гранату у чарнокітоїдах. Прихильники ізохімічної гранітизації [28; 91; 67] вважають, що вінницити виникли за рахунок або перехідної пачки порід між кінцигітовою та кальцифір-кристалосланцевою формацією, або за рахунок товщі гранат-гіперстенових кристалосланців та гнейсів (гніванська товща). Однак численні факти свідчать про вторинність гранат-біотитового парагенезису [10; 44] у вінницитах.

Вінницьким структурним профілем [86] вивчені взаємовідносини між породами літинського та бердичівського комплексів. Тут тіло гранат-біотитових гранітів (потужність близько 150 м) розташоване серед порід гранулітового комплексу. Лежачий бік його залягає відносно похило вище потужної (більш як 65 м) пачки гіперстенових кристалосланців з тілами ендербітів. В останніх на ділянках окварцування з'являється гранат і порода переходить у вінницит (або гранатовий ендербіт). Між тілом гранітів і вміщуючими ендербітами спостерігається перехідна зона потужністю до 150–170 м, де переважають вінницити з останцями гіперстенових кристалосланців та ендербітів. Всі породи інтенсивно гранітизовані, до місць окварцування в них приурочений гранат, вміст останнього в міру наближення до тіла гранітів збільшується. В контактній зоні серед гранітів зберігаються ділянки вінницитів з реліктами кристалосланців, потужність їх сягає 40 м. У всячому боці гранітного тіла зона вінницитів має потужність не більше 15 м, тобто у 10 разів меншу, вище над нею йдуть лейкократові ендербіти з тілами магнетит-вміщуючих роговообманково-гіперстенових кристалосланців.

Наведений приклад ілюструє безперечний зв'язок вінницитів з гіперстеновими гранулітами та гранат-біотитовими гранітами. Поряд з цим він показує, що зони гранат-піроксенових проміжних порід по обидва боки тіла гранітів різко різняться за потужністю, що суперечить точці зору про ізохімічну гранітизацію будь-якої метаморфічної товщі. Навпаки, гранат з'являється в чарнокітоїдах та кристалосланцях у ділянках інтенсивних змін порід (окварцування, біотитизація), що чітко свідчить про його вторинний (діафторинний) характер.

Все сказане підтверджується мікроскопічним вивченням порід. Вони можуть бути масивними та смугастими, часто неоднорідної структури – від дрібно- до крупнокристалічної. Склад їх змінюється в широких межах. М. О. Ляшко [86] виділяє різновиди складу діориту (гранат – 15–20%, гіперстен – 15–20%, безкварцові), гранодіориту, де трохи менше темноколірних (до 10–15%) і більше кварцу (10–15%) та

плагіограніту, де гранат (10–20%) переважає над гіперстеном (5–15%), а вміст кварцу досягає 20–30%. Нерідко при гранітизації збільшується кількість калішпат-пертиту (до 20–40%), розподілений він нерівномірно. Плагіоклаз у вінницитах досягає основності 42–45, частіше 21–31, представлений у більшості випадків реліктовим антипертитом, гіперстен має різкий плеохроїзм, гранат містить від 25 до 35% піропового компоненту, біотит високотитанистий (до 5–6% TiO_2), залізистість його 31–41%, глиноземистість 14–16%.

Взаємовідносини між мінералами вінницитів вивчено в різних місцях – в Іванівському кар'єрі, на р. Згар (с. Пеньківка), р. Згарек (с. Гушинці) та ін.

В усіх випадках можна спостерігати заміщення гіперстену і первинного основного плагіоклазу гранатом, який утворює потужні облямівки на стиках цих мінералів, містить їх релікти. Іноді процес гранітизації починається з появи ізоморфних зерен альмандину, що проростають у гіперстені, а поблизу нього і в плагіоклазі. Нерідко гранат у вигляді апофіз від крупних зерен заглиблюється по спайності в гіперстен, іноді перетинає спайність. Характерна інтенсивна серпентинізація піроксену, що посилюється в контактах з гранатом, релікти його в останньому представлені баститом. Іноді спостерігається одночасне згасання крупних зерен гіперстену та відчленованих від нього фрагментів у гранаті. Нерідко частина зерна гранату, що контактує з кристалом гіперстену, не містить вrostків кварцу, а на межі його з індивідами плагіоклазу їх кількість перевищує 30–40%. З гранатом, як правило, асоціює біотит, більша частина його з ним рівноважна, але є і більш пізній, що розвивається по тріщинах у гранаті.

Приклади ділянок, де встановлено реакційні взаємовідносини між гіперстеновими гранулітами та гранат-біотитовими гранітоїдами з реліктовим піроксеном (вінницитами) досить численні. Але ні ми, ні інші дослідники ніде не спостерігали рівноважних парагенезисів гранату з ортопіроксеном, можливо, вони можуть існувати далі на південь, у більш високотемпературних зонах. За даними І. М. Лісної [29], гранат з'являється в реакційних зонах гранітів з гіперстеновими кристалосланцями вже в районі смт. Гнівань, сс. Крутнів, Сабарів та інших місцях.

Тіла вінницитів, вивчені у свердловинах та відслоненнях, досягають потужності кілька сотень метрів, зазвичай геологи-зйомщики показують їх на картах у вигляді вузьких смуг, що облямовують останці гранулітів серед гранат-біотитових гранітів. Достовірність такого зображення далеко не завжди підтверджується фактичним матеріалом, цілком імовірно, що в полях бердичівських гранітів різновидів з гіперстеном більше, ніж прийнято вважати.

Плагіомігатити і плагіограніти гранат-біотитові – $pm, \gamma PR_1 bd$. Цей різновид бердичівських гранітоїдів поширений найбільше і найкраще за все вивчений. Більша частина дрібних тіл і досить великі масиви зосереджені у південній та західній частинах аркуша, тут вони облямовують виходи гранулітових утворень, нерідко розташовані серед останніх. Раніше за текстурними ознаками [103] поділялися на мігатити і граніти, однак чіткої відмінності між цими породами немає, вона, як правило, полягає в більш-менш проявленій гнейсоподібності та смугастості. До мігатитів О. М. Ханисенко [103] відносить розгнейсовані породи в зоні Хмільницького розлому, цілком імовірно, що на зовнішній вигляд порід впливав ступінь тектонічної активності в районах їх становлення.

У Вінницькому (Літинському) блоці породи характеризуються масивною, рідше смугастою текстурою, гранобластовою, гетерогранобластовою, іноді порфіроподібною структурою. Мають сірий, рожево-сірий колір. За даними В. Д. Гейка [67] та М. О. Ляшка [86], склад порід змінюється від плагіограніту (з вмістом калішпату – 10–20%) до діориту. Підрахунок у шліфах ($n = 15$), проведений авторами, показав, що середній склад їх відповідає плагіограніт-гранодіориту з вмістом плагіоклазу (антипертиту) – 45%, кварцу – 28%, калішпат-пертиту – 7%, гранату – 15%, біотиту – 5%; зрідка присутні кордієрит – від поодиноких зерен до 5–8%, графіт. На відміну від гранатів з вінницитів гранати бердичівських гранітів менш магнезійні ($f = 70$ –80%), біотити більш глиноземисті, з меншим вмістом TiO_2 .

Бердичівські плагіогранітоїди значно поширені на південному фланзі Бердичівського блоку у субширотній смузі, що розділяє Вінницьке та Уланівське поля гранулітів, їх виходи є і серед зазначених полів. У розташованому тут найкраще вивченому Слобідківському родовищі абразивного гранату переважають плагіомігатити та граніти із середнім вмістом плагіоклазу (олігоклазу № 28–30) – 55%, кварцу – 25%, гранату – 15%, біотиту – 5%, іноді кордієриту (до кількох відсотків). Присутні силіманіт, графіт, ільменіт, магнетит, піротин, циркон, рутил, апатит, монацит. В деяких місцях кількість калішпату досягає 15–50%, але, судячи з середнього вмісту K_2O , який за даними 55 проб становить менше 2%, калішпатизація тут розвинена слабо. Гранати Слобідківського родовища містять від 24,4 до 37,7% (частіше 29–33%) піропового компоненту. В них багато включень кварцу, які розташовані субконцентрично, по ламаній лінії, утворюючи замкнутий багатокутник. Кордієрит присутній у вигляді неправильних ізометричних зерен, в ньому часто зустрічаються кристали циркону та апатиту з плеохроїчними двориками по периферії, іноді він утворює облямівки на гранаті. Біотит (залізистість 45%) темний до коричневого та бурувато-червоного, як правило, розвинений по периферії зерен гранату, у тріщинах поміж них, але його включення є і в зернах гранату. Присутній також більш пізній біотит на контактах кордієриту та мікрокліну. Силіманіт розвивається по кордієриту, частково заміщуючи його. Характерні акцесорії: ільменіт - від

одиночних знаків до 1,56% (сер. – 0,3%), циркон – від 0,18 до 0,38%, рутил, фторопатит, магнетит у дуже незначній кількості.

Плагіомігматити та граніти Іванівського кар'єру майже аналогічні гранітоїдам с. Слобідки, але містять ще більше гранату (до 25% – середній при підрахунках запасів). За характеристикою в шліфах вони мають склад: плагіоклаз-антипертит (45%), кварц (30%), гранат (10–25%, сер. 18%), біотит (3%), калішпат (4–5%). Гранітоїди Черепашинського та Писарівського кар'єрів представлені переважно подібними породами – сірими, масивними, плагіоклазовими (з нечастими антипертитами) з вмістом гранату від 5 до 20% (сер. 15%). У деяких місцях сірий масивний плагіограніт заміщується тінювим лінзоподібно-смугастим мігматитом, де чергуються останці сірого граніту, лейкосома кварц-двопольовошпатована з калішпат-пертитом та меланосома – гранат-біотитові шліри. Поступово тінювий мігматит може перейти в граніт-пегматит, де сірий субстрат зникає повністю та зменшується кількість шлірів. Нерідко в таких лейкократових крупнокристалічних породах відсутні гранат та біотит, але з'являються великі (до кількох сантиметрів) окремі кристали кордієриту та шліри з вмістом останнього до 40%. Зони калішпатизації бувають гніздоподібними, але частіше вони закономірно орієнтовані за азимутом 310–320° або 40–50° і мають круте падіння 75–80°. В усіх кар'єрах серед гранітоїдів є чимало останців різних розмірів, причому більші – зональні з гіперстеновим ядром та гранат-біотитовою гнейсовою облямівкою, дрібні (до 0,2–0,8 м) часто складені повністю гнейсами. Таким чином, можна зробити висновок, що для гранітів південної частини площі аркуша характерний плагіоклазовий склад, високий (15–25%) вміст гранату та низький (від 3–5 до 10%) – біотиту. Підтверджується це даними хімічних аналізів гранітів з кар'єрів: вміст K_2O у гранітах Іванівського кар'єру становить 1,3–2,6%, Писарівського – 0,86–2,75%, Черепашинського – 2,5% при кількості SiO_2 63–64%.

У південній та східній периферійних частинах Уланівської структури і в межах останньої переважають смугасті плагіомігматити та граніти [103]. Їх істотно плагіоклазовий склад відзначає П. Ф. Брацлавський [64] і наводить такий розподіл мінералів: плагіоклаз з елементами антипертитової структури (до 55%), калішпат-пертит (до 15%), кварц (15–40%), гранат (від окремих зерен до 15%, сер. 7%), біотит (від 3–4% до 8–10%), кордієрит (від окремих зерен до 5–6%), графіт, сульфід. В Лознянській групі кар'єрів та відслоненнях на периферії Уланівської структури склад гранат-біотитових плагіогранітів та мігматитів вже наближається до гранітного. В них дещо менше гранату (в середньому по кар'єру “Лозни” – 12%, по кар'єру “Вороновці” – 2–9,7%), більше біотиту (за підрахунками в 13 шліфах – 11%) і калішпату – 16%. Хімічні аналізи підтверджують це – вміст SiO_2 — 64–68,8%, K_2O — 2,1–3,33%.

В Козятинському блоці також переважають плагіомігматити і граніти, збагачені темноколірними мінералами, особливо в його південній частині. Тут породи масивні з ледь помітним орієнтуванням гранат-біотитових шлірів під кутом 75–90° або смугасті з субвертикальним нахилом смуг, лінз, реліктів гранітизованих гіперстенових кристалосланців. Їх склад: плагіоклаз, у деяких зернах антипертит – 40–65%, кварц – 30–50%, гранат – 8–20% (сер. 15%), біотит – 3–15% (сер. 10%). У ділянках мікроклінізації породи набувають чіткої смугастості, в них знижується кількість гранату, місцями він зникає повністю. Розподіл мікроклін-мікропертиту різко нерівномірний, в мікроклінізованих ділянках відзначається збагачення графітом (1–2%), сульфідами. У північній частині блоку породи майже аналогічні, містять 4–15% (сер. 6%) гранату.

Посилення калішпатизації плагіоклазових порід відбувається у міру віддалення від контакту з гіперстеновими кристалосланцями та ендербітами, а також в зонах розломів. Так, у групі Жежелівських кар'єрів, розташованих у центрі великого гранітного поля, за підрахунками в 11 шліфах вміст головних породоутворюючих мінералів такий: плагіоклаз з нечастими антипертитами – 45%, кварц – 26%, гранат – 4%, біотит – 13%, калішпат (мікроклін) – 12%. В них середній вміст SiO_2 – 66,45%, K_2O – 2,66%. В. О. Раченков [93] наводить відомості про особливості бердичівських гранітоїдів у зоні Хмільницького розлому (70 шліфів). Склад порід тут характеризується одноманітністю утворюючих мінералів та великими коливаннями їх відсоткового співвідношення: кварц – 10–40% (сер. 27%), плагіоклаз – від поодиноких зерен до 50–60% (сер. 32%), калішпат – від 0 до 40–60% (сер. 20%), гранат + біотит – від 10% до 40% (сер. 20%); в окремих шліфах кордієрит – до 5–20%, графіт – 1–2%, силіманіт – 2–3%, дистен, циркон, монацит, ільменіт, пірит. Плагіоклаз (олігоклаз № 25–27) зі складним законом двійникування, котрий свідчить про немагматичне його походження, містить різну кількість антипертитових вrostків прямокутної, паличкоподібної форми. Калішпат-пертит в окремих випадках з мікрокліновою ґраткою. Гранат (вміст не менше 5–10%) червонувато-рожевий, зерна його мають ситоподібну будову, іноді з кварцом утворює різновид графічних проростань. По тріщинах заміщується біотитом із зеленуватим відтінком, а також червонувато-коричневим, дуже характерним для цих порід. Кордієрит у досить крупних табличках, обмежених лусочками червонувато-бурого біотиту. Акцесорії: монацит, циркон, анатаз у скупченнях з ільменітом. Гранітоїди Хмільницької зони містять SiO_2 – 60,7–62,5%, K_2O – 2,08–4,58%, тобто склад деяких з них наближується до нормального граніту.

У Глухівській зоні [98] склад бердичівських гранітоїдів загалом плагіоклазовий (30–50%), але вміст мікроклін-пертиту в них помітний (від 5 до 30%, сер. 10%). Кількість гранату – у середньому 5%, біотиту –

10%. Іноді є кордієрит (до 15%), графіт (до 5%). Акцесорії: дистен, циркон, апатит, ортит, топаз, рутил, анатаз, ільменіт, піротин, пірит, магнетит. Вміст SiO_2 – 62,28–64,84%, K_2O – від 2,04 до 6,48%.

Дані, наведені в книзі М. П. Щербак [54], а також отримані в результаті довивчення території (більше як 100 шліфів), дають підстави стверджувати, що близько 2/3 зразків бердичівських гранітів гранат-біотитового складу є плагіоклазовими (сер. вміст 40%). Кількість калішпату в них менше 10%, середні концентрації гранату і біотиту приблизно рівні (по 10%). Варіації вмісту породоутворюючих мінералів досить значні, але при цьому все ж існує закономірний розподіл породних різновидів – більш меланократові і збагачені гранатом, істотно антипертитові породи примикають до полів розвитку ендербітизованих гіперстенових кристалосланців та ендербітів. Тут вони змінюють вінницити, будучи продуктами інтенсивнішої гранітизації. В них ще зберігаються численні зональні останці гранулітового субстрату і реліктові мінерали – гіперстен, ільменіт, антипертит, циркон.

До бердичівського комплексу М. П. Щербак [54] відносить так звані плагіоклазові граніти, він зазначає їх приуроченість до пачок амфіболітів та біотит-амфіболових гнейсів. Очевидно більша частина їх – лейкократові граніти з вмістом біотиту 2–5%, які складають алохтонні тіла, а менша – діафторовані ендербіт-мігматити. Такі породи, за даними П. Ф. Брацлавського [64], досить широко розвинені в Уланівській структурі. Тут вони інколи чергуються з гранат-біотитовими різновидами, інколи розташовуються в зонах між ендербіт-мігматитами і вінницитами (містять реліктовий піроксен), облямовують ділянки, складені гранодіоритами. Мають такий склад: плагіоклаз-антипертит – 35–60%, калішпат – 0–25%, рогова обманка – 0–12%, реліктовий піроксен, темно-коричневий біотит, апатит – до 1–2%, сфен – 0–1%, рудні до 2–3%.

Мігматити біотитові – mPR_{1bd} . У північній, і особливо в північно-східній частинах аркуша, значно поширені гранітоїди істотно біотитового складу. Нерідко вони зустрічаються і в зонах тектонічних порушень – Глухівецькій, Білопільській та ін. Традиційно ці гранітоїди включали до складу бердичівського комплексу, причому зазначалося, що у північно-східному напрямку “гранатовість” у типових бердичівських гранітах закономірно знижується. Біотитові мігматити власне нічим, крім відсутності гранату, не відрізняються від останніх і нерідко чергуються з ними, поступово переходять з одного різновиду в інший. У північно-східному куті площі вони представлені нерівномірнозернистими плагіомігматитами, що містять до 10–15% біотиту коричневого зі слабким червонуватим відтінком. Породи інтенсивно мікроклінізовані, мікроклін гратчастий кородує всі інші мінерали, на стиках його з біотитом або кварцом з’являється мусковіт.

На р. Гнилоп’ять, на південний захід від кар’єру в с. Райки, де розробляються граніти біотитові (7–20%) з невеликими домішками гранату (1–7%), на поверхню виходять мігматити. Породи нерівномірнозернисті смугасті інтенсивно мікроклінізовані (до граніт-пегматиту). Під мікроскопом у породах встановлено: плагіоклаз – 40%, кварц – 20–25%, біотит – 17–20% коричневий, розподілений дуже нерівномірно, калішпат (20%) кородує і заміщує плагіоклаз, а сам по тріщинах замінюється мусковітом (1–2%). У контактуючих з ними гранат-біотитових гранітоїдах мінерали такі самі, гранат заміщується вторинним зеленуватим біотитом, але коричневий біотит з гранатом рівноважні, а інколи обидва зрощені.

У північно-східному куті площі (р. Пустоха) біотитові мігматити вже явно переважають над гранатвмісними. Середній склад їх такий: плагіоклаз – 44%, кварц – 30%, біотит – 16%, мікроклін – 8%, графіт – до 1–2%, мусковіт – до 1–3%, рідко гранат, кордієрит, апатит (до 3%), циркон, монацит. Розподіл мінералів нерівномірний, особливо біотиту (від 5 до 28%) і гратчастого мікрокліну (0–25%). Біотит коричневий, червонувато-коричневий, з ним асоціюють апатит, графіт. Інколи ранній біотит, так само, як кордієрит і гранат, заміщується по краях зеленуватим, цей процес посилюється в зонах дроблення. В породах часто відзначається мусковітизація по біотиту і в тріщинках серед польових шпатів. Останці серед цих гранітоїдів найчастіше складені біотитовими гнейсами і сланцями, інколи вони зональні, в центральних зонах зберігається кумінгтоніт (по гіперстену).

Велика (15 x 8 км) ділянка розвитку біотитових мігматитів розташована в районі Глухівецького і Великогадомінецького родовищ каоліну. Вона приурочена до зони зчленування Глухівецького і Білопільського розломів і витягнута в субмеридіональному напрямку. Тут мігматити чергуються з гранітами (з поступовими переходами), містять дрібні останці гнейсів і тіла апліт-пегматоїдних гранітів. За підрахунком у шліфах ($n = 12$) одержано такий склад мігматитів: плагіоклаз (45%), кварц (25%), мікроклін (8%), біотит (20%), гранат (1–2%), рідко графіт, циркон, монацит. У периферійних частинах зазначеної ділянки мігматитів, рідко в її центрі, біотитові мігматити чергуються з гранатвмісними, для яких типовим є переважання біотиту над гранатом. Як релікти субстрату в мігматитах найчастіше зустрічаються біотитові гнейси, рідше гіперстенові, зазвичай з кумінгтонітом, кристалосланці, а також ендербіт-мігматити.

Такі факти свідчать про те, що формування біотитових і гранат-біотитових мігматитів в північній і північно-східній частинах площі відбувалося одноактно безпосередньо по породах гранулітової асоціації. В. М. Венедиктов [10] встановив регресивну зональність гранату в гранітах Жежелівської групи, яка схожа на зональність одного етапу. У процесі формування гранітоїдів гранат частково заміщується коричневим біотитом, але це явище тут має приблизно такі самі масштаби, як і в південних районах площі. Тільки цим

неможливо пояснити відсутність гранату в плагіоклазових різновидах біотитових мігматитів. Найбільш вірогідно, що раньопротерозойська, регресивна по суті, гранітизація гранулітового субстрату в північній частині території проходила за участю більш водонасиченого флюїду з підвищеним вмістом калію. Температура ультраметаморфізму була тут дещо нижча, що зумовило інтенсивний діафорез первинних (переважно гіперстенвміщуючих) утворень з появою кумінгтоніту і широким розвитком біотиту. Численні хімічні аналізи бердичівських гранітоїдів, що утворюють поля на північ від Уланівської структури і на північному сході площі, свідчать, що для них характерний високий вміст K_2O , навіть у плагіоклазових породах він не нижчий 1,5% (сер. 3,5%).

Граніти – $\gamma PR_1 bd$. Здавна гранат-біотитові ультраметаморфічні утворення Бердичівського блоку називалися гранітами, хоча власне гранітів серед них не так вже й багато. Двопольовошпатові різновиди, найчастіше у вигляді дрібних тіл переважно метасоматичного генезису, поширені в численних зонах мікроклінізації плагіогранітів, але більші тіла їх формуються в ділянках, які віддалені від контактів з чарнокітоїдами, а також у зонах розломів (Хмільникській, Глухівецькій, Білопільській та ін.). У великому масиві гранітоїдів субширотного простягання, розміщеному поміж виходів гранулітів (р. Снивода і її притоки), вони сконцентровані в його центральній частині у вигляді кількох тіл розміром до перших квадратних кілометрів. Граніти не мають чітких контактів з істотно плагіоклазовими різновидами гранітоїдів, що оточують їх, і часто вміщують ці гранітоїди у вигляді останців різного розміру.

Одним з найкраще вивчених є тіло гранітів, розташоване між сс. Вороновці і Кривошії (р. Снивода). У Вороновському та Чернятинському кар'єрах вони світло-сірі, масивні, без чітко вираженої смугастості, місцями порфіроподібні, у порфірових виділеннях калішпат (до 60%) з крипто- і мікропертитами. Середній склад порід відповідає граніту з приблизно однаковою кількістю лейкократових мінералів (по 25–30%) і по 5–7% гранату і біотиту. Часто присутній кордієрит, що тяжіє до крупнокристалічних, збагачених калішпатом ділянок. У Чернятинському кар'єрі розкрито багато тіл пегматоїдної будови, місцями пегматоїди становлять до 30–40% обсягу гірської маси, до їх центральних частин приурочені найбільші шліри кордієриту, інколи з гранатом і біотитом.

Гранат-біотитові граніти утворюють досить великі (іноді більше 2–4 км²) тіла в місці зчленування Хмільникської і Глухівецької зон розломів (сmt. Турбів). У Турбівському кар'єрі породи дуже однорідні, в них не зустрінуто жодного останця метаморфічних утворень. Вони містять плагіоклаз (антипертит) – 30%, калішпат-пертит – 33%, кварц – 28%, гранат – 3%, біотит – 4%, апатит, циркон, ільменіт. Близький до гранітного склад бердичівських порід із району сmt. Турбова підтверджується хімічним аналізом: SiO_2 – 63,5 – 68,05%, K_2O – 2,66–3,91%. Вздовж Глухівецької зони граніти простежуються і на північ, численні свердловини розкривають їх у місцях перетинів Білопільської, Глухівецької, Веселківської та Миколаївської зон розломів. На ділянках каолінових проявів “Туча” і “Миколаївка” [95] склад їх такий: плагіоклаз – 32%, калішпат – 31%, кварц – 25%, гранат – 3%, біотит – 9%, в окремих шліфах зустрічається кордієрит – до 2–5%, андалузит – до 5%, дистен, циркон. Плагіоклаз – олігоклаз без антипертитових вrostків. Мікроклін з погано вираженою гратчастою структурою з нечисленними пертитовими включеннями, місцями заміщується альбітом.

На північ від Веселківської зони серед полів біотитових мігматитів граніти вже майже не містять гранату і склад їх наближується до нормального граніту. В одному з найбільших тіл (на захід від м. Козятина), що має розміри 2–3 x 10 км і витягнуте в субмеридіональному напрямку, встановлено досить часте чергування біотитових гранітів з мігматитами і останцями гнейсів. Граніти містять до 45% мікрокліну, 5–10% біотиту, інколи до 5% мусковіту. У збагачених калішпатом породах виявляється порфіроподібність.

У північно-східному куті площі біотитові граніти зустрічаються найчастіше. Тут ними складені кілька тіл переважно північно-західного орієнтування, розміри їх досягають 1,5–2 км завширшки і до 10 км завдовжки. Зовнішньо граніти мають світло-сірий, рожево-сірий колір, масивні з порфіробластовою структурою. Інколи великі порфіробласти мікрокліну досягають розміру 5 x 2 см, багато із них здвійниковані. Під мікроскопом встановлено такий їх склад: плагіоклаз-олігоклаз (30%), мікроклін (32%) гратчастий з включеннями біотиту і плагіоклазу, інколи з облямівкою альбітизації, кварц (30%), біотит (7%) червонувато-коричневий, жовтувато-коричневий. Нерідко присутній мусковіт (1–2%), що заміщує з країв біотит, а по тріщинах – польові шпати, частіше мікроклін. Акцесорні представлені цирконом (до 27 кг/т), апатитом (до 3 кг/т), монацитом. Практично в усіх випадках вдається спостерігати, що в породі виділяється основна тканина біотит-кварц-олігоклазового складу. В ній розвиваються порфіробласти мікрокліну, мікроклін-пертиту, часто агресивного до вміщуючого субстрату, при цьому первинний олігоклаз у контактних ділянках розкислюється до альбіту.

Лейкократові граніти і граніт-пегматити – $1\gamma, ip PR_1 bd$. До цієї групи належать найчастіше алохтонні, жильні граніти лейкократового складу, які нерідко переходять у крупнокристалічні пегматоїдні породи. У південній частині площі подібні утворення М. П. Щербак [54] виділив в алохтонний побузький комплекс, зазначивши, що в ньому вони чітко розділяються на два різновиди:

1. Рожеві, переважно пегматоїдні, з біотитом, що асоціюють з чарнокітоїдами і піроксеновими кристало-сланцями.

2. Сірі дрібнозернисті до аплітоїдних, в яких поряд з біотитом відзначений гранат, просторово пов'язані з бердичівськими гранітами і мігматитами. Певну частину з них пізніше виділено в хмільникський комплекс (див. далі).

У Вінницькому (Літинському) блоці лейкократові граніти і пегматити найчастіше зустрічаються серед полів кристалосланців і ендербіт-мігматитів (р. Згар), поодинокі тіла їх є в антипертитових лейкократових ендербітах (Селищанський кар'єр). Для них характерний різко перемінний розподіл породоутворюючих мінералів, нерівномірність структури і явно січний характер контактів з вміщуючими породами. У шліфах встановлюється такий їх склад: плагіоклаз, частіше антипертит – від 10 до 90% (сер. 47%), калішпат-пертит – від 3–5% до 66% (сер. 17%), кварц – 15–48% (сер. 26%), гранат, часто відсутній, але в окремих шліфах може складати до 35% породи (середній вміст – 3%), біотит – від поодиноких зерен до 5% (сер. 1%), релікти гіперстену, циркон, графіт, апатит.

На окремих ділянках Хмільникської зони зустрічаються групи тіл пегматитів і пегматоїдних гранітів, приурочених частіше до контактів чарнокітоїдів і гранат-біотитових мігматитів (ділянки Миколаївка, Томашпіль, Бруслинівка та ін.). Вони найповніше вивчені [83], оскільки свого часу були об'єктами пошуків рідкісноземельної мінералізації. Пегматитові поля складені субпаралельними тілами, орієнтація яких контролюється системами тріщин у тектонічних зонах. Так, на Миколаївському родовищі простягання тіл пегматитів змінюється з північно-східного на широтне і північно-західне. Падіння тіл круте (75–85°) на південь. Потужність їх різко варіює від десятих долей метра і до кількох метрів, довжина досягає кількох сотень метрів. Пегматоїдні граніти і пегматити, за даними М. П. Щербака [54], характеризуються досить нерівномірним складом з такими середніми значеннями: плагіоклаз (20%), калішпат (44%), кварц (28%), біотит (8%), рідко зустрічається гранат – від поодиноких зерен до 5%, апатит (сер. 0,2%), поодинокі зерна монациту, циркону, сфену.

Пегматоїдні граніти, на відміну від пегматитів, місцями більш дрібнозернисті, але таких місць в них мало. Взаємовідносини дрібнозернистих і пегматоїдних різновидів виявляються лише в поступовій зміні структури при такому самому наборі мінералів. Плагіоклаз цих порід характеризується досить високою основністю, нерідко до № 28–34 (сер. 24). Калішпат завжди з численними пертитовими вrostками, представлений ортоклазом і мікрокліном. Іноді в тектонічних зонах проявляється накладення метасоматичної мінералізації – по калієвому шпату розвивається альбіт у вигляді неправильних агрегатів і прожилок, біотит заміщує калішпат або разом з акцесорним монацитом формується в тріщинах, з'являється вторинний кварц.

Збагачені гранатом лейкократові граніти і пегматити частіше дрібно-середньозернисті з виділеннями пегматоїдної структури. Середній вміст гранату в них становить 2,4% при варіаціях від окремих зерен до 10%. Для гранату характерний досить високий вміст піропового компонента – середній дорівнює 28,4% при розкиді від 20 до 36,5%. Біотит має залізистість 43% (середня), варіації її перебувають у межах 36–53,5% [54].

У південній частині Бердичівського блоку, де переважають гранат-біотитові гранітоїди, пегматити і пегматоїдні граніти зустрічаються рідше. Звичайно вони залягають серед сірих масивних плагіомігматитів у вигляді смуг, неправильної форми плям, лінз, гнізд. Переходи до вміщуючих порід поступові, але нерідко спостерігаються чіткі жильні тіла. Потужність їх змінюється від перших сантиметрів до декількох десятків метрів. Породи дрібно-середньозернистої, рідко блокової структури. Склад їх досить змінний, середні значення такі (n = 14): кварц (29%), плагіоклаз (20%) з поодинокими антипертитовими вrostками, основність відповідає олігоклазу – альбіт-олігоклазу; мікроклін (47%) містить численні пертитові вrostки, інколи з гратчастою структурою; біотит (1,5%) коричневий, гранат (1,5%) з вмістом піропового міналу – 24%, кордієрит (1%). Характерною особливістю порід є високий вміст калішпату, в них часто зустрічається кордієрит. Акцесорії представлені монацитом, апатитом, цирконом, ільменітом, магнетитом у вигляді поодиноких зерен.

Лейкократові пегматоїдні граніти і пегматити північної частини площі чітко тяжіють до зон розломів. У Веселківській зоні, поблизу с. Троща, їх дрібні тіла з різним орієнтуванням проривають бластокатаклазити. Мають істотно мікрокліновий склад, гратчасті індивіди калішпату становлять до 65% породи, в контактних частинах змінюються двопольовошпатовим гранітом. В окремих тілах центральні зони містять блоки (гнізда) кварцу світло-сірого напівпрозорого. Біотит в них темно-бурий.

В зоні Райківського розлому пегматити утворюють великі (понад 20 x 5 м) тіла. Вони нерівномірно-кристалічні – від середньо-крупнозернистого граніту до дрібноблокового пегматиту. В одному з тіл, потужністю не менше 8–10 м, виявлено зональність; у крайових частинах воно складене дрібнопегматоїдним, майже гранітовим різновидом, у центрі міститься крупнопегматоїдний, майже блоковий, кварц-мікрокліновий агрегат, який переходить у кварцове ядро розміром 0,8 x 0,6 м. Кварц сірий, подібний до того, що складає жили, які перетинають всі породи, в тому числі і пегматити. Середній склад пегматитів (n = 5): плагіоклаз – 18,5%, мікроклін – 51%, часто до 60–70% (мінерал з гратчастою структурою і пертитами двох типів: I – пертити розпаду тонкі штрихоподібні і II – пертити заміщення – стрічково-розгалуженої форми, складені тонкозdvійникованим альбітом, в ділянках альбітизації зникають пертити-I), кварц – 23%, біотит – 4–5%, мусковіт – до 1%, апатит – до 11,5%, інколи до 13%, циркон, монацит, пірит.

Пегматити Глухівецької і Білопільської зон також переважно мікроклінові, за матеріалами Л. С. Сонкіна [97], вміст головних мінералів в них такий: мікроклін (20–65%), плагіоклаз (12–40%), кварц (15–30%), біотит (до 7–10%). Інколи присутні мікрокліни двох генерацій: I розвиваються по плагіоклазах, утворюючи великі гратчасті кристали, II у вигляді волокнистого агрегату розміщуються по тріщинах і краях зерен мікрокліну-I, а також у проміжках зерен. Біотит червонувато-бурий. У пегматитах Білопільської зони помітно збільшується вміст вторинного мусковіту (до 1–3%) і зустрічається він тут значно частіше, з ним асоціює зеленуватий біотит.

Мінералого-петрохімічна характеристика порід бердичівського комплексу

Найбільш основний плагіоклаз (№ 26–36) входить до складу гранодіоритів, де він асоціює з голубувато-сірим кварцом і піроксенами. Такий парагенезис типовий для ендербіт-мігматитів, по яких, очевидно, й утворюються гранодіорити. У вінницитах і гранітах основність його зменшується і дорівнює частіше № 21–31, у вінницитах інколи зберігається реліктовий плагіоклаз з № 31–45. Саме плагіоклази вінницитів мають найбільшу інтенсивність РТЛ, що досягає 25–35 тис. ум. од. [39], і близька до цього показника в польових шпатах гіперстенових кристалосланців (26–45 тис. ум. од.). Зазначений факт, а також наявність в них антипертитів – характерних утворень ендербітоїдів, підтверджує імовірність утворення вінницитів за рахунок гранулітів різного складу. Антипертити ще часто зустрічаються в бердичівських плагіомігматитах і плагіогранітах південної частини площі, але в біотитових мігматитах північної частини аркуша їх майже немає. Інтенсивність РТЛ плагіоклазів бердичівських гранітів Вінницького блоку і Хмільницької зони дорівнює 11500–18700, рідше 5700 ум. од. За значенням вона порівнянна з інтенсивністю РТЛ плагіоклазів чарнокітоїдів, сформованих переважно по гіперстенових кристалосланцях (с. Лукашівка).

Калішпат у вінницитах і плагіомігматитах південної частини площі зустрічається в антипертитах, інколи складаючи до 5–10% площі зерна, в утвореннях більш кислого складу з'являються самостійні виділення ортоклазу і мікрокліну. Калішпати гранітоїдів північ–північно-східного краю території представлені виразно гратчастими мікроклін-пертитами. Вміст альбітового компонента в них, за даними М. П. Щербака [54], змінюється від 17,5 до 25,5%. Майже повсюдно спостерігається заміщення плагіоклазу калішпатом.

Аналіз особливостей люмінесценції лужних польових шпатів (ЛПШ) показує, що їх інтенсивність РТЛ варіює в значних межах. Найвища вона в ЛПШ вінницитів і бердичівських гранітів південної частини площі, де її значення досягають 40 тис. ум. од. Виразно виявляються мінімуми південно-західної орієнтації, що відповідають Хмільницькій зоні (від 5–10 до 1,5 тис. ум. од.) і зонам північно-східної частини площі (від 8–13 тис. ум. од. до 1,5–4 тис. ум. од.). Такий нерівномірний розподіл значень інтенсивності РТЛ в ЛПШ пов'язується з діафорезом амфіболітової фації, поріди якої мають нижчі показники цієї характеристики. За висновком Т. А. Рокачук [39], у бердичівських гранітах і гранат-біотитових гнейсах інтенсивності РТЛ ЛПШ і плагіоклазів приблизно однакові, що дає підстави припускати сингенетичність цих утворень.

Гранати зустрічаються в усіх різновидах порід бердичівського комплексу, але породоутворюючими вони є у вінницитах, плагіогранітоїдах і гранітах півдня території. Максимального вмісту (до 15–20%) вони досягають у плагіомігматитах, які завдяки цьому можуть служити абразивною сировиною. Всі вони представлені переважно альмандинами із змінною кількістю піропового компонента, на півдні площі його вміст у гранатах варіює в межах 24–36,5%, потім поступово знижується, досягаючи в районі сс. Корделівка–Білилівка 22%, вздовж лінії Бердичів–Галієвка він ще нижче – в середньому близько 18,5%, біля с. Райки досягає мінімальних значень – 14–15%. Відповідно зростає концентрація спесартинового компоненту від 1% на півдні до 4–5,5% на південному сході. Склад гранатів в останцях гранат-біотитових гнейсів і у вміщуючих їх гранітах однаковий.

Біотити з гранітоїдів різних частин території також різняться хімічним складом – у них спостерігається послідовне зниження вмісту TiO_2 від 5% у південній частині до 3,5% – в центральній та 2,5% – в північно-східній. Також закономірно знижується концентрація MgO – відповідно 12,5%, 9,5% і 8,5%. Спостерігається пряма кореляційна залежність між залізистістю біотиту і асоційованого з ним гранату [54].

Характерним мінералом бердичівських гранітоїдів є графіт, він присутній майже постійно, нерідко в кількості до 1–2%. Звичайно графіт і сульфіди з'являються одночасно з біотитом.

Акцесорні мінерали бердичівських гранітоїдів представлені магнетитом, ільменітом, апатитом, цирконом, монацитом, сульфідами та ін. Для гранодіоритів характерний високий вміст магнетиту (до кількох відсотків), з їх калішпатизованими різновидами асоціюють молібденіт та інші сульфіди. Рудні мінерали вінницитів – магнетит та ільменіт, вміст яких досягає 2–5%, вміст сульфідів не перевищує 1%, переважає серед них піротин. Апатит присутній в усіх різновидах порід в кількості 3–5 г/т, в окремих випадках пегматоїдні граніти містять шліри, в яких кількість апатиту становить 5–10%.

Циркони зустрічаються дуже часто в усіх породах бердичівського комплексу, їх максимальна кількість і найбільші розміри зерен встановлені в пегматоїдах півдня території [54]. Однорідні дрібні зерна цирконів у кристалосланцях, у міру огнейсування останніх, починають збільшуватися і набувати зональності, яка ускладнюється в процесі ультраметаморфізму. Циркони вінницитів ще мають багато ознак цирконів ендербітоїдів, але набувають ознак зростаючої гранітизації, яка завершується становленням бердичівських

гранітоїдів. З різним ступенем гранітизації вихідних утворень пов'язаний нерівномірний їх розподіл у породах. Циркони вінніцитів і плагіогранітоїдів за складом рідкісних елементів близькі до цирконів ендербітів. Але у двопольовошпатових гранітах вони вже помітно збагачені гафнієм (1,7–1,86%), ітрієм (0,25–0,27%) і містять менше торію.

Монацит присутній в усіх штучних шліхах із гранітоїдів в кількості 30–150 г/т [57], його вміст у пегматоїдах звичайно у 2–3 рази вищий, ніж у гранітах. У метасоматично змінених пегматитах с. Миколаївки монацити тісно пов'язані з біотитом, кварцом, альбітом, іноді ці мінерали утворюють прожилки в пегматитах. У гранітоїдних породах північно-східної частини території монацит зустрічається спорадично, тут рідкісні землі зосереджені в біотиті і апатиті. Монацити з північних районів збіднені церієм (до 45%), але містять підвищену кількість ітрію і гадолінію, ті ж мінерали із пегматоїдів Вінницького блоку вміщують церій від 46 до 53%. Чітко встановлюється подібність складу рідкісних земель у монацитах гранат-біотитових гнейсів і гранітів того ж складу, що свідчить про генетичний зв'язок цих порід.

Хімічний склад гранодіоритів характеризується непостійністю. Вміст SiO_2 в них змінюється від 60 до 70%, Al_2O_3 — від 15,7 до 16,9%, K_2O — від 0,9 до 6,2%, при приблизно рівній кількості Na_2O (3,1–3,9%). На кремнієво-лужній діаграмі (мал. 3.2) їх фігуративні точки концентруються на межі полів кварцових діоритів-гранодіоритів. Вінніцити і бердичівські гранітоїди на цій діаграмі утворюють різко витягнутий за віссю SiO_2 вузький ореол, в якому, у свою чергу, виділяються ще вужчі поля. Найнижче положення має поле плагіомігматитів і гранітів, центр його близький до центру поля гранодіоритів. На діаграмі досить чітко розділились площі розсіювання складів гранат-біотитових плагіогранітоїдів південної частини території і біотитових мігматитів її північного флангу. Перші більш основні (SiO_2 – 63–64%), другі містять SiO_2 67–68%, їхні поля частково перекриваються. В місці їх перекриття розташована точка бердичівського граніту (середнє за 43 аналізами [54]), але, можливо, вона повинна бути зсунута дещо вліво, в поле більш основного складу (SiO_2 – приблизно 65%).

Цілком відокремлено розташований ореол розсіювання складів пегматитів і пегматоїдних гранітів, які більшою мірою відповідають докембрійському граніту Р. Делі. Помітний той факт, що в ньому знаходяться також точки середнього складу ($n = 88$) граніту і апліт-пегматоїдного граніту житомирського комплексу [54]. Ймовірно, всі ці лейкократові породи є мобілізованими виплавками, а бердичівські гранітоїди – мігматитами і реститами.

Варіації вмісту малих сидерофільних елементів у породах бердичівського комплексу перебувають на рівні кларків гранодіоритів-діоритів, закономірно знижуючись в ряду вінніцит – граніт приблизно в 1,5–2 рази. Разом з цим спостерігається незначне, в 1,5–2 рази, збільшення концентрацій Cu , Mo , Ga , Li , Zn , Rb . Кількість Mo в гранодіоритах [64] близька до кларкової (11 г/т). Але місцями в периферійних частинах масивів гранодіоритів (сс. М. Браталів, Коваленки, Сальниця) вона збільшується в 2,5–3 рази, досягаючи максимальних значень (250 г/т) в крупнокристалічних пегматоїдах. Підвищення концентрацій Mo не супроводжується збільшенням кількості Re , що свідчить про відсутність його зв'язку з похідними глибинних частин земної кори. У Mo немає елементів-супутників, над його аномальними ореолами концентруються сидерофільні, а під ними літофільні, частіше рідкісноземельні елементи. Встановлено, що Mo (і, вірогідно, Cu) набувають рухливості в лужних високотемпературних флюїдах, які виносять ці компоненти із вміщуючих порід [64].

Так само незалежно поводить себе Cu , не утворюючи значних кореляційних зв'язків з жодним елементом. У ділянках, де немає аномалій, Cu перебуває в одній групі з Be , P , Zn , Ga , Ni , що типово для розсіяної мінералізації, коли елементи входять лише в породоутворюючі мінерали.

Кількість рідкісних земель в бердичівських гранітах становить 120–150 г/т, що в 2–2,5 рази вище, ніж в гіперстенових кристалосланцях і приблизно дорівнює їх кількості в гранат-біотитових гнейсах. Концентрація РЗЕ ітрієвої групи, порівняно з кристалосланцями, знижується приблизно в 2–3 рази. За висновками М. П. Щербака [54], від гнейсів до гранітів залишається постійним вміст РЗЕ і відбувається накопичення легких лантаноїдів у пегматитах.

У пегматитах району рідкісних лужних металів небагато (Li — від 5 до 17 г/т, Rb — 170–280 г/т, при $\text{K/Rb} = 270\text{--}445$; Cs — 1 г/т). Пегматити, розташовані серед гранат-біотитових плагіомігматитів і гранітів, дещо збагачені (в 1,5–2 рази) Mo , Ni , V та Cr порівняно з пегматитами серед біотитових гранітів і гнейсів північної частини, а також з пегматоїдами, що залягають серед кристалосланців та ендербітів півдня. За матеріалами Л. С. Сонкіна [47], у бердичівських гранітах і мігматитах, а також пегматитах і апліт-пегматоїдних гранітах Глухівської зони розподіл мікроелементів інший. Тут гранітоїди збагачені цирконієм (378 г/т), що наближає їх до основних порід, у них, порівняно з пегматитами, більше V , Cr , Be , Mo (в 2 рази). Характерне деяке накопичення в пегматитах (і гнейсах біотитових) олова (в 2 рази) порівняно з гранітами.

Ізотопні значення кисню (мінерал – кварц) у гранітах бердичівського комплексу, що наведені І. М. Лісною [29], характеризуються параметрами: $\delta^{18}\text{O} = 8,2\text{--}12,9 \text{ ‰}$, такі самі цифри отримано і для гранат-біотитових гнейсів. Це помітно вище, ніж в ендербітах ($\delta^{18}\text{O} = 6,9\text{--}7,5 \text{ ‰}$). Співвідношення ізотопів кисню в магнетиті та ільменіті з порід бердичівського району вивчено М. П. Щербаком [54]. Вміст $\delta^{18}\text{O}$ в окислах з

мігматитів і гранітів дорівнює 2,6–7,2 %, тобто підвищений порівняно з окислами з кристалосланців (0,7 %), а також з пегматоїдів літинського комплексу (0,8–1,4 %). На цій основі, з урахуванням даних про розподіл РЗЕ, робиться висновок про утворення бердичівських гранітів по первинно-осадовому субстрату (S-граніти).

Ізотопний вік різних порід бердичівського комплексу детально (більше 90 аналізів) визначений М. П. Щербаком [54; 55]. Опорні, за монацитом і цирконом, датування ним проведені в різних місцях на аркуші і на суміжній з ним території. Уран-торій-свинцевим методом за обома мінералами встановлений вік біотит-гранатових мігматитів – 2170–2200 млн. років, гранітів того ж складу біля с. Старий Пиків на р. Снивода – 2300–2400 млн. років, біля с. Подолянці на р. Тетерів – 2170–2230 млн. років. Вік монациту з мігматитів і гранітів різних ділянок території дорівнює (в млн. років): 2040–2180 (с. Чудинівці), 2050–2400 (с. Миколаївка), 2070–2180 (с. Райки), 1950–2180 (с. Жежелів), 2100–2200 (с. Глухівці). Опорні датування за монацитом і цирконом пегматитів біля с. Кривошії на р. Снивода — 2100–2290 млн. років, біля с. Миколаївка на р. Згарек – 1940–2130 млн. років [54]. Датування за монацитом дають значення (в млн. років): 2190 (Журавський кар'єр), 2060 (с. Кам'яногірка), 2040 (с. Бруслинів), 2090 (с. Требухи), 1980±50 (с. Широка Гребля).

Sm-Nd моделювання віку вінніциту із району с. Порик, проведене Л. М. Степанюком, дало такі показники: вік у млн. років за моделями CHUR-2060, DM-2330, ϵ_{Nd} – 2060.

Дайковий комплекс – β PR₂

До цього комплексу віднесено дайки метабазитів, що розміщені в північній частині території, головним чином, у межах Веселківської зони розломів. За спостереженнями П. Ф. Брацлавського [64], на розташованих дещо далі на захід ділянках (“Браталів”, “Коваленки”) ними прориваються гранітоїди бердичівського комплексу (нижній протерозой). Але від кайнотипних дайок Хмільникського поля (верхній протерозой) вони відрізняються помітними змінами, що пов'язані з метаморфізмом та низькотемпературним лужно-кремнієвим метасоматозом. На підставі перелічених фактів вони включені до складу мезопротерозойського дайкового комплексу.

Метадіабази Веселківської зони зберегли діабазову структуру. Склад їх такий: плагіоклаз-андезин (60–63%) двох типів: I – ранній реліктовий у вигляді видовжених ідіоморфних здвійникованих лейст, безладно (“діабазово”) розташованих, і II – метаморфогенний у вигляді ізометричних ксенобласт без двійників, утворює скупчення серед рогової обманки і біотиту або в асоціації з кварцом (до 3–5%) в кутастих проміжках плагіоклазу-I. Темноколірні, явно метаморфогенні мінерали, представлені роговою обманкою (13–15%) бурувато-зеленою до зеленої, місцями з реліктами форм піроксенів, заміщених баститом. У свою чергу, вона заміщується блакитнувато-зеленим, іноді здвійникованим амфіболом і біотитом (15–18%) темно-коричневим, агресивним до рогової обманки і плагіоклазу. Біотит місцями містить релікти форм піроксену, він розподілений нерівномірно по тріщинах. Акцесорії: апатит (до 2%), циркон.

Дайки метадіабазів на ділянках “М. Браталів”, “Коваленки” та ін. [4; 64] приурочені до пологих насувних структур північно-західного і північно-східного напрямку, що падають під кутами 10–30°. У цих структурах вони утворюють світи з 10–30 тіл потужністю від 0,3 до 20–50 м. Простежені по простяганню до 2 км і по падінню – на 1 км; орієнтування дайок на ділянці “М. Браталів” – 315°, “Коваленки” – 55°. Вміщуючі породи і метадіабази інтенсивно катаклазовані, часто метасоматично змінені (калішпатизовані, сульфідизовані), контакти між різними утвореннями тектонічні. Породи мають гранобластову з реліктами офітової структуру, масивні, біотитизовані різновиди сланцюваті. Склад: плагіоклаз (55–65%), часто зональні зерна від лабрадору (в центрі) до андезину; рогова обманка (16–37%) яскраво забарвлена, зелена у вигляді призматичних зерен без кінцевих граней, заміщується темно-бурим біотитом (8–20%); рідко зберігаються піроксени (від поодиноких зерен до 15%), серед яких переважає діопсид, часто ортопіроксен відсутній, акцесорні представлені апатитом (до 2%), цирконом, сфеном. На діаграмі (Na₂O + K₂O) – SiO₂ [7] фігуративні точки дайкових порід основного складу розташовуються в полі сублужних та лужних порід. Частина їх, при концентраціях SiO₂ = 46–51%, містить 6–8% лугів, серед яких переважає К. Вміст мікроелементів у породах такий (г/т): Ва – 60, Ве, Sn, Мо – по 2, Pb – 10, Cr – 15, V – 10, Со – 15, Ni – 30, Cu – 28, Zn – 100, Zr – 230, Y – 18, La – 30, Се – 50, Р – 150, Sr – 90, Sc – 9, Li – 9. Породи немагнітні, рідше слабомагнітні (167–1333·4π·10⁻⁶ од. СІ), щільність їх – 2,9 г/см³.

За даними П. Ф. Брацлавського [64], вік акцесорного циркону з дайкових порід, визначений за методом загального свинцю в лабораторіях ІГФМ та ІГН НАН України (аналітик В. В. Дем'яненко), дорівнює 2,0 – 2,1 млрд. років (7 аналізів).

Хмільникський інтрузивний комплекс – γ PR₂ht

До цього комплексу ми зараховуємо лейкограніти і граніт-пегматити, виявлені в межах Хмільникської тектонічної зони поблизу західної рамки планшету (с. Широка Гребля). Тут вони утворюють багато дрібних (до кількох десятків метрів) тіл серед своєрідних, явно низькотемпературних немігматизованих біотитових

гнейсів. Ці граніти характеризуються світло-рожевим, практично білим забарвленням, на фоні якого виділяються сіруваті лінзочки кварцу, а також смуги біотиту, поодинокі зерна гранату. Структура порід нерівномірнозерниста, в деяких тілах вона дрібнокристалічна, в окремих дрібнопегматоїдна. Під мікроскопом лейкограніти мають лінзоподібно-смукасту мікроструктуру, зумовлену чергуванням крупнозернистого суцільного кварцу і дрібнозернистим двопольовошпатовим агрегатом ізометричних ксенобласт, місцями з полігональними обмеженнями, серед яких розміщуються дрібнолускуваті агрегати мусковіту. Вміст гратчастого мікрокліну і кислого плагіоклазу приблизно однаковий, але розподіл їх нерівномірний. У більш дрібнокристалічних ділянках переважає плагіоклаз, там, де збільшується зернистість, збільшується кількість мікрокліну і його агресивність до плагіоклазу. У місцях, збагачених кварцом, польові шпати кородуються ним. Склад лейкогранітів: мікроклін-пертит в порфіробластах (20–25%), гратчастий мікроклін в основній масі (35%), зерна олігоклазу (18–20%) з розкисленими до альбіту краями, кварц (до 15–17%), біотит темно-бурий (1–2%), гранат (поодинокі зерна), мусковіт (1–2%), апатит. Пегматити складаються із кварцу (40%) і мікрокліну (до 60%) гратчастого з невеликою (2–3%) домішкою плагіоклазу. В мікрокліні спостерігається багато (до 25–30%) розгалужених пертитів заміщення альбітового складу.

У цілому порода за виглядом та складом відповідає стандартному зразку хмільницького граніту, хімічний склад якого характеризується високим вмістом кремнезему (73,69–74,25%), лугів (7,5–8,1%), серед яких переважає K_2O (4,5%), та фосфору (P_2O_5 – 0,14%). Породи трохи збагачені літієм – 50 г/т. Щільність їх невелика (2,6 г/т), вони немагнітні (χ – до $25 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ). Слід зазначити, що хмільницькі граніти дуже подібні до гранітоїдів житомирського комплексу. Вони теж формують алохтонні тіла серед слабо гранітизованих гнейсів, збагачені гратчастим мікрокліном, містять мусковіт, мають близький вік – 1900 млн. років [90].

Дайковий комплекс – β PR₃

Діабази центральної частини Хмільницької зони істотно відрізняються від описаних вище своїм кайнотипним виглядом. Вони явно розсікають катаклазовані бердичівські граніти і, можливо, молодші за хмільницькі граніти, оскільки помітно відрізняються від них слабшим ступенем катаклазованості. В кар'єрі “Широка Гребля” світа дайок складається з кількох крутопадаючих тіл, орієнтованих за азимутом 320–330°. Потужність їх варіює від десятків сантиметрів до 50 м, довжина досягає 300 м і більше (за даними М. І. Іванченка та ін.[77] — до 1–3 км).

Діабази – дрібно-середньозернисті (до габро-діабазів), у контактних зонах – тонкозернисті масивні породи чорного кольору. Габро-діабази мають офітову структуру, ускладнену келіфітовою і вінцевою. Склад порід, за даними 15 шліфів, такий: плагіоклаз (45–55%) у вигляді видовжених і широких таблиць, розташованих “діабазово” (безладно), лабрадор, андезин-лабрадор № 45–54 із зонально-хвилястим згасанням, місцями наповнений вrostками піроксену. В проміжках між кристалами плагіоклазу міститься ксеноморфний агрегат олівіну (від 1–3% до 20–25%), титанавгіту (від 7–10% до 25–30%), ортопіроксену (5–7%) і вторинних – амфіболу і біотиту. Олівін (фаяліт із залізистістю 64–69%) звичайно має форму реліктових зерен видовжено-овальної форми, він є ядром, на яке радіально нарастають дрібні призми ортопіроксену (енстатиту), утворюючи келіфітові облямівки (до 0,15–0,3 мм), на останні потім нарастає переривчаста облямівка блідозабарвленого блакитно-зеленого амфіболу (до 1–2%). Титанавгіт нерівнозабарвлений у коричнево-рожевий колір, розподілений нерівномірно, скупченнями. Серед нього плагіоклаз більш крупнокристалічний з чіткішою діабазовою структурою (в асоціації з олівіном структура, скоріше, габро-діабазова). Він двох різновидів: I – видовжені зерна з тріщинками спайності, переповнені дрібнозернистим рудним мінералом (ільменітом), який надає зернам сіруватого відтінку; і II – дрібнозернисті агрегати. Навколо зерен авгіту зрідка утворюється вузька облямівка зеленого амфіболу, він також заміщується біотитом, рідше – хлоритом. Разом з олівіном і піроксенами часто присутні ільменіт і магнетит (до 3%), навколо їх зерен практично завжди утворюється вінчик із радіально нарастаючих листочків оранжево-коричневого біотиту (3–5%). Крім окислів виявлено апатит (до 1–2%), циркон, сульфід. В протолочках вміст мінералів такий (в кг/т): ільменіт — 3,3–12,5, в одному випадку — 101; магнетит — 0,07–6,7, до 41,65; в поодиноких зернах циркон, рутил, пірит, монацит. Породи магнітні ($\chi = 2173 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ), щільність їх 3,02 г/см³.

У крайових частинах дайок спостерігаються змінені діабазові порфірити, що містять 7–10% порфірових виділень основного плагіоклазу (до 1,8мм завдовжки). Основна тканина складена мікролітами плагіоклазу (40%) з субпаралельним орієнтуванням і вторинним агрегатом цоїзиту (30%), гранату, гідрослюди (10%), магнетиту і піриту (до 20–25%), біотиту (до 20–25%). Інколи серед вторинного агрегату зберігається піроксен – авгіт, який виповнює разом з біотитом і гранатом проміжки між кристалами плагіоклазу. В ділянках інтенсивного дроблення з'являються тріщини в індивідах плагіоклазу, по яких розвивається біотит, часто з гранатом. Гранат блідо-рожевий формує скупчення вздовж зонок мілонітизації, по краях його нарастають шіточки біотиту червонуватого і жовтуватого-коричневого (на стиках з плагіоклазом) кольору.

О. М. Ханисенко [103] в діабазі спостерігав прожилки (до 1 см) граніт-порфіру, орієнтовані вхрест

простягання дайки. Порфірові виділення (25%) складені лейстами плагіоклазу, зональними з широкими полісинтетичними двійниками, окремі зерна обростають облямівкою мікропертиту (овоїди). Основний склад – мікропертит (37%), кварц (25%) і дуже дрібні зернятка піроксену (13%), оточені тонкою облямівкою мікрозернистого гранату, є апатит та ільменіт.

Вміст кремнезему в діабазях Хмільника варіює в межах 46,05–48,9%, TiO_2 – 2,25–2,86%, кількість лугів помірна: Na_2O – 3,3–3,6%, K_2O – 1,1–1,3%. Цей фактор, а також наявність в породах олівіну і титанавіту, наближає ці породи до типу олівінових діабазів сублужного ряду.

Ізотопний вік порід дайкового комплексу з району с. Широка Гребля – м. Хмільник за численними визначеннями калій-аргоновим методом [57] міститься в діапазоні 1200–1440 млн. років.

Діафторовані та гідротермально-метасоматично змінені породи

Нині мало хто дотримується того погляду, що вся різноманітність кристалічних утворень зумовлена процесами седиментації і (або) вулканізму і подальшою, майже ізохімічною гранітизацією. В гранітоїдно-метаморфічному комплексі Верхнього Побужжя поки що не знайдено достовірних доказів ні первинноосадового, ні первинномагматичного походження порід, з яких він складений. Найдавніші із них – піроксенові кристалосланці – породи метаморфічні, які внаслідок різних трансформацій переходять в такі самі метаморфічні, але більш низькотемпературні похідні. До найбільш ранніх метасоматитів належать продукти базифікації, утворені в умовах гранулітової фації, вони представлені меланократовими кристалосланцями (гіперстенітами або діопсидітами), магнетит-піроксеновими метасоматитами і, можливо, карбонатними породами. Опис їх наведено в главі “Стратиграфічні утворення” при характеристиці метаморфітів тиврівської товщі. Раніше вже зазначалося, що більша частина роговообманково-двопіроксенових кристалосланців (метабазитів) є свого роду діафторитами, які виникли в процесі метасоматичної гранітизації (ендербітизації) і комплементарної з нею базифікації. Про це свідчить тісний просторовий зв’язок метабазитів з літинськими ендербітами, вторинність діопсиду і рогової обманки в кристалосланцях, системне розміщення лінійних тіл і їх крутопадаючі контакти.

Л. І. Забіяка [74] до інтрузивних ультраосновних порід відніс утворення, виявлені біля с. Кіровка Калинівського району. Тут їм відповідає ізометрична магнітна аномалія інтенсивністю до 750 нТл, поблизу неї є кілька таких самих, але смугоподібних аномалій. Породи, що складають аномальні ділянки, представлені роговообманково-двопіроксеновими кристалосланцями з високою магнітною сприйнятливістю. Саме вони розкриті біля с. Кіровка, де серед звичайних кристалосланців, що містять 30–55% плагіоклазу, зустрінуто меланократові породи. Склад їх такий: гіперстен ясно плеохроюючий – 30–35%, діопсид блідо-зелений – 40–45%, рогова обманка буро-зелена – від кількох відсотків до 40–50%, плагіоклаз – від 10 до 30%. Породи крупнокристалічні (до 1–1,5 см), але серед них зберігаються ділянки дрібнозернистих гіперстенових кристалосланців. Чітко видно нерівномірне заміщення крупними порфіробластами рогової обманки гіперстенів з утворенням в ній дрібнозернистих голчастих агрегатів магнетиту.

При описуванні кальцифір-кристалосланцевої формації зазначався широкий розвиток метасоматитів, пов’язаних з карбонатними породами. До них належать скаполітвміщуючі скарноїди, що розвиваються по діопсидових кристалосланцях, а також в їх контактних зонах з кальцифірами і мармурами. Вміст скаполіту варіює в значних межах, інколи від первинних мінералів зберігаються лише реліктові включення. При інтенсивному розвитку процесу формуються скарни зі скаполітом і діопсидом, які містять ці мінерали приблизно в однакових обсягах, але спостерігаються численні відхилення в той чи інший бік з утворенням майже мономінеральних порід. У скаполіт-діопсидових скарноїдах часто зустрічається більш пізній флогопіт (до 25–30%), вони містять більшу (до перших відсотків) кількість сфену, апатиту, інколи кальциту (до 10–20%). Роль останнього зростає в зонах скарноутворення по карбонатних породах, тут вміст кальциту може досягати 50–70%. В ділянках скарнування спостерігаються калішпатизація (гратчастий мікроклін), окварцування, амфіболізація.

З формуванням гранітоїдів бердичівського комплексу пов’язаний зональний регресивний метаморфізм гранулітів в умовах амфіболітової фації, який інтенсивніше проявився на північному сході аркуша, а також в інших місцях, частіше в зонах великих розломів. Діафторез на ранній стадії відображений в заміні гіперстенових кристалосланців і ендербіт-мігматитів з парагенезисом РП (\pm МП) + ПЛ₆₀₋₇₅(\pm КВ) плагіогнейсами і (або) плагіогранітами гранат-біотитового складу. Зональність його виявилася в тому, що на півдні він був більш високотемпературний, можливо з утворенням рівноважних піроксену і гранату, широким розвитком гранітоїдів з високомагнезальним гранатом і титанистим біотитом. Далі на північ, у міру зниження температури, в діафторованих кристалосланцях починають з’являтися вторинні кумінгтоніт і антофіліт, які у межиріччі Гуйви і Пустохи майже повністю замінюють гіперстен. Кращим прикладом тому є ділянка в районі Жежелівських кар’єрів, де кумінгтонітизація спостерігається найвиразніше. Заміщення піроксенів амфіболом, частіше псевдоморфне, починається з кінцевих граней і може закінчитися ступенем, при якому первинні мінерали зберігаються лише в реліктах. Місцями кумінгтоніт перебуває в зростках із світло-зеленою роговою обманкою, інколи з ним асоціює антофіліт. Завершується діафторез формуванням гранат-

біотитового парагенезису, при цьому інтенсивність змін первинних порід дуже нерівномірна, але врешті завершується утворенням гранат-біотитових гнейсів або плагіогранітів. Цей процес відбувається внаслідок лужно-кремнієвого метасоматозу (кислотного вилугування).

Графіт-біотитові гнейси виникають по гіперстенових (\pm діопсид) кристалосланцях і ендербіт-мігматитах в зонах дроблення. Породи в таких місцях (ділянка "Павлівка") зазнали окварцування (до 50–60%), сульфідизації (8–10%) і графітизації (3–4%, до 10–15%). Графіт розміщується в тріщинах інших мінералів, на стиках зерен, дуже часто в тріщинах спайності біотиту.

Із становленням бердичівських гранітів пов'язана досить інтенсивна кумінгтонітизація залишків гранулітового субстрату в Хмільникській зоні. В кар'єрі "Широка Гребля" серед численних ксенолітів дуже рідко зберігаються релікти гіперстенових кристалосланців і ендербіт-мігматитів. У більшості шліфів фіксується залишковий основний плагіоклаз, кумінгтоніт в гомоосьових зростках з блідо-зеленою роговою обманкою, біотит. Піроксен, зазвичай, інтенсивно заміщений вторинними. В крайових частинах останців виникає плагіогнейс з біотитом (10–15%) та гранатом (15–17%). В північно-східній частині аркушу (сс. Райки, Камені) в подібних до описаних зональних останцях гіперстен не знайдений, зберігся в їх центральних частинах лише кумінгтоніт і зеленувата рогова обманка разом з основним плагіоклазом (релікти), до периферії амфіболи витісняються гранатом і біотитом.

Дуже широко проявлена калішпатизація порід, очевидно, вона була неодноразовою. Це підтверджується утворенням високотемпературних парагенезисів калішпат-пертиту з гіперстеном у чарнокітах, ортоклазу і мікроклін-пертиту у гранат-біотитових гранітах південної частини площі і гратчастого мікрокліну на півночі і в зонах великих розломів. У всіх випадках встановлюється агресивний характер калішпату щодо плагіоклазу та інших породоутворюючих мінералів, інколи дві його генерації розміщуються разом. Інтенсивність процесу дуже нерівномірна – від появи міжзернових плівок, антипертитів заміщення до появи звичайних калішпатових гранітів, де інколи біотитом повністю витісняється гранат, з'являються великі шліри кордієриту. Форма проявів калішпатизації – найчастіше смуги північно-західного напрямку потужністю від кількох метрів до кількох десятків метрів і більше, рідко безформні тіла. Часто масивні гранат-біотитові плагіомігматити і граніти в лінійних зонах калішпатизації перетворені в лінзоподібні смугасті мігматити з біотитовою (\pm гранат) меланосомою. Такі породи часто приймають за мігматити по гнейсах або мігматизовані гнейси.

Бластокатаклазити, рідше бластомілоніти по гранат-біотитових мікроклінізованих гранітах бердичівського комплексу є найтипівішими породами Хмільникської зони. Вони мають гнейсоподібний вигляд, зазвичай середньозернисті, на окремих ділянках дрібнозернисті. Спостерігається зминання, іноді сильне розсланцювання з появою сланцюватої та очкової текстур. Колір порід сірий, до темно-сірого в зонах мілонітизації. Основна структура бластогранітна в поєднанні з бластокатакластичною, мілонітовою. Вона визначається наявністю крупних (до 2–5 мм), уцілілих від дроблення зерен польових шпатів, гранату, кордієриту і дрібнозернистої, нерідко тонкогранульованої, цементуючої маси кварцу та біотиту. Кварц-біотитові агрегати витягнуті у вузькі смуги, що огинають порфірокласти і формують текстуру тектонічної течії.

Кварц, майже повністю перекристалізований, складає мозаїку добре огранованих дрібних (до 0,2–0,8 мм) зерен з нормальним згасанням. Релікти крупних кристалів по краях гранульовані, сильно тріщинуваті, мають хвилясте згасання. Нерідко з кварцом асоціює біотит, разом утворюючи діабластові зростки. Таблички польових шпатів деформовані, мають мозаїчне згасання, сильно тріщинуваті, інколи розчленовані, по краях резорбовані кварцом. У тріщинах розвивається тонкоперетертий матеріал, що містить біотит або мозаїчний кварц. Зерна гранату тріщинуваті, роздроблені і частково розтягнуті, по тріщинах, часто субпаралельних, заміщуються біотитом двох генерацій – червонувато-коричневим і більш пізнім – зеленуватим. На місці раннього крупнолистуватого, часто деформованого біотиту, в зонах інтенсивного зминання виникає дрібнозернистий кварц-біотитовий агрегат, який має смугасту будову. В ділянках, де порода мілонітизована, інтенсивно проявлена хлоритизація біотиту.

Для бластомілонітів Хмільникської, рідше інших зон, характерні окварцування та силіманітизація, інколи до появи силіманітвміщуючих кварцитів. Часто фіброліт утворює тонкоголчасті, або волосоподібні агрегати по контуру зерен темноколірних і салічних мінералів, крім того, скупчення тонких голочок силіманіту формується по тріщинах дроблення в польових шпатах. Вміст силіманіту рідко перевищує 2–3%, в поодиноких випадках – до 10%. В кар'єрі "Широка Гребля" найбільш тонкозернисті смуги і лінзи, що цементують реліктові порфіробласти плагіоклазу, силіманітизовані, вміщують підвищену кількість кварцу. Фіброліт-кварцовий агрегат розвивається по скупченнях біотиту, часто його супроводжує новоутворений темно-зелений вторинний біотит. По лейкократових гранітоїдах тут виникають метасоматити з вмістом тонкоголчастого фіброліту до 20–25% і метасоматичного кварцу до 35–40%.

Низькотемпературні метасоматити епідот-хлорит-альбітового складу не мають значного поширення і зустрічаються у вигляді малопотужних тіл в зонах розломів. Краще були вивчені в Хмільникській зоні [77], де утворюють вузькі смуги потужністю менше 1 м серед катаклазитів по роговообманково-двопіроксенових кристалосланцях і пегматоїдних гранітах. У складі порід, окрім реліктових піроксенів, плагіоклазу,

амфіболу і біотиту присутній епідот (10%) у вигляді дрібнозернистих агрегатів по плагіоклазу. Хлорит розвивається по тріщинах, заміщує плагіоклаз, біотит і епідот. Альбіт становить інколи до 75% обсягу породи, він плямистий, шаховий з кількома різними модифікаціями.

З хлоритизованими породами на ділянці “Павлівка” пов’язано утворення мідної мінералізації. Рудне тіло являє собою зону сульфідного зруденіння потужністю до кількох метрів, приурочену до контакту жили чарнокіт-пегматиту серед гіперстенових кристалосланців. Чарнокіт біотитизований і частина ранніх сульфідів (пірит, піротин) синхронна з цим процесом. Пізніше зона контакту зазнала дроблення, майже повного заміщення гіперстену хлоритом і подальшого відкладення халькопіриту, борніту, ковеліну, які часто нарастають на ранні сульфіди.

У північно-східній частині території діафторез виявляється в нерівномірній, в цілому невеликій (до 2–3%) мусковітизації, до якої схильний біотит і по тріщинах – польові шпати.

Цеолітизація встановлена на Павлівській ділянці [74], проявилася дуже нерівномірно, потужність зон цеолітизації змінюється від кількох сантиметрів до 3–4 м. Цеоліт (ломонтит) заміщує плагіоклази в кристалосланцях, перевідкладається у вигляді нальотів, скоринок, тонких жилок по тріщинах. Кількість його досягає 20–30%, рідко до 50% площі шліфа. Температурний інтервал утворення ломонтиту близько 150–200° С.

Діафторитові гнейси та сланці біотитові – dgPR₁₋₂. Характерною особливістю бердичівських гранітоїдів північно-східної території є переважання в їх складі біотиту, нерідко гранат зникає майже повністю. Серед таких гранітів заміщення піроксенових кристалосланців частіше завершується утворенням біотитових гнейсів та сланців, нерідко з калішпатом (до 20%) і сульфідами. Біотитові гнейси та сланці-діафторити формуються по гранулітовому субстрату у контактних зонах тіл калієвих лейкогранітів і пегматитів, часто утворюють останці серед них. Такі гнейси значно поширені в північній частині Глухівецької зони. До них треба зарахувати дрібнозернисті гнейси Хмільницької зони (с. Широка Гребля), які просторово асоціюють з численними жилами лейкогранітів і пегматитів. Розміри тіл біотитових гнейсів-діафторитів, зазвичай, становлять кілька десятків-сотень метрів, рідше вони досягають кількох кілометрів (с. Гальчин на північному сході аркуша).

Вперше дійшов висновку про діафторитову природу гнейсів Глухівецької зони Л. І. Забіяка [75]. Ним встановлено інтенсивне перетворення гранулітів у амфіболові, біотит-амфіболові та біотитові гнейси і кристалічні сланці з блакитно-зеленою роговою обманкою, кумінгтонітом та зеленувато-темно-коричневим біотитом, часто з калішпатом. За мінеральним складом ці породи істотно відрізняються від типових метаморфітів дністровсько-бузької серії. Біотитові різновиди, за даними Л. С. Сонкіна та Д. С. Гурського [101], містять у середньому: плагіоклаз – 45%, біотит – 35%, кварц – 1–15%, мікроклін – 5%, апатит – 1–3%, а у гранат-біотитових гнейсах кварцу не менше 30–35% і немає калішпату. Характерно те, що ці новоутворення залишаються іноді недислокованими, залягаючи серед інтенсивно катаклаваних гранітоїдів бердичівського комплексу.

У Хмільницькій зоні (с. Широка Гребля) ділянка біотитових гнейсів-діафторитів розміщується серед бластокатаклизитів по гранат-біотитових гранітоїдах бердичівського комплексу. За структурою (дрібнозерниста лепідогранобластова) та мінеральним складом вони схожі з новоутвореним “цементом” бластокатаклизитів, містять дрібні релікти піроксенвмісних порід. Характерний для гнейсів бурувато-зелений біотит спостерігається і у дислокованих гранітоїдах, де він заміщує по тріщинах зерна гранату, що уціліли від дроблення, та лусочки більш раннього червонувато-коричневого біотиту. В останцях кристалосланців тиврівської товщі, розміщених серед бластокатаклизитів (кар’єр “Широка Гребля”), дуже інтенсивно проявлені процеси регресивного метаморфізму – кумінгтонітизація, розвиток блідо-зеленуватої рогової обманки (іноді у гомоосьових зрощеннях з кумінгтонітом), біотитизація, які часто призводять до повного заміщення піроксенів.

У тектонічних зонах північної частини території виникають оригінальні діафторитові гнейси і сланці біотитового складу (сс. Троща, Райки). Вони формують протяжні – до кількох км, вузькі – перші сотні метрів, прямолінійні смуги. Біля с. Троща смуга цих порід, орієнтування якої (305–310°), збігається з виділеною тут Веселківською зоною розломів. Утворення, що прилягають до неї, представлені амфіболізованими та біотитизованими переважно гіперстеновими кристалосланцями тиврівської товщі, а також плагіомігматитами і гранітами бердичівського комплексу. У плагіомігматитах, крім вихідного червоно-коричневого біотиту, спостерігається тонколускатий жовтувато-зелений, що розвивається по тріщинках у плагіоклазі та інших мінералах, а у калішпатизованих ділянках колір біотиту змінюється від зеленуватого до зеленувато-темно-коричневого. Поблизу зазначеної смуги кристалосланці катаклавани, окварцовані і біотитизовані (біотит темно-коричневий).

Зовні діафторити – породи досить однорідні, мають вигляд гранітогнейсу, дещо нерівномірна забарвленість надає їм смугастості, вони дрібнозернисті, структура очкова з лепідогетерогранобластовою основною тканиною. В “очках” (кількість їх від 5 до 20% площі шліфа, розмір від 1–1,5 до 3–5 мм) зустрічаються плагіоклаз (олігоклаз-андезин), що формує кристали з майже прямолінійним обмеженням, іноді по кілька кристалів в одному скупченні. Основна тканина складається з тонко-дрібнозернистого

плагіоклазу-олігоклазу (20–25%), гратчастого дрібноксенобластового мікрокліну (15–25%) та тонко-дрібнозернистого лускатого і пластинчастого біотиту (15–25%) бурого, зеленувато-бурого кольору, кварцу (від 5 до 25%), більша частина якого присутня у вигляді агрегатів розміром до 3 мм. Апатит (1–3%) приурочений до скупчень біотиту. Породи прориваються жилами калішпатових зональних пегматитів. Відрізняються від гранат-біотитових гнейсів березнинської товщі зеленувато-бурым забарвленням біотиту, збагачені апатитом (1–2%), збіднені на кварц.

Біля с. Райки смуга біотитових гнейсів та сланців-діафторитів розміщується серед гранітоїдів бердичівського комплексу, які містять ксеноліти кумінгтонізованих та біотитизованих піроксенових кристалосланців і гранат-біотитових гнейсів. Біотит у вміщуючих породах червонувато-коричневий, але є і жовтувато-зелений вторинний, що розвивається по тріщинах в інших мінералах. Гнейси та сланці мають сірий колір, дрібнозернисті місцями пронизані тонкими прожилками граніт-пегматиту та прорвані зональними жилами мікроклінового пегматиту. Структура їх лепідогранобластова, смугами гетерогранобластова, іноді очкова. Склад: олігоклаз – 45–48%, кварц – від кількох до 20–35%, зеленувато-бурий біотит – 17–25% (до 40–45% у сланцях), апатит – 1–2%.

В. М. Венедиктов [10] встановив, що описувані породи є бластомілонітами-діафторитами IV циклу, накладеного на більш ранні формації, у тому числі й бердичівські гранітоїди. Наведений фактичний матеріал підтверджує сказане. По-перше, встановлюється закономірна приуроченість гнейсів-діафторитів до зон найкрупніших розломів, їх просторовий зв'язок з бластокатаклазитами і бластомілонітами. По-друге, на ділянках їх поширення спостерігається інтенсивний розвиток процесів регресивного метаморфізму, який зумовив появу вторинних порід по більш раннім утворенням. Мінеральні парагенезиси в діафторитах та новоутворення в оточуючих їх змінених породах співпадають, але у той же час помітно відрізняються від таких, що є типовими для гнейсових ксенолітів у гранітоїдах. По-третє, діафторитові гнейси, які складають, зазвичай, незначні за площею ділянки, розміщуються серед великих полів гранітоїдів, але самі істотної гранітизації не зазнають, відзначається лише поява порфіробласт польових шпатів. Їх розсікають тіла лейкогранітів, а також зональних пегматитів. В останніх серед породоутворюючих мінералів присутні найбільш низькотемпературні модифікації: гратчастий мікроклін-пертит, зеленуватий низькотемпературний біотит, мусковіт.

Цілком імовірно, що формування діафторитів пов'язано із заключними фазами становлення бердичівських гранітів та з періодом впровадження лейкогранітів і пегматитів хмільникського комплексу. В цей час відбулося також формування дайок базит-ультрабазитів (метадіабази мезопротерозою), які проривають плагіомігматити бердичівського комплексу, але самі зазнають калішпатизації та окварцування. За даними П. Ф. Брацлавського [64], кремнелужний метасоматоз в них відбувається при температурах 460–340° і нижче. Про неодноразовий прояв діафторезу, що зумовив появу в породах різних генерацій біотиту, свідчить великий розкид значень його аргонового віку [54]. Слюди з гнейсів, що контактують з двопольовошпатовими гранітами, та з самих гранітів мають вік 1500–1880 млн. років. Слюди гнейсів-діафторитів та бластомілонітів із зон розломів пізніші — 1180–1460 млн. років (Хмільникська зона). Вік асоціації діафторитових гнейсів та сланців прийнятий як ранньо-середньопротерозойський. Нижня межа його визначається часом становлення заключних фаз бердичівського комплексу (PR_{1bd}), верхня — фактами перетинання їх гранітами хмільникського комплексу (PR_{2hm}).

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ

Кора вивітрювання докембрійських порід розвинена майже повсюдно, відсутня лише в долинах великих річок, де частково розмита, і на деяких ділянках вододілів, що являли собою в мезокайнозої підняття. За характером переважаючих процесів кора вивітрювання належить до залишкової, виниклої на місці залягання субстрату, за морфологічним типом – до лінійно-площової, за мінеральним – до сіалітної. На більшій частині території вона перекрита мезокайнозойськими відкладами.

Процеси гіпергенезу, які охопили приповерхневий горизонт кристалічного фундаменту, призвели в остаточному підсумку до повної каолінізації (рідше – нонтронітизації) усіх алюмосилікатів. При цьому обсяг вихідної маси змінювався мало і структурно-текстурні особливості первинних порід частково збереглися. У загальних рисах поверхня кори повторює структуру сучасного рельєфу, дещо змінюючи цю закономірність у похованих і сучасних долинах. Товщина її змінюється в цілому мало, але є ділянки з аномально потужною лінійною корою. Л. С. Сонкін [98] наводить такі цифри розподілу потужностей: безкорові ділянки займають 12% території, кори потужністю до 10 м – 49%, 10–20 м – 23%, 20–40 м – 13%, 40 і більше – 3%. В межах більшості родовищ каоліну вона в середньому дорівнює 20–40 м.

Утворенню і збереженню продуктів вивітрювання сприяли специфічність і постійність палеогеографічних умов у мезокайнозої. Бердичівське підняття займало порівняно високе гіпсометричне

положення, сучасні абсолютні відмітки поверхні кори становлять +200–300 м. Активізація розташованих в межах підняття диз'юнктивних порушень, що супроводжувалася появою зон інтенсивної тріщинуватості, обумовлювала можливість глибокого проникнення фронту вивітрювання і утворення потужних каолінових покладів. Останні часто виявляються приуроченими до місць зчленування розломів різного напрямку. На Глухівецькому родовищі потужні кори вивітрювання формуються у вузлах перетину розломів Глухівецької субмеридіональної зони з субширотними і північно-східними порушеннями. Великогадомінецьке родовище більшою частиною розташоване в зоні перетину північно-західного розлому з Глухівецьким. Однак, для збереження каолінових покладів від подальшого розмиву, тектонічний режим після їх утворення повинен бути пасивним. Там, де мезозойська поверхня вирівнювання була порушена, закладалися ерозійно-тектонічні депресії в палеогені, відбувалася денудація при наступі моря у неогені, з цим пов'язаний частковий або повний розмив продуктів вивітрювання.

Інтенсивність прояву процесів гіпергенезу обумовила появу зональності: вертикальної в корі вивітрювання площового типу і субгоризонтальної в лінійних корах. Залежно від фізичного стану і мінерального складу продуктів вивітрювання виділяються три основних зони (на породах кислого і середнього складу).

1. Нижня – початкових продуктів або дезінтеграції (жорствяна).
2. Середня – проміжних продуктів (гідрослюдисто-каолінітова).
3. Верхня – кінцевих продуктів (каолінітова).

Нижня зона має дві підзони (знизу). У першій спостерігається прихована тріщинуватість кристалічних порід, легке їх посвітлення, помутніння плагіоклазу, по краях його зерен розвиваються безбарвний дисперсний монтморилоніт і дрібнолускатий каолініт, по темноколірних мінералах у тріщинах утворюється хлорит. У другій підзоні кристалічна порода розпадається на уламки, плагіоклази значною мірою заміщені монтморилонітом і каолінітом (5–10%), біотит переходить в гідробіотит (до 17%), піроксени заміщуються зеленувато-жовтим сплутановолокнистим монтморилонітом, спостерігається розпад гранату.

Середня зона – гідрослюдисто-каолінітова, складена інтенсивно зміненою породою сірого, білувато- або жовтувато-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 рахуючи кварцу, частка якого, зазвичай, становить 20–30%). Кількість мікрокліну в межах 5–30%. Плагіоклази тут схильні до інтенсивної каолінізації, мікроклін, зазвичай, залишається свіжим, біотит гідратизований, частково каолінізований і заміщений гідрослюдами, гранат і піроксен розкладаються, заміщуються монтморилонітом, крупнолускуватим каолінітом, хвилястим галуазитом. Кількісні співвідношення гіпергенних утворень такі: каолініт – 30–50, до 70%, монтморилоніт – 5–15%, гідрослюда – до 5%, галуазит, гідробіотит, джеферизит – до 1–3%.

Верхня – каолінітова зона, потужність її змінюється від перших метрів до 8–12, іноді до 35–40 м та більше. Має біле, сірувато-біле, плямисто-жовте забарвлення, менш чітко проявлені реліктові структури і текстури. На мікроклінвміщуючих породах у будові зони за співвідношенням K_2O та Na_2O можна виділити дві підзони каолінів: нижню – лужних та верхню – нормальних. У лужних різновидах (збагачених реліктами мікрокліну) сума лугів сягає 1,5–6%, серед яких переважає калій (K_2O – до 5,5%), вони відрізняються більшою жорсткістю, яка нагадує жорсткість соди. В нормальних каолінах ці показники варіюють від 0,2 до 0,9% (мода – 0,4–0,5%). Глиниста складова лужних утворень на 99% представлена каолінами з домішкою трубок галуазиту та лусочок гідрослюд. У складі піщаної фракції – кварц, мікроклін, ільменіт, циркон, монацит, турмалін. У підзоні нормальних продуктів вивітрювання переважають каолініт (55–70%) та кварц. Крім каолініту, присутні гідрослюди і галуазит. У піщаній фракції окрім кварцу зустрічаються зерна мікрокліну, гранату та інших акцесоріїв.

В корі вивітрювання лейкократових гранітоїдів друга зона має каолініт-кварцовий склад, майже без домішок інших глин. Верхня зона представлена сніжно-білим, місцями слабо озалізненим, жовтуватим каоліном (60–70%), кварцом (30–35%), монтморилонітом та гідрослюдами (1,5–2%), акцесоріями.

На кристалосланцях та гнейсах формуються гідрослюдисті та гідрослюдисто-каолінітові продукти вивітрювання. Зона жорстви не є характерною. Колір порід зелений, зеленувато-сірий, бурувато-сірий. За переважанням в породах піроксенів та амфіболів профіль набуває монтморилоніт-гідрослюдистого, гідрослюдисто-монтморилонітового, нонтроніт-монтморилонітового складу. В нижній та середній зонах розвинуті гіпергенні мінерали в такому співвідношенні: джеферизит (до 10%), гідробіотит та вермикуліт (5–35%), каолініт – до 30%, гідрохлорит (1–10%). У верхній зоні структурно-текстурні особливості первинних порід майже не зберігаються. Колір гіпергенних продуктів бурий, сірий, рожевий, вишневий, строкатий з бурими, жовтими, зеленуватими відтінками, такі породи можуть бути використані як мінеральні барвники. Головні 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.

На ультраосновних породах зона дезінтеграції звичайно малопотужна і складена жорствяно-глинистою породою з монтморилонітом, гідрооксидами заліза та нонтронітом. Проміжна та верхня зони представлені

каолінит-гетит-нонтроніт-монтморилонітовою глиною з гідрослюдою, галуазитом, лейкоксеном, реліктами хроміту та інших акцесорних. Колір порід сірувато-бурий, вохристо-бурий. Характерний розвиток ділянок вохр та бурих залізняків, що складаються з нонтроніту, галуазиту, гетиту, гідрогетиту, феригалуазиту. Місцями утворюються зони окременілих нонтроніт-каолінітових дуже міцних порід, потужність їх досягає 10–17 м.

До утворень кори вивітрювання відносяться пеліканіти – продукти заміщення польових шпатів опал-каолінітовою сумішшю. Вони спостерігаються у вигляді невеликих, складної форми тіл, що просторово тяжіють до зон дезінтеграції або гідрослюд. Макроскопічно це білі чи світло-сірі міцні породи, іноді з реліктовою структурою субстрату. При розколюванні мають раковистий злом. Тріщини в пеліканіті вповнюються аморфним опалом, серед якого зустрічаються 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 мікротріщинках у ньому.

Мінералого-геохімічна характеристика продуктів кори вивітрювання.

Каолінит представлений трьома основними різновидами: 1. Мікролускатий, що розвивається по мікрокліну у вигляді лусочок розміром 0,01–0,02 мм, безладно орієнтованих, рідше субпаралельних, цей різновид часто переважає. Серед нього зустрічаються червоподібні або віялоподібні скупчення. 2. Коломорфно-пелітоморфний та гелеподібний каолінит розвивається, в основному, по плагіоклазу разом з мікромусковітом або самостійно, нерідко вповнює тонкі тріщинки. 3. Крупнолускатий каолінит виникає на місці кристалів біотиту (іноді до 15–20%). Утворює пачки паралельно зрощених лусок розмірами 0,1–0,25 мм, безколірний. У ньому по тріщинках спайності у великій кількості спостерігається дисперсний лейкоксен, що забарвлює луски у чорний колір. Гранулометричний склад глинистої складової каолінів Великогадомінецького родовища такий: частинки розміром до 5 мк – 78%, 5–20 мк – 15,4%, 20–60 мк – 6%.

Каолін-сирець родовищ Глухівської групи містить від 20 до 60% (у середньому 40%) пішаної фракції. Складається вона з кварцу (95–99%) та мікрокліну (1–4%). Характерна наявність графіту, що збагачує каолін у субширотних смугах завширшки до 160 м, розміри його лусочок від 0,06 до 3 мм. Акцесорні мінерали (всього до 0,6%): циркон, монацит, анатаз, рутил, ільменіт, сфен. Залишкові мінерали титану зустрічаються разом з продуктами розкладу слюд, піроксенів та амфіболів. Вторинний рутил – сагеніт і лейкоксен утворюються при розпаді біотиту та заміщенні залишкових мінералів.

Хімічний склад продуктів вивітрювання значно коливається через різні особливості порід субстрату, ступінь вивітрювання, інтенсивність процесів інфільтрації. В каоліні-сирці Великогадомінецького родовища встановлено такі концентрації основних компонентів: SiO_2 – 59,8–72,7 (сер. 68,7%), Al_2O_3 – 18,0–24,8 (22,6%), TiO_2 – 0,35–1,3 (0,4%), Fe_2O_3 – 0,1–0,8 (0,24%), сума $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO}$ – 0–0,4 (0,1%), K_2O – 0,14–0,6 (0,35%), Na_2O – середнє 0,03%, втрати при прожарюванні – 4–10 (7,4%). Наведені цифри однозначно свідчать про винос усіх, крім води, компонентів та відносне збагачення похідних гіпергенезу кремнеземом, глиноземом, водою. Перерахунки балансу речовини показують нерівномірність цього процесу і зменшення вмісту в одиниці об'єму Si, Ti, Al дорівнює 15–40%, а інших елементів – 75–99%, привноситься тільки H_2O – близько 100%.

Породи кори вивітрювання, як і їх кристалічний субстрат, містять широкий спектр мікроелементів, якісний склад яких успадковується і початкові кореляційні зв'язки зберігаються. Вміст більшості елементів у корі вивітрювання та первинних породах – гранітах і гнейсах – виражається близькими величинами, принаймні – одного порядку. Концентрації сидерофільних та деяких халькофільних (V, Cr, Co, Ni, Pb, Cu) знижуються в каолінітовій зоні в 1,5–2 рази. Більш різко (до 80–98%) виносяться Mn, Ni, Zn, Mo, але при цьому відзначається певне їх накопичення в нижніх зонах (до 20–30%). Вміст літофільних (Sn, Nb, Zr, La, Y) змінюється мало в корі вивітрювання по гранітоїдах, але помітно в корі по гнейсах. Концентрація Zr та Y в 1,5 рази збільшується в зоні дезінтеграції, відзначається їх значущий кореляційний зв'язок. Найбільш імовірною причиною різноманітної поведінки мікроелементів у профілі вивітрювання є неоднакова стійкість первинних мінералів-концентраторів у тій чи іншій зоні. Це підтверджується динамікою розпаду і виникнення нових зв'язків, що узгоджується з послідовністю руйнування пороудоутворюючих мінералів. Висока опірність до дезінтеграції гранату, циркону та монациту призводить до збільшення концентрації в корі вивітрювання збагачених ними елементів – Zr – до 450–500 г/т, Y – 30–35 г/т, La – 70–80 г/т.

Дещо своєрідна поведінка хімічних елементів у корі вивітрювання ультраосновних порід, тут окремі зони характеризуються накопиченням деяких компонентів. Са та Si 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% у кременистих 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 (в 1,5–2 рази) зменшення їх об'ємної ваги, для глинистих продуктів вона дорівнює 1,7–2 г/см³. Це пов'язано із збільшенням пористості порід, оскільки питома вага мінералів, з яких складається зона гіпергенезу, приблизно дорівнює 2,5–2,6 г/см³. Так само

різко, в сотні разів, знижується величина магнітної сприйнятливості вивітрилих порід, винятки спостерігаються в зонах вохр над гіпербазитами. Вологість каоліну-сирцю з родовищ Глухівецької групи дорівнює 22,3%. Температура плавлення каоліну – 1680–1780° С.

У корі вивітрювання розміщується велика група різноманітних корисних копалин. Найважливіше значення мають первинні каоліни, які є сировиною у виробництві порцеляно-фаянсової продукції, паперу, гумотехнічних, радіокерамічних виробів та ін. Пеліканіти можна використовувати як наповнювачі легких бетонів, пов'язані з ними благородні опали – для ювелірних виробів. Забарвлені гідроокислами заліза глинисті продукти гіпергенезу відповідають вимогам до мінеральних пігментів. Піски – відходи каолінового виробництва, використовуються в будівництві, при виготовленні тонкої порцеляни, в отриманні карбіду кремнію.

З корама вивітрювання ультраосновних порід пов'язані прояви золота і нікелю, а також аномалії хрому та платиноїдів. Благородні метали можуть формуватись у скупчення, що за масштабом відповідають невеликим родовищам. У ряді випадків розсіяні корисні компоненти і мінерали в кристалічних утвореннях набувають промислового значення в більш легких для розробки дезінтегрованих породах. До них можна зарахувати графіт, гранат, вермикуліт, монацит, циркон, ільменіт, апатит.

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

5. ТЕКТОНІКА

Будова досліджуваної території двоповерхова. Нижній поверх складений переважно глибокометаморфізованими й інтенсивно гранітизованими породами раннього докембрію. На його розмиту поверхню налягають палеоген-четвертинні (на прилеглих аркушах – крейдові) відклади, які разом з корою вивітрювання кристалічних порід формують другий поверх.

ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

Описуваний район розташований в північно-західній частині Українського щита на північному краї Подільського блоку [16]. Безпосередньо до нього примикає Волинський блок по субширотній Андрушівській зоні розломів, південний фланг її входить у межі аркуша. Подільський блок Хмільникським розломом розділений на блоки другого порядку з істотно різною геологічною будовою – Вінницький (“фемічний”) [25] і Бердичівський (“салічний”). Останній, у свою чергу, розчленовується на Іванопільський і Козятинський блоки третього порядку по Глухівецькому і Білопільському розломах. На півночі Вінницького блоку розташований блок III порядку – Літинський. Численними розривними порушеннями регіонального і локального характеру територія розбита на багато дрібніших фрагментів.

Плікративні структури в більшості вивчених місць представлені монокліналями з крутими, понад 60°, кутами падіння лінзо- і пластоподібних тіл, що складають їх. Дані буріння структурних профілів (Вінницький [86], Павлівський [75], Вишекуський [64]), вивчення відслонень по р. Згар підтверджують сказане. Нерідко, але не завжди, в лежачому крилі таких монокліналей залягають тіла гранітоїдів, це дає підстави розглядати подібні структури як фрагменти куполів.

Аналіз геофізичних полів і безпосередні геологічні спостереження дали можливість попереднім дослідникам диференціювати територію на ряд районів з різною геологічною будовою. Припускаючи, що великим полям гранітоїдів відповідають структури позитивного знака, В. А. Рябенко [94; 41; 42] у північно-східній частині аркуша виділив Бердичівський антиклінорій, контури останнього відповідають межі району з переважним поширенням однойменних гранітів. На південь від нього розташована Гніванська синкліналь, яка в загальних рисах відповідає Вінницькій регіональній магнітній аномалії (РМА), вона ускладнена чарнокітоїдними куполами (Літинським та ін.). У такому аспекті субширотна структура в районі с. Уланів (Уланівська), складена кристалосланцево-чарнокітоїдною асоціацією, розглядалась як синкліналь, що ускладнює Бердичівський антиклінорій. Переміжність немагнітних, порівняно широких полів, зі смугами підвищеної намагніченості інтерпретується більшістю дослідників як чергування брахіантіклінальних піднять і вузьких глибоких синкліналей [42; 11; 103; 64].

Геологічними дослідженнями виявляється тісний зв'язок різних породоутворюючих процесів, у тому числі й гранітизації, з деформаціями. Аналіз геофізичних і геологічних матеріалів свідчить, що майже всі

закартовані тіла різних порід мають пряmolінійні контакти, які за напрямком підпорядковуються відповідним системам, ймовірно, зонам розломів. При цьому дуже часто можна спостерігати незбіжне відображення структур у магнітному і гравітаційному планах, що свідчить, найімовірніше, про різний час їх формування. Таким чином, можна констатувати, що сучасна структура докембрію Верхнього Побужжя утворилась внаслідок дії багатьох факторів, прояв яких був поліциклічним. Структурні плани найбільш ранніх циклів місцями майже повністю затушовані подальшими процесами, власне це не дає змоги однозначно судити про причини латеральної неоднорідності докембрійського фундаменту.

Структурно-речовинні комплекси (СРК), які беруть участь в будові Верхнього Побужжя, виникли у різноманітних ситуаціях. Розподіл кожного з них по площі нерівномірний, це зумовлено відмінностями в складі та ступені збереженості субстрату, в часі та характері його перетворень. До найбільш ранніх належать СРК первинної консолідації земної кори, які представлені, в основному, палеоархейською грануліт-базитовою (кальцифір-кристалосланцевою) формацією – $\text{H}\Gamma_1\text{AR}_1$ та пізньоархейською ендербіт-плагіомігматитовою – $\text{H}\Gamma_2\text{AR}_3$.

Основні складові першої – піроксенові (частіше гіперстенові) кристалосланці – продукти глибокого метаморфізму магматичних порід основного складу. Вони зустрічаються майже повсюдно, утворюють найбільші поля (р. Згар, ділянка “Павлівка” та ін.), відсутні лише в зонах діафторезу. Цілком імовірно, що саме ці породи переважали в складі цієї найдавнішої формації. Дещо менше значення належить в ній роговообманково-двопіроксеновим кристалосланцям (метабазитам), можливо, утворенням більш пізнім. Геофізичні дані та прямі геологічні спостереження свідчать про те, що вони зосереджені у так званих “фемічних” магнітних блоках [25]. Останні мають потовщену кору, іноді виразно лінійну форму, крутопадаючі контакти з немагнітними (“салічними”) блоками, які простежуються на великі глибини. За цими особливостями вони зіставляються з древніми розломними структурами – проторифтоїдами [27].

В. А. Рябенко встановив, що в кристалосланцях фіксується північно-східне реліктове простягання гнейсоподібності, воно не виходить за межі їх полів, у 80% випадків залягання її круте – кути падіння більше 60° . Це підтверджується досить витриманим орієнтуванням смугастості в обширному полі кристалосланців (аз. простягання $70\text{--}80^\circ$) на р. Згар та в інших місцях. Північно-східне простягання (70°) має осьова лінія Вінницької РМА [43], йому підпорядковується залягання лінійних тіл роговообманково-двопіроксенових кристалосланців, а також орієнтування лінз найбільш ранніх магматичних порід – гіпербазитів сабарівського комплексу.

Утворення ендербіт-плагіомігматитової формації (літинський ультраметаморфічний комплекс) приурочені, головним чином, до ділянок, що виділяються в магнітному полі у вигляді аномалій розміром від перших кілометрів до перших сотень кілометрів (РМА). Більша частина їх за формою ізометрична або заокруглена, рідше спостерігаються лінійні (Уланівська). Окремі максимуми в межах крупних РМА мають вигляд протяжних смуг, орієнтування яких частіше субширотне і північно-східне (70°). Ці смуги складені магнітоактивними ендербітами з останцями метабазитів, які часто зберігають реліктовий (Пн-Сх 70°) напрям (Літинський, Малинівський кар’єри).

У складі формації виділяються дві підформації: синорогенних ендербіт-мігматитів – $\text{H}\Gamma_2^1\text{AR}_3$ і автохтонних ендербітів та чарнокітів – $\text{H}\Gamma_2^2\text{AR}_3$. Структури утворені на більш ранніх етапах, частково успадковані, але сильно перероблені і затушовані при становленні автохтонних масивів. Найбільш імовірно, що перші мали переважно субширотне та північно-східне (70°) простягання, наприклад, Уланівська структура, де переважають ендербіт-мігматити, а також деякі ділянки в північній частині Вінницької РМА. Кути падіння смугастості в чарнокітоїдах частіше круті – в 72% випадків більше 60° [43]. Структурні спостереження В. А. Рябенка [43] показали, що смугастість на крилах Літинського купола та орієнтування плоских останців тут нерідко мають полого (до 30°) залягання. Це підтверджує імовірність певної зміни структурного плану у зв’язку з рухом в’язкої магми і переорієнтування ксенолітів, які найчастіше в автохтонних ендербітах мають форму кутастих уламків. При цьому найкрупніші останці зберігають реліктовий (Пн-Сх 70°) напрям.

Автохтонні ендербіти та чарнокіти ($\text{H}\Gamma_2^2\text{AR}_3$) утворюють масиви, що характеризуються більшою ізометричністю, наприклад, Нападівська структура майже заокруглена, північно-східний максимум Вінницької аномалії – Літинський купол – місцями має дугоподібні обмеження, близька до ізометричної форма Шендерівського масиву. Нерівномірний ступінь розвитку різних куполів призвів до формування в них різноманітних за складом порід – від мангерит-ендербітів у Нападівському до антипертитових ендербітів в Літинському та лейкократових ендербітів і чарнокітів – у Шендерівському.

Краще вивчений Літинський купол. Аналіз графіків ΔT_a і ΔZ_a над пов’язаною з ним аномалією показав [25] існування регіональної компоненти, обумовленої глибинним джерелом з намагніченістю 2,84 А/м в нижній частині земної кори, де потужність шару основних порід оцінюється у 20 км [24]. На розрізі літосфери по геотраверсу VI [45] видно, що магнітному максимуму відповідає потовщення кори до 55–60 км, воно просторово збігається з проекцією на докайнозойський зріз перетину поверхні Мохо із зміщувачем Немирівського розлому. Це цілком імовірно, оскільки пересічений геотраверсом південно-східний фланг Літинської аномалії має пряmolінійне обмеження, яке за напрямом збігається з орієнтуванням зазначеного розлому. Останній порівняно полого (кут близько 60°) занурюється на Пн.Зх., це можна

розлому. Останній порівняно полого (кут близько 60°) занурюється на Пн.Зх., це можна інтерпретувати як наявність зони підсуву Білоцерківського блоку під Вінницький.

З розвитком цієї зони, вочевидь, пов'язано інтенсивне утворення ендербітів – прямих аналогів андезитів, характерних для таких структур. У межах Літинського блоку гравітаційне поле відрізняється нижчими значеннями порівняно з немагнітним Бердичівським блоком. Це можна пояснити помітною різницею в щільності гранітоїдів, що переважають у будові того чи іншого блоку (лейкократові ендербіти – $2,7 \text{ г/см}^3$, вінницити та плагіомігатити – $2,8 \text{ г/см}^3$). Очевидно чарнокітоїди зосереджені у верхній частині кори, оскільки на розрізі літосфери ізолінія швидкості $6,2 \text{ км/сек.}$, що виходить на поверхню у сусідніх блоках, де немає чарнокітоїдів, опущена у Вінницькій РМА на $5\text{--}10 \text{ км}$. Збільшення потужності кори можна також пов'язати з її прогинанням під важкими фемічними блоками на ранніх етапах їх розвитку, але більш імовірно, це зумовлено загальним розущільненням літосфери в зонах глибинних розломів.

На основі аналізу геолого-геофізичних матеріалів можна зробити висновок, що до кінця архею глибинний горизонт докембрію, що зараз виходить зараз на поверхню, характеризувався чергуванням різних за складом структур. Просторово переважали салічні, типу Бердичівського, блоки, складені немагнітними гіперстеновими (\pm діопсид) кристалосланцями, тою чи іншою мірою ендербітизованими, які, навіть істотно змінені в ранньому протерозої, характеризуються підвищеною щільністю. В Бердичівському блоці, для якого характерний слабкий розвиток автохтонних ендербітів, рівень гравітаційного поля приблизно на $8\text{--}10 \text{ мГал}$ перевищує фон у межах Вінницької РМА.

Утворення пізніших протерозойських комплексів пов'язано з деструкцією протокори. В колізійних геодинамічних умовах тектоно-термальна переробка гранулітового субстрату призвела до появи гранітоїдних формацій: плагіограніт-мігматитової – $\text{KГ}_1\text{PR}_1$, граніт-мігматитової – $\text{KГ}_2\text{PR}_1$ (обидві в складі бердичівського комплексу) та гранітової – $\text{KГ}_3\text{PR}_2$ (хмільникський комплекс). Просторово гранітоїди тяжіють до немагнітних салічних блоків, де вони формують найбільші масиви, але нерідко зустрічаються в межах РМА. В останніх вони утворюють лінзоподібні та куполоподібні тіла розміром до кількох кілометрів. Уланівську структуру та прилягаючу до неї площу П. Ф. Брацлавський [64] розглядає як ділянку, в якій внаслідок перебудови виникла брахіформна складчастість, що характерна для районів інтенсивної гранітизації. Купольні структури тут мають порівняно пологі (частіше під кутами $20\text{--}30^\circ$) падіння крил.

В немагнітних блоках (Івано-Пільському, Козятинському) в будові гранітоїдних масивів бердичівського комплексу переважають плагіоклазові мігматити і граніти. У південній частині вони збагачені гранатом, на півночі біотитом, це пов'язано з проявом метаморфічної зональності в період їх становлення. Двопольовошпатові граніти граніт-мігматитової формації виразно тяжіють до зон найкрупніших розломів (Хмільникської, Глухівсько-Білопільської). Більша частина їх сформована внаслідок метасоматичної мікроклінізації плагіоклазових гранітоїдів, менша – являє собою мобілізовані виплавки (лейкократові граніти, граніт-пегматити).

Велике поле утворень бердичівського комплексу займає північно-східну та центральну частини території. В цілому воно півкільцем облямовує Озадівську і Уланівську структури, але морфологія його складніша. В центральній частині аркуша від нього відгалужується широка, до 20 км , смуга, яка розмежовує поля архейських гранулітів і простягається в широтному напрямку більше ніж на 100 км . Згаданій смузі відповідає чітко виражений магнітний мінімум із значеннями поля $350\text{--}450 \text{ нТл}$, який, на думку І. К. Пашкевич [9], зумовлений пониженою намагніченістю всього розрізу кори. З нею приблизно збігається осьова лінія трансрегіональної тектонічної зони глибинного характеру завдовжки в 250 км , виявлена вона при дешифруванні космознімків С. С. Бистревською [9]. На збільшених фрагментах знімків спостерігається її лускувата будова, луски насунуті одна на одну в західному напрямку і зміщені по системі поперечних розривів. У межах центральної частини цієї зони на території аркуша виявлено декілька регіональних розломів: Уланівський, Малокутищанський, Павлівський.

На території аркуша у східній частині смуги виділяється Піковська антикліналь [94; 103]. У північному її крилі, на ділянках Малі Кутища та Малий Острожок, в останцях серед гранітів встановлено реліктове (Пн. Сх. 70°) простягання різноманітних за складом порід з крутим ($50\text{--}70^\circ$) падінням у різних напрямках. Південне її крило має субвертикальне занурення. Схоже, що становлення гранітоїдів тут не супроводжувалося істотною зміною складчастого плану, що виник в археї; в плагіомігатитах орієнтування смугастості та дрібних ксенолітів мають субширотне і північно-східне (70°) простягання.

На сході Уланівської структури спостерігається чергування бердичівських плагіомігатитів з останцями гранулітів, що утворюють ряд субширотних смуг протяжністю до $10\text{--}12 \text{ км}$. Цей структурний парагенезис інтерпретується як переміжність гранітних куполів з міжкупольними синкліналями [103; 64]. Далі на схід синкліналі ніби “розчиняються” в гранітоїдах (на плані магнітного поля це відбивається поступовим зменшенням контрастності аномалій за їх простяганням). Такий характер магнітного поля можна інтерпретувати по-іншому, і це підтверджують геолого-геофізичні дослідження. Аномальні ділянки являють собою моноклінально та крутопадаючі блоки, які у напрямі до центру великого гранітоїдного масиву поступово заміщуються плагіоклазовими мігматитами і гранітами.

Різко змінюється план складчастості в зонах розломів. Так, у міру наближення до Хмільникської зони все

частіше фіксуються орієнтування 290–310°, більш характерні для плагіомігматитів; смуги калішпатизації та тіла граніт-пегматитів в них простягаються за азимутами 320–340°. Переважно північно-західне простягання мають структурні елементи на півночі аркуша. За багатьма показниками – численністю і напрямком розломів, інтенсивністю калішпатизації, діафторезом порід (кумінгтонітизація, мусковітизація, біотитизація, розвиток біотитових сланців та гнейсів-діафторитів та ін.) – північно-східна частина території схожа з Хмільницькою зоною. Структури тут мають лінзоподібно-смугасті форми з чітко вираженим у магнітному і гравітаційному полях північно-західним орієнтуванням.

Серед гранат-біотитових бердичівських гранітів, що містять ксеноліти діафторованих (кумінгтонітованих) піроксенових кристалосланців і ендербітів, діафторитові гнейси та сланці утворюють лінзи, розміри яких біля с. Райки досягають завширшки до кількох сотень метрів, завдовжки до 1,5–2,0 км, орієнтування північно-західне (290–310° сер. 300°). Судячи з обширної магнітної аномалії (5 x 12 км), досить велика ділянка розвитку сланців та гнейсів-діафторитів, розташована в районі сс. Гальчин, Скаківка, Дубівка. Аномалія витягнута в північно-західному напрямку, з яким збігаються окремі її максимуми, розташовані переважно в крайових частинах. У центрі аномального поля зберігаються аномалії з субширотним орієнтуванням осей, які у міру наближення до меж міняють напрямок. За інтерпретацією С. Г. Слоницької [96], на Пн.Зх. аркуша, на глибині більше 2 км ця аномалія з'єднується з обширними субширотними магнітними максимумами (Озадівським і Уланівським, складеними гранулітовим комплексом) і спільно з ними простежується на глибину до 7 км. Це побічно підтверджує регресивний характер порід Гальчинської аномалії. Окремими свердловинами тут розкрито поля бластокатаклазитів і бластомілонітів по біотитових мігматитах, які чергуються з тілами біотитових гнейсів.

Формування двопольовошпатових порід граніт-мігматитової формації ($K_2^2PR_1$) відбувалося переважно в зонах великих розломів і особливо в місцях їх перетину. Така тектонічна позиція зумовила різноманітність орієнтувань як порівняно крупних тіл, так і апофіз та окремих жил. Майже всі вони мають складну форму і порівняно невеликі розміри, що рідко перевищують перші кілометри. Найбільш численні та великі тіла гранітів зосереджуються на ділянках Глухівецької зони, там, де вона перетинається з Хмільницькою, Веселківською, Білопільською та іншими зонами. Тут, на думку В. А. Рябенка, розміщується купольна частина Бердичівського антиклінорю. Однак це погано узгоджується з побудовами Л. І. Забіяки [74], який виділив на цьому аркуші грабеноподібну структуру, складену гнейсами тетерівської серії та гранітами житомирського комплексу.

П. С. Верем'єв [11–13], що виконував структурні дослідження в межах Подільської частини Українського щита, дійшов висновку, що тектонічні рухи при формуванні бердичівських гранітів проявляються в утворенні комплексу лінійно-орієнтованих структур – продуктів інтенсивних диференційних посувань. Чітко виражена смугастість в них орієнтована частіше за азимутом 310–330°. Останці метаморфічних порід мають дуже круте падіння, яке свідчить про субгоризонтальну течію матеріалу гранітоїдів. Переміщення були орієнтовані в північно-західному напрямку (правосторонній зсув).

Розривні порушення

У принципі, поліциклічний розвиток докембрію неможливо уявити без проявів диз'юнктивної тектоніки, оскільки саме внаслідок її проявлення відкривається доступ метаморфізуючих флюїдів у більш ранні утворення. В довгоіснуючих зонах процеси деструкції, виявляючись неодноразово, призводять до формування мезокатазональних комплексів (наприклад, Хмільницька зона) і навіть епімезокатазональних (Глухівецька, Білопільська та інші зони з лінійними корама вивітрювання). В ранньому докембрії рухи по розломах, відбуваючись на великих глибинах, здійснювались в умовах пластичних деформацій. Через це масивні породи (гранітоїди катазони) у міру наближення до розломів набувають смугастості під впливом проявів динамо-метаморфізму і хімічної диференціації речовини в твердопластичному стані.

Найбільші розломи регіону, що досить повно вивчені і отримали власну назву, не розташовуються хаотично, а формують закономірні системи (регіональну сітку). Загалом вони збігаються з виявленими К. Ф. Тяпкіним [49] парами ортогональних систем, але це потребує більш ретельного уточнення. Розміщення розломів у Верхньому Побужжі підлягає закономірності, яку встановив І. І. Чебаненко [52]: головні і частина другорядних розташовані один від одного на відстані 70 (± 5) км, більшість другорядних – на відстані приблизно 30 км.

Вище було показано, що смугоподібні РМА типу Уланівської і Вінницької (північна частина), є давніми зонами крутопадаючих розломів, в яких найсильніше проявились процеси метасоматичної гранітизації – базифікації і, можливо, основний магматизм (дайки, пластові тіла). Розглядувані архейські структури характеризуються значною глибинністю [25] і неодноразово поновлювались, про що свідчить їх помітна трансформація в ранньому протерозої. Це проявилось в гранітизації з утворенням регресивних гранодіоритів і гранітів, діафторезі гранулітів.

Пізніше, при формуванні Хмільницької зони, вздовж поновлених розломів, які обмежували РМА (Хмельницькому (16), Уланівському (11), Краснопільському (19)), а також були розташовані всередині них

(Сальницький (10) та ін.), відбувалися зсуви, утворення мілонітів і зон низькотемпературного метасоматозу (калішпатизація, окварцування, сульфідизація). Але істотної переробки, до утворення діафторованого динамометаморфічного комплексу, з накладенням епі- і мезозони на катазону, архей-ранньопротерозойські породи вздовж субширотних зон не зазнавали. Це відбулось у двох великих зонах (Хмільницькій, Глухівецько-Білопільській) і в менших масштабах в інших, розташованих переважно на півночі території, що мають північно-західне орієнтування. Зазначені великі лінеаменти дуже чітко проявляються у полі сили тяжіння – їм відповідають контрастні лінійні аномалії негативного знака.

Саме по цих зонах традиційно проводиться блокова диференціація Верхнього Побужжя, вона відображує геологічну ситуацію, що виникла, в основному, у ранньому–середньому протерозої, тому у новоутворених блоках опинились різні за віком та характером структур ділянки. Так, у Бердичівському блоці, складеному переважно ранньопротерозойськими гранітоїдами, значні за площею поля займають утворення палеоархейської грануліт-базитової формації, а на південному сході його – пізньоархейської ендербіт-плагіомігматитової (Шендерівський масив). У розташованому на південь від Хмільницької зони Вінницькому “фемічному” блоці мігматитами бердичівського комплексу складені великі, до перших десятків кілометрів, масиви.

Хмільницький (4) розлом (зона), який проходить в південно-західній частині території, відділяє Вінницький (Літинський блок III порядку) від Бердичівського (Іванопільського). Ширина його зони змінюється від 4–5 км до 10–15 км, при цьому матеріали інтерпретації даних гравіметрії дають можливість припустити, що з глибиною її потужність збільшується – на глибині 14 км вона досягає 18 км. Зона чітко проявляється в геофізичних полях, особливо в полі сили тяжіння, де їй відповідають негативні аномалії інтенсивністю до 15–20 мГл. На розрізі літосфери (геотраверс VI) Хмільницький розлом субвертикальний з слабким нахилом на Пд.Зх, вплив його виявляється до глибини в 25–30 км [45].

Зона Хмільницького розлому складається з кількох сполучених систем сколів (зон сколювання, за О. Б. Гінтовим та В. М. Ісаєм [15]), найбільше проявляється з орієнтуванням за азимутом 305–310°. З нею збігаються лінійні гравітаційні мінімуми, деякі ділянки зон градієнтів, більшість замірів сланцюватості в бластокатаклазитах і бластомілонітах. Менш помітна в полі сили тяжіння зона сколювання з орієнтуванням 290° (285–295°), вона краще проявлена в магнітному плані. Схоже, що саме з нею пов’язане кислотне вилуговування порід, яке зумовило розвиток в зонах катаклазу вторинного силіманіт-кварцового парагенезису (кар’єри “Журавський”, “Широка Гребля” та ін.). Найпізніша зона сколювання з орієнтуванням 325° контролює розміщення дайок в кар’єрі “Широка Гребля”, розсланцювання біотитових гнейсів і хмільницьких гранітів. З нею збігається напрям градієнта поля в північно-західній частині Хмільницької зони. В ділянках перетину з розломами північно-східного орієнтування (Новоселицький (15)), або субширотними (Хмільницький, Павлівський (14)) Хмільницька зона розширюється, від неї відходять відгалуження, змінюється напрям ізоград на її південно-західному фланзі. Так, у місці перетину з розломом поблизу західної рамки аркуша, вона змінює напрям з 310° на 270°, а потім на 240–250°. Зазначені зони сколювання мають круті (75–90°) кути падіння, можливо, що в цілому зона нахилена на північний схід.

Осі магнітних аномалій широтного і північно-східного простягання у міру наближення до Хмільницької зони (або супутніх з нею розломів) змінюють свій напрямок, очевидно це пов’язано з утворенням прирозломних S-подібних складок. Поряд з цим, окремі фрагменти магнітних тіл зміщуються вздовж північно-західних лінеаментів, мають різкі обмеження, що свідчить про прояв деформацій у породах, які мали твердий стан.

Активізація Хмільницького розлому помітно відбувалась у період становлення гранітоїдів бердичівського комплексу. Геологічні дані підтверджують сказане – при наближенні до нього відбувається зміна орієнтування смугастості в полі плагіогранітоїдів з субширотного і північно-східного на північно-західний. До розлому приурочені великі лінійно витягнуті тіла вінницитів і плагіомігматитів, інколи інтенсивно мікроклінізованих.

Пізніші утворення мезозони тут представлені діафторованими кристалосланцями і гранітоїдами, біотитовими негранітованими гнейсами-діафторитами, силіманіт-кварцовими метасоматитами, мусковітованими інтрузивними лейкогранітами, альбітованими монацитоносними пегматитами, альбіт-епідот-хлоритовими метасоматитами, бластокатаклазитами. Повсюдно проявлені процеси динамометаморфізму, накладені на раніше сформовані утворення, – виникають структури обтікання, струменистість, розвальцювання, мілонітизація, тектонобластез, планарні текстури. Залягання тектонічної сланцюватості круте (70–80°), до вертикального.

За висновками О. Б. Гінтова та В. М. Ісає [15], Хмільницька зона, як і більшість подібних зон УЩ, є скидо-зсувом. П. Ф. Брацлавський [64] припускає, що в північно-східній частині зони переважають правосторонні зсуви, а в південно-західній – лівосторонні. Загальний характер дислокацій свідчить про формування динамометаморфічного комплексу в умовах в’язкого зсуву при сильному боковому стисненні в північному напрямку. Тектонічні переміщення проходили на Пд.Зх., це підтверджується орієнтуванням ксенолітів і зміною простягання структур, яка добре фіксується в магнітному полі. З контуром Хмільницької зони збігаються ореоли розсіювання піропів вірогідно алмазоносної еклогітової асоціації. Не

виключено, що їх джерелом могли бути, крім кімберлітів, високобаричні метаморфіти, виведені на цей рівень протрузивним шляхом, тобто “експозицією” [36].

У північному борті Хмільницької зони (західна частина Уланівської структури, за межами аркуша) зафіксований ряд лускуватих насувів із пологими (20–40°) нахилами зміщувачів [64]. По насувах відбулося вкорінення дайок, проявився інтенсивний калієвий метасоматоз. З впливом дислокацій, при формуванні Хмільницького розлому, пов'язано підновлення субширотних (Уланівських) порушень скидо-зсувного характеру, в зонах останніх порівняно слабо виявився кліваж, катаклаз, тектонічне розсланцювання. До них приурочені масиви гранодіоритів, які, імовірно, являють собою діафторити по чарнокітоїдах (типу собітів).

Глухівецький (3) і Білопільський (2) розломи, що розділяють Іванопільський і Козятинський блоки, характеризуються чітко вираженим субмеридіональним, а на півночі – північно-східним мінімумом у гравітаційному полі, ширина якого в середньому становить 8 км. У місцях зчленування з розривними порушеннями інших напрямків ширина і конфігурація мінімуму змінюються, від нього відходять відгалуження. На північному сході площі, де перетинаються Глухівецький, Білопільський, Гальчинський і Андрушівський (1) розломи, він різко розширюється, осьові і градієнтні зони його набувають різного напрямку. За геофізичними даними Глухівецький розлом падає на захід (кут 70°), глибина тектонічної переробки порід оцінюється в 10–12 км.

У межах Глухівецької зони найбільш інтенсивно проявилась субмеридіональна зона сколювання. Вона впевнено виділяється на картах локальних аномалій, особливо великомасштабних, мінімумами до 2–5 мГал. В районі Глухівецького родовища каолінів та інших місцях [100] з нею збігаються лінійно-витягнуті ділянки підвищеної тріщинуватості, виявлені за комплексом детальних геолого-геофізичних робіт. Менш помітні порушення системи, орієнтовані за азимутами 20° і 340°, з ними збігаються за простяганням окремі мінімуми (зони тріщинуватості).

Різко змінюється конфігурація Глухівецької зони в місцях перетинання її з порушеннями північно-західного (Хмільницького) і субширотного простягання. В межах Глухівецького родовища локальний мінімум сили тяжіння дещо витягнутий в субширотному напрямку, з ним збігаються простягання осей магнітних аномалій. Н. Г. Цимбалюк [51], наголошуючи на основному значенні субмеридіональної зони (Турбівсько-Глухівецької), стверджує про великий вплив порушень субширотного плану. Саме в місцях їх зчленування утворились обширні зони дроблення, сприятливі для формування кори вивітрювання (Глухівецьке родовище). Безпосередньо на північ від селища Глухівці західна межа зони різко змінює напрямок – тут вона перетинається з північно-західним розломом, в якому зони тріщинуватості і лінійні кори орієнтовані за азимутом 310°. Ця ділянка трохи зміщена на Пн.Зх. від осьової лінії Глухівецької зони (Великогадоминецьке родовище каоліну).

Складну конфігурацію має район перетинання Глухівецької зони з субширотними (Малокутищанський (12), Миколаївський (13)) і північно-західним Веселівським (5) розломами. В цьому місці вона розширюється на захід, контролюючись зазначеними порушеннями. На цій ділянці розташовані досить добре розвідані [95] перспективні поклади первинних каолінів “Туча”, “Миколаївка”. Тут майже не збереглися релікти гранулітового субстрату – вони повсюдно заміщені біотитовими гнейсами, і лише ті з них, що розташовані серед гранатвмісних гранітів, містять гранат. Серед гранітоїдів явно переважають біотитові мігматити та двопольовошпатові граніти. Характерний повсюдний катаклаз, але ступінь його невисокий – первинний склад і структура порід розпізнаються. Поряд з цим широко проявлений процес кременекислотного вилуговування з утворенням істотно кварцових, часто з силіманітом, дистеном і андалузитом, катаклазитів, за складом вони аналогічні катаклазітам Хмільницької зони.

У північно-східній частині аркуша Глухівецька зона втрачає свою індивідуальність. Тут вона перетинається з Білопільською зоною (орієнтування 35–45°), із зонами Красовського (7^а) (325°), Гальчинського (300–310°) і Андрушівського (субширотний) розломів. Гальчинський і Красовський розломи по-різному проявлені у фізичних полях – перший чітко дешифрується і відображається в магнітному полі, другий краще помітний на картах ізоаномал Δg_a . В місці їх перетину з Глухівецькою зоною змінюється напрямок ізоград на східному фланзі зони з субмеридіонального на північно-західне. Продовження зони на північ фіксується в геофізичних полях. З активізацією ортогональної системи Глухівецького та Андрушівського розломів пов'язано формування палеогенової ерозійно-тектонічної депресії, що має коліноподібну (прямокутну) форму [71].

Північно-східна частина території під впливом діяльності різноспрямованих і довгоіснуючих розломів зазнала найбільшої тектоно-термальної переробки. Серед продуктів регіонального діафторезу збереглися лише дрібні релікти гранулітового субстрату, представлені кумінгтонітовими кристалосланцями (утворюють центральні зони останців серед гранітів). Мінеральний парагенезис в новоутворених гнейсах і сланцях-діафторитах має склад, близький до складу граніту, виникнення їх відбувалося в умовах синкінематичного бластезу.

На відміну від Хмільницького та інших розломів північно-західного напрямку, в Глухівецькій і Білопільській зонах менше розвинуті продукти вищих тектонофацій – бластокатаклазити і бластомілоніти, зустрічаються вони переважно в ділянках перетинання порушень різних напрямків. Але тут більше гранітів

різного складу, серед яких явно переважають висококалієві різновиди – біотитові мігматити, граніти, граніт-пегматити. За особливостями будови ділянки гранітизації можна характеризувати як зони в'язко-крихких деформацій, більш проникних для воднолужних (калієвих) флюїдів.

Андрушівська (1) зона, південний фланг якої входить в контури аркуша, не дуже чітко відбивається в геофізичних полях. Можливо, через це, навіть при великомасштабних геологозйомочних роботах, вона не завжди фіксується дослідниками [64; 105]. Крім того, ця зона складається із системи кулісоподібно розташованих розломів і на окремих її відрізках може не проявитися. Одному з порушень, що утворює її південний фланг, відповідає протяжний лінійний мінімум у полі локальних аномалій сили тяжіння на півночі аркуша. Місцями з ним збігаються орієнтовані субширотно осі магнітних аномалій, які свідчать про наявність давніх структур цього напрямку. Загалом, давні структури перероблені діагональною системою розломів і сильно затушовані нею. Але пізніше, в результаті мезокайнозойської активізації ортогональних розломів, сформувалися потужні лінійні кори вивітрювання [105] і прирозломні депресії (Андрушівська), виповнені вугленосними осадами [71].

Крім охарактеризованих вище головних розломів, що розділяють блоки II–III порядку, фіксується велика кількість другорядних, а також локальних та оперяючих. Другорядні розривні порушення мають нерідко регіональний характер, протяжність більшості з них перевищує перші десятки кілометрів, багато з них виявлено і, тою чи іншою мірою, досліджено при виконанні геологозйомочних робіт.

До групи субширотних належать: Хмельницький розлом (16), що відмежовує з півночі блок високомагнітних порід — Вінницьку РМА. Простежується на космічних та аерофотознімках, у магнітному та гравітаційному полях на захід від Глухівського розлому [68]. У південному його крилі характер сполучених аномалій свідчить про круте падіння порід на південь. Можна припустити, що розлом являє собою скид чи лівосторонній скидо-зсув. Павлівський розлом (14) найбільш чітко виражений у гравітаційному полі у вигляді лінійного мінімуму, який тягнеться через всю територію аркуша від Шендерівського субмеридіонального розлому і розмежовує ділянки з різною щільністю: на південь від нього розташоване велике поле кристалосланців тиврівської товщі, на північ — субширотно поле бердичівських гранітоїдів. Морфологія його подібна до Хмельницького розлому.

Миколаївський (13) та Малокутищанський (12) розломи найбільш чітко простежуються у гравітаційному полі на сході території. З ними просторово пов'язана Нападівська кільцева структура мангерит-ендербітів, а головне — широка смуга гранітоїдів бердичівського комплексу. За характером геофізичних полів можна зробити висновок, що це скиди з північним падінням змішувача.

Сальницький (10), Краснопільський (9) та Уланівський (11) розломи, вздовж яких сформувалася Уланівська структура, утворюють смугу завширшки до 10-15 км та завдовжки до 80 км. Вони були закладені в археї і контролювали прояви основного магматизму, Ca-Mg-Fe метасоматозу та розташування тіл ендербітів (гранодіоритів). У період активізації Хмельницької зони проявилися як діагональні скидо-зсуви. В цих структурах також проявлені діафорез ранніх комплексів, катаклаз, мілонітизація, тектонічне розсланцювання. Падіння площин змішувачів Краснопільського та Уланівського розломів південне, Сальницького – субвертикальне.

Субмеридіональні розломи другорядного значення проявлені менш активно, одним з них є Шендерівський (18) у північно-східній частині території, він контролює розташування чарнокітоїдів однойменного масиву.

Другорядними розломами північно-східного простягання (70°) є Галієвський (8) та Новоселицький (15). Фрагменти їх дешифруються на космознімках, вони виявляються у магнітному та гравітаційному полях. Краще вивчений Новоселицький розлом у районі р. Згар, де по ньому контактують різні за віком утворення, проявлені гнейсифікація та розсланцювання порід. Він являє собою скид з північно-західним падінням змішувача.

Одним із значних розломів північно-східного ($40-45^\circ$) напрямку є Зозовський (19), що являє собою північно-західний фланг Немирівської зони. Цей розлом добре відображується у геофізичних полях.

Діагональні північно-західні порушення Хмельницького напрямку найбільш чітко фіксуються на МАКС і в геофізичних полях. Багато з них були предметом вивчення, іноді детального. Лукашівський розлом (17) вивчений В. Д. Гейком [67] та М. О. Ляшком [86]. Тут інтенсивно проявилися процеси катаклазу та мілонітизації порід, широкий розвиток отримали явища кремнелужного метасоматозу, сульфідизація та графітизація. Падіння змішувача розлому субвертикальне, північно-східний фланг його зони більш пологий – падає під кутом 75° на Пн.Сх. Важливе значення має Веселківський розлом (5), що проходить через всю територію аркуша. Він місцями дешифрується, досить добре проявлений у геофізичних полях. Ширина його зони сягає 6 км. Вивчений П. Ф. Брацлавським [64], на думку якого є скидо-зсувом. У його зоні сформувалася складна грабеноподібна структура (Веселківська) внаслідок вертикального опускання пластин (літонів) за серією скидів з амплітудою 25–40 м. В середині зони відмічаються зсуви субширотно простягання. Характерною особливістю Веселківської зони, як і інших зон Хмельницької системи, є широкий розвиток біотитових (іноді з силіманітом та кордієритом) гнейсів і сланців – діафоритів по гранулітовому субстрату (с. Троша на р. Тетерів). В її межах розкрито кілька дайок метабазитів.

У північно-східній частині площі активність розломів того ж простягання (Райківського (6) та Гальчинського (7)) обумовила інтенсивний діафторез порід, їх гранітизацію з формуванням переважно біотитових мігматитів та двопольовошпатових гранітів. Вздовж цих розломів відбулося помітне розушільнення Бердичівського блоку – орієнтування ізоаномал сили тяжіння тут змінилося з субмеридіонального на північно-східне. За характером ці порушення є субвертикально падаючими скидами.

На карті показано велику кількість порівняно дрібних локальних розривних порушень, більша частина їх групується у смуги, що супроводжують головні та другорядні розломи. Всі вони виявлені в результаті безпосередніх спостережень, дешифрування та інтерпретації геофізичних даних і відображені в матеріалах великомасштабних геологозйомочних робіт. Можна помітити, що частота диз'юнктивів на поданій карті збільшується на ділянках, де було проведено картування чи загальні пошуки масштабів 1:50 000 і більше. Не всі з них мають важливе значення, але оцінка цього фактора через слабку їх вивченість утруднена. Тому на геологічній карті знайшли місце численні локальні та оперяючі порушення, особливо ті, що розмежовують поля різних порід, контролюють розташування ділянок діафторезу, метасоматозу та катаклазу.

КАЙНОЗОЙСЬКИЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ.

У цілому характеризується субгоризонтальним заляганням осадових порід на еродованому докембрійському фундаменті, а також на корі вивітрювання, морфологія якої загалом відповідає контуру рельєфу поверхні. Причому, нижня межа зони гіпергенезу відрізняється більшою складністю, місцями помітно (іноді до перших сотень метрів) зазнаючи занурення. Ділянки потужної (лінійної) кори вивітрювання закономірно збігаються з розривними порушеннями, часто в місцях перетинання розломів різного напрямку формуються “кишені” – каолінові поклади.

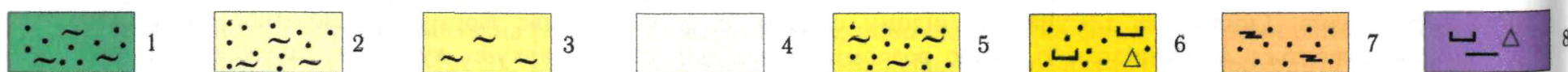
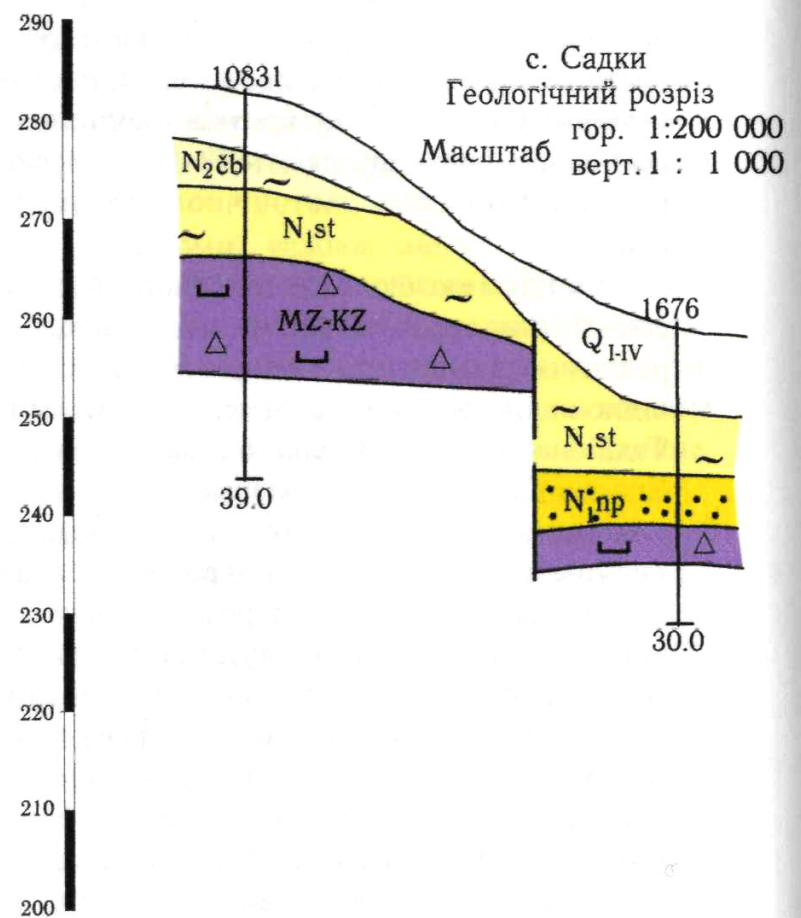
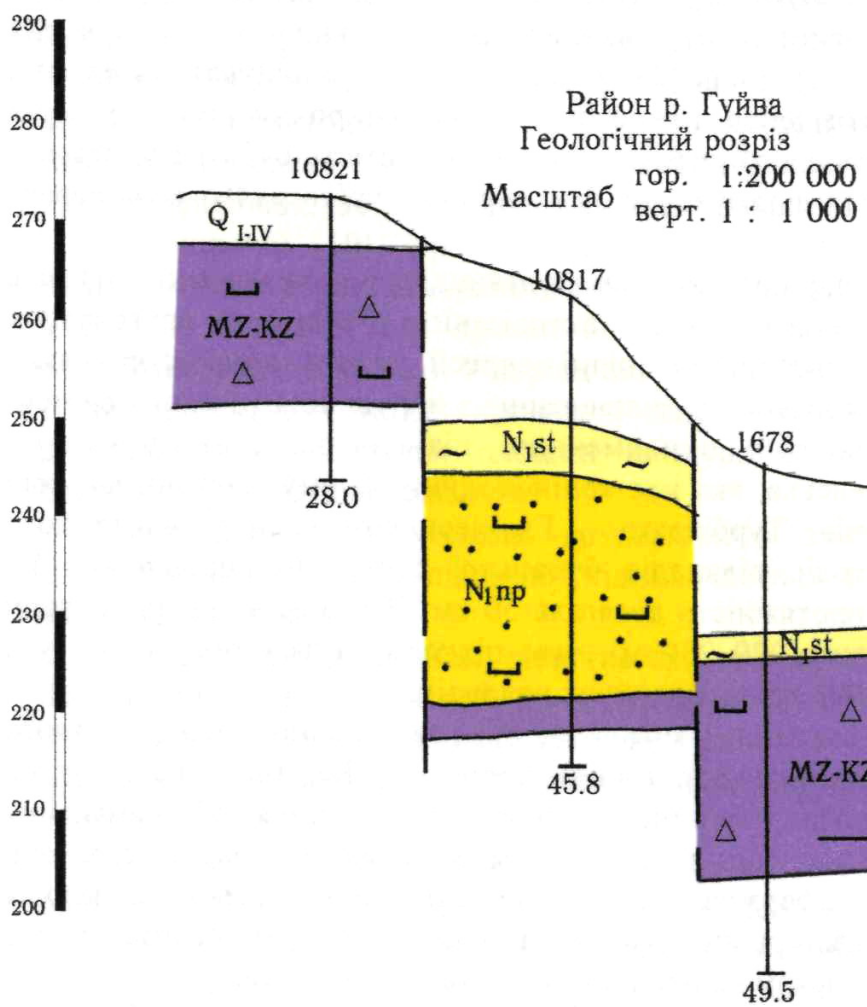
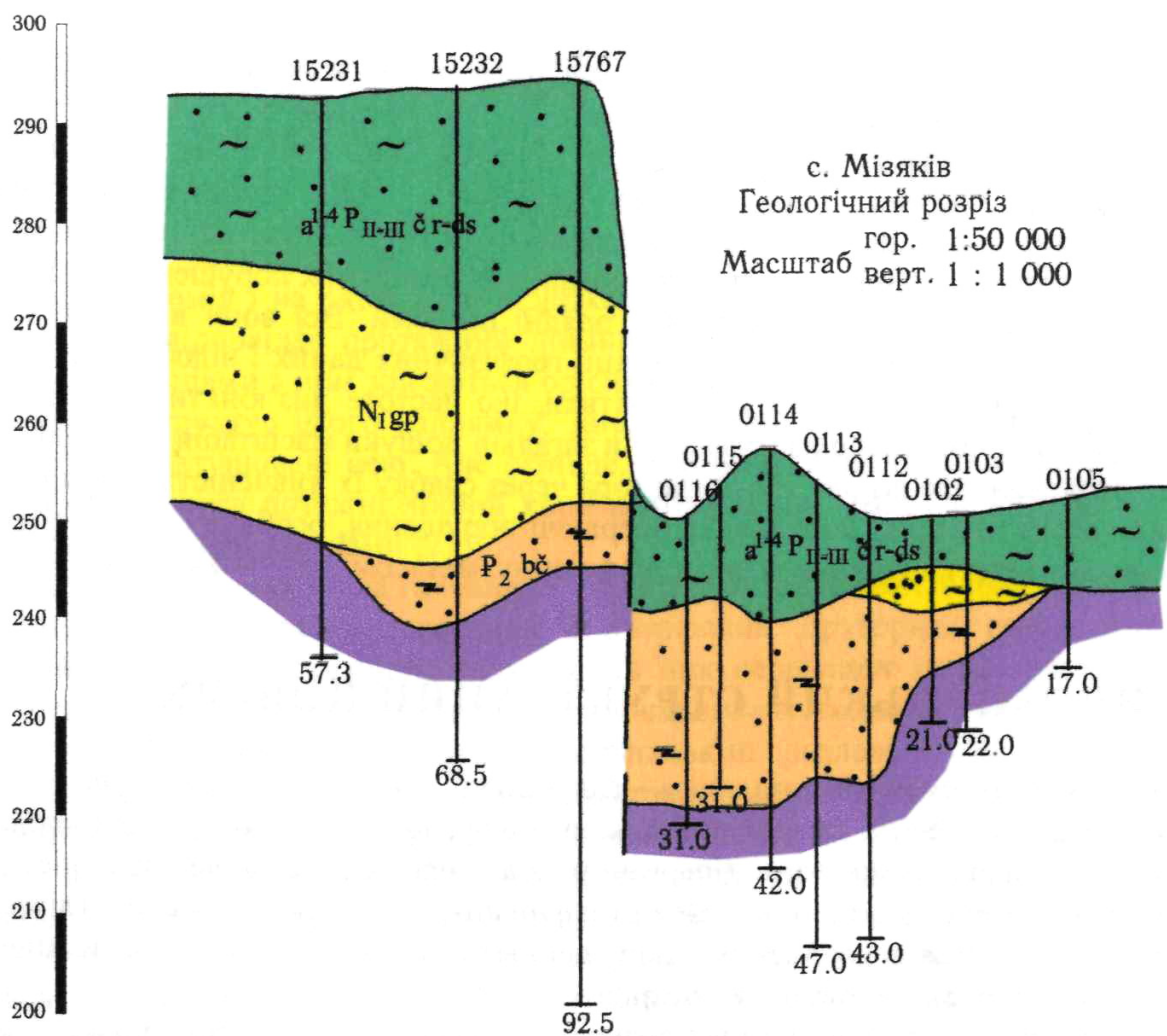
Характерною і краще вивченою ділянкою є зона сполучення Глухівецького та Білопільського розломів. Формування цих структур у режимі розтягнення найпомітніше виявилось в мезокайнозої, коли в них виникли лінійні поля підвищеної тріщинуватості. Л. С. Сонкін [99] встановив, що тріщинуватість епізони фундаменту в районах проявів каолінів у кілька разів вища, ніж за їх межами. Широкий розвиток порід гранітного ряду (що дають 78–97% високоякісних каолінів), інтенсивна тріщинуватість субстрату, разом з іншими факторами тектонічного характеру, зумовили формування Глухівецько-Турбівського каолінового району.

В кінці мезозою відносна стабілізація зумовила появу поверхні вирівнювання, руйнуватися вона почала в еоцені (а на суміжній території – у середній крейді) у зв'язку з новою активізацією головних та другорядних розломів давнього закладення. У деяких зонах були закладені тектонічні депресії, орієнтування і форма яких відповідали окремим фрагментам розломів, а також ділянкам їх зчленування з порушеннями інших систем. Так, найбільша Хмільницька депресія контролюється однойменним північно-західним розломом, Краснопільська – Веселківським розломом, Андрушівська, яка має коліноподібну форму – ортогональною системою Андрушівського і Глухівецького розломів, Турбівська – Глухівецьким і оперяючими його порушеннями. Ширина палеодолин, судячи з виходів відкладів бучацької серії, що виповнюють їх, становила близько 3 км з розширенням до 6–8 км, протяжність досягала 50 км. В їх межах покрівля кори вивітрювання місцями опущена до найнижчого рівня (220–230 м), чим підкреслюється тектонічна суть подібних структур. Поряд з цим тут фіксуються ерозійні врізи в долинах палеорік.

З кінця еоцену південна частина території, за винятком, можливо, окремих ділянок Бердичівського підняття, зазнала занурення. Пов'язано це з початком пізньорогеничних процесів у Карпатах, коли тут по системі приплатформних опускань сформувався прогин північно-західного орієнтування. Максимальних розмірів він досягнув у середньому сарматі, в цей час море прийшло в межі характеризованої території Українського щита, внаслідок його трансгресії сформувалась сарматська акумулятивна поверхня вирівнювання. Ерозійно-тектонічні депресії, що існували раніше, заповнювались продуктами розмиву більш ранніх утворень – переважно погано відсортованими пісками з прошарками каолінових глин.

На півночі регіону поступове опускання призвело до послідовного розширення морського басейну і накопичення в ньому мілководних відкладів новопетрівської світи, останні поширені на аркуші у басейні рр. Тетерів, Гнилоп'ять і Гуйва. В цілому область їх розвитку має форму субширотної смуги, яка контролюється Андрушівською зоною розломів. У західній частині аркуша вузьке відгалуження від цієї смуги просторово збігається з палеогеновою ерозійно-тектонічною долиною і має подібне північно-західне орієнтування. У північно-східному куті планшета контур однієї з ділянок новопетрівських пісків також укладається в межі палеогенової Андрушівської депресії. Ці факти свідчать про часткове успадкування більш давнього структурного плану. В ряді місць межі поширення порід новопетрівської світи проходять по розривних порушеннях субширотного, і північно-західного простягання (мал. 5.1).

Заповнення негативних форм рельєфу осадками в міоцені призвело до утворення досить згладженого рельєфу. У пізньоміоцен-пліоценовий час формування дочетвертинної поверхні вирівнювання завершилося. Вся територія була покрита одноманітними товщами глин, найбільшу потужність яких встановлено в



Мал. 5.1. Тектонічні порушення в мезокайнозойському структурному поверсі

1 - алювіальні відклади першої - четвертої надзаплавних терас ($a^{1-4}P_{II-III} \check{c}r-ds$). Піски кварцові, суглинки сильно піщаністі. 2 - товща червоно-бурих глин. Елювіальні і еолово-делювіальні відклади ($N_2 \check{c}b$). 3 - товща строкатих глин. Озерно-лагунні відклади (N_1st). 4 - відклади четвертинної системи (Q_{I-IV}). Леси, ґрунти. 5 - товща глин, пісків і алевритів. Прибережно-морські відклади (N_1gp). 6 - відклади ново-петрівської світи (N_1np). Піски каоліністі. 7 - відклади бучацької серії ($P_2 b\check{c}$). Піски, глини вуглисті. 8 - кори вивітрювання кристалічних порід ($MZ-KZ$)

контурах раніше існуючих депресій (західна частина аркуша, с. Краснопіль).

Новітній період тектонічного життя регіону був більш активним. Стабільно високим залишався рівень Бердичівського підняття, а в зонах довгоіснуючих розломів диференційовані рухи блоків-пластин вивели на поверхню горизонти, які раніше розміщувалися на різних рівнях. Помітного підняття зазнав Літинський блок, в якому відклади середнього сармату виведені на найвищий рівень – місцями більше ніж на 40 м порівняно з Бердичівським блоком (мал. 5.1).

У північній частині території ситуація була подібною, але тут утворення локальних піднять супроводжувалося активним їх розмивом льодовиковими водами. Сказане підтверджується вищим гіпсометричним положенням підшви новопетрівської світи, її значною потужністю, але поряд з цим частковим або повним розмивом верхніх глинистих товщ зазначеної світи. В результаті діяльності дніпровського льодовика виникла слабо нахилена на північ–північний схід рівнина (Тетерево-Гнилоп'ятська), яка вкрита порівняно густою мережею річкових долин.

Крім того, на фоні слабого здимання всієї території відбувалось локальне чергування піднять і опускань: першим відповідають крижанівсько-іллівський, мартоносько-сультський, завадівсько-дніпровський етапи, другим – широкинсько-приазовський, лубенсько-тилігульський і кайдацько-бузький часи. Дофінівсько-голоценовий завершальний цикл характеризується відновленням активізації, значним підняттям території, яке триває до сьогодні. Про це свідчить сучасний рельєф території, розвиток молодих балок, формування заплав і долин сучасних річок.

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

Характеризуючи структурно-речовинні комплекси, автори тою чи іншою мірою порушували питання про походження порід, послідовності їх формування і подальшої переробки. Численними дослідженнями встановлено поліциклічний розвиток району в докембрії. В його історії можна виділити кілька основних етапів:

1. Ранньоархейський.
2. Пізньоархейський.
3. Ранньопротерозойський.
4. Середньопротерозойський.
5. Пізньопротерозойський.
6. Мезокайнозойський.

Ранньоархейський етап характеризується становленням метаморфічного гранулітового комплексу (дністровсько-бузька серія), складеного переважно гіперстеновими кристалосланцями з лінзо- і пластоподібними тілами двопіроксенових (\pm рогова обманка), клінопіроксенових кристалосланців і карбонатних порід. Генезис цих утворень найбільш дискусійний (див. розділ 2), сформувалися вони по первинному істотно магматичному субстрату, який, найімовірніше, не виходив раніше на денну поверхню.

Структури, що виникли в ранньому археї, мали північно-східне (70°) простягання. З ним збігається орієнтування тіл найдавніших магматичних порід – ультрабазитів сабарівського комплексу. Останні за співвідношенням із субстратом (субзгідне залягання), малою потужністю (перші десятки–сотні метрів), геохімічними особливостями можна порівняти з коматіитами або початковими диференціатами великих силів.

Пізньоархейський етап. По мірі охолодження утвореної апобазитової кори в більш низькотемпературних її горизонтах вже могли затримуватися гранітні виплавки і активно діяти гранітизуючі флюїди. Петрохімічні реконструкції [38] підтверджують початковий магматичний генезис найбільш ранніх гранітоїдів – ендербіт-мігматитів. І. М. Лісна [29], В. Г. Пастухов [33] на основі даних з фракціонування РЗЕ, а також з урахуванням малих значень $\delta^{18}\text{O}$ в кварці, припускають, що вони є гранітами І-типу, які виникли при плавленні базитів у нижчих частинах кори. Ендербіт-мігматити – утворення ранньорогенні [10], які сформувались у твердопластичному потоці з орієнтуванням на Пн.Сх. $60\text{--}70^\circ$ (можливо, і інших напрямків). Температура їх формування $750\text{--}800^\circ\text{C}$ [17; 3]. Флюїдний режим характеризувався відновленістю, судячи з переважання ільменіту і відсутності водовмісних силікатів. Привнесення гранітизуючих елементів було незначним, так, вміст кремнезему в ендербітизованих кристалосланцях збільшився з 52 до 57% (в середньому, за нашими підрахунками і даними В. П. Бухарева [8]), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ з 2,5 до 4,5%. Сірогнейсова кора, яка утворилася після становлення цих ендербітоїдів, мала в подальшому досить високу твердість.

До моменту виникнення лейкократових ендербітів (літинських) з віком 2,8 млрд. років, тверда кора була розчленована глибинними розломами (проторифтоїдами) на блоки з переважно субширотним орієнтуванням. У зонах цих розломів, а також в активізованих північно-східних порушеннях порівняно

слабо виявився основний магматизм, але дуже інтенсивно здійснювались процеси інтрузивно-метасоматичної гранітизації і комплементарної до неї базифікації. На таких ділянках (нині – це РМА) зосереджені тіла високомагнітних роговообманково-двопіроксенових кристалосланців і лейкократових ендербітів. Кристалосланці за характером розподілу РЗЕ порівнюються з толейтовими базальтами [29], але частина з них має ознаки метасоматичних порід – Ca-Mg-Fe метасоматитів [10], накладених на гіперстеневий субстрат. З цим етапом пов'язаний високотемпературний діафторез раннього двопіроксенового парагенезису в умовах роговообманково-піроксенової субфації з температурами до 840° С. Діафторез зачепив верхні 25–30 км кори (від сучасного рівня), з ним пов'язано утворення основної маси магнетиту за рахунок руйнування піроксенів при амфіболізації кристалосланців і їх подальшої гранітизації. Метаморфізуючі флюїди були більш окисленими, водовмісними, збагаченими натрієм.

Антипертитові ендербіти і чарнокіти, породи по суті реоморфічні (ремобілізовані ендербіт-мігматити), при переміщенні у верхні горизонти формували куполи. Порівняно з ендербіт-мігматитами, автохтонні ендербіти збагачені SiO₂ (середній вміст – 68%) і лугами (до 8%), їх склад наближається до нормального граніту. М. О. Ляшко із співавторами [86] відносить їх до генетичного типу чарнокітоїдів, сформованих у результаті часткового плавлення в температурному інтервалі 640–780° С, Рл – 5–10 кбар, в умовах дефіциту води. Вони несуть чіткі критерії порід залишкового типу (реститів) після виплавлення і часткового вилучення легкоплавкої фракції.

Загальні геодинамічні умови формування метабазит-ендербітової асоціації можуть бути представлені в такому вигляді: активізація найдавніших систем глибинних розломів – північно-східної (Немирівський) і субширотної (Хмельницький, Сальницький, Уланівський) – стала причиною спаду тиску у верхніх горизонтах мантії. Це обумовило зародження і проникнення в вищі горизонти літосфери основних магм, насиченість ними деяких ділянок (нині – фемічні блоки РМА) сприяла їх зануренню і розігріванню. Мантіїні магми внесли додатковий енергетичний вклад у процес палінгенезу і анатексису раннього сірогнейсового субстрату. З його ремобілізацією пов'язано переміщення розплавно-твердофазних субстанцій наверх і формування чарнокіт-ендербітових куполів.

З **ранньопротерозойським етапом** пов'язана дуже інтенсивна ретроградна переробка існуючого гранулітового субстрату. На той час намітилась певна зональність, яка виражена в зменшенні температур метаморфізму в північно-східному напрямі, тому плутонічні породи, що виникли внаслідок гранітизації в різних зонах, мають дещо різний склад. У південній частині площі формувались переважно плагіомігматити, збагачені гранатом (до 15–25%). У місцях переходу до гранулітів, які вони заміщують, з'являлись реакційні утворення з реліктовим гіперстеном – вінніцити. Температури їх формування досягають 690–720° С [17]. На більшій частині території гранітизація здійснювалась при температурах 650–670° С, а у північно-східній частині, ще нижче – до 610° С [58].

Із зниженням термодинамічних параметрів ретроградного метаморфізму пов'язаний регіональний діафторез, який на півдні регіону виявився в основному в заміщенні гіперстен-плагіоклазового парагенезису біотит-гранатовим. У північних ділянках із зниженою температурою гранітизації, де флюїди були більш збагачені водою і калієм, формувались діафторити – гнейси та сланці кумінгтонітові і біотитові. Такі ж породи виникли в зонах великих довгоіснуючих розломів (Хмельницької, Глухівецько-Білопільської та ін). За свідченням Е. І. Паталахи і І. Б. Щербакова [34], в усіх блоках Українського щита виявлено релікти гранулітової основи. Це підтверджено Б. Г. Яковлевим [62] у Сорокінській зоні Приазов'я, І. Ю. Катюком [79] у гайворонському комплексі та О. П. Беліченко [5] – в Кіровоградському блоці. В останньому, як і в Дністровсько-Бузькому районі [79], встановлюється регресивна зональність – у північному (північно-східному) напрямку знижуються температури діафторезу і гранітоутворення.

Ранньопротерозойська переробка давніх порід була проявлена майже повсюдно, хоч і з різним ступенем інтенсивності. Цей дислокований комплекс утворився в єдиному тектонічному потоці з субмеридіональним, а на заході щита – з північно-західним орієнтуванням і крутими площинами течії на сучасному зрізі [34]. При формуванні бердичівських гранітів спочатку активізувалася ортогональна система розломів, яка контролювала їх розміщення, а на завершальних етапах – діагональна (хмельницько-білопільська).

Привнесення компонентів при ранньопротерозойській гранітизації було не дуже значним і нерівномірним як за інтенсивністю, так і за складом гранітизуючих флюїдів, крім того, різні виявлення цього процесу проходили дещо різночасно. В цілому бердичівські гранітоїди – це істотно плагіоклазові меланократові породи, що за складом відповідають гранодіориту. Вони відрізняються від порід субстрату, переважно ендербіт-мігматитів, вищим (на 6–7%) вмістом кремнезему, судячи з усього, саме цей компонент при дефіциті у флюїді лугів, а в субстраті – кальцію зумовив збагачення порід гранатом. В порівняно низькотемпературній північно-східній зоні граніти, залишаючись в цілому плагіоклазовими, вміщують більше кремнезему і калію, в них сильніше проявлені мікроклінізація (гратчастий мікроклін) і пізня мусковітизація. На завершальних стадіях гранітоутворення поступово наростали лужність і кремнекислотність. На багатьох ділянках встановлюється розвиток двопольовошпатових, більш лейкократових, гранітів по плагіогранітах і плагіомігматитах. Звичайно їх розвиток контролюється тектонічними зонами і невеликими порушеннями переважно північно-західного простягання.

За висновками В. Г. Пастухова [33], бердичівські граніти є типовими непереміщеними S-гранітами з сильним фракціонуванням РЗЕ, що є характерним для залишкових гранітоїдів (реститів) після видалення виплавки. Про можливу належність бердичівських порід до S-гранітів свідчить високий вміст в них $\delta^{18}\text{O}$ (12,9 ‰ у кварці). В них є округлі ядра цирконів, що також підтверджує сказане. Але гіперстенові кристалосланці, що за петрохімічними властивостями відповідають магматичним базитам, зустрічаються у гранітах разом з гнейсами і містять однакові циркони. Метаосадовий субстрат цих гранітів поки що не можна вважати надійно встановленим, оскільки в достатньо вивчених ділянках гранат-біотитові гнейси – це продукти кислотного вилуговування та інтенсивної гранітизації гіперстенових кристалосланців і ендербіт-мігматитів. У північній частині території [105] бердичівські граніти розглядаються як ультраметаморфічні утворення по товщі гнейсів (василівська світа тетерівської серії), вона, на думку В. Г. Пастухова [33], є чохлам гранулітового протоконтиненту, вік її 2,4 млрд. років.

Середньопротерозойська (кльосівська) епоха тектогенезу, з якою пов'язана потужна тектоно-магматична активізація сусіднього Волинського блоку, порівняно слабо виявилась на характеризованій території. Вона виразилась в оживленні Хмільницького і, меншою мірою, інших розломів північно-західного напрямку. Зазнаючи з півдня тиск Вінницького блоку, матеріал переміщувався по Хмільницькій зоні в північно-західному напрямку. Внаслідок цього тут сформувалась широка смуга катазонального комплексу, який складений діафторитами по кристалосланцях і бластокатаклазитами – по гранітоїдах.

Ознаменувався середньопротерозойський етап становленням дайкових порід основного складу і лейкогранітів хмільницького комплексу. Їх субстратом місцями є гнейси біотитові, дрібнозернисті без ознак інтенсивної гранітизації, сформувались вони пізніше від катаклазованих бердичівських гранітів і є, найімовірніше, діафторитами. Подібні гнейси та сланці-діафторити з характерним зеленувато-бурым біотитом фіксуються в зонах багатьох порушень північно-східної частини території, де вони формують лінзоподібні тіла потужністю до кількох сотень метрів і протяжністю до кількох кілометрів. Вони слабо мігматизовані і прорвані тілами істотно мікроклінових пегматитів, що часто містять мусковіт.

У середньому протерозої відбувся перехід до платформного етапу розвитку району, поживлення відбувалося лише в зонах глибинних розломів. Воно фіксувалося невеликим переміщенням блоків вздовж скидо-зсувних, рідше насувних порушень, в які проникали магми ультраосновного та основного складу, що сформували дайки різного складу. В зонах цих порушень проявився низькотемпературний кременекалієвий метасоматоз.

Пізньопротерозойський етап. Цей платформний етап відзначився активізацією північно-західних (325°) розломів Хмільницької зони, вздовж яких вкорінювались дайки діабазів. На досліджуваній території, як і на всьому УЩ, йшло формування розломно-блокової структури з оновленням давніх, в тому числі глибинних розломів, а також появою нових диз'юнктивних порушень. Як свідчать дані щодо Придністров'я, розломно-блокові рухи існували починаючи з верхнього протерозою аж до палеозою включно, продовжувались вони і в ранньому мезозої. Майже весь цей період досліджувана територія, як і суміжні райони УЩ, були областю розмиву кристалічних порід.

Мезокайнозойський етап. В ранньомезозойський час були найбільш сприятливі палеогеоморфологічні та кліматичні умови для площадного та лінійного короутворення, що підтверджується наявністю потужних (десятки метрів) кор вивітрювання. В палеогені на цій території зберігався континентальний режим, еоценовий період розвитку характеризується накопиченням відкладів бучацької серії. Контур їх поширення контролювався палеодолинами ерозійно-тектонічного походження, пов'язаних із зонами великих розломів, закладених у докембрійський час (Хмільницькою, Андрушівською та ін.). У складі рослинності бучацького часу домінують покритонасінні і голонасінні, які свідчать про субтропічний і тропічний клімат.

З початку міоцену на відносно знівельовані поверхні понижених ділянок (північна частина території) трансгресує мілке море. В кінці середнього міоцену море відступає в північно-східному напрямку. Продовжується повільне підняття західної частини УЩ, в кінці середнього міоцену зникають озерно-лагунні западини і територія повністю переходить в підвищену рівнину, на якій починається процес денудації і змиву. Цей період є чітким переривом в осадконакопиченні, який займав короткий проміжок часу.

В пізньому міоцені починається опускання Українського щита, що призводить до трансгресії Сарматського моря в південні райони території робіт. Утворюються великі неглибокі, добре прогріті водойми, насичені гідроокислами заліза і марганцю, в яких, починаючи з середньосарматського часу і до кінця міоцену, відбувалося накопичення товщі глин. На звільнених від води ділянках діяли процеси вивітрювання і окислювання, які призвели до строкатого забарвлення цих глин. Таким чином, з початку раннього пліоцену з висиханням і відступом лагун на території району встановлюються стійкі континентальні умови з теплими етапами.

Орографічні особливості території, які склалися в кінці неогенового періоду, продовжували зберігатися і в еоплейстоцені, значних змін не відбувалося і в ранньому неоплейстоцені. У теплі етапи цього відрізка часу формувались червоно-бурі, бурувато-коричневі, а з помітним похолоданням в кінці раннього неоплейстоцену чорноземоподібні викопні ґрунти крижанівського, широкинського, мартоносського, лубенського і завадівського горизонтів. У короткочасних проміжках холодного клімату йшло накопичення

порівняно малопотужних прошарків лесоподібних і суглинків березанського, іллічівського, приазовського і тилігульського кліматолітів.

У середньому неоплейстоцені сильно похолодало, причиною чого було материкове зледеніння, що надходило з півночі. В дніпровський час вся північна частина території покривається водами льодовика, внаслідок чого відбувається накопичення озерно-льодовикових та водно-льодовикових відкладів. Ерозійна діяльність дніпровського льодовика визначила формування сучасного рельєфу, після його відступу закладається нині існуюча річкова система. Кількість та рівні річкових заплав, форма річкових долин і план річкової мережі зумовлені стійким характером підняття території або окремих її ділянок. На вододільних ділянках у зв'язку з загальним похолоданням, спричиненим льодовиком, відбувається лесоутворення, яке досягло свого апогею в другій половині пізнього неоплейстоцену.

В кінці пізньонеоплейстоценового відрізка часу формування рельєфу в основному закінчується, хоча порівняно широко розвинута мережа активних ярів, вимоїн, ритвин, меншою мірою інших процесів, а також наслідки техногенної діяльності свідчать про те, що його формування відбувається і зараз.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

У геоморфологічному плані територія аркуша М-35-XXIII (Бердичів) займає західну частину Придніпровського підняття на неогеновій, палеогеновій та докембрійській основі і є складовою частиною Азово-Придністровської провінції, а по відношенню до границі поширення кінцевої морени (розвинутої за межами аркуша на північний схід) входить в позальодовикову зону. В її межах виділяються такі райони: лесова рівнина – плато, зандрова рівнина (Тетерово-Гнилоп'ятська алювіально-льодовикова), долина стоку льодовикових вод (Хмільниксько-Лукашівська алювіальна прохідна). Відзначаються також найхарактерніші форми рельєфу – останці кристалічних порід, заплави рік, днища балок, надзаплавні тераси, прохідні долини, ерозійно-різномісні балки та ін.

Лесова слабогорбиста рівнина (плато), в контури якої входять Козятинське структурно-денудаційне вододільне підняття, Турбівська відносно піднята денудаційно-аккумулятивна та Літинська досить підвищена денудаційна лесова рівнини займають центральну і південну частини території і сформовані на міоцен-пліоценовій поверхні вирівнювання. Козятинське структурно-денудаційне вододільне підняття розташоване на півночі плато, воно є давнім вододілом різних систем річок і в цілому успадковує рельєф поверхні кристалічного фундаменту. Відрізняється від Турбівської і Літинської рівнин абсолютними відмітками (понад 300 м) і малопотужним (до десяти метрів) осадовим чохлам, будова якого свідчить про довготривале підняття території. Відсутність водно-льодовикових відкладів у межах Літинської рівнини характеризує її як перехідну до позальодовикової зони. Вся територія плато інтенсивно розчленована численними долинами рік і балок з крутими схилами. Звертає на себе увагу останець за 2 км на Пн.Зх. від смт. Калинівка. Він добре виражений у рельєфі у вигляді витягнутого в північно-західному напрямку підняття розміром 7 x 2 км і відмітками поверхні понад 310 м, оконтурений сучасною долиною Південного Бугу і давньою долиною стоку льодовикових вод, імовірно, відокремився в період дніпровського зледеніння.

Тетерово-Гнилоп'ятська алювіально-льодовикова рівнина, а точніше її південна частина, розташована на півночі території робіт і являє собою добре виражене пониження, слабо нахилене на північний схід. Абсолютні відмітки поверхні змінюються від 250 до 280 м. Рівнину пересікають рр. Тетерів і Гнилоп'ять. Схили долин рік і балок у її межах виположені і поступово переходять в низькі приземисті вододіли. Сучасні форми рельєфу відображують основні риси поверхні докембрію, успадковуючи їх. Так, на ділянці "Глухівці–Бродецьке" спостерігається досить велике (4 x 6 км) пониження, яке являє собою дві суб-паралельні правобережні балки р. Гнилоп'ять, з максимально денудованим приземистим вододілом, останній складається з орієнтованих у північно-західному напрямку (в бік сучасного русла), горбоподібних останців кристалічних порід. Форма останців обтічна куполо-еліпсоподібна, їх розміри – від 100 x 50 x 10 м до 300 x 250 x 15 м, висота над врізом води 15–20 м.

Хмільниксько-Лукашівська алювіальна прохідна долина в плані збігається з Хмільникською тектонічною зоною. Вона має хвилясті контури і охоплює долини річок Південний Буг і Снивода разом з їх вододілом, який розчленований багатьма балками, їх схили асиметричні, днища рівні або слабо увігнуті.

Профілі річкових долин на різних ділянках їх течії неоднакові і відрізняються ступенем зрілості долин, розмірами ріки, величиною приток і геологічною будовою ділянки території, яку перетинає ріка. Більшість з них успадкували пліоцен-нижньонеоплейстоценові ерозійно-аккумулятивні долини, але у середньо-четвертинну епоху вони були розширені, поглиблені і заповнені товщею відкладів водно-озернольодовикового комплексу дніпровського часу.

Південний Буг має характер рівнинної річки із спокійною течією, загальна довжина її на території аркуша близько 45 км. У рельєфі її долини виділяються дві різних ділянки: між сс. Широка Гребля – Іванів і нижче за течією, між сс. Іванів – Лаврівка. В межах першої долина має коритоподібну форму із завуальованими надзаплавними терасами. Тут також виділяється широка (місцями до 1 км) заплава, яка складена піщано-глинистим матеріалом. Ширина русла 5–10 м, воно відносно рівне, місцями заболочене, меандрує в межах заплави, огинає невеликі округлої форми пагорби, складені кристалічними породами, місцями врізається в них. Можливо, що долина р. Південний Буг на цій ділянці сформувалась в основному при потужному стоці вод дніпровського льодовика. Нижче за течією, від с. Іванів долина стає асиметричною з пологим лівим і крутим правим схилами.

Річки території (Снивода, Тетерів, Згар, Десна, Постолова, Гнилоп'ять, Гуйва, Пустоха) в тих чи інших місцях проривають кристалічні породи фундаменту, у верхів'ях мають коритоподібні долини, асиметричні схили, високі обривисті береги. Як правило, у верхів'ях і середній течії річок є невеликі перші надзаплавні тераси ерозійно-аккумулятивного типу. В гирлах долини виположуються, ширина заплав і терас збільшується. Верхів'я річок характеризуються дуже густою яружно-балочною мережею. Долини річок зандрової рівнини (Тетерів, Гнилоп'ять, Гуйва, Пустоха) характеризуються пологими схилами і більш заболоченими заплавами.

У долинах річок Південний Буг, Десна, Снивода, Гнилоп'ять і Тетерів у вигляді невеликих притулених площадок добре простежується перша надзаплавна тераса, тиловий шов її чітко виділяється у вигляді уступу. Причому, якщо на р.р. П. Буг, Десна, Снивода вона простежується в основному у вигляді вузьких смуг завширшки до 200 м, то на р.р. Тетерів і Гнилоп'ять її ширина збільшується до 600 м. Друга надзаплавна ерозійно-аккумулятивна тераса спостерігається на рр. П. Буг, Снивода, Десна, Гнилоп'ять. На р. Гнилоп'ять вона фіксується на лівому березі в районі м. Бердичів, на р. П. Буг спостерігається скрізь, на р. Десна і р. Снивода – в середній і нижній течії. Максимальна ширина її на р. П. Буг перевищує 2 км, вона має добре виражений тиловий шов і дешифрується на АФЗ, слабо нахилена в бік русла. Нерозчленовані третя і четверта надзаплавні тераси ерозійно-аккумулятивного типу спостерігаються в долині р. П. Буг і пригирлових частинах його приток. Місцями це досить широка (до 1,0–2,5 км), слабо нахилена в бік русла ділянка з хвилястими контурами, тиловий шов її простежується в районі с. Широка Гребля.

У північній частині території численні балки утворюють широкогорбистий ландшафт, вони мають досить виположені схили, плоскі або слабо увігнуті днища, довжина їх тут досягає 4–6 м. Така особливість місцевості пов'язана з широким розвитком водно-льодовикових пісків, які обумовлюють зглаженість рельєфу. В більшості великих балок у пригирлових частинах спостерігаються заплави високого рівня.

У басейнах рр. Гнилоп'ять, Постолова і Десна обширні вододіли розчленовані глибокими балками. Напрямок стоку балок збігається з нахилом поверхні підвищених ділянок кристалічного фундаменту, в яких вони місцями виробили ерозійний вріз. Схили задерновані, мають випуклу форму, часто асиметричні і поздовжньогорбисті за рахунок висячих балочок. Південно-західна частина території, особливо міжріччя П. Бугу і Згару, також сильно розчленована глибокими і розгалуженими балками і ярами. Молоді яри переzagлиблюють днища балок, відслонюючи ступінчасте дно з виходами кристалічних порід. На схилах незакріплених балок і ярів утворюються земляні зсуви і опливини.

Піщані горби зустрічаються на поверхні надзаплавних терас рр. П. Буг, Десна, а також на території Тетерово-Гнилоп'ятської алювіально-льодовикової рівнини. У зв'язку з частковим нівелюванням поверхні рівнини їх контури розпливчасті, і при відносному перевищенні в 2,0–4,0 м, вони в більшості випадків не мають чіткого морфологічного вираження. Це найчастіше овально-круглі підвищення, що складені пісками, які в поперечнику сягають 10–50 м.

Лесові острови розвинені тільки в межах зандрової рівнини. Порівняно дрібні, до 300–500 м в поперечнику, вони досить чітко виділяються у вигляді невисоких (до 5,0–7,0 м) овальних горбів з дуже похилими схилами на фоні практично плоских ділянок рівнини. Більші (до 1,5–2,0 км) у поперечнику, дуже слабо виражені в рельєфі, і їх виділено за даними нівелювання і дешифрування в районі сс. Дубівка, Красівка, Поличинці, Малосілка.

Степові блюдця зустрічаються майже скрізь, де розвинені лесоподібні суглинки, за винятком випуклих, з добре розвинутим стоком дощової води, вододілів. Являють собою замкнуті плоскодонні котловинки – пониження овальної, рідше округлої, а інколи серпоподібної форм з різними розмірами, але частіше 50–100 м у діаметрі. Глибина дрібних становить 1,0–1,5 м, більших – 2,5–3,0 м. Днища замулені і слабо дрениують дощову воду, що призводить до їх періодичного заболочення, нерідко заболоченість стає постійною і блюдця заростають водолюбною рослинністю.

До техногенних форм рельєфу на досліджуваній території належать численні ставки, глинища, торфорозробки, кар'єри, насипи доріг, дренажні канали.

Відсутність мезозойських і мала потужність кайнозойських відкладів у цьому районі свідчать про довготривале підняття території, під час якого йшло інтенсивне короутворення і пенепленізація. В еоцені (бучацький час) розвивається найдавніша кайнозойська гідромережа, а з кінця еоцену північна частина території зазнає опускання, що призвело до трансгресії полтавського моря. Трохи пізніше починається

прогинання південної частини (за винятком, можливо, окремих ділянок Козятинського підняття) і проникнення сюди середньосарматського моря, внаслідок чого формувалась акумулятивна поверхня вирівнювання, в пізньому еоцен-пліоценовий час її утворення в цілому завершилося. Ситуація різко змінилася в середньому неоплейстоцені, коли в результаті дніпровського зледеніння була знівельована північна частина території та почалося формування сучасного рельєфу Тетерово-Гнилоп'ятської алювіально-льодовикової рівнини. Разом з цим відбувалося утворення прохідних долин, найбільша серед яких Хмільницько-Лукашівська, а також закладення сучасної річкової системи. Далі рельєфоутворення пов'язано з накопиченням великої кількості еолових відкладів, які потужним плащем покривають поверхню плато, а на території зандрової рівнини спостерігаються у вигляді лесових островів.

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Північна частина аркуша М-35-XXIII (Бердичів) належить до басейну р. Дніпро, а центральна та південна частини – до басейну р. Південний Буг.

Водоносні горизонти, які приурочені до осадових відкладів, не мають суцільного поширення. Широко розвинута річкова та яружно-балочна мережа сприяє інтенсивному водообміну підземних вод. На території аркуша регіональний водоупор відсутній. Першим місцевим відносним водоупором є червоно-бурі пліоценові та строкаті глини неогену потужністю до 25 м. Згідно з геологічною будовою і гідрогеологічними умовами на території аркуша М-35-XXIII виділено такі водоносні горизонти:

1. Водоносний горизонт сучасних алювіальних відкладів заплав та днищ балок.
2. Водоносний горизонт алювіальних відкладів надзаплавних терас.
3. Водоносний горизонт еолово-делювіальних, елювіальних та озерно-льодовикових відкладів.
4. Водоносний горизонт середньочетвертинних водно-льодовикових відкладів.
5. Водоносний горизонт товщі глин та пісків (середньосарматський горизонт).
6. Водоносний горизонт відкладів новопетрівської світи.
7. Водоносний горизонт відкладів бучацької серії.
8. Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію.

Водоносний горизонт сучасних алювіальних відкладів заплав річок та днищ балок

Повсюдно поширений в межах заплав річок. Потужність водовмісних порід горизонту змінюється від перших метрів до 6,0-8,0 м, досягає інколи 12,6 м. Він має вільне дзеркало ґрунтових вод, коливання рівня якого тісно пов'язане з поверхневими водотоками. Статичні рівні встановлюються на глибині від 0,0 до 5,0 м. Рівневий режим визначається значною мірою режимом річкового стоку. Водозбагаченість незначна – дебіти джерел становлять до 0,1–0,24 л/сек. За хімічним складом води верхнього водоносного горизонту переважно гідрокарбонатні кальцієві. Мінералізація коливається в межах 0,5–1,1 г/дм³, інколи досягає 2,0 г/дм³. Загальна жорсткість змінюється від 7,3 до 30,4 моль/дм³, рН становить 7,4–7,8.

Водоносний горизонт алювіальних відкладів надзаплавних терас

Поширений переважно в південній та південно-західній частинах території аркуша у долинах рр. П. Буг, Снивода, Згар, Десна та, частково, в північній частині, в долині р. Гнилоп'ять. Горизонт безнапірний. Статичні рівні встановлюються на глибині 3,0–8,0 м, інколи до 22,0 м від поверхні землі. Річна амплітуда коливання рівня води на суміжних територіях становить 0,2–0,6 м. За даними відкачок дебіти колодязів – 0,04–0,13 л/сек, дебіти свердловин 2,0–3,0 л/сек. Коефіцієнт фільтрації пісків за дослідними даними 13,2–22,9 м/добу.

Води прісні і слабо солонуваті з сухим залишком 0,3–2,4 г/дм³. За хімічним складом переважно гідрокарбонатні кальцієві, рідше хлоридно-сульфатні кальцієві, а також сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві. Вміст нітратних іонів у межах від 39,0–310,0 до 633,0 мг/дм³. Води від помірно жорстких до дуже жорстких. Загальна жорсткість змінюється від 3,6 до 31,8 моль/дм³. Реакція води малопотужна, рН змінюється від 7,2 до 8,3.

Водоносний горизонт еолово-делювіальних, елювіальних та озерно-льодовикових відкладів

Значно поширений в центральній та південній частинах території робіт у межах плато і на його схилах. Водовмісні породи представлені пористими лесоподібними суглинками і супісками, рідше викопними ґрунтами та озерно-льодовиковими пилюватими суглинками. Потужність водовмісних порід змінюється від 1,0 до 5,0 м, рідко до 10,0 м і становить найчастіше 1,0–3,0 м. Глибина залягання рівня ґрунтових вод

коливається від 2,0–5,0 м до 15,0–25,0 м і переважно становить 5,0–12,0 м.

Грунтові води цього горизонту характеризуються значною неоднорідністю і часто мають змішаний хімічний склад. Мінералізація також змінюється в широких межах від 0,35 до 3,2 г/дм³, переважно 0,5–1,0 г/дм³. Прісні води частіше гідрокарбонатні кальцієві та кальцієво-магнієві. Хлоридно-сульфатні та хлоридно-гідрокарбонатні кальцієві різновиди мають підвищену мінералізацію. Водонесний горизонт схильний до забруднення нітратами, вміст яких коливається від 10,0 до 850,0 мг/дм³ і досягає 1115 мг/дм³ (с. Журбинці). Загальна жорсткість води змінюється від 5,0 до 32,2 моль/дм³, інколи досягає 44,4 моль/дм³. Води слаболужні, рН становить 7–7,8.

Водонесний горизонт середньо-четвертинних водно-льодовикових відкладів

Горизонт поширений у північній та північно-західній частинах території аркуша, приурочений він до водно-льодовикових відкладів, які заповнюють прохідні долини. Водовмісні породи представлені супісками та пісками від дрібно- до крупнозернистих. Потужність відкладів становить 3–15 м, глибина залягання – 3–10 м, інколи до 15–20 м.

За хімічним складом ґрунтові води цього горизонту переважно гідрокарбонатні кальцієві, рідше змішаного типу. Мінералізація води в основному 0,5–1,0 г/дм³, рідше до 4,6 г/дм³. Загальна жорсткість змінюється від 5,6 до 49,5 моль/дм³ і становить переважно 6,0–14,8 моль/дм³. Водонесний горизонт схильний до забруднення нітратами. Повсюдно спостерігається підвищений вміст нітратів від 10,0 до 630,0 мг/дм³, інколи до 1550 мг/дм³.

Водонесний горизонт товщі глин та пісків

Локально поширений на заході і південному заході території, відсутній тільки у долинах річок, де відклади розмиті. Водовмісними породами є різнозерністі глинисті піски з прошарками глин, в підшві піски інколи з домішками грубозернистої фації. Переважна потужність пісків становить 3–10 м, місцями сягаючи 38,4 м (св. 1034). Горизонт переважно напірний, величина напору досягає 20 м, верхнім водоупором служить товща строкатих глин потужністю 10–25 м, нижнім водоупором частіше є глинисті продукти кори вивітрювання кристалічних порід. Глибина залягання водонесного горизонту змінюється від 3 до 50 м, частіше 10–30 м.

Дебіти свердловин змінюються від 0,003 до 0,4–0,9 л/сек. Коефіцієнти фільтрації за лабораторними даними становлять 0,3–8,0 м/добу. Підземні води прісні, переважно гідрокарбонатні кальцієві та кальцієво-магнієві з мінералізацією 0,5–1,0 г/дм³.

Водонесний горизонт відкладів новопетрівської світи

Має острівне поширення в північній частині території. Глибина залягання водовмісних порід коливається від 11,0 до 52,0 м, частіше становить 25,0–30,0 м. Горизонт місцями має незначний напір до 5,0–7,0 м, статичні рівні залягають на глибині 3,0–16,0 м, рідко до 25,0 м, дебіти свердловин становлять 0,06–2,0 л/сек, коефіцієнти фільтрації пісків 0,3–3,3 м/добу. Підземні води цього горизонту прісні, гідрокарбонатні кальцієві, з мінералізацією 0,13–0,3 г/дм³. Величина загальної жорсткості становить 0,98–3,6 моль/дм³. Води мають часто підвищений вміст нітратів, що свідчить про органічне забруднення водонесного горизонту.

Водонесний горизонт відкладів бучацької серії

Дуже обмежено поширення у західній частині території – в Хмільницькій та Краснопільській ерозійно-тектонічних депресіях. Водовмісними породами є піски різнозерністі, у верхній частині розрізу переважно дрібнозерністі, а в нижній середньо-крупнозерністі, місцями до гравелистих з уламками кристалічних порід, потужність пісків коливається від 3,0 до 29,4 м і в середньому становить 10–13 м. Водонесний горизонт слабонапірний, величина напору 4–15 м, п'езометричні рівні встановлюються на глибинах 0,3–16,5 м. Глибина залягання водонесного горизонту становить 10–30 м.

Дебіти джерел коливаються від 0,03 до 4,8 л/сек, переважно до 1,0 л/сек. Води прісні з мінералізацією 0,2–0,3 г/дм³, переважно гідрокарбонатні кальцієві, загальна жорсткість коливається в межах 2–5,1 моль/дм³.

Водонесний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію

Основними умовами формування підземних вод у кристалічних породах є ступінь тріщинуватості і стан тріщин цих порід. Живлення водонесного горизонту здійснюється за рахунок перетікання із вищезалягаючих водовмісних порід.

Глибина залягання п'езометричного рівня води залежить від рельєфу місцевості і коливається у долинах річок від 1–3 до 20 м, на вододілах – від 10–20 до 60 м (на південному заході аркуша). Тріщинні води у більшості випадків напірні, величина напору в середньому становить 25–30 м, інколи досягаючи 73,9 м. Найвищу водозбагаченість мають свердловини, що розкривають тектонічні зони, дебіти свердловин тут змінюються від 3–6 л/сек до 41,7 л/сек при зниженні рівня на 7,0–41,5 м. Дебіти свердловин при самовиливі порівняно невеликі – 0,59–1,96 л/сек. За межами зон, або на ділянках, де тріщини заповнені продуктами вивітрювання, дебіти свердловин становлять від десятих часток до 2–3 л/сек при зниженні рівня на 4–50 м, іноді до 70 м. Питомі дебіти свердловин в більшості випадків низькі – 0,01–0,4 л/сек, інколи досягають 1,17–3,7 л/сек.

Якість підземних вод добра і помітних змін с часом не зазнає. Мінералізація їх становить 0,25–0,75 г/дм³, інколи збільшується до 1,55 г/дм³. За хімічним складом води переважно гідрокарбонатні кальцієві і кальцієво-магнієві. Загальна жорсткість вод коливається в межах 2,45–7,5 моль/дм³. У більшості свердловин встановлено присутність вуглекислоти у воді від 6,6 до 66 мг/дм³. На окремих ділянках тріщинні води містять бору 0,12–0,6 мг/дм³, метаборної кислоти 0,2–7,5 мг/дм³, бромю 0,13–0,66 мг/дм³, урану $4,87 \cdot 10^{-7}$ – $6,5 \cdot 10^{-6}$ мг/дм³. За якістю води відповідають Держстандарту “Вода питна”.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ

Оригінальна історія розвитку регіону зумовила притаманний йому своєрідний комплекс корисних копалин, у різні мінерогенічні епохи виникли різноманітні їх групи. В архейську епоху сформувалася ультрамафіт-мафіт-ендербітова асоціація, з якою пов'язані лише дрібні прояви залізних руд і графіту. В ранньому і середньому протерозої інтенсивна гранітизація порід спричинила народження нового породного парагенезису. Дефіцит кальцію та надлишок глинозему у вихідних гіперстеневих кристалосланцях і ендербіт-мігматитах, а також нестача калію і води в гранітизуючих флюїдах відіграли визначальну роль у появі одного з основних породоутворюючих мінералів у гранітоїдах – гранату; ресурси цієї абразивної сировини в цьому районі унікальні. Вочевидь, гранатом збагачувалися і залишкові напіврозплави після вилучення легкоплавких дериватів, в останніх помітно концентрувалися рідкісні землі та молібден, метасоматичний перерозподіл яких призвів до сегрегації їх у відносно великі скупчення.

У пізньому протерозої та в постпротерозойській час платформний режим не сприяв утворенню родовищ кольорових та рідкісних металів, характерних для областей активізації. Втім, у деяких оновлених зонах порушень проявилися низькотемпературний метасоматоз та гідротермальна діяльність, внаслідок чого виникли дрібні скупчення сульфідів міді. Неодноразова активізація давніх розломів супроводжувалася формуванням ділянок тріщинуватих порід, що при сприятливих кліматичних умовах зумовило виникнення потужної лінійно-площової кори вивітрювання сіалітного типу. З нею пов'язані родовища високоякісних первинних каолінів, інфільтраційні прояви нікелю, золота, природних пігментів. На території аркуша розташована більша частина Глухівецько-Турбівського каолінового району, в якому зосереджена майже половина балансових запасів країни.

Рух різних блоків кристалічного фундаменту у палеогені став причиною утворення піднять та депресій, виповнених вугленосними відкладами. Родовища бурого вугілля в них мають невеликі розміри, частина їх знищена внаслідок діяльності мілководних морів та поверхневих водотоків. Розмив кристалічних порід і їх кори вивітрювання та перевідкладення продуктів розмиву зумовили формування розсипів з ільменітом, рутилом, цирконом, монацитом. Геоморфологічні та кліматичні умови в новітній час сприяли торфоутворенню, а також накопиченню досить потужних товщ глин, суглинків, пісків – необхідної сировини для будівництва. На підвищених ділянках території і в річкових долинах виходи кристалічних порід являють собою зручні місця для розробки на облицювальний камінь, бут та щебінь, гранат.

Згідно з металогенічним районуванням, що його виконали Р. М. Довгань та ін. [70], домезозойські утворення всієї території входять в межі Подільської області і більшою частиною – в Бердичівський район. Для останнього характерні родовища і прояви гранату, каоліну, цирконію, рідкісних земель, графіту, молібдену, поля їх виділені на карті. Південно-західна частина (Бузько-Дністровський район) характеризується рідкісноземельною та мідною мінералізацією. Ці райони розділені Хмільницькою структурно-металогенічною зоною зі спеціалізацією на TR, Mo, Cu. В утвореннях кори вивітрювання визначено площі, перспективні на каолін: Бердичівську, Глухівецьку, Павлівську, Козятинську, Турбівську та інші, пізніше Л. С. Сонкін і Д. С. Гурський [101] родовища та прояви Глухівецько-Білопільської зони розломів об'єднали в Глухівецько-Турбівський каоліновий район (показаний на схемі).

За районуванням осадового чохла [70] територію віднесено до Вінницько-Білоцерківської металогенічної

області, для якої характерні титан-цирконові і монацитові розсипи, наявні ознаки алмазності.

ГОРЮЧІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Торф

Південна окраїна Житомирської і північна Вінницької областей належать до Правобережного Придніпровського лісостепового торфяного району і мають загалом близькі характеристики торфу. Заторфованість району становить 0,4% (Житомирська обл.), 0,49% (Вінницька обл.). На території аркуша М-35-XXIII (Бердичів) виявлено, різною мірою вивчено і оцінено 48 родовищ торфу. Розміщуються вони в долинах рр. П. Буг, Тетерів та їх приток (показані на геологічній карті і карті корисних копалин четвертинних відкладів).

Тип родовищ низинний. Площі їх не перевищують 100 га, глибини залягання торфових покладів коливаються в межах 1,0–6,0 м (частіше 2,0–3,0 м). Утворення торфу пов'язано з ґрунтовим сильно мінералізованим живленням, цей фактор є основною причиною його зольності. Особливо забруднені домішками верхні шари торфових покладів, які нерідко представлені органо-мінеральними відкладами з вмістом органічної речовини 15–50%. Малозольні торфи практично відсутні, що обмежує можливості їх використання. Вихід торфу із 1 км³, при вологості 40%, прийнятий в середньому 0,250 т/м³.

Більшість родовищ охоплена пошуково-оціночними роботами, розвідано близько 40%. Розробку їх проводять об'єднання "Сільгоспхімія" і торфобрикетні заводи концерну "Укрторф". У Вінницькій області до 1990 р. в середньому щорічно видобувалось 160–180 тис. тонн торфу, з яких 130–140 тис. тонн використовувалось на виготовлення добрива. В ті ж роки у Житомирській області видобувалось до 803 тис. тонн торфу щорічно. Забезпеченість запасами сировини в областях становить 19–25 років. Відомості про розвідані об'єкти наведено в додатку № 2.

Буре вугілля

На території робіт відомо три родовища бурого вугілля: Бруслинівське (IV-2-26), Філіопільське (III-1-13) і Краснопільське (II-1-5). Вони пов'язані з відкладами бучацької серії, що виповнюють ерозійно-тектонічні палеогенові депресії. Філіопільське та Краснопільське промислового значення не мають через малі розміри і великий коефіцієнт розкриву. Найбільше – Бруслинівське, розташоване в південно-східній частині Хмільницької депресії між селами Мізяків і Уладівка. Поклад вугілля має складну будову (зафіксовано 5 пачок). Промисловий інтерес становить нижня пачка середньою потужністю 3,7 м і глибиною залягання 41,0 м. Якість вугілля: зольність – 15,3–39,6% (сер. 24,8%), природна вологість – 61,0%, теплотворна здатність – 4620 Ккал (сер.), вміст гумінових кислот – 36%. Може використовуватись як енергетична сировина, добриво і як домішка в бурові розчини. Гумінові кислоти придатні для отримання активованого вугілля і міцних пластмас, для виробництва барвників і аміачних розчинів, використовуються в керамічному виробництві. Родовище рекомендоване для подальшого вивчення.

МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Відомі на площі аркуша металічні корисні копалини належать до різних груп. Чорні метали – залізо і хром, за своїми параметрами та вмістом корисних компонентів відповідають пунктам мінералізації і на карті не показані. Спектр кольорових металів ширший – титан, мідь, нікель, молібден. Концентрації їх досягають промислового рівня, однак розміри проявів невеликі і ці об'єкти не розробляються. Рідкісні метали (цирконій), рідкісноземельні елементи (церієва група) утворюють дрібні родовища та прояви в кристалічних породах і розсипах, але розробка і цих об'єктів у теперішній час нерентабельна. Благородні метали – золото та платиноїди, – знайдені в ультраосновних породах сабарівського комплексу, за своїми концентраціями відповідають рангу рудопроявів (золото) та пунктів мінералізації (платиноїди).

КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ

Мідь

В межах району найпомітнішим і повніше вивченим є Калинівський прояв міді (IV-2-25), розташований біля с. Павлівка, за 7 км на схід від смт. Калинівка Вінницької області. Виявлений та оцінений Л. І. Забіякою [74; 75] при перевірці однієї із сполучених магнітних аномалій з градієнтом значень від –14 000 до +6000 гам. На Павлівській ділянці проведено комплекс наземних та міжсвердловинних геофізичних досліджень в масштабі 1:5000 і більше, пробурено 8 глибоких (до 400 м) свердловин.

У будові рудопрояву беруть участь утворення кальцифір-кристалосланцевої формації, які представлені переважно гіперстеновими кристалосланцями. Серед них залягають лінзоподібні тіла карбонатних порід та оригінальних діопсидових кристалосланців з аномально високою залишковою намагніченістю (середнє $32\,000 \cdot 10^{-3}$ А/м). Породи нерівномірно гранітизовані, розсічені жилами гіперстенових граніт-пегматитів та діопсидових сієніт-пегматитів (залягають серед кальцифірів та мрамурів). У межах прояву проходить одне з локальних порушень Хмільникської зони північно-західного орієнтування. Тут породи зазнали неодноразового метасоматозу, що відбився у біотитизації, амфіболізації та сульфідизації кристалосланців, скарнуванні карбонатних порід і пізніше – в їх альбітизації та хлоритизації.

Найвищий вміст міді виявлено у висячому боці малопотужного (до 3,5–4,0 м) тіла гіперстенового граніт-пегматиту, в якому відзначені тонкі смужки біотитизації з магнетитом та піритом. Інтенсивна сульфідизація накладена на приконтактову сильно тріщинувату зону, де з вторинних змін проявлена лише хлоритизація темноколірних мінералів. Потужність сульфідизованих порід досягає 1,5 м (по стволу св. № 1632 – 3,1 м). Вміст міді за даними хімічного аналізу в інтервалі 233,2–234,2 м – 1,4% (в штуфах – до 1,66%), в інтервалі 234,2–236,3 м – 0,71%, далі він падає і в інтервалі 236,3–238,7 м становить 0,2%. За простяганням зона сульфідизації простежена на 100 м, де в подібних породах вміст Cu дорівнює 0,3% (св. 1680, інт. 189,7–191,3 м). Мідь не утворює значних кореляційних зв'язків з жодним із проаналізованих елементів. Мінерали міді представлені халькопіритом та борнітом – до 17 кг/т, присутні також ковелін, кубаніт, піротин, пірит, пентландит, галеніт, молібденіт.

Геофізичні дослідження міжсвердловинного простору показали відсутність великих скупчень сульфідів, що могло б свідчити про високу перспективність Калинівського прояву. Л. І. Забіяка [75] дав йому негативну оцінку. Відомі в інших місцях території точки підвищеної мінералізації міді пов'язані з дрібними останцями графітизованих та сульфідизованих кристалосланців і практичної цінності не мають.

Нікель (хром)

Прояви нікелю пов'язані з дрібними масивами ультраосновних порід сабарівського комплексу, розташованих в центрі площі, поблизу сс. Малий Острожок та Малі Кутища. Виявлені В. А. Рябенком та ін. [94], оцінювалися А. Я. Древнім [72], а також у процесі ГДП-200. Обидва масиви являють собою порівняно великі останці серед гранітоїдів бердичівського комплексу, мають майже ізометричну форму та розміри 300–400 x 140–250 м, на глибину простежені до 150 м. Складені вони серпентинізованими піроксенітами з вмістом нікелю від 0,08–0,15% до 0,8%; хрому – до 5,5–7,4% (Cr_2O_3 – до 13,8%).

Помітне збагачення нікелем відбувається у нонтроніт-хлоритовій корі вивітрювання гіпербазитів, потужність якої – 15–50 м. На краще вивченому прояві Малий Острожок (II-2-64) потужність зони дезинтеграції дорівнює в середньому 23 м. Вміст нікелю в ній коливається в межах 0,15–2,04%, іноді до 4,34%. Інтервали із значеннями 0,5% та вище мають розміри 1,4–5,7 м.

На прояві Малі Кутища (III-2-69) потужність нікеленосної кори вивітрювання становить 14–30 м. Найвищі концентрації нікелю сягають 0,2–1,13%, середнє для двох рудних інтервалів загальною потужністю 5,5 м дорівнює 0,95%.

Загалом, беручи до уваги досить високий рівень вивченості території (проводилися спеціалізовані невіддалі пошукові роботи [72; 78]), перспективи її нікеленосності можна вважати низькими. Дещо підвищує практичне значення нікеленосних кор вивітрювання зв'язок з ними проявів золота (до 8,5 г/т), підвищених концентрацій платиноїдів (0,06–0,4 г/т) (прояв Малі Кутища).

Молібден

Геохімічними дослідженнями минулих років [14] встановлено виразну спеціалізацію кристалічних порід району на Мо, його концентрації в більшості з них перевищують кларк в 1,5–4 рази. На Любарському (Браталівському) рудопрояві молібденіту вони досягають середніх значень – 0,0014%. Пов'язані подібні прояви із зонами значних тектонічних порушень (Хмільникською, Сальницькою (Остропільською) та ін.). Вони локалізуються в ділянках насувних структур (сс. Малий Браталів, Коваленки), які були за підвідні канали для основних магм (дайки діабазів) та за шляхи циркуляції більш пізніх гідротермальних розчинів [64].

Характерною особливістю проявів молібдену є їх тісний просторовий зв'язок з масивами чарнокітів, пегматоїдних піроксенових гранітів та гранодіоритів (по чарнокітоїдах). У цих породах, особливо в біотит-піроксенових та піроксенових різновидах, вміст Мо досягає $0,3\text{--}5 \cdot 10^{-3}\%$. В зонах рудоконтролюючих насувів процеси діафорезу (амфіболізації, біотитизації) та метасоматозу, що призводять до перерозподілу молібдену, виявляються найінтенсивніше. Спеціальні дослідження на Малобраталівській ділянці [64] показали, що формування кремне-лужних (калієвих) метасоматитів відбувалося в широкому інтервалі температур – від $600\text{--}750^\circ\text{C}$ до $250\text{--}340^\circ\text{C}$, коли відкладалася основна маса молібденіту, і до $95\text{--}120^\circ\text{C}$.

Молібденіт представлений гексагональним різновидом, часто супроводжується піротином, у меншій кількості – піритом, рідко халькопіритом, галенітом. Зруденіння моноелементне, майже без помітних домішок ренію та інших металів.

На території аркуша розташований східний фланг Сальницького прояву молібдену (II-1-63), виявленого П. Ф. Брацлавським [64]. Розміщується в ендоконтактовій частині гранодіоритового масиву, де переважають біотит-піроксенові породи, тут порівняно слабо виявилися тектонічна переробка та калієвий метасоматоз. Вміст Мо в гранодіоритах варіює від $0,2 \cdot 10^{-3}$ до $1,0 \cdot 10^{-3}\%$, рідше $10^{-2}\%$. В крупнозернистому піроксеновому гранодіориті, місцями окварцованому, з вкрапленістю молібденіту, піриту та піротину, виявлено два інтервали потужністю 1,4 та 0,7 м із середнім вмістом Мо 0,042–0,048% (макс. – 0,07%). Молібденіт утворює лусочки розміром 0,5–5,0 мм, розташовується вздовж мікротріщин у породі.

В Уланівській структурі є ще кілька малоперспективних пунктів мінералізації та аномалії молібдену. Вони пов'язані з тектонічними зонами (Веселківською та ін.), де породи калішпатизовані та окварцовані. Рудні тіла мають потужність до 0,8 м, вміст Мо в них 0,02–0,06%, іноді присутня мідь (до 0,015–0,035%).

РІДКІСНІ МЕТАЛИ ТА РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНІ ЕЛЕМЕНТИ

Цирконій

Найвищі концентрації цього металу виявлено в пісках новопетрівської світи неогену. Роботами О. М. Ханисенка [103], П. Ф. Брацлавського [64] та при проведенні ГДП-200 оцінено ільменіт-цирконовий розсип (II-1-4) біля с. Краснопіль Чуднівського району Житомирської області. Тут нерівномірнозернисті піски залягають на корі вивітрювання кристалічних порід, рідше на осадках бучацької серії. Потужність піщаної товщі змінюється від перших метрів до 30 м, на більшій частині рудопрояву – 10 м. Збагачення корисними мінералами, які представлені цирконом – 2,13–8,0 кг/т, ільменітом – 1,5–19,6 кг/т, рутилом – 1,3–24,0 кг/т, фіксується в середній частині розрізу новопетрівської світи на глибинах від 5 до 15 м.

Підвищений вміст циркону встановлено також у рудах Миколаївського родовища рідкісних земель – 0,3–0,7 кг/т, в каолінах Турбівського родовища – до 2 кг/т.

Рідкісноземельні елементи церієвої групи

Один з основних рідкісноземельних мінералів – монацит є характерним акцесорієм майже всіх різновидів гранітоїдів регіону. Найбільші скупчення його, що досягають промислових значень, пов'язані з жильними пегматоїдами, в яких інтенсивно виявилися процеси метасоматозу – біотитизація та альбітизація. Практичний інтерес становлять залишкові (в корі вивітрювання) та алювіальні розсипи, де поряд з монацитом присутні циркон, ільменіт, рутил, гранат.

Миколаївське родовище рідкісноземельних елементів (IV-1-20). Відкрите і розвідане Д. А. Лавровим та М. П. Щербаком у 1963 р. [83]. Розташовано в долині р. Згарек, між сс. Миколаївка і Кам'янка Літинського району Вінницької області. Структурно приурочене до південно-західного флангу Хмільницької зони розломів. У геологічній будові родовища беруть участь чарнокіти літинського, а також гранітоїди бердичівського комплексів (останні переважають), серед яких зустрічаються малопотужні останці піроксенових кристалосланців та гранат-біотитових гнейсів. Граніти і метаморфічні породи розсічені жилами пегматитів та пегматоїдних гранітів, субзгідних із загальною структурою зони. Жильні утворення часто мають нечіткі, поступові переходи у граніти та мігматити, розташовані вони групами на зближених відстанях, кулісоподібно. Протяжність їх досягає кількох сотень метрів, потужність – 30–40 м. Простягання жил північно-західне, іноді субширотне чи північно-східне, падіння їх на південь під кутами 75–85°.

Монацитоносні тіла неоднорідні за будовою. Поблизу контакту вони середньозернисті, ближче до центру розташований пегматоїдний граніт, іноді в центральній частині формується блоковий та (чи) письмовий пегматит з кристалами кварцу і калішпату до 5–8 см та більше, в складі порід переважає мікроклін та ортоклаз-пертит, у невеликій кількості містяться кварц, біотит, гранат, монацит, циркон, в контактних зонах присутній плагіоклаз. На різних ділянках родовища метасоматичні процеси в пегматитах проявилися неоднаково. На північному заході монацитоносними є типові жильні рожеві пегматоїдні граніти та їх приконтактові зони з вмішуваними вінницитами. На південно-східному фланзі – крупнозернисті та пегматоїдні лейкократові граніти із значним розвитком заміщувачого метасоматичного комплексу. Останній представлений альбітом по ранніх польових шпатах, часто у вигляді жилок. У пегматоїдних гранітах біотит, нерідко разом з монацитом, заміщує калішпат, часто він розвивається між зернами польового шпату, оточує їх, виповнює проміжки між ними, а також порожнини тріщин. У всіх випадках породи тою чи іншою мірою катаклазовані і тріщинуваті. В зонках катаклазу та дроблення, які не дійшли до стадії мілонітів, фіксується рідкісноземельна мінералізація. Вона представлена монацитом свіжим, без помітних змін, вік його за даними ізотопного аналізу 2100 млн. років [54].

Потужність рудних тіл змінюється від перших метрів до перших десятків метрів, вона дуже невитримана за простяганням та падінням. Вміст основних компонентів в рудах такий: монацит – 1,2–2,2 кг/т, циркон – 0,3–0,7 кг/т, ільменіт – 0,3–4,4 кг/т. Монацит міститься у вигляді дрібних, звичайно до 1 мм, зерен блідо-

жовтого або бурувато-жовтого кольору, розподіл його дуже нерівномірний. Вміст суми TR в монациті від 47,5 до 67,2%; ThO₂ – від 3,55 до 13,16% (сер. 8,85%), U – від 0,06 до 0,7%. У складі рідкісних земель переважають Ce – 42,8–47,5%; La – 22,9–25,2%; Nd – 23–25%; в невеликій кількості міститься Pr – 4,1–4,5%; Sm – 0,8–1,1%; Gd – 0,7–1,0%; Dy – 0,1–0,3% та Y – 0,5%. В монациті із вміщуючих порід встановлено наявність Tb – 0,3% та Eu – 0,1%. Миколаївське родовище не розробляється через невеликі запаси та низький вміст корисних компонентів. Можливо, виявиться рентабельною його комплексна розробка на TR, Zr, ільменіт, радіоактивні елементи, гранат, польовошпат-кварцову сировину.

Пункти мінералізації рідкісноземельних елементів, пов'язані з подібними пегматитами, відомі біля с. Майдан Голосківський (Вишенька) Літинського району (вміст монациту до 2,6–4,0 кг/т), а також поблизу смт. Літин (вміст у тілі пегматиту, розкритого однією з свердловин, становить 0,5–10,5 кг/т (сер. 2 кг/т)).

Постолівське родовище монациту (Ш-3-51). Розташоване між сс. Заливанщина та Іванів Калинівського району Вінницької області, в середній течії р. Постолова, виявлене Д. А. Лавровим та М. П. Щербаком [83]. Корінними джерелами розсипів є бердичівські граніти та пегматити, а також кора їх вивітрювання, в якій місцями формуються залишкові (елювіальні) розсипи потужністю від 0,5 до 16,5 м з вмістом корисного мінералу до 3,4 кг/м³. Середня кількість монациту в них за окремими розвідувальними лініями або свердловинами змінюється від 2 до 646 г/м³.

Алювіальні верхньочетвертинні розсипи формуються вздовж русла річки, вони більше збагачені монацитом. Вміст його варіює від знаків до 2664 г/м³, середній за окремими лініями – від 266 до 1742 г/м³, крім монациту, присутні циркон, ільменіт (до 26 кг/м³) та гранат. Потужність пласта змінюється від 2,2 до 5,6 м (сер. 3,6 м). Найбільш збагачений монацитом із значною потужністю пласта похований розсип приурочений до середньої і нижньої частини течії річки.

Гнилоп'ятське родовище монациту (П-3-44). Відкрите і розвідане Д. А. Лавровим та М. П. Щербаком [83]. Розміщується між смт. Комсомольське Вінницької області і с. Бистрик Житомирської області у верхній і середній частинах течії р. Гнилоп'ять. Геологічна будова його подібна до Постолівського. В корі вивітрювання бердичівських гранітоїдів середній вміст монациту перевищує 100–150 г/м³, максимальний досягає 7169 г/м³. Алювіальні, меншою мірою делювіальні піски, містять монацит в кількості від знаків до 3977 г/м³, при середніх значеннях за різними розвідувальними лініями від 200–430 до 585–623 г/м³, присутні ільменіт – до 3000 г/м³, циркон – до 300 г/м³, гранат – до 8000 г/м³.

Помітно збагачені монацитом піски встановлено і в долині р. Тетерів, де зафіксовані його концентрації, що досягають 892 г/м³. Монацит, імовірно, може видобуватись попутно при розробці деяких родовищ каоліну. Наприклад, на Турбівському родовищі його вміст становить до 1,2 кг/т (циркон – до 2 кг/т, ільменіт – до 5 кг/т), на Глухівському – 0,3–0,8 кг/т (сер. – 0,6 кг/т).

БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ.

Золото

На сьогодні встановлено дві групи утворень з підвищеною концентрацією цього благородного металу: кора вивітрювання на масивах ультраосновних порід (прояв “Малі Кутища”) і графітвмісні гнейси та зони окварцування в них.

Прояв “Малі Кутища” (Ш-2-69). Пов'язаний з нонтроніт-хлоритовою корою вивітрювання над тілом гіпербазитів, яка була охарактеризована в розділі “Нікель”. Виявлено інтервали потужністю до 8 м з вмістом Au 0,51–0,64 г/т (пробірний аналіз), в одній з проб вміст 8,5 г/т (емісійний квантометричний аналіз). Крім золота, в окремих пробах виявлено платину (0,06–0,42 г/т). Цей прояв є аналогічним Північно-Капітанівському рудопрояву гіпергенних золотих руд у Середньому Побужжі.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Ця група визначає основні риси мінерагенії площі, найважливіше значення має технологічна сировина – каоліни і гранат. Родовища первинних каолінів – Глухівське і Турбівське (останнє розташоване на південь від території дослідження) – розробляються вже багато десятків років. Освоєння промисловістю унікальних ресурсів гранату – мінералу, придатного для виробництва абразивних матеріалів, відбувається поки що слабо, іноді гранат вилучається попутно при виробництві щебеню. На площі виявлено прояв мінеральних пігментів, які можуть бути використані у виробництві фарб, є малоперспективні прояви графіту. Знайдено кристал алмазу і встановлено шліхові ореоли його супутників – піропів та хромшпінелідів.

Досліджуваний регіон, що розташований майже в центрі України і досить густонаселений, має потужну базу будівельних матеріалів. Тут працюють численні підприємства з видобутку та виробництва облицювального каміння, буту і щебеню, будівельних пісків і цегляно-черепичних глин та суглинків. Перспективною може виявитися розробка пеліканіту, можливо, мармуру.

На площі аркуша графіт зустрічається дуже часто, іноді він є породоутворюючим мінералом у графіт-біотитових гнейсах та сланцях-діафторитах. Вміст його в цих породах дуже нерівномірний і змінюється, за спостереженнями у шліфах, від 1–3 до 15–20%.

Сальникський прояв графіту (IV-3-78). Розташований біля с. Сальник Калинівського району Вінницької області. Виявлений і оцінений Л. І. Забіякою [75]. Просторово приурочений до північно-східного флангу Хмільницької зони. В геологічній будові прояву беруть участь бердичівські гранат-біотитові плагіомігматити, граніти та вінницити. Серед гранітоїдів збереглися релікти біотитизованих і графітизованих гіперстенових кристалосланців, але частіше зустрічаються останці гнейсів та сланців графіт-біотитового складу. Вони орієнтовані субвертикально (75–80°) і в плані не оконтурені. Глибина залягання графітвмісних порід 45–79 м, середня 63 м.

В корі вивітрювання концентрація графіту (вільного вуглецю) – 2,75%. У гнейсах вона варіює від 2,1 до 7,85%, складаючи в середньому за двома свердловинами 3,25% і 4,6%. Розмір лусочок графіту – до 0,25–0,5 мм. Велика глибина залягання та бідність руд свідчить про невисоку перспективність прояву, крім того, він розташований під високопродуктивними орними землями, через нього проходить залізниця.

Первинний каолін

Досліджувана територія відрізняється порівняно гарною збереженістю кори вивітрювання з чітко вираженою каолінітовою зоною, яка розвинена на гранітоїдах переважно бердичівського комплексу. Тут знаходиться Глухівецько-Турбівський каоліновий район, місцезона і межі якого контролюються Глухівецькою і Білопільською зонами розломів. У районі працюють великі каолінові комбінати, які видобували і переробляли 46% загальновалового видобутку каолінів в СРСР. Досить великі прояви каолінів відомі і за його межами.

Розглянемо головні риси геологічної будови Глухівецько-Турбівського району. Основний фон утворюють бердичівські гранат-біотитові плагіомігматити і плагіограніти, на півночі вони змінюються істотно біотитовими мігматитами. Серед гранітоїдів збереглися поля порід субстрату – мігматизованих гіперстенових кристалосланців, майже повсюдно діафторованих і перетворених у гнейси біотитового, рідше гранат-біотитового складу. Поля кристалосланців та гнейсів відіграють важливу рудоконтролюючу роль, оскільки саме в них скупчуються численні тіла лейкократових гранітів і граніт-пегматитів. З первинного каоліну-сирцю, що виник при вивітрюванні саме цих порід, вихід збагаченого каоліну I та II сортів становить 78–79%, цей показник в каолінах по інших гранітоїдах – близько 50% [99]. Розміщення лейкогранітів і пегматоїдів, а в подальшому і ділянок тріщиноутворення, сприятливих для формування потужної кори вивітрювання, контролюється зонами основних і оперяючих порушень. Напрямок цих зон різний – на Великогадоминецькому родовищі переважають північно-західні орієнтування, на Глухівецькому – порушення ортогональної системи та північно-східні.

Потужність кори вивітрювання в Глухівецько-Турбівському районі дорівнює 30–50 м, місцями 70–108 м, а каолінітової (промислової) зони – від 20–30 до 60–70 м (Глухівецьке родовище). Кори вивітрювання на більшій частині площі поховані під відкладами кайнозою потужністю від 10–15 до 25–35 м.

Для профілю зони гіпергенезу, у межах більшої частини району, характерна повнота, тобто наявність всіх трьох зон (див. гл. 4). Зберігається така будова в основному на вододілах, у річкових долинах верхні зони тою чи іншою мірою розмиті. Форма покладів первинного каоліну характеризується значною складністю, різко змінюється їх конфігурація в плані, а також потужність. Розподіл марок каолінів на зрізах (уступах кар'єрів) плямисто-смугасте, спостерігається закономірна відповідність орієнтації смуг зонам переважаючих порушень.

Глухівецьке родовище первинних каолінів (II-3-9). Опис зроблено за матеріалами Л. С. Сонкіна, Д. С. Гурського [101] і Н. Г. Цимбалюка [51]. Розташоване на південь від с. Глухівці Козятинського району Вінницької області, за 4 км на північ від залізничної станції Глухівці і за 8 км від станції Козятин, з якою воно сполучене залізницею. Відоме з 1901 року, в подальші роки неодноразово дорозвідувалось. На сьогодні із родовища добуто понад 25 млн. тонн каоліну.

Приурочене до одного з великих субмеридіональних розломів Глухівецької зони в місці його сполучення з Білопільською північно-східною зоною. Крім того, тут Глухівецька зона ускладнена дрібнішими субширотними порушеннями; в місцях її зчленування з ними формувались ділянки підвищеної тріщинуватості і більш потужні зони гіпергенезу. Головним розломом рудне поле поділене на дві частини. В західній і центральній переважають мігматити з великою кількістю реліктів субстрату – складених біотитовими гнейсами і сланцями, рідше гіперстеновими кристалосланцями. В східній частині гранітоїди представлені сильно мікроклінізованими порфіроподібними різновидами з ксенолітами мігматитів і гнейсів. Кути падіння різних різновидів кристалічних порід змінюються від 40–45° до 80°.

Каоліни різних флангів різняться за якісними характеристиками. На заході вони містять мало

забарвлюючих окислів, але відрізняються підвищеною кількістю гідролюд. Тут зафіксовано субширотну зону збагачення каолінів графітом, який утворює тонку тінюву структуру. Лусочки його мають розміри 0,06–3 мм, 40% їх не проходить через сита і це знижує якість готової продукції. Поклад каоліну на східному фланзі має дуже складну морфологію і невтриману потужність. Ділянки великих потужностей (до 42,0 м), за всієї складності конфігурації, помітно витягнуті в північно-східному і субмеридіональному напрямках, мають субширотні відгалуження. Каоліни східної ділянки мають білизну до 95–97% при середньому значенні по ділянці 82%, а по родовищу – 78,5%.

Мікроклінвмісні (лужні) каоліни, що утворюють нижню частину зони повної каолінізації, формуються по двопольовошпатових і пегматоїдних гранітах. Середня потужність їх дорівнює 6,1 м, в тому числі кондиційних – 4,7 м. Вихід польовошпатового концентрату з них 8%. Вміст піщаної фракції в каолінах у середньому по родовищу – 40%. Складається вона з кварцу (95–99%), мікрокліну (1–4%), акцесорних мінералів. Піски-відходи придатні для використання в будівництві (100%), для приготування бетонних розчинів (84%), для тонкої кераміки (85%), для виробництва карбїду кремнію (понад 50%).

За даними переоцінки 1977–1983 рр. найбільш поширеними для паперової промисловості є сорти КН-84 – 17,7%, КН-82 – 17,6%, КН-80 – 19,7%, КН-78–16,5%, КН-73 – 15,6%, (разом 88%). Але позабійне випробування показує істотну розбіжність – обсяг високоякісного каоліну (КН-84-80) знизився на 24%, а низькоякісного (КН-73) збільшився на 13,7%. Серед сортів для керамічної промисловості переважають марки КФ (31,3%) і КО-1 (40,7%), для гумотехнічних і пластмасових виробів, штучної шкіри і тканини – сорти КРТ – 57,8%, КРТШ – 21,3%.

Характерною особливістю будови каолінового покладу Глухівецького родовища є наявність у його верхній частині сировини низьких марок з білизною 67–73%, обсяг її становить до 40% гірської маси. Виконаними роботами доведено доцільність використання низькосортного каоліну з домішками легкоплавкої глини або паливного шлаку та інших домішок для отримання лицьової і пустотілої цегли методом пластичного формування. Розроблено технологію виробництва модифікованого каоліну, що може використовуватись як світлий наповнювач при виробництві гумових сумішей, полімерів, лаків, фарб, клеїв, пластмас. Він є заміником дорогої і дефіцитної імпортової білої сажі, ціна якої вдвічі вища.

Великогадомінецьке родовище каоліну (П-3-66). Розташоване на межі Вінницької і Житомирської областей за 5 км на північний схід від Глухівецького родовища. Відкрите в 1969 році Київською геологічною експедицією тресту “Київгеологія” Мінгео УРСР.

Кора вивітрювання в межах родовища сформована на мікроклінізованих біотитових з гранатом (до 1%) плагіогранітоїдах, серед яких збереглись ксеноліти біотитизованих гіперстенових кристалосланців і біотитових з гранатом гнейсів, породи розсічені дрібними тілами апліт-пегматоїдних гранітів. Особливістю геологічної будови родовища є його приуроченість до складного вузла зчленування розломних зон різного орієнтування – субмеридіональної (Глухівецької) і північно-західної (оперяючого розлому Веселківської зони). Північно-західний напрям мають лінійно витягнуті ділянки інтенсивної тріщинуватості і пов’язаної з ними лінійної кори вивітрювання потужністю до 50,0 м. Зона кінцевих продуктів (каолінітова) являє собою поклад складної форми, потужність якого змінюється від 1,0 до 89,0 м. У середньому вона дорівнює 24,0 м. В нижніх рівнях зони місцями залягає горизонт лужних каолінів (потужність від 0,4 до 8 м).

Первинний каолін-сирець Великогадомінецького родовища складається з каолініту – 38–80%, (сер. 54,7%), кварцу – 15–45%, гідролюд – 1–2%, має високу білизну – 66–91% (сер. 82%). Вихід сортів каоліну для основних галузей промисловості такий: паперова – марки КП-87 – 31,5%, КП-84 – 30,1%, КН-80 – 18,1%; керамічна – марки КФ-4 – 63,3%, КЄ-3, КХ-6 – 18%; кабельна – марки І-59,4%, ІІ-21,1%; гумова – марки КРТ – 71,4%; виробництво ультрамарину ПР – 63,3%. Піщаний залишок (в середньому по родовищу – 40,3%) складається з кварцу – 93,13%, калішпату – 0,8%, може використовуватись для виробництва важких бетонів марки “500”, гідротехнічного бетону, будівельних розчинів, облицювальних плиток.

Збагачений каолін родовища відповідає вимогам кращих світових стандартів. Доведено це комплексними дослідженнями білизни, абразивності, кристалографії, гранулометричного складу частинок каоліну, виконаними в лабораторіях Франції і України. Концентрати з первинного каоліну не поступаються всесвітньо відомим маркам каолінів для крейдування паперу, які виробляють компанії “Інґліш Чайна Клейз” (Англія) і “Джоржія Каолін” (США). Але, для того щоб каолінові концентрати родовища стали конкурентоспроможними на світовому ринку, необхідно застосування передових технологій видобутку та переробки сирцю. При цьому вони повинні відповідати суворим європейським вимогам до охорони навколишнього середовища.

Інші прогнозні ділянки (родовища) і прояви каолінів у загальних рисах подібні до описаних вище. Відомості про них розміщені в додатках № 1 і 3.

Мінеральні фарби

У процесі ГДП-200 виявлено прояв (П-2-6) забарвленої кори вивітрювання біля с. Андріяшівка Бердичівського району Житомирської області. Тут продукти вивітрювання кристалосланців виходять на денну поверхню. У верхній частині розрізу, до глибин 3,0–8,3 м, порода має іржаво-червоний, густо-

малиновий колір, з глибиною забарвлення помітно блідне, стає жовтувато-світло-коричневим. Отриманий з верхнього горизонту пігмент зберігає свої первинні якості до температури 400–700° С. За вмістом оксиду заліза, рН, клейовою і масляною покривністю він відповідає мінімальним вимогам ГОСТу 8019–71 для вохр “суха” сортів 0–3 і 0–4. Може бути використаний для виробництва протертих оранжево-червоних фарб, для кольорової штукатурки, клейових і силікатних фарб.

Абразивна сировина. Гранат

У гранітоїдах Верхнього Побужжя зосереджені великі запаси природного абразиву – гранату. Останній генетично пов'язаний з гранітоїдами бердичівського комплексу, головним чином з гранат-біотитовими плагіомігматитами і гранітами. Найбільш широко ці різновиди поширені у південній частині аркуша, вміст корисного мінералу в них досягає 10–25% і більше. Збагачення гранатом зазначених утворень пов'язано з тим, що вони розвиваються по гіперстенових кристалосланцях і ендербіт-мігматитах з високим (до 60–80%) вмістом анортитового (збагаченого Al_2O_3) компонента в плагіоклазі. Гранітоутворюючі флюїди були збіднілі на калій і воду, тому зайвий глинозем первинних порід ішов на утворення гранату і лише меншою мірою – біотиту. Не виключено збагачення глиноземом виникаючих напіврозплавів після вилучення з них лейкократових фракцій. Хімічні особливості рудоносних гранітів такі: вони містять мало кремнезему (до 62–65%), CaO (до 2,5–3%), K_2O (1–2%), перенасичені Al_2O_3 (16–18%).

Фізико-механічні властивості абразивної сировини, такі як твердість, мікротріщинуватість, здатність при подрібненні давати уламки із загостреними краями, спроможність відновлювати гострі грані при руйнуванні в процесі тертя і міцно приклеюватися до паперового або тканинного носія, роблять її придатною для виготовлення шліфувальних матеріалів. Останні можуть знайти широке використання для обробки дерева, м'яких металів, шліфування скла, пластмас та інших цілей. Виробничі дослідження гранатових шліфшкурочок показали, що дієздатність їх перевищує традиційні – кремнієву (в 3 рази) та електрокорундову (на 15%) при обробці дерева і не поступається цьому показнику при обробці шкіри.

На сьогодні у Верхньому Побужжі підготовлено мінерально-сировинну базу абразивів – виявлено і оцінено, інколи з детальною розвідкою, кілька родовищ комплексної сировини. З них, окрім гранату, можуть бути отримані кварц-польовошпатові концентрати (відходи), придатні для виробництва листового скла, а також будівельне каміння (бут і щебінь для залізобетону) і, можливо, блочного каміння з доброю декоративною і фізико-механічною якістю. Вміст гранату в рудах варіює від 8–12 до 36% при середніх значеннях 15–27%, добування корисного мінералу з них на концентраційному столі досягає 87,5%.

За розрахунками спеціалістів, термін окупності нового підприємства з комплексної переробки відсівів від дроблення гранітів на щебінь, з урахуванням часу будівництва і освоєння, не перевищить трьох років. У північно-західних районах Вінницької області діє ряд кам'яних кар'єрів (розробляється будівельний камінь), деякі з них розміщені в межах контурів родовищ гранатових руд. На їх базі цілком рентабельним було б створення збагачувальної фабрики з виробництва гранатових концентратів. Кам'яні кар'єри розташовані поблизу залізниць або автомобільних доріг, зазвичай на неорних або малопродуктивних землях, що дає можливість розширити площі експлуатованих родовищ.

Потенційним джерелом гранату в районах Верхнього Побужжя можуть бути також алювіальні розсипи. Перспективи їх вивчено слабо, розвідка не проводилась. Більша частина відомих точок збагачення гранатом розміщується на продуктивних землях і залучення їх в гірничодобувний процес малоімовірно. Втім, можна виділити кілька ділянок вздовж р. П. Буг від м. Хмільник до м. Вінниця, де потужність гранатвмісних базальних горизонтів алювію досягає 3–5 м при глибині розкриття перші метри. Вміст гранату в породах змінюється від кількох кілограмів до 150 кг/т, але оскільки можливість застосування обкатаних зерен в якості абразиву не вивчалася, ці алювіальні розсипи розглядаються у ранзі пунктів мінералізації і на карті не показані. Поряд з гранатом з розсипів можливе видобування пісків, дефіцит яких відчувають будівельні підприємства м. Вінниця та інших міст. Більш проста і дешевша технологія розробки (без використання підривних робіт) в поєднанні з комплексністю руд можуть висунути алювіальні розсипи в розряд високорентабельних об'єктів.

Слобідківське родовище гранату (IV-2-22). Розміщується на південь від с. Слобідка Хмільникського району Вінницької області. Відкрито Д. А. Лавровим та іншими в 1967 р., проведено детальну розвідку [69] до глибини 21,7 м. Родовище не розробляється.

Абразивною сировиною є плагіоклазові мігматити і граніти бердичівського комплексу, в яких слабо виявилася вторинна калішпатизація. Вміст гранату змінюється від 8,3 до 36,04%, середній по родовищу – 15,18%. Збагачення можна проводити за допомогою мокрої магнітної сепарації і концентраційного стола. Концентрат містить 80–92% гранату при його вилучаємості з первинної породи 80–83%. Він задовольняє вимогам абразивної промисловості, придатний для обробки деревини і деяких видів гірських порід замість електрокорунду. Окрім абразивної сировини з порід можна добувати кварц-польовошпатові концентрати (середній їх вміст – 48%), які після збагачення придатні для виробництва листового скла.

Як супутній компонент гранат може видобуватись у родовищах будівельного каміння. Прикладом є Іванівське родовище (IV-2-74), де розробляються гранат-біотитові мігматити. Вміст гранату в породах

варіює від 12 до 36% (сер. 27%). На кар'єрі розроблено схему комплексної переробки рядового відсіву (відходи дроблення). Отримані за цією схемою пробні партії гранатових шліх-матеріалів успішно пройшли промислові випробування в концерні "Запоріжабразив". Відомості про інші родовища і прояви абразивної сировини наведено в додатках № 1, 3.

ДОРОГОЦІННЕ КАМІННЯ.

Алмази

На сьогодні на території аркуша М-35-XXIII знайдено єдиний кристал алмазу біля с. Гардишівка Бердичівського району Житомирської області (І-2-34). Свердловиною 199, пробуреною при проведенні ГДП-200, в інтервалі 9,8–11,3 м розкрито середньо-крупнозернисті піски дніпровського кліматоліту. В пробі вагою 68 кг крім алмазу знайдено піропи в кількості 140 зерен.

Алмаз було передано для вивчення в ІГМР НАН України. За висновками В. М. Квасниці, він представлений кристалом комбінаційної форми – куб-ромбододекаедр з переважанням ямчастих граней куба. Така його форма зумовлена швидким ростом (виродженням) граней октаедра. Акцесорії на гранях типові для певних форм: на гранях куба – правильні чотирикутні і неправильні западини, на гранях ромбододекаедра – паралельна штриховка, октаедр гладкогранний. Колір кристалу темно-сірий, в ультрафіолеті має слабе невиразне за кольором світіння. Найчастіше таку форму кристалів має алмаз із мантийних еклогітів, хоча такі самі за формою кристали алмазу можуть зустрічатися і в перидотитах.

БУДІВЕЛЬНІ МАТЕРІАЛИ

В районі розташовані великі родовища декоративно-облицювального каміння та було-щебеневої продукції, при розробці багатьох з них може попутно добуватися гранат. Значно поширені суглинки, придатні для цегляно-черепичного виробництва. В долинах річок, а на півночі аркуша і на вододілах існують великі запаси піску невисокої якості.

Радіаційно-гігієнічна оцінка на розроблюваних родовищах проводиться згідно з вимогами до будівельної сировини. За значеннями сумарної радіоактивності породи відповідають 1-му класу (до 370 Бк/кг), рідше 2-го класу (370–740 Бк/кг).

Декоративно-облицювальне каміння

Найбільшими родовищами, де видобувається блокова продукція, є Жежелівське та Райківське родовища гранітів. Блоки можна добувати і в Черепашинському та Лознянському родовищах, але вони розробляються, головним чином, на бут і щебінь.

За схожістю кольору, текстурно-структурними особливостями породи належать до першої групи декоративного каміння. Це темно-сірі, сірі середньо-, рідше крупнозернисті порфіроподібні граніти і чарнокіти. Наявність у складі порід біотиту і, особливо, гранату ускладнює обробку каміння. Водночас мінерали, що містяться в цих породах, утворюють досить однорідний колірний фон, без малюнка, тому гранітоїди можна використовувати для облицювання великих споруд, бо відпадає необхідність у підборі декоративних плит.

Жежелівське родовище граніту (П-3-8). Розташоване біля південно-східної окраїни с. Жежелів Козятинського району Вінницької області, за 3 км від залізничної станції Бродецьке. У 1968 та 1975 роках дорозвідувалося КГЕ "Укргеолстром". Видобуваються двопольовошпатові сірі граніти з невеликим вмістом гранату – 1–3% і біотиту – близько 10%. В них містяться нечисленні дрібні (до перших метрів) останці субстрату, серед яких частіше зустрічаються кумінгтонізовані гіперстенові кристалосланці, по периферії останців останні заміщуються гнейсами з гранатом, біотитом, кордієритом.

Структура сірих гранітів середньозерниста, іноді порфіроподібна, часто спостерігаються шліри темноколірних мінералів. Характерна паралелепіпедна окремість, зумовлена тріщинами з відстанями 1–2,5 м, приблизно такі ж розміри мають блоки, що видобуваються. Вихід блочного каменю в північному кар'єрі становить від 18 до 40%. Граніти порівняно легко піддаються усім видам механічної та ручної обробки, добре розколюються, даючи рівні поверхні. В полірованій фактурі граніт темно-сірого кольору без відтінків, скупчення біотиту і гранату утворюють плямистий малюнок. Тесові фактури білувато-сірі, однорідні, лише місцями темні плями гнейсів знижують якість каменю. Колірна характеристика (світлота р) фактур: полірована – 7,3%, "скеля" – 21%, тес – 30%. Блоки розпилюються на плити завтовшки 8 см, вихід плит з 1 м³ блоків у середньому дорівнює 8,1 м².

Жежелівські граніти в основному використовуються у полірованому вигляді, з каменя зі шліфованою та дрібноударною фактурами виготовляються сходи, бордюри та ін. Були використані при будівництві Мавзолею В. І. Леніну, пам'ятника Т. Г. Шевченку і трибуни на Червоній площі у Москві, пам'ятника

В. І. Леніну у Києві, меморіалу на Сапун-горі у Севастополі, набережних річок міст Москви, Києва, Санкт-Петербурга, станцій метро та ін. У південному кар'єрі граніти розробляються на бут і щебінь.

Райківське (Бердичівське) родовище граніту (І-3-1). Розміщується біля с. Райки Бердичівського району Житомирської області. Площа 0,45 км². Дорозвідане у 1984 р. інститутом “Укрремдорпроект” до глибини 49,2 м. Граніт біотитовий світло- і темно-жовтуватого-сірий, масивний, іноді порфіроподібний середньо- або нерівномірнотзернистий. Порооди придатні для виготовлення тесаних виробів, що відповідають технічним умовам РТУ-21-164-66 та МРТУ-21-33-67, а також для отримання щебеню марок 1000–1200 за міцністю, J-1 та J-2 за стираністю, J-75 за опором удару. Тесані вироби поставляються для благоустрою міст Києва, Львова та ін.

Каміння будівельне

На території робіт відомо понад 30 кар'єрів з розробки каміння на бут і щебінь, близько 50 пунктів його кустарного видобутку, але розвідано з підрахунком запасів лише 13 родовищ. Добру якість, що задовольняє усім вимогам до було-щебеневої сировини (марка щебеню 1200–1400), мають ендербіти літинського комплексу, мігматити і граніти бердичівського комплексу.

Селищанське родовище ендербіту (IV-1-21). Розташоване біля с. Селище Літинського району Вінницької області. Дорозвідане у 1984 р. В. А. Климчуком (інститут “Укрремдорпроект”). Середня потужність корисної копалини 44,5 м, перекриваючих порід – 5,4 м (придатні для виготовлення цегли). Розробляється ендербіт середньо-крупнотзернистий, масивний, сірого кольору, який складається з плагіоклазу-антипертиту – 61,5%, кварцу – 26,5%, гіперстену – 8%, калішпату – до 3–8%, магнетиту – 3–6%. Радіоактивність – 2,1–5,6 мкр/год. при фоні 2,4 мкр/год. Ендербіт може використовуватись для виготовлення щебеню марок 1000–1400.

Соломірське (Журавненське) родовище плагіомігматитів (III-1-16). Розташоване за 0,7 км від с. Соломірка (Журавне) Літинського району Вінницької області. Дорозвідане у 1983 р. Потужність корисної копалини 1,5–25,0 м, розкриття – 7,0 м. Видобувається мігматит плагіогранітного, рідше гранодіоритового складу, сірого кольору, смугастий, тінювий, порфіробластовий. Середній склад: плагіоклаз – 50–55%, кварц – до 25%, гранат – 7–12%, біотит – 8–10%. Порооди слабо катаклазовані.

Фізико-механічні властивості мігматитів: щільність 2,73–2,82 г/см³, межа міцності при стисненні – 875–1281 кг/см². Розробляється на щебінь та бутовий камінь марки 800, може видобуватися дрібноблочний камінь (місцями до 30–40%), використовується на будівельних об'єктах Південно-західної залізниці. Подібні характеристики мають граніти з кар'єрів: Лознянського, Писарівського, Черепашинського, Чернятинського та інших (додатки № 1, 3).

Піски будівельні

Піщані породи досить поширені в досліджуваному районі. Великі їх обсяги сконцентровані в північній частині площі, де вони являють собою водно-льодовикові відклади дніпровського кліматоліту. Значний розвиток мають алювіальні піски, які заповнюють долини великих річок. Якість пісків невисока, в них відзначається підвищена кількість глинистої фракції. Піщані кар'єри розташовані поблизу населених пунктів, розробляються місцевими підприємствами і населенням. Запасами не забезпечені, розвідано лише кілька родовищ: Нехворощанське – на північному сході площі [90], Халявинське – на півдні.

Нехворощанське родовище піску (I-4-38). Розташоване за 3 км від с. Нехворощ Андрушівського району Житомирської області. Розвідане в 1976 р. ВО “Укрдорстройиндустрия”. Площа 4,8 га, потужність шару піску – 4,0 – 6,0 м, розкриття – 1,1 м. Піски дрібно- і середньотзернисті, з вмістом кварцу – 94–97%. Об'ємна вага 1250 кг/м³. Модуль крупності 2,05–2,21 для середньотзернистих і 1,67–2,04 для дрібнозернистих. Придатні для виготовлення покриття та як наповнювач для будівельних розчинів (ГОСТ 8736-85).

Халявинське родовище піску (IV-3-59). Розташоване біля с. Халявинці Липовецького району Вінницької області. Розвідане трестом “Киевгеология” в 1958 р. Пісок сірувато-жовтий, дрібнозернистий, кварцовий, містить прошарки супісків і суглинків. Потужність пласта 0,9–6,2 м. Розкриття практично відсутнє (0,15 см). Придатні для виготовлення перегороджових піносілікальцитних плит, панелей, перекриттів і блоків для зовнішніх стін.

На північному сході площі також розробляються нерозвідані поклади пісків біля сс. Крилівка, Нехворощ, Скрагівка, м. Бердичів (Гришківці). В північно-західній частині площі кустарним способом добуваються піски біля сс. Троща, Галіївка, Жеребки. Численні незабезпечені запасами піщані кар'єри розташовані в долині р. Снивода і на її притоках (сс. Гатне, Сальниця, Рибчинці, Уланів, Вороновці, Білий Рукав, Кривошії, Тараски, Жигалівка та ін. [103]). На півдні території для будівельних цілей розробляються алювіальні піски біля сс. Павлівка, Гушинці, Медведка, Дубове, Соболівка, Сосни та ін.

Глини цегельно-черепичні

Як цегельно-черепичні глини використовуються переважно лесоподібні суглинки бузького кліматоліту, рідше відклади, що підстеляють і перекривають їх. На площі аркуша розміщується більше двох десятків родовищ, на 13 з них здійснюється видобуток сировини. До найбільших об'єктів на півночі аркуша належать родовища Бердичівське-I, Терехівське-II, в центральній частині – Уланівські, Звенигородське, Комсомольське, на півдні Гушинецьке, Збаразьке та ін.

Терехівське родовище – II (II-3-43). Розташоване за 8–10 км на південь від м. Бердичів Житомирської області біля с. Терехове [90]. Потужність перекриваючих ґрунтів 0,5–0,8 м. Потужність суглинків лесоподібних палево-жовтих і жовтувато-бурих – 6,8 м, підстеляючих сірих глин – до 4,6 м. Суглинки придатні для виробництва цегли марок 75, 100 і МРЗ-15, а глини – для виробництва керамічного каменю марки 100 за міцністю.

Уланівські родовища (II-1-40). Розташовані біля однойменного села в Хмільницькому районі Вінницької області [87]. Потужність суглинків 2,6–5,3 м, якість відповідає вимогам до цегельно-черепичних глин.

Родовище Комсомольське – I (II-3-45). Розміщується біля с. Комсомольське Козятинського району Вінницької області [87]. Потужність лесоподібних суглинків – 2,4–4,5 м, розкриття – 0,5 м. Придатні до виробництва цегли марок 75 та 100.

Окрім наведених у списку (додаток № 2), є ще багато кустарних розробок суглинків біля сс.Павлівка, Сосни, Сальниця, Великий Митник, Широка Гребля, Люлинці, Байківка та ін.

Глини-пластифікатори

Такі породи сконцентровані у південно-східній частині аркуша і пов'язані з товщею строкатих глин. Характеризуються порівняно невисокою вогнетривкістю до – 1340°C, доброю пластичністю, світлим кольором. Оцінено два прояви цієї сировини.

Новоприлуцький прояв (IV-3-27).

Розміщується біля с. Нова Прилука Турбівського району Вінницької області [75]. Глибина залягання – 12 м, потужність шару корисної копалини – 13 м. Число пластичності – 15–33. Отримані черепки мають світлі відтінки – світло-цегляний, світло-палевий.

Самгородоцький прояв (III-4-18).

Розміщується біля с. Самгородок Козятинського району Вінницької області [74]. Глини зеленувато-світло-сірі, пластичні (число пластичності 23,5). Глибина залягання – 2,0 м, потужність 1,0 м. Можуть використовуватись у виробництві будівельної та іншої кераміки.

ПІДЗЕМНІ ВОДИ

Підземні води, що пов'язані зі слабо обводненими горизонтами покривного комплексу, можуть задовольняти потреби лише невеликих населених пунктів. Тут вони видобуваються переважно з колодязів та кустарних свердловин. Якість вод невисока: склад їх гідрокарбонатно-кальцієвий, мінералізація – 0,5–1,0 г/л і вище. Нерідко містять підвищені концентрації нітратів – до 500 мг/л і більше.

Основний водоносний горизонт пов'язаний із зонами тріщинуватості кристалічних порід, а також жорствяною зоною кори їх вивітрювання. Водозбагаченість його нерівномірна, залежить від багатьох факторів, в основному від ступеня роздробленості порід (наявність молодих розривних порушень), а також від потужності та літологічного складу покривних відкладів. Загалом, горизонт слабо обводнений, за винятком ділянок інтенсивного тріщиноутворення. Продуктивність свердловин невисока – 0,07–6,9 л/сек при зниженні рівня на 23–51 м. Питомі дебіти – 0,01–0,05 л/сек. У тектонічних зонах дебіти свердловин різко зростають до 18,4 л/сек при зниженні на 4,2 м.

Якість підземних вод горизонту добра. Сухий залишок становить близько 0,45 г/л, води гідрокарбонатно-кальцієві, рідше змішаного типу. Санітарний стан їх добрий, колі-титр перевищує 333. Води цього горизонту широко використовуються для водозабезпечення великих підприємств, сільських господарств, селищ та міст. Найбільші розвідані запаси підземних вод мають міста Хмільник, Бердичів, Козятин.

Води лікувальні мінерально-радонові

Хмільницьке родовище мінеральних і радонових вод (III-1-15). Розташоване на південь та південний схід від м. Хмільник Вінницької області, виявлене у 1934 р. За даними О. П. Ішенка, тріщинні води мають напірний характер (до 76 м). Глибина їх поширення змінюється від 15 до 100–120 м, найбільш

водоносним є горизонт 15–30 м. Водозбагачення по площі невитримане, різко збільшується в зонах інтенсивної тріщинуватості. Дебіти окремих свердловин сягають 11 л/сек при зниженнях 3–10 м, як правило, вони становлять 0,3–1,0 л/сек при зниженнях 8–41 м. Води прозорі, без кольору, смаку та запаху, температура їх 9–11° С. За хімічним складом вони гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією 0,3–0,8 г/л. В центрі м. Хмільник зустрінуті гідрокарбонатно-хлоридні та хлоридно-гідрокарбонатні води з вмістом хлору до 800 мг/л. Мінералізація їх 2,4–5,8 мг/л, іноді до 2,3 г/л. Тут же зрідка зустрічаються вуглекислі води з вмістом вуглекислоти до 1100 мг/л.

Виявлені на родовищі радонові води мають дуже нерівномірну радіоактивність – від кількох до 1800 еман/л. Вони прісні без кольору, смаку та запаху з температурою 8–10° С. За хімічним складом вони гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією 0,4–0,5 г/л, рідше 0,8–0,94 г/л. Одна з ділянок Хмільницького родовища – Сандрацька, з прісними радоновими водами – частково розташована в межах площі досліджень. Водозбагаченість її невисока, вміст радону у воді до 190, в рідкісних випадках – до 1040 еман/л (кондиційні води містять понад 50 еман/л). Дебіт свердловин 0,7–2,0 л/сек.

З 1938 р. мінеральні води Хмільницького родовища використовуються для бальнеологічних цілей, вони мають високі терапевтичні властивості при зовнішньому та внутрішньому вживанні. Сприяють лікуванню кісткових та м'язових захворювань, хронічних гастритів, порушень обміну речовин, хвороб периферійної нервової системи, ендокринної системи та шкіри.

Води питні прісні

Бердичівське родовище підземних вод (І-3-2). Розташоване поблизу м. Бердичів Житомирської області, розвідане Ж. П. Ждановою [73]. Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід порівняно слабо водозбагачений, частина свердловин виявилися безводними. В межах тектонічних зон дебіти свердловин змінюються від 3 до 42 л/сек. Середня глибина залягання водоносного горизонту – 30–45 м, висота напору переважно становить 30–35 м. Води гідрокарбонатні кальцій-магнієві із сухим залишком до 0,77 г/л. Води придатні для господарсько-питного використання.

Козятинське родовище підземних вод (ІІ-4-10). Розташоване на південь від смт. Козятин Вінницької області, розвідане О. Г. Пашенком та ін. [89]. Тут також водоносність кристалічних порід низька, але різко посилюється в тріщинуватих зонах там, де тріщини не заповнені продуктами вивітрювання. Водоносний горизонт напірний. Верхній водоупор – глинисті зони кори вивітрювання, нижній – монолітні кристалічні породи. Глибина залягання п'езометричного рівня вод, зазвичай, не перевищує 1 м, нерідко відбувається самовилив із свердловин. Дебіт свердловин становить 1,3–10 л/сек при зниженні на 10–12 м, максимальні значення сягають 20,8 л/сек при зниженні на 20 м, стійкість дебітів висока. Якість підземних вод добра. Вони відносяться до гідрокарбонатних кальцієвих та кальцій-магнієвих з мінералізацією 0,15–0,45 г/л, жорсткість помірна. Нітрати, нітрити та аміак у більшості випадків відсутні, бактеріологічний стан вод добрий і стійкий, температура 8–10° С. Вони придатні для господарсько-питного водопостачання.

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Основні перспективи району пов'язані з неметалічними корисними копалинами. Найпродуктивнішими горизонтом є докембрійський фундамент і розвинена по ньому кора вивітрювання. Немаловажне значення має осадовий комплекс.

В докембрійському фундаменті розмішені прояви і пункти мінералізації металів: заліза, хрому, міді, нікелю і молібдену, але розміри їх і вміст корисних компонентів у рудах незначні, за результатами спеціалізованих робіт вони визнані неперспективними. До металічних корисних копалин, перспективи яких можна оцінити як середні, належать рідкісноземельні елементи і цирконій, а також золото. Перші утворюють скупчення в масштабах дрібних родовищ, розробка яких зараз нерентабельна. Підвищені (до 0,5–0,7 г/т) концентрації золота характерні для графітованих порід докембрію, в них встановлено [64] геохімічні аномалії його супутників – срібла, міді і цинку. В цих породах можлива наявність проявів золото-кварцової малосульфідної формації, а також інфільтраційних золотовмісних покладів у корах вивітрювання. Подібні об'єкти встановлені в нонтроніт-хлоритовій корі вивітрювання гіпербазитів, вміст золота в них досягає 0,6–8,5 г/т, але розміри їх невеликі. Найбільш перспективною ділянкою на золото у високовуглецевих породах вважається південний фланг Бердичівського блоку. Крім кількох висококонтрастних аномалій золота, в його межах виявлено прояв міді – Калинівський. Не виключено, що золотовмісні породи становитимуть комплексну сировину, із якої супутно видобуватимуть графіт, вміст якого дорівнює 2,0–3,5%.

Докембрійський фундамент зберігає у своїх надрах унікальні запаси абразивної сировини – гранату. Найбагатші на нього бердичівські плагіоклазові мігматити і граніти південної частини площі. Тут сконцентровано декілька родовищ з оціненими ресурсами, одне з них – Слобідківське – розвідане детально. Гранат-біотитові гранітоїди розробляються в ряді кар'єрів на бут і шебінь. Після добування гранату залишковий кварц-польовошпатовий концентрат може бути використаний для виробництва скла. Всі ці дефіцитні матеріали, які містяться в природному комплексі, можна видобувати за безвідходною технологією. Освоєння їх не потребує значних інвестицій, а термін окупності не перевищить 3-х років.

В межах Бердичівського підняття на поверхню виходять кристалічні породи, в ряді місць практично не закриті родючим ґрунтово-рослинним шаром. На таких площах уже закладені або можуть проектуватися кар'єри з видобутку облицювального і будівельного каменю. Високі декоративні якості граніту із Жежелівського кар'єру здобули міжнародну славу місцю його знаходження. Окрім використання граніту для виготовлення полірованих плит, його успішно застосовують для виготовлення тесових виробів, буту і щебеню. Необхідність у будівельних матеріалах зумовлена тим, що описувана територія розміщується в густонаселеному регіоні України, за кілька сотень кілометрів від її столиці і поблизу одного з великих міст – Вінниці. Ці міста, а також менші населені пункти, мають постійну потребу в тесовому і бутовому камені, а також у щебені, який, окрім будівництва, йде на відсіпку залізних і автомобільних доріг.

Кристалічний фундамент в зонах підвищеної тріщинуватості і дезинтеграції порід, пов'язаних з розривними порушеннями, є вмістилищем підземних вод. Водонесний горизонт у кристалічних породах є єдиним високопродуктивним джерелом водозабезпечення. Води горизонту мають добру якість і придатні для пиття. Крім того, в Хмільницькій зоні розташоване родовище мінералізованих і радонових вод, які успішно використовуються для бальнеотерапевтичних цілей. Диз'юнктивна тектоніка регіону дуже напружена, а поверхневі водотривкі шари (осадові глини і каолінові зони кори) у багатьох місцях еродовані. Ця обставина сприяє постійному підживленню горизонту і зберіганню вод у природних резервуарах – високопористих, тріщинуватих зонах. Досвід гідрогеологічних досліджень показує, що водопостачання навіть великих населених пунктів може бути забезпечено власними джерелами підземних вод.

Основне багатство території – первинний каолін. Тут у Глухівецько-Турбівському каоліновому районі сконцентровано не менше половини розвіданих запасів цієї сировини і здійснюється близько половини її загального видобування. Перспективні ресурси району – 2 млрд. 510 млн. тонн, але можливий їх приріст як на схід від нього, так і на захід (північна частина Уланівської структури). На деяких ділянках вже виявлено поклади високоякісного каоліну, промислова оцінка яких потребує уточнення. Одним з важливих завдань є освоєння промисловістю низькомарочної сировини, обсяг її досягає 40% гірської маси на Глухівецькому родовищі.

З корою вивітрювання пов'язані численні, але переважно дрібні, до перших десятків і сотень метрів, тіла пеліканітів. Імовірні ресурси цієї породи перевищують 50 млн. т [104], однак застосування вона поки що не знаходить. Було проведено випробування пеліканітів [103] з району м. Лозни, які довели можливість виготовлення на їх основі наповнювача легких бетонів типу “Кампорит” з малою об'ємною вагою – 450 кг/м³. Отримані бетони мали об'ємну вагу 1250 кг/м³, але характеризувалися низькою міцністю (до 60 кг/см²). Встановлено, що кращі результати досягаються при використанні пеліканітів, в яких процес розчинення первинного кварцу та перевідкладення кремнезему проявляється найбільш інтенсивно.

Встановлено можливість застосування високоякісного пеліканіту як домішки при помелі цементу. Домішка його в кількості – 5–15% підвищує міцність цементу на 6–25 МПа. З пеліканіту можна отримати низькотемпературний швидкотвердіючий склолітовий цемент. Однак дотепер не розроблені вимоги до якості сировини і тому більшість проявів пеліканіту не оцінено належно на предмет придатності їх для промислового використання.

З пеліканітами іноді пов'язані знахідки опалу. Розміри його скупчень дуже незначні, звичайно він виповнює нечасті тонкі, до перших сантиметрів, переривчасті тріщинки. Якість знайденого опалу невисока, але слід врахувати, що в регіоні відоме родовище цього виробного каменю (Талалаївське), вироби з якого отримали визнання на міжнародних виставках. Тому ділянки розвитку пеліканітів, особливо з жилками опалу, повинні стати предметом подальшого вивчення і промислової оцінки.

Глинисті продукти кори вивітрювання, забарвлені гідроокислами заліза в оранжево-червоний, жовтий кольори, придатні для виготовлення густотертих мінеральних фарб, кольорової штукатурки, клейових і силікатних фарб.

Покривний і четвертинний комплекси мають перспективи на рідкісні і рідкісноземельні елементи. Вздовж течії рр. Постолова і Гнилоп'ять виявлено численні комплексні (монацит, ільменіт, циркон, рутил, гранат) розсипи з вмістом монациту від перших сотень грамів до 0,6–1,7 кг /м³ і більше. Зараз дефіциту на рідкісноземельні елементи не спостерігається, тому ці об'єкти залишаються маловивченими. Краснопільський прояв титан-цирконієвих руд через низький вміст ільменіту навіть при високій концентрації циркону (середнє 3,5 кг/т), також не знаходить нині використання. Тим не менш, повсюдне зараження цирконій-рідкісноземельними мінералами як кристалічних порід, так і продуктів їх дезинтеграції і перемиву не виключає виявлення об'єктів, що заслуговують на промислове освоєння хоч би з супутнім

видобуванням цих компонентів.

Район цілком забезпечений сировиною для місцевих підприємств будматеріалів. Цегельно-черепичні суглинки і підстеляючі їх відклади з пластами глин, придатних для розроблення на отримання кераміки, практично суцільним чохлам покривають територію. Багата на будівельні піски північна її частина, певного дефіциту зазнають південні райони, але частково він може компенсуватися пісками-відходами каолінового виробництва. Середній вихід їх за рядом родовищ становить 38–40% гірської маси.

Оцінка потенційної алмазності території

Спеціальними пошуковими роботами на алмази [85] було знайдено їх супутники – піропи в алювії р. Південний Буг і її приток. Найдетальніше вивчено алмазні піщані відклади балтської світи на сусідньому аркуші М-35-ХІХ, в них виявлено ділянки з вмістом піропів до 1000 і більше знаків на 20 літрів породи, знайдено 39 зерен алмазів. Гіпсометрія ложа балтських відкладів свідчить про імовірність зносу цих мінералів з південного і західного схилу Бердичівського підняття. Ця геоморфологічна структура розглядалась також як джерело алмазів і їх супутників, що дали розташований на сході алмазний розсип “Зелений яр” та інші менш значимі прояви. Тому на східному схилі підняття проводились спеціалізовані пошукові роботи на алмази, але вони поки що не дали очікуваних результатів.

При проведенні ГДП-200 площ досліджень в районі сс Філіопіль, Мізаків, Медведка у базальних горизонтах бучацької серії встановлено високу піропоносність – до 500 знаків на 20 літрів пісків. Мінерали були детально вивчені в ІГМР НАНУ за допомогою мікрозондових аналізів (виконавець С. Мацюк). Більша частина (56%) досліджених піропів належать до лерцолітового типу, 41% – піроксеніт-еклогітові і 3% – з ультраосновних алмазних порід. Порівняно висока частота знахідок піропів еклогітових фацій незвичайна для Українського щита і свідчить про помітну диференціацію верхньомантіїних магм в умовах графіт-піропової фації глибинності.

Більшості зерен піропів притаманний добрий ступінь збереженості граней і малі розміри. Останній фактор характерний для мінералів-супутників з продуктів перевідкладення дезінтегрованих кімберлітів, особливо коли ці мінерали надходять з тіл з малим ерозійним зрізом. Співвідношення різноколірних зерен піропів (фіолетових і жовто-жовтогарячих) також свідчать про те, що вони не зазнали ні інтенсивного розчинення, ні дальнього транспортування. Все це можна розглядати як ознаку близькості корінних піропоносних джерел.

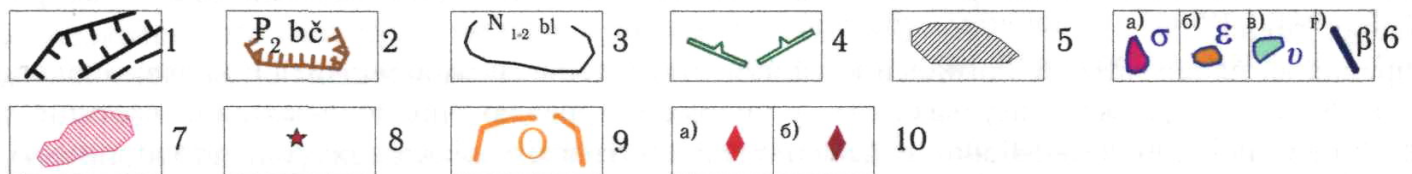
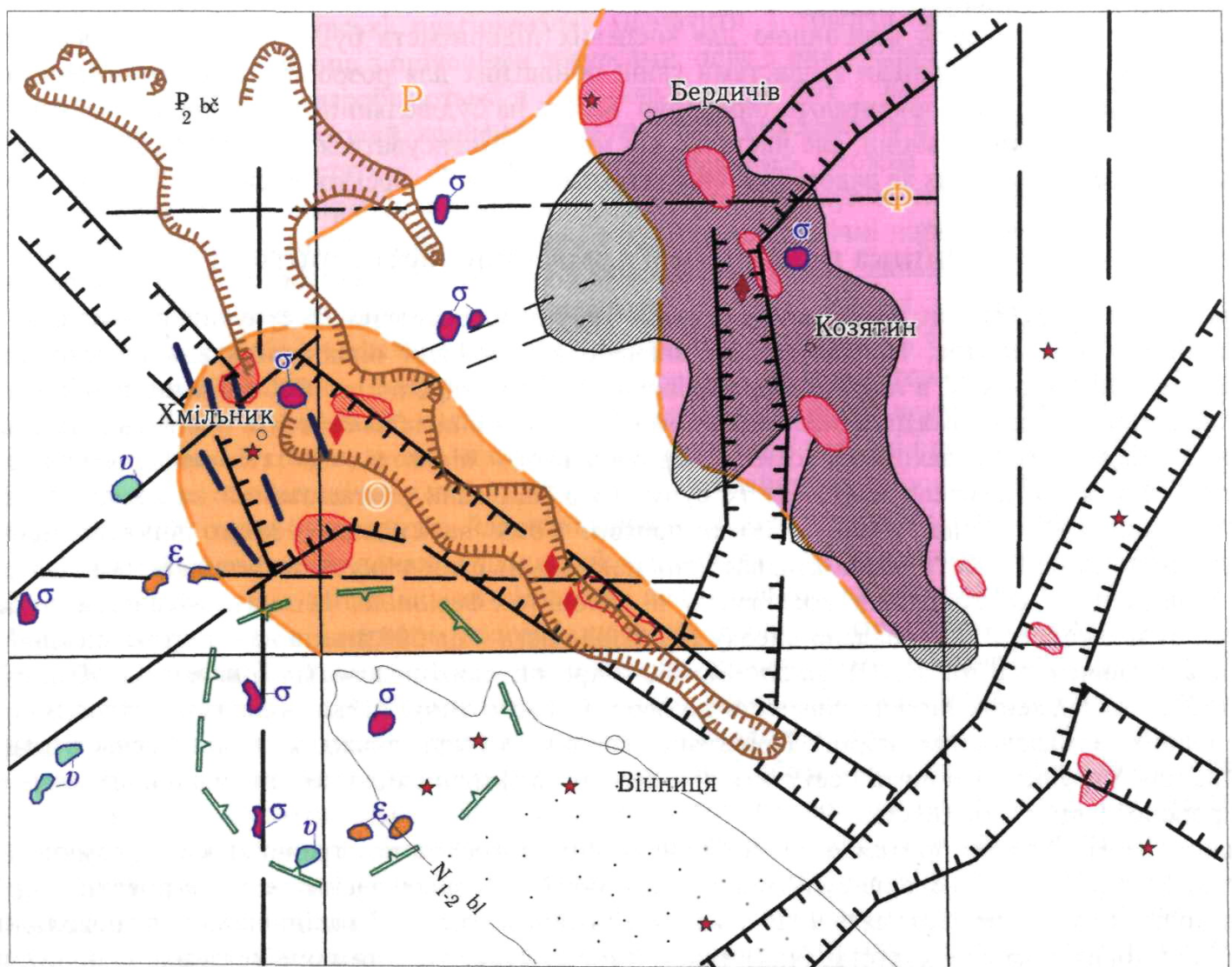
Поширення на площі піропів з різними колірними характеристиками свідчить про певну закономірність (мал. 10.1). Жовті і оранжеві переважають у шліхових ореолах північно-західної частини території, фіолетові – північно-східної. Імовірно, це ознаки різноманітності корінних джерел, гетерогенності верхньої мантії на ділянках зародження піропоносних магм, можливості існування алмазних джерел на декількох ділянках.

Прояви ультраосновного магматизму на території аркуша незначні, але знахідки хромшпінелідів у шліхах дуже часті, інколи їх кількість досягає сотень тисяч знаків на шліх, в окремих пробах від 1 до 60 г/т (с. Новоселиця, р. Згар). Встановлено 11 ореолів хромшпінелідів різного розміру і контрастності, близько половини з них суміщені з ореолами піропів. Вони свідчать про ймовірну близькість еродованих тіл ультраосновних порід і кімберлітів. Мікрозондовий аналіз (74 аналізи хромшпінелідів східної частини Бердичівського підняття, виконавець С. М. Цимбал (ІГМР), дав змогу орієнтовно встановити їх материнські породи. На двокомпонентній діаграмі $MgO-Cr_2O_3$ більша частина точок накопичується в полі перидотитових ксенолітів у кімберлітах. На діаграмі $Al_2O_3-Cr_2O_3$, що ілюструє належність хромшпінелідів до різноманітних фацій глибинності, фігуративні точки розташовані в полях різних фацій – від шпінель-піроксенової до алмаз-хромпіропової (район м. Козятин).

Серед алмазів, знайдених у відкладах балтської світи, приблизно половина має своєрідну форму і колір – куби і тетрагексаедриди зеленого кольору (дністровський тип), це відрізняє їх від мінералів класичних кімберлітів. Можливо, що джерелами їх є лампроїти, коматіти або кімберліти диференційованої мантії з переважаючими еклогітовими і піроксенітовими парагенезисами мінералів.

Транспортування глибинних, в тому числі алмазних, порід могло відбуватися у різний спосіб. Враховуючи геологічні особливості території, можна намітити такі можливі варіанти:

1. Ультраосновні магми. В районі і на території аркуша розкрито декілька невеликих (200–400м), порівняно ізометричних тіл гіпербазитів, які нагадують в плані трубки, а також багато дрібних їх ксенолітів у гранітоїдах. Представлені вони переважно хромітоносними перидотитами, рідше дунітами і піроксенітами. Характерною особливістю багатьох з них є присутність флогопіту, що свідчить про імовірність їх надглибинного походження. Розміщення більшості тіл контролюється давніми – північний схід (70°) – структурами, релікти яких збереглися тільки в полях первинних кристалосланців (метаефузивів?). Така позиція краще пояснюється їх ймовірною належністю до групи коматітів.



Мал. 10.1. Основні фактори алмазності Бердичівської площі

1 - основні тектонічні зони і розломи; 2 - контур бучацької палеодепресії; 3 - контур поля осадків балтської світи; 4 - Літинська (Вінницька) регіональна магнітна аномалія; 5 - Бердичівське палеопідняття; 6 - глибинні магматичні утворення: а) ультрабазити; б) сієніти лужні; в) габроїди; г) дайки діабазів; 7 - перспективні піроп-хромшпінелеві ореоли в базальному горизонті; 8 - знахідки алмазів в осадових породах; 9 - ділянки поширення піропів переважаючого кольору: О - оранжевих; Ф - фіолетових; Р - рожевих; 10 - знахідки піропів (а) і хромшпінелідів (б) алмазних асоціацій

2. Метабазити, інколи з фрагментами ультраосновного складу. Певна частина їх є ортопорадами, перетвореними на двопіроксенові кристалосланці. В подібних кристалосланцях південної частини Алданського щита є ксеноліти, представлені ультраосновними породами, схожими за складом з олівін-піроксеновими гранатами або гроспідитами, які зустрічаються серед глибинних ксенолітів кімберлітів. Метабазити групуються в смуги субширотного і північно-східного простягання, часто відзначається їх закономірний просторовий зв'язок з ендербітами в межах ендербітових куполів – Літинського, Шендерівського та ін. Цим структурам відповідають значні – 10–15 км – зниження межі Мохо, що свідчить про їх глибинне походження. Згідно з В. Б. Сологубом [45], Літинський купол розташований в надрозломній зоні Немирівського лінеаменту, по якому Білоцерківський блок, імовірно, підсунутий під Подільський (Вінницький). У таких глибинних структурах цілком можливі інтрузії мантийних магм, наявний фактичний матеріал не суперечить цьому.

3. Дайки діабазів (пізній протерозой). Їх розміщення контролюється Хмільницькою зоною розломів, яка, за даними В. Б. Сологуба [45], не досягає мантиї. Однак саме вона обмежує з північного сходу Одесько-Вінницьку геосинклінальну гілку з потовщеною корою (до 60–65 км). Наявність олівіну і високий вміст титану свідчить про ймовірну належність цих порід до лужної (лампроїтової) групи.

4. В зонах глибинних розломів, подібних до тих, що розташовані в південній частині площі, можлива експозиція – видавлювання у верхні горизонти кори окремих блоків, складених високобаричними породами. Такий спосіб транспортування надглибинних утворень – еклогітів, припускається багатьма тектоністами [36].

Перелічені критерії в сукупності з ознаками (наявність 16 шліхових ореолів піропів і хромшпінелідів) дають змогу намітити найсприятливіші ділянки розміщення корінних джерел алмазів. До них належать північна периферія Літинського купола, де виявлено найбільш контрастні ореоли піропів:

1. Філіопільський ореол розташований поблизу с. Філіопіль на південних схилах однойменної бучацької депресії. Підвищений вміст піропів від 40 до 1060 знаків у перерахунку на 20-літрову пробу зустрінуто у 12 свердловинах, з них 4 в базальних горизонтах бучака, інші – сармату. Ці кристали мають ознаки, які свідчать про не дуже далекий перенос їх водним потоком. Серед них дослідженнями ІГМР виявлено індивіди, що належать до асоціації алмазонасних еклогітів. Разом з піропами асоціюють хромшпінеліди розмірністю 0,3–0,6 мм у кількості до 6 г/т.

2. Мізаківський ореол розташований біля с. Мізаківський Хутір і приурочений до лівого (східного) борту Бруслинівської палеогенової палеодепресії. Вміст піропів у базальному горизонті бучацьких гравелистих пісків досягає 554 знаків на 20-літрову пробу. Зерна майже незношені, переважають уламки розміром до 0,5 мм із залишками скульптурованих граней. Серед піропів значний відсоток складають жовті і оранжеві різновиди, серед яких роботами ІГМР встановлено гранати алмазонасних асоціацій. Присутні також дрібні хромшпінеліди у кількості до перших грамів на тонну.

3. Гардишівський ореол розташований поблизу с. Гардишівка. У пробі (св. 119) виявлено уламок алмазу розміром 0,2 мм складної комбінаційної форми – куб ромбододекаедр октаедр і піропи у кількості до 140 знаків. Зерна піропів середнього ступеня зношеності, переважно рожевої гама кольорів, що свідчить про належність їх до низько- і середньохромистої асоціації, характерної для Бердичівського блоку. На відміну від ореолів у бучаку, розмірність піропів дещо більша і досягає 0,5–0,85 мм. Кількість хромшпінелідів в деяких пробах досягає перших грамів на тонну. Хімічний склад окремих вивчених мікрозондовим аналізом хромітів свідчить про високу хромистість (більш як 60% Cr_2O_3), але дещо понижену магнезійність, через те їх фігуративні точки не потрапляють у поле алмазних асоціацій. Описуваний ореол приурочений до флювіогляціальних дальньоприносних відкладів, а тому, незважаючи на знахідку алмазу, він не може бути віднесений до ділянок першочергового вивчення.

4. Йосипівський ореол розташований в одному з правих приток р. Десна поблизу с. Йосипівка. Тут у 4 пробах з давньочетвертинного приплотика, відібраних за допомогою шнеків, виявлені піропи, хромшпінеліди і пікроільменіти. Піропи слабо- і середньозношені, переважно уламки розміром до 0,6 мм, що свідчить про їх значно більший первісний розмір, гама кольорів переважно рожева (лерцолітова середньохромиста асоціація). Вміст хромшпінелідів підвищений – тисяча і більше знаків у пробі, хроміти, аналогічні Гардишівському ореолу, наближені до алмазної асоціації. Пікроільменіти на Бердичівській площі знайдені вперше.

Перспективною можна вважати також смугу північно-західного простягання, яка збігається з серією великих розломів (Веселківського, Раєвського та ін.). Вздовж неї фіксується ланцюжок контрастних ореолів піропів і хромшпінелідів. Більше третини хромітів мають кімберлітові походження, окремі зерна за хімічним складом належать до алмазонасних асоціацій.

Аналіз розміщення піропів з різноманітними колірними характеристиками дає підстави очікувати виявлення на південному заході території алмазонасних кімберлітів з переважанням еклогітових ксенолітів, на північному сході – дунітових і вебстеритових, на північному заході – лерцолітових, неалмазонасних.

11. ЕКОЛОГО - ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ

За роки інтенсивного індустріального розвитку Україна нагромадила на своїй території не менше 25 млрд. тонн техногенних відходів, які становлять значну небезпеку для стану природного середовища, а рівень його забруднення в районах великих промислових міст досягнув критичної межі. В районах з інтенсивною сільськогосподарською діяльністю, до якої належить і територія аркуша М-35-ХХІІІ, значні масштаби внесення мінеральних добрив, використання засобів захисту рослин, зрошування, меліорація, розробка надр, побутові відходи, тваринництво, не могли не вплинути на забруднення ґрунтів, води і повітря.

Проведені при ГДП-200 еколого-літохімічні дослідження за густотою сітки відповідають кондиціям для сільськогосподарських районів. Спектральним напівкількісним аналізом у ґрунтовому покриві визначався вміст 38 елементів, в тому числі основних токсичних елементів: кадмію, свинцю, цинку, міді, кобальту, хрому, нікелю, молібдену, ванадію, марганцю, стронцію.

Критеріями ступеня небезпечності забруднення ґрунтового покриву є ГДК (гранично допустимі концентрації) токсичних елементів. Роботи з визначення ГДК України в ґрунті тільки розпочалися, тому було застосовано ГДК деяких зарубіжних країн (табл. 2).

Таблиця 2

	Вміст хімічних елементів, мг/кг								
	Pb	Zn	Co	Ni	Mo	Cr	V	Mn	Sr
ГДК зарубіжних країн	100	300	50	50	5	100	500	1500	-

За санітарно-гігієнічними нормами, згідно з ГОСТ 17.4.1.02-83, хімічні елементи віднесені до трьох класів небезпеки (табл. 3).

Таблиця 3

Клас небезпеки	Назва елементів
I	Миш'як, кадмій, ртуть, селен, свинець, цинк, мідь
II	Бор, кобальт, нікель, молібден, сурма, хром, мідь
III	Барій, ванадій, вольфрам, марганець, стронцій

Результати еколого-літологічного опробування ґрунтового покриву показують, що забрудненість території робіт токсичними елементами I класу невисока і безпечна. Для елементів II і III класу небезпеки за основу забрудненості було прийнято сумарний вплив елементів-забруднювачів на ґрунтовий покрив, що виражається через сумарний показник забруднення (СПЗ) – Z_c і становить :

$$Z_c = K_c - (n-1)$$

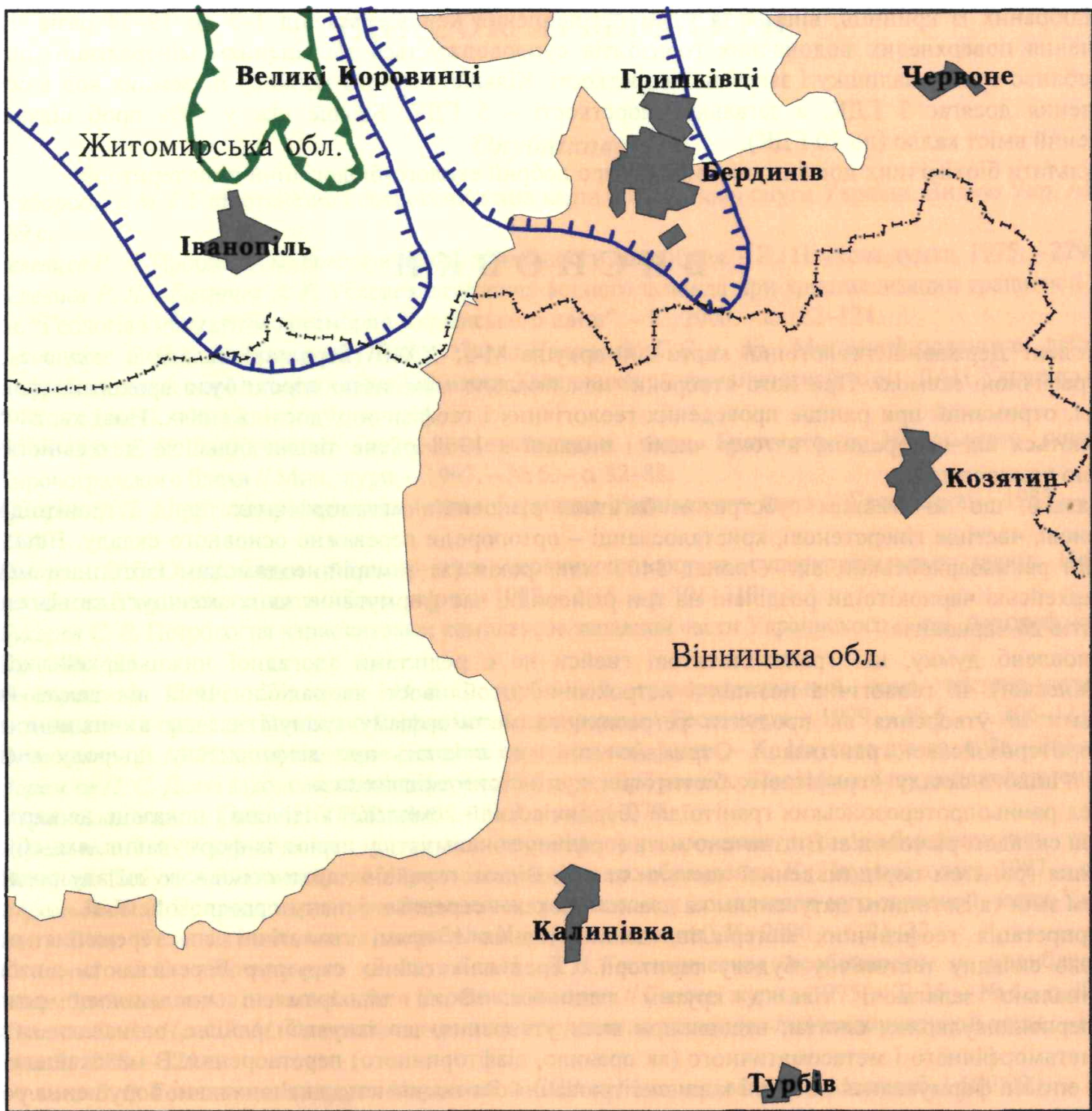
де n – число елементів, $K_c = C/C_{\phi}$ (C – спостережений вміст в ґрунті, C_{ϕ} – фоновий вміст).

За результатами аналізів і підрахунками значення СПЗ забруднення ґрунтів загалом не становить реальної загрози здоров'ю населення. Забруднення ґрунтового покриву території робіт у районах промислових підприємств також не перевищує рівні ГДК, і тільки в місцях стоянок автомобілів відзначається вищий вміст скандію, цинку, срібла.

Обстеження ділянок, що примикають до тваринницьких комплексів і ферм, показало, що негативного впливу на ґрунтовий покрив їх діяльність не чинить. Можливо, точність спектрального аналізу не дає можливості виділити забрудненість токсичними елементами, для цього треба використовувати точніші аналізи – атомно-абсорбційний та ін. Результати обстеження ґрунтового покриву поблизу складів отрутохімікатів показали на його забрудненість фосфором.

ґрунтовий покрив узбіч автомагістралей забруднений на ширину до 20 м. Майже у всіх пробах (90%) вміст скандію перевищує ГДК, а в одній пробі на схід від м. Бердичів він перевищує цей рівень у 5 разів. В кількох пробах на південь від с. Петриківці вміст цинку в ґрунті перевищує норму більше ніж у 30 разів, а в пробі, відібраній на південь від м. Бердичів, вміст срібла більший у 15 разів.

Радіоактивність порід в цілому невисока: в осадових – 10–15 мкр/год, кристалічних – 12–20 мкр/год. За даними радіометричних досліджень, подвірної зйомки, проведеної Держкомгідрометом України, складено "Схематичну карту щільності радіоактивного та еколого-літохімічного забруднення ґрунтового покриву території аркуша М-35-ХХІІІ (Бердичів) масштабу 1:500 000 (мал. 11.1).



Мал. 11.1. Схематична карта щільності радіоактивного та еколого-літохімічного забруднення ґрунтового покриву території робіт

Забруднення Cs-137 (Ки/кв.км): 1 - < 0.65 ; 2 - < 0.3 . Ділянки забруднення ґрунтового покриву: 3 - СПЗ=2-16; 4 - СПЗ=16-32; 5 - границя областей.

Хімічний та спектральний аналізи 547 проб водних джерел (водоймищ та криниць) показали, що в гідрогеологічному відношенні територія належить до незахищеної і слабозахищеної. Вміст нітратів в 70% проб відібраних із криниць, вищий за ГДК, перевищення коливається від 1–5 до 19–34 разів. Нітратне забруднення поверхневих водоносних горизонтів супроводжується збільшенням мінералізації підземних вод, особливо сухого залишку і загальної жорсткості. Кількість сухого залишку підземних вод в осередках забруднення досягає 3 ГДК, а загальної жорсткості – 5 ГДК. Більше ніж у 90% проб відзначається підвищений вміст калію (до 10 ГДК).

Результати біохімічних досліджень свідчать про добрий еколого-біологічний стан території.

ВИСНОВКИ

Комплект Державної геологічної карти-200 аркуша М-35-XXIII (Бердичів) складено згідно з дючою стратиграфічною схемою. При його створенні максимально можливою мірою було враховано фактичний матеріал, отриманий при раніше проведених геологічних і геофізичних дослідженнях. Нові карти помітно відрізняються від попередніх, в тому числі і виданої в 1968 р., не тільки більшою детальністю, але і сучасною концепцією.

Показано, що початковим субстратом багатьох різновидів метаморфічних порід і гранітоїдів були піроксенові, частіше гіперстенові, кристалосланці – ортопороди переважно основного складу. Встановлено їх давній ранньоархейський вік – понад 3400 млн. років (за самарій-неодимовим ізотопним методом). Пізньоархейські чарнокітоїди розділені на три різновиди, час формування яких зменшується від ендербіт-мігматитів до чарнокітів.

Висловлено думку, що гранат-біотитові гнейси не є реліктами здогадної нижньоархейської товщі (березнинської). Їх геологічна позиція і петрохімічні особливості та радіологічний вік дають підстави розглядати ці утворення як продукти регресивного метаморфізму гранулітів, що виникли в процесі ранньопротерозойської гранітизації. Отримано дані, що свідчать про діафоритову природу гнейсів та сланців й іншого складу – графітових, біотитових, кумінгтонітвмісних та ін.

Серед ранньопротерозойських гранітоїдів (бердичівський комплекс) виділено і показано на карті кілька різних за складом різновидів. Відзначено метаморфічну зональність у період їх формування, яка обумовила збагачення гранатом порід південної частини площі. Відомі в районі дайки основного складу розділені за ступенем змін та ізотопним датуванням на два комплекси – середньо- і пізньопротерозойський.

Інтерпретація геофізичних матеріалів, дешифрування і прямі геологічні спостереження показали винятково складну тектонічну будову території. Серед плікативних структур переважають лінзоподібні моноклінально залягаючі тіла з крутим падінням. Вони відокремлені численними розломами взаємоперпендикулярних систем, вздовж зон яких утворення, що існували раніше, зазнавали катаклазу, ультраметаморфічного і метасоматичного (як правило, діафоринного) перетворення. В мезокайнозойський час в їх епізоні формувалися потужні кори вивітрювання. За значимістю диз'юнктивні порушення розділені на головні, другорядні і локальні.

Карту четвертинних відкладів складено на основі розподілу їх за кліматичними умовами седиментації. Вперше на території аркуша закартовано товщу червоно-бурих глин (пліоцен).

В районі сконцентровані великі запаси первинних каолінів, абразивної сировини, виробного і будівельного каменю, а також інших будівельних матеріалів. Виявлено прояви мінеральних фарб і золота – нових видів корисних копалин для цієї території. Знахідки алмазу і виявлення низки висококонтрастних ореолів піропів та хромшпінелідів дають змогу більш позитивно оцінити перспективи алмазності південно-західного флангу Бердичівського підняття.

До основних невирішених проблем геологічної будови регіону належить нев'яснений характер взаємовідносин гранулітового комплексу з гнейсовим, розвинутим у сусідньому Волинському блоці. Потребують уточнення об'єм дністровсько-бузької серії та генетична природа і вік метабазитів, гранат-біотитових, біотитових та інших гнейсів, карбонатних порід, що входять до її складу. Необхідно встановити характер зв'язку порід асоціації метабазити – лейкократові ендербіти. Слід надійно визначити ізотопний вік ендербіт-мігматитів, не виключено, що вони відносяться до ранньоархейського гайворонського комплексу.

Однією з головних задач є встановлення корінних джерел мінералів-супутників (піропів та хромшпінелідів), зараз над цим працює пошуковий загін Правобережної експедиції. При проведенні подальших геологічних досліджень серйозну увагу слід приділити оцінці золотоносності графітвмісних та ультраосновних порід, а також їх корі вивітрювання; в цих утвореннях встановлено аномалії та рудопрояви золота.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опублікована

1. *Безбородько М. І.* Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України. Вид-во Укр. АН, 1935. – 389 с.
2. *Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. – К.: Наукова думка, 1975. – 229 с.
3. *Белевцев Р. Я., Белевцев А. Р.* Условия отделения водного флюида при кристаллизации гранитной магмы. В кн. “Геологія і магматизм докембрію Українського щита”. – К., 2000. – с. 122–124.
4. *Беличенко Е. П., Брацлавский П. Ф., Заика-Новацкий Г. В. и др.* Метаморфизованные дайки базит-ультрабазитовых пород северо-западной части Хмельникской тектонической зоны. ДАН Украинской ССР. – 1988. – серия Б. – № 12. – с. 6–9.
5. *Беличенко Е. П.* Петрогенезис гнейсово-мигматитовых толщ Братского и Ингульского синклиналиев Кировоградского блока // Мин. журн. – 1997. – № 6. – с. 82–88.
6. *Бухарев В. П.* Анортозит-рапакивигранитная формация Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – № 4. – с. 30–40.
7. *Бухарев В. П.* О проблеме реконструкции первичного состава суперкрупных пород Подольского мегаблока Украинского щита // Геол. журн. – 1987. – № 5. – с. 101–110.
8. *Бухарев С. В.* Петрология чарнокитовых комплексов западной части Украинского щита. Автореф. канд. дис. – К., 1988. – 21 с.
9. *Быстревская С. С., Пашкевич И. К.* О глубинной трансрегиональной зоне тектоно-магматической активизации в пределах Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. – 1979. – № 6. – с. 106–111.
10. *Венедиктов В. М.* Полициклическое развитие гранулитовой фации. – К.: Наукова думка, 1986. – 265 с.
11. *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.
12. *Веремьев П. С.* Тектонические движения периода формирования чудново-бердичевских гранитоидов Верхнего Побужья. Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. К.: Наукова думка, 1987. – с. 104–105.
13. *Веремьев П. С.* Природа структурообразования гранулитовых комплексов юго-западной части Украинского щита. В кн. “Геологія і магматизм докембрію Українського щита”. К., 2000. – с. 21–23.
14. *Галецкий Л. С., Почтаренко В. И., Бочай Л. В.* Геохимические особенности и молибденоносность докембрийских пород западной части Украинского щита // Геолог. журн. – 1975. – Т. 35. – № 4. – с. 42–55.
15. *Гинтов О. Б., Исая В. М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. – К.: Наукова думка, 1988. – 226 с.
16. *Глушко В. В.* Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. Масштаб 1:500 000. – К., 1988. – 134 с.
17. *Голуб Е. Н., Щербаков И. Б.* Гранитоиды гранулитовой фации. В кн. “Гранулитовая фация Украинского щита”. – К., 1988. – с. 172–178.
18. *Доброхотов С. М.* Граниты и чарнокиты Верхнего Побужья. Автореф. канд. дис. – М., 1971. – 20 с.
19. *Довбуш Т. И., Скобелев В. М., Степанюк Л. М.* Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минер. журн. – 2000. – № 2-3. – с. 132–142.
20. *Жданов В. В.* Гранулиты западной части Кольского полуострова. В кн. “Проблемы геологии и петрологии докембрия”. Труды ВСЕГЕИ. – Л., 1978. – с. 81–89.
21. *Загнитко В. Н., Луговая И. П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. – К., 1989. – 316 с.
22. *Загнитко В. Н.* Стратиграфия докембрийских карбонатных пород Украинского щита. В кн. “Стратиграфия докембрия Украинского щита”. – К., 1998. – с. 111–114.
23. *Костюк В. П.* Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе Винницы. К.: Изд-во АН УССР, 1955. – 112 с.
24. *Красовский С. С., Оровецкий Ю. П.* Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления // Мин. журн. – 2000. – № 2. – с. 57–76.
25. *Крутиховская З. А. и др.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1982.
26. *Крутиховская З. А., Пастухов В. Г. и др.* Исследование связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – № 4. – с. 83–95.
27. *Крутиховская З. А. и др.* Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение // Геофиз. журн. – 1986. – Т. 8. – № 2. – с. 3–17.

28. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. и др. Нижний докембрий западной части Украинского щита. – Львов. – Вища школа, 1975. – 238 с.
29. Лесная И. М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. – К.: Наукова думка, 1988. – 134 с.
30. Наливкина Э.Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. – М.: Недра, 1964. – 124 с.
31. Наливкина Э.Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. – М.: Недра, 1977. – 183 с.
32. Никулина Э.А. Петрогенез и структурообразование в докембрии юго-западной части Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1991. – 103 с.
33. Пастухов В. Г. (отв. исполнитель), Астахов К. П., Багинян М. К. и др. Геодинамическая карта Украины. – К.: 1993. – 213 с.
34. Паталаха Е. И., Щербаков И. П. Реотектоника Украинского щита как раннепротерозойского тектонического потока субмеридионального плана // Геол. журн. – 1994. – № 2. – с. 3–15.
35. Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Заика-Новацкий Г. В. Новые решения традиционных геолого-структурных проблем – прикладной аспект. – К.: Киевский национальный университет, 1995. – 36 с.
36. Паталаха Е. И. Новое в понимании тектонического процесса применительно к УЩ. В кн. “Геологія і магматизм докембрію Українського щита”. – К., 2000. – с. 79–83.
37. Половинкина Ю. И. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. Проблемы геологии докембрия. – К.: Наукова думка, 1971. – с. 8–14.
38. Плоткина Т. Э. Реконструкция первичного состава эндербито-гнейсов Хашчевато-Завальевского блока Украинского щита петрохимическими методами // Геол. журн. – 1994. – № 1. – с. 97–103.
39. Рокачук Т.А. Петрологические аспекты люминесценции полевых шпатов. – К.: Наукова думка, 1988. – 197 с.
40. Рябенко В. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, лист М-35-XXIII. – М., 1968.
41. Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1970. – 125 с.
42. Рябенко В. А. Тектонічні порушення та рудна мінералізація в породах Українського щита. – К.: Наукова думка, 1973. – 111 с.
43. Рябенко В. А. Текстура глибокометаморфізованих порід докембрію України. – К.: Наукова думка, 1976. – 126 с.
44. Слезак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. – К.: Изд-во АН УССР, 1961. – 211 с.
45. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. – К.: Наукова думка, 1986. – 187 с.
46. Сонкин Л. С., Кондрачук В. Ю., Русько Ю. А. Вопросы прогнозирования месторождений первичных каолинов // Геол. журн. – 1972. – № 2. – с. 67–75.
47. Сонкин Л. С., Русько Ю. А. Микроэлементы в каолинах Глуховецкой группы месторождений // Геол. журн. – 1973. – № 6. – с. 108–112.
48. Степанюк Л. М. та ін. Послідовність формування гранітоїдів Побужья. В кн. “Геологія і стратиграфія Українського щита”. – К., 1988. – с. 94–96.
49. Тякин К. Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. – К.: Наукова думка, 1986. – 168 с.
50. Фомин А. Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1984. – 232 с.
51. Цимбалюк Н. Г. Некоторые вопросы геологии и использования первичных каолинов месторождений ПО “Глуховцыкаолин”. В кн. “Генезис и ресурсы каолинов и огнеупорных глин”. – М.: Наука, 1990. – с. 66–71.
52. Чебаненко И. И. Закономерности размещения зон региональных разломов на территории УССР. В кн. ”Закономерности развития региональной тектоники Украины”. – К.: Наукова думка, 1983. – с. 7–21.
53. Шаталов Н. Н. Дайковый магматизм Украинского щита. В кн. ”Геологія і магматизм Українського щита”. – К., 2000. – с. 24–88.
54. Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1975. с. – 269.
55. Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1989. – 141 с.
56. Щербак Н. П., Пономаренко А. Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Мин.журн. – 2000. – № 2-3. – с. 12–24.
57. Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1975. – 279 с.
58. Щербаков И. Б., Зюльце В. В., Минеева В. М. Днестровско-Бугский район. В кн. “Метаморфизм Украинского щита”. – К., 1982. – с. 71–97.
59. Щербакова Т. Г., Голуб Е. Н. Метаморфические породы формации биотит-гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев. В кн. “Гранулитовая фация Украинского щита”. – К., 1985. – с. 136–150.
60. Яковлев Б. Г. и др. Метабазиты и метаультрабазиты в гранулитовом комплексе Украинского щита. В кн. “Гранулитовая фация Украинского щита”. – К., 1985. – с. 25–67.

61. Яковлев Б. Г., Литвин А. Л., Кравченко Г. Л. и др. Физико-химические условия метаморфизма мафит-ультрамафитовых пород в гранулитовом комплексе Украинского щита. В кн. "Магматические и метаморфические формации в истории Земли". – Новосибирск.: Наука, 1986. – с. 199–204.
62. Яковлев Б. Г., Кравченко Г. Л., Русаков Н. Ф. Метаморфические комплексы Сорокинской зоны (Приазовье) – продукт деструкции гранулитовой орхейской коры // Геол. журн. – 1989. – № 5. – с. 111–117.

Фондова

63. Бондаренко В. М. и др. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов М-35–83–А, В; –95–А, В. – 1979.
64. Брацлавский П. Ф. Глубинное геологическое картирование масштаба 1:50 000 в пределах северо-западной части Хмельникской зоны. Листы: М–35–80–Б, Г; – 81–В. – "Отчет Поисково-съёмочной партии за 1984 – 1988 г.г.". – 1988.
65. Василенко И. И. Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов м–ба 1:200 000 Житомирской области Украины. Отчет Торфоразведочной партии по тит. 731/89 за 1989–1994 г.г. – 1994.
66. Викулина Р. Г. Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов м–ба 1:200 000 Винницкой области УССР. Отчет Торфоразведочной партии по тит. 710/89 за 1989–1991 г.г. – 1991.
67. Гейко В. Д. и др. Отчет о результатах глубинного геологического картирования м–ба 1:200 000 территории листа М–35–XXIX (Винница) и групповой геологической съемки м–ба 1:50 000 листов М–35–105, 106. – 1982.
68. Германов Б. С., Столяренко К. Д., Лукаш В. В. и др. Отчет о результатах геофизических и геохимических исследований с целью подготовки основы для геологической съемки м–ба 1:50 000 на площади листов М-35-91–Г; –92–А, В, Г (ю.п.); –93–В. – 1988.
69. Гордеев Ф. М., Лавров Д. А. Отчет о детальной разведке Слободского месторождения абразивного граната за 1967–1971 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 1 июля 1971 г. – 1971.
70. Довгань Р. Н., Беседина Л. И., Зайцева Л. Н. и др. Металлогеническая карта западной, юго-западной и северо-восточной части Украинского щита, 1977. Составление металлогенической и прогнозной карт масштаба 1:200 000 по юго-западной, западной и северо-восточной частям Украинского щита за 1974–1977 г.г.
71. Довгий М. Г. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на бурый уголь, проведенных Правобережной экспедицией в пределах северо-западной части Днепробасса. – 1966.
72. Древин А. Я., Рязанцев В. Б. Отчет о поисках хромитов в районе Среднего Побужья за 1959–1963 г.г. – 1963.
73. Жданова Ж. П. и др. Отчет о результатах поисков и разведки подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Бердичева, проведенных ППЭ в 1967–71 г. г. – 1971.
74. Забияка Л. И., Германов Б. С., Василенко Н. С. Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических исследований по глубинному геологическому картированию листа М–35–XXIII (Бердичев) масштаба 1: 200 000. – 1974.
75. Забияка Л. И. и др. Геологическая карта м–ба 1: 50 000 территории листов М–35–93–Г; – 94–А, В. – 1978.
76. Загоруйко Ю. Т. Предварительная и детальная разведка Жежелевского месторождения каолинов. Отчет производственного кооператива "Геолог" по геологоразведочным работам выполненным в Казатинском районе Винницкой области Украины в 1994–1995 г.г. с подсчетом запасов каолинов по состоянию на 01.01.1996 г. – 1996.
77. Иванченко Н. И. и др. Отчет о работах по комплексной гидрогеологической съемке м–ба 1: 50 000 листов М-35–92–Б; –92–Г (сев. п.), –93–А (зап. п.). – 1969.
78. Каневский А. Я. и др. Сводный геологический отчет по поискам никеля Побужской экспедиции за 1959–1965 г.г. в районе Побужья. – 1965.
79. Катюк И. Ю. и др. Групповая геологическая съемка м–ба 1:50 000 с общими поисками территории листов М-35–119–А,Б; –120–А–В (Гайсин). – 1991.
80. Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. и др. Отчет по теме: "Литолого-формационное изучение глубоко метаморфизованных и гранитизированных пород западной части УЩ". – Львов. – 1970.
81. Кирилюк В. П. и др. Отчет по теме ГК–65–75: "Изучение формационной принадлежности и металлогенической специализации докембрийских образований территории листов М–35–83–А,В; –93–Г; –94–А,В; – 95–А, В." – 1979.
82. Крутиховская З. А., Марковский В. С. Отчет по теме: "Лабораторно-геофизические исследования магнитных свойств пород юго-западной части Украинского щита в зонах сульфидного оруденения". – 1978.
83. Лавров Д. А., Щербак Н. П., Герасимлюк В. И. Отчет о поисках редких металлов в районе Верхнего Побужья и Приднестровья за 1960–1963 г. г. – 1963.
84. Лавров Д. А. Отчет о результатах поисков абразивного граната в Верхнем Побужье за 1964–1966 г. г. – 1966.
85. Лавров Д. А., Кирилов Г. К., Кручек А. И. Отчет о результатах поисков алмазов в пределах Правобережной Украины за 1967–1972 г. г. – 1972.
86. Ляшко Н. А. и др. Отчет о результатах глубинного геологического картирования масштаба 1:50 000 южной части Хмельникской зоны. – 1986.

87. *Маслов А. А. и др.* Анализ состояния минерально-сырьевой базы промышленности строительных материалов Винницкой области по состоянию на 01.01.1993 г. – 1994.
88. *Николаенко Б. А.* Аэрофотогеологическая основа кристаллического фундамента юго-западной части Украинского щита. – 1978 г.
89. *Пащенко А. Г., Жданова Ж. П.* Отчет о результатах поисков подземных вод с целью водоснабжения г. Казатина, проведенных в 1968–69 г. г. – 1969.
90. *Пивовар И. С., Цапенко В. П. и др.* Минерально-сырьевая база строительных материалов Украинской ССР. – Житомирская область. – 1989.
91. *Пийяр Ю. К. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50 000 территории листов М-35-60-Б и М-35-80-Г. – 1974.
92. *Почтаренко В. И., Бочай Л. В.* Отчет о результатах глубинного картирования масштаба 1 : 200 000 территории листа М-35-XXII (Старо-Константинов). – 1971 г.
93. *Раченков В. А.* Отчет о результатах поисковых работ на бурый уголь в районе Верхнего Побужья за 1964–1967 г.г. – 1967.
94. *Рябенко В. А.* Государственная геологическая карта м-ба 1:200 000, лист М-35-XXIII. – 1961 г.
95. *Ситченков Н. М.* Отчет о результатах геологопоисковых работ на первичные каолины на Николаевском и Тучанском участках в Винницкой области. – 1975.
96. *Слоницкая С. Г., Зенько В. Г., Пастухов В. В.* Результаты аэромагнитной съемки м-ба 1:25 000 на Киевском и Бердичевском участках в пределах листов М-35-XXIII и М-36-XIII.
97. *Сонкин Л. С.* Отчет о поисково-разведочных работах в районе Глуховецкого месторождения. – 1969.
98. *Сонкин Л. С., Лужанская Л. А.* Отчет по поискам высокосортных каолинов в Винницкой области. – 1970.
99. *Сонкин Л. С. и др.* Отчет по поисковым работам и составлению прогнозной карты на каолин в Казатинском и Калиновском районах Винницкой области. – 1972.
100. *Сонкин Л. С.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных в 1970–1977 г.г. на Велико-Гадоминецком месторождении первичных каолинов. – 1977.
101. *Сонкин Л. С., Гурский Д. С.* Материалы к технико-экономическому расчету по Глуховецко-Турбовскому каолиновому району. – 1979.
102. *Столяренко К. Д., Мацнева Л. Н., Фатаходина Н. М.* Результаты комплексных геофизических исследований по подготовке геофизической основы для геологической карты м-ба 1: 50 000 на площади планшетов М-35-82-Б, Г. – 1973.
103. *Ханисенко А. М.* Геологическая карта листов М-35-81-В, Г; –93-А, Б. Отчет Геолого-съемочной партии № 1 Побужской ГРЭ за 1961–1964 г. г. – 1964.
104. *Шепель И. В.* Поиски пеликанита для производства новых видов вяжущих материалов в центральной части УЩ (Винницкая, Житомирская и Киевская области). – 1988.
105. *Щербина М. П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения р.Тетерев (Отчет ГСО Житомирской КГРП и Правобережной ГП о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 с общими поисками территории листов М-35-70-А, Б, В, Г за 1990–1997 г.г. – 1997.

СПИСОК

родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIII
 "Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень"
 масштабу 1 : 200 000

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце знаходження	Стан експлуатації родовища, або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
ТВЕРДІ ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ				
Буре вугілля				
II-1-5	Краснопільське родовище, с. Краснопіль Чуднівського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється	Буровугільний	Раченков В. О. [93]
III-1-13	Філіопільське родовище, с. Філіопіль Хмельницького р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
IV-2-26	Бруслинівське родовище, с. Мізюків Літинського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Кольорові метали				
Мідь				
IV-2-25	Калинівський прояв, с. Павлівка Калинівського р-ну Вінницької обл.	Вкрапленість халькопіриту в гранітпегматиті	Мідний гідротермальний	Забіяка Л. І. [74; 75]
Рідкісні метали та рідкісноземельні елементи				
Цирконій				
II-1-4	Краснопільський розсип, с. Поштове Чуднівського р-ну Житомирської обл.	Розсип циркону та ільменіту (новонетрівська світа)	Цирконовий розсипний	Брацлавський П. Ф. [64]
Рідкісні землі церівської групи				
IV-1-20	Миколаївське родовище, с. Кам'янка Літинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Комплексне	Рідкісноземельні граніти	Лавров Д. А., Щербак М. П. [83]
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Технологічна сировина				
Первинний каолін				
II-3-7	Жежелівське родовище, с. Жежелів Козятинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Білизна 77-84%	Каоліновий гіпергенний	Загоруйко В. Т. [76]
II-3-9	Глухівецьке родовище, с. Глухівці Козятинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Білизна 78-84%	— " —	Сонкін Л. С., Гурський Д. С. [101]
IV-2-23	Павлівський прояв, с. Павлівка Калинівського р-ну Вінницької обл.	Малоперспективний. Білизна 75-76%	— " —	Забіяка Л. І. [75]
IV-3-28	Лісоволисіївський прояв, с. Лісова Лісіївка Калинівського р-ну Вінницької обл.	Перспективний. Білизна 81-85%	— " —	— " —
IV-4-30	Білівський прояв, с. Біла Липовецького р-ну Вінницької обл.	Малоперспективне. Білизна 73-80%	— " —	Деркач С. С. та ін. 2000 р.
Мінеральні фарби				
II-2-6	Андріяшівський прояв, с. Андріяшівка Бердичівського р-ну Житомирської обл.	Перспективний. Кора вивітрювання гнейсів забарвлена	Гіпергенний інфільтраційний	— " —

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місце знаходження	Стан експлуатації родовища, або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
Абразивна сировина. Гранат				
III-2-17	Байківський прояв, с. Байківка Калинівського р-ну Вінницької обл.	Перспективне. Вміст гранату – 11–19%	Гранатовий ультраметаморфічний	Лавров Д. А. [84]
IV-1-19	Трибухівське родовище, с. Трибухи Літинського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Вміст гранату – 5,6%	– " –	– " –
IV-2-22	Слобідківське родовище, с. Слобідка Калинівського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. Вміст гранату – 15,2%	– " –	Гордеев Ф. М., Лавров Д. А. [69]
Каміння будівельне та абразивна сировина (гранат)				
III-1-11	Лознянське родовище, с. Лозна Хмільницького р-ну Вінницької обл.	Розробляється на бут і щебінь. Вміст гранату – 12,1%	– " –	Маслов О. О. [87], Лавров Д. А. [84]
III-1-12	Чернятинське родовище, с. Чернятин Хмільницького р-ну Вінницької обл.	Розробляється на бут і щебінь. Вміст гранату – 5–10%	– " –	– " –
III-1-16	Соломірське родовище, с. Журавне Літинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється на бут і щебінь. Вміст гранату 7–12%	– " –	– " –
IV-2-24	Іванівське родовище, с. Іванів Калинівського р-ну Вінницької обл.	Розробляється на бут і щебінь. Вміст гранату – 27%	– " –	– " –
Будівельні матеріали				
Каміння облицювальне та будівельне				
I-3-1	Райківське родовище, с. Райки Бердичівського р-ну Житомирської обл.	Розробляється на тесові вироби, бут і щебінь	Граніт	Пивовар І. С. та ін. [90]
II-3-8	Жежелівське родовище, с. Жежелів Козятинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється на плити облицювальні, бут, щебінь	– " –	Маслов О. О. [87]
Каміння будівельне				
I-4-3	Крилівське родовище, с. Крилівка Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Законсервовано	– " –	Пивовар І. С. [90]
III-1-14	Хмільницьке родовище, с. Широка Гребля Хмільницького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	– " –	Маслов О. О. [87]
IV-1-21	Селищанське родовище, с. Селище Літинського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Ендербіт	– " –
IV-3-29	Турбівське родовище, с. Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл.	Розробляється	Граніт	– " –
Глини-пластифікатори				
III-4-18	Самгородоцький прояв, с. Самгородок Козятинського р-ну Вінницької обл.	Малоперспективний. Глини світло-сірі	Глина	Забіяка Л. І. [74]
IV-3-27	Новоприлуцький прояв, с. Нова Прилука Липовецького р-ну Вінницької обл.	Перспективний. Глини світло-сірі	– " –	– " –
ПІДЗЕМНІ ВОДИ				
Води лікувальні мінерально-радонові				
III-1-15	Хмільницьке родовище, м. Хмільник Вінницької обл.	Розробляється		Іванченко М. І. [77]
Води питні прісні				
I-3-2	Бердичівське родовище, м. Бердичів Житомирської обл.	Розробляється		Жданова Ж. П. [73]
II-4-10	Козятинське родовище, смт Козятин Вінницької обл.	Розробляється		Пашенко О. Г. [89]

СПИСОК

родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIII

‘Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів’

масштабу 1: 200 000

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта і його місцезнаходження	Стан експлуатації родовищ, або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
ТВЕРДІ ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ				
Торф				
I-1-31	Тетерівське родовище, с Галівка Чуднівського р-ну Житомирської обл	Законсервовано	Біохімічний	Василенко І І [65]
I-1-32	Янушполініківське-південне родовище, с Іванопіль Чуднівського р-ну Житомирської обл	— " —	— " —	— " —
I-2-33	Радянське родовище, с Гордишівка Бердичівського р-ну Житомирської обл	Розробляється	— " —	— " —
I-3-36	Бердичівське родовище, с Вел Низгірці Бердичівського р-ну Житомирської обл	Законсервовано	— " —	— " —
I-3,4-37	Пустохівське родовище, с Журбинці Андрушівського р-ну Житомирської обл	— " —	— " —	— " —
I-4-39	Гуйвинське родовище, с Білопляля Андрушівського р-ну Житомирської обл	— " —	Біохімічний, торф'яно-лісовий, осоковий, очеретяний	— " —
II-1-41	Сниводівське родовище, сс Воробівка, Маркуші, Скаржинці Хмільницького р-ну Вінницької обл	— " —	— " —	Вікулна Р Г [66]
II-2-42	Глибокодолинське родовище, с Маркуші Бердичівського р-ну Житомирської обл	— " —	Біохімічний, очеретяний, осоковий	Василенко І І [65]
III-2-48	Постоловське родовище, с Люлінці Калинівського р-ну Вінницької обл	— " —	— " —	Вікулна Р Г [66]
IV-1-53	Бузьке родовище, с Уладівка Літинського р-ну Вінницької обл	Не розробляється	— " —	— " —
IV-1-54	Вербівське родовище, с Вербівка Літинського р-ну Вінницької обл	— " —	— " —	— " —
IV-1-55	Кулигське родовище, с Кулига Літинського р-ну Вінницької обл	— " —	— " —	— " —
IV-3-58	Кобильнівське родовище, с Соболівка Калинівського р-ну Вінницької обл	— " —	— " —	— " —
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Рідкісні елементи церівної групи				
II-3-44	Гнилоп'ятський прояв, с Комсомольське Козятинського р-ну Вінницької обл, с Бистрик Бердичівського р-ну Житомирської обл	Не розробляється. Невисокий вміст, нерівномірний розподіл корисної копалини	Монацитові розсипи	Заб'яка Л І [74]

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкта і його місцезнаходження	Стан експлуатації родовищ, або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
III-3-51	Постоловський прояв, між сс Заливанщина, Іванів Калинівського р-ну Вінницької обл	Не розробляється Невисокий вміст, нерівномірний розподіл корисної копалини	Монацитові розсипи	Забіяка Л І [74]

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Дорогоцінне каміння

Алмаз

I-2-34	св 199, с Гардишівка Бердичівського р-ну Житомирської обл	1 кристал у пробі об'ємом 68 л	Розсипний	Деркач С С та ін, 2000 р
--------	---	--------------------------------	-----------	--------------------------

Будівельні матеріали

Глини цегельно-черепичні

I-3-35	Бердичівське-I родовище м Бердичів Житомирської обл	Розробляється Цегла марки М-75, 100	Еолово-делювіальний	Пивовар І С та ін [90]
II-1-40	Уланівське-I родовище, с Уланів Хмельницького р-ну Вінницької обл	— " —	— " —	Маслов О О [87]
II-3-43	Терехівське-II родовище, с Терехове Бердичівського р-ну Житомирської обл	Не розробляється з 1985р	— " —	Пивовар І С та ін [90]
II-3-45	Комсомольське-I родовище, с Комсомольське Козятинського р-ну Вінницької обл	Розробляється	— " —	Маслов О О [87]
II-4-46	Вернигородське родовище, с Верболози Козятинського р-ну Вінницької обл	Розробляється М-75, 100	— " —	— " —
II-4-47	Козятинське-I родовище, м Козятин Вінницької обл	— " —	— " —	— " —
III-2-49	Глинське родовище, с Глинське Калинівського р-ну Вінницької обл	Не розробляється	— " —	— " —
III-2-50	Пиківське родовище, с Пиків Калинівського р-ну Вінницької обл	Розробляється М-100	— " —	— " —
III-4-52	Самгородське родовище, с Самгородок Козятинського р-ну Вінницької обл	Розробляється М-100, 125	— " —	— " —
IV-2-56	Гущинецьке родовище, с Гущинці Калинівського р-ну Вінницької обл	Розробляється М-75, 100	— " —	— " —
IV-3-57	Дружелюбівське родовище, с Дружелюбівка Калинівського р-ну Вінницької обл	Розробляється М-100	— " —	— " —
IV-4-60	Збаражське родовище, с Збараж Козятинського р-ну Вінницької обл	Розробляється М-75, 100, 125	— " —	— " —
IV-4-61	Дружнівське родовище, с Дружне Липовецького р-ну Вінницької обл	Розробляється	— " —	— " —

Пісок будівельний

I-4-38	Нехворощанське родовище, с Нехворощ Андрушівського р-ну Житомирської обл	Розробляється		Пивовар І С [90]
IV-3-59	Халявинське родовище, с Лісова Лисівка Калинівського р-ну Вінницької обл	Не розробляється		Забіяка Л І [75]

СПИСОК

родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIII
 'Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту'
 масштабу 1: 200 000

Індекс кількі і номер на карті	Найменування об'єкту і його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища, або коротка харак- теристика прояву	Геолого- промисло- вий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Кольорові метали				
Мідь				
IV-2- 25	Калинівський прояв, с Павлівка Калинівського р-ну Вінницької обл	Вкрапленість халькопіриту в граніт-пегматиті	Мідний гідротер- мальний	Забіяка Л І [74, 75]
Нікель (хром)				
II-2-64	Малоострожський прояв с Малий Острожок Хмільницького р-ну Вінницької обл	В нонтронітовій корі вивітрювання ультрабазиту, вміст Ni – 0,15–2,04%	Золото- нікелевий гіпер- генний	Древін А Я [72]
Молибден				
II-1-63	Сальницький прояв, с Сальниця Хмільницького р-ну Вінницької обл	Вкрапленість мо- лібденіту в грано- діоритах, вміст Мо до 0,05%	Молибден овий гід- ротерма- льний	Брацлавський П Ф [64]
Рідкісні метали та рідкісноземельні елементи				
Рідкісні землі церієвої групи				
IV-1-20	Миколаївське родовище, с Кам'янка Літинського р-ну Вінницької обл	Не розробляється Комплексне	Рідкісно- земельні граніти	Лавров Д А, Щербак М П [83]
Благородні метали				
Золото				
III-2-69	Малокутищанський прояв, с Малі Кутища Хмільницького р-ну Вінницької обл	В нонтронітовій корі вивітрю- вання ультрабазиту, вміст Au – 0,51–0,64 г/т (1 проба – 8,5 г/т), Ni – 0,2–1,13%	Золото-ні- келевий гіперген- ний	Рябенко В А, [94], Деркач С С та ін, 2000 р
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Технологічна сировина				
Графіт				
IV-3- 78	Сальницький прояв, с Сальник Калинівського р-ну Вінницької обл	У графіт-біотитових гнейсах, вміст графіту – 3,25– 4,6%	Графіто- вий ме- тамор- фічний	Забіяка Л І [75]
Первинний каолін				
II-1-62	Слобідківський прояв, с Польова Слобідка Чуднівського р-ну Житомирської обл	Близна до 80%	Каоліно- вий гіпер- генний	Брацлавський П Ф [64]
II-3-7	Жежелівське родовище, с Жежелів Козятинського р-ну Вінницької обл	Не розробляється Близна 77-84%	– " –	Загоруйко В Т [76]

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкту і його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища, або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
II-3-9	Глухівецьке родовище, с Глухівці Козятинського р-ну Вінницької обл	Розробляється Білизна 78-84%	— " —	Сонкін Л С Гурський Д С [101]
II-3-65	Північне родовище, с В Гадомці Бердичівського р-ну Житомирської обл	Білизна 79-88%	— " —	— " —
II-3-66	Великогадомінецьке родовище, с Великі Гадомці Бердичівського р-ну Житомирської обл	Білизна 66-91% (сер 82%)	— " —	— " —
II-4-67	Чубинське родовище, с Пляхова Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 76-83%	— " —	— " —
II-4-68	Гуринське родовище, с Непедівка Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 78-84%	— " —	— " —
III-3-71	Тучанське родовище, с Туча Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 80-87%	— " —	— " —
III-3,4-72	Кардишівське родовище, с Кардишівка Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 84%	— " —	— " —
III-3-73	Миколаївське родовище, с Миколаївка Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 70-90%	— " —	— " —
III-3-74	Червоно степове родовище, с Червоний Степ Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 80%	— " —	— " —
III-3-75	Голендрівське родовище, с Голендри Калинівського р-ну Вінницької обл	Білизна 88-95%	— " —	— " —
III-4-77	Самгородокський прояв, с Самгородок Козятинського р-ну Вінницької обл	Білизна 78-91%	— " —	— " —
IV-2-23	Павлівський прояв, с Павлівка Калинівського р-ну Вінницької обл	Малоперспективний Білизна 75-76%	— " —	Забіяка Л І [75]
IV-3-28	Лісоволисівський прояв, с Лісова Лисівка Калинівського р-ну Вінницької обл	Перспективний Білизна 81-85%	— " —	— " —
IV-4-30	Білівський прояв, с Біла Липовецького р-ну Вінницької обл	Малоперспективне Білизна 73-80%	— " —	Деркач С С та ін 2000 р
Мінеральні фарби				
II-2-6	Андріяшівський прояв, с Андріяшівка Бердичівського р-ну Житомирської обл	Перспективний Кора вивітрювання гнейсів забарвлена	Гіпергенний інфільтраційний	— " —
Абразивна сировина. Гранат				
III-2-17	Байківський прояв, с Байківка Калинівського р-ну Вінницької обл	Перспективне Вміст гранату — 11-19%	Гранатовий ультрамегаморфічний	Лавров Д А [84]
IV-1-19	Трибухівське родовище, с Трибухи Літинського р-ну Вінницької обл	Не розробляється Вміст гранату — 15,6%	— " —	— " —
IV-2-22	Слобідківське родовище, с Слобідка Калинівського р-ну Вінницької обл	Не розробляється Вміст гранату — 15,2%	— " —	Гордєєв Ф М , Лавров Д А [69]

Індекс клітки і номер на карті	Найменування об'єкту і його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища, або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
Каміння будівельне та абразивна сировина (гранат)				
III-1-11	Лознянське родовище, с Лозна Хмельницького р-ну Вінницької обл	Розробляється на бут і щебінь Вміст гранату – 12,1%	– " –	Маслов О О [87], Лавров Д А [84]
III-1-12	Чернятинське родовище, с Чернятин Хмельницького р-ну Вінницької обл	Розробляється на бут і щебінь Вміст гранату – 5–10%	– " –	– " –
III-1-16	Соломірське родовище, с Журавне Літинського р-ну Вінницької обл	Розробляється на бут і щебінь Вміст гранату 7–12%	– " –	– " –
IV-2-24	Іванівське родовище, с Іванів Калинівського р-ну Вінницької обл	Розробляється на бут і щебінь Вміст гранату 27%	– " –	– " –
III-2-70	Писарівське родовище, с Писарівка Калинівського р-ну Вінницької обл	Розробляється на бут та щебінь Вміст гранату 11,6%		Маслов О О [87], Лавров Д А [84]
III-3-76	Черепашинське родовище, с Черепашинці Калинівського р-ну Вінницької обл	Розробляється на бут та щебінь Вміст гранату 10–15%		– " –
Будівельні матеріали				
Каміння облицювальне та будівельне				
I-3-1	Райківське родовище, с Райки Бердичівського р-ну Житомирської обл	Розробляється на тесові вироби, бут і щебінь	Граніт	Пивовар І С та ін [90]
II-3-8	Жежелівське родовище, с Жежелів Козятинського р-ну Вінницької обл	Розробляється на плити облицювальні, бут, щебінь	– " –	Маслов О О [87]
Каміння будівельне				
I-4-3	Крилівське родовище, с Крилівка Андрушівського р-ну Житомирської обл	Законсервовано	– " –	Пивовар І С [90]
III-1-14	Хмельницьке родовище, с Широка Гребля Хмельницького р-ну Вінницької обл	Розробляється	– " –	Маслов О О [87]
IV-1-21	Селищанське родовище, с Селище Літинського р-ну Вінницької обл	Розробляється	Ендербіт	– " –
IV-3-29	Турбівське родовище, с Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл	Розробляється	Граніт	– " –
Підземні води				
Води лікувальні мінерально-радонові				
III-1-15	Хмельницьке родовище, м Хмельник Вінницької обл	Розробляється		Іванченко М І [77]
Води питні прісні				
I-3-2	Бердичівське родовище, м Бердичів Житомирської обл	Розробляється		Жданова Ж П [73]
II-4-10	Козятинське родовище, смс Козятин Вінницької обл	Розробляється		Пашенко О Г [89]

КАТАЛОГ ПАМ'ЯТОК ПРИРОДИ

№ на карті- № відсло- нення	Місцезнаходження	Коротка характеристика
1	2	3
Житомирська область		
1-247	с Волосівка Чуднівського р-ну Житомирської обл, правий берег р Тетерів	Крупні, довжиною до 150 м, відслонення гранітоїдів бердичівського комплексу з останцями гіперстенових кристалосланців
2-254	с Троща Чуднівського р-ну Житомирської обл, лівий берег р Тетерів	Бластокатаклазити по гранітоїдах бердичівського комплексу Азимут простягання сланцюватості 300-320°
3-270	Північна околиця с Райки Бердичівського р-ну Житомирської обл	Мігматити бердичівського комплексу Породи сильно мікроклінізовані і місцями переходять в граніт-пегматити
4-1195	За 0,7 км на схід від с Швайківка Бердичівського р-ну Житомирської обл	У кар'єрі відслонюються плагіомігматити і граніти бердичівського комплексу з останцями гранат-біотитових і біотит-кунінгтонітових гнейсів
5-272	За 1,1 км на північ від с Райки Бердичівського р-ну Житомирської обл	Великі виходи біотитових діафоритових гнейсів і сланців, тіла пегматитів
6-869	Східна околиця с Котівка Андрушівського р-ну Житомирської обл	У кар'єрі відслонюються світло-сірі середньозернисті біотитові граніти бердичівського комплексу
7-891	Північно-східна околиця с Камені Бердичівського р-ну Житомирської обл	У кар'єрі та великих відслоненнях спостерігаються біотитові мігматити бердичівського комплексу з тілами кунінгтонітових сланців
Вінницька область		
1-786	с Пагурці Хмільницького р-ну Вінницької обл	У кар'єрі чергуються піроксенові кристалосланці тиврівської товщі з вінницитами бердичівського комплексу
2-784	Північно-східна околиця с Вороновці Хмільницького р-ну Вінницької обл	У кар'єрі відслонені гранат-біотитові мігматити бердичівського комплексу з дрібними останцями гнейсів гранат-біотитових з реліктами ортопіроксену
3-776	Південніше с Жежелів Козятинського р-ну Вінницької обл	У Жежелівських кар'єрах (південному і північному) відслонюються мігматити гранат-біотитові бердичівського комплексу з останцями гіперстенових кристалосланців тиврівської товщі та гнейсів гранат-біотитових
4-ГК	с Глухівці Козятинського р-ну, Вінницької обл.	У кар'єрі відслонюється кварц-каолінова кора вивітрювання Глухівецьке родовище первинного каоліну
5-ВК	Південна околиця с Вороновці Хмільницького р-ну Вінницької обл	У кар'єрах відслонюються граніти гранат-біотитові бердичівського комплексу з ксенолітами гнейсів і кристалосланців
6-36	с Кривошиї Хмільницького р-ну Вінницької обл	Відслонення гранітів гранат-біотитових, масивних, крупнокристалічних бердичівського комплексу із ксенолітами гнейсів і кристалосланців
7-ШК	Східна околиця м Хмільник Вінницької обл	У кар'єрі відслонюються інтенсивно катаклазовані гранат-біотитові мігматити бердичівського комплексу прорвані дайками діабазів
8-ШК	с Широка Гребля Хмільницького р-ну Вінницької обл	Відслонення біотитових гнейсів-діафоритів та гранітів хмільницького комплексу

№ на карті- № відсло- нення	Місцезнаходження	Коротка характеристика
9-ЖК	с. Журавне Літинського р-ну Вінницької обл.	У кар'єрі розміром 300 x 200 м відслонюються граніти і мігматити гранат-біотитові бердичівського комплексу із останцями гнейсів і кристалосланців
10-УК	с. Уладівка Літинського р-ну Вінницької обл.	Відслонення діопсидових кристалосланців
11-ПК	За 1,5 км на південний захід від с. Писарівка Калинівського р-ну Вінницької обл.	У кар'єрі відслонюються гранат-біотитові з кордієритом мігматити бердичівського комплексу з останцями кумінгтонітових кристалосланців і гранат-біотитових гнейсів та тілами граніт-пегматитів
12-ЧК	Південніше с. Черепашинці Калинівського р-ну Вінницької обл.	У кар'єрі (250 x 200 м) відслонюються гранат-біотитові мігматити бердичівського комплексу з дрібними останцями гранат-біотитових гнейсів і жилами граніт-пегматитів
13-12 15-12	с. Балин Літинського р-ну Вінницької обл.	Відслонення гіперстенових кристалосланців тиврівської товщі
14-СК	Південніше с. Селище Літинського р-ну Вінницької обл.	У кар'єрі відслонюються ендербіти літинського комплексу з останцями кристалосланців
16-1053	Південніше с. Селище Літинського р-ну Вінницької обл.	У відслоненні лесів виявлено фауну моллюсків вологих біотипів бузького кліматоліту
17-109 ^a	с. Красногірка Літинського р-ну Вінницької обл.	Відслонення гранат-біотитових гранітів бердичівського комплексу
18-ІК	Південніше с. Іванів Калинівського р-ну Вінницької обл.	У кар'єрі 400 x 350 м відслонюються гранат-біотитові мігматити бердичівського комплексу з великим (до 50 м) останцем ендербітизованих кристалосланців
19-1059	с. Лаврівка Калинівського р-ну Вінницької обл.	Відслонення бластомілонітів по бердичівських гранітах
20-ТК	Західна околиця смс. Турбів Липовецького р-ну Вінницької обл.	У кар'єрі відслонюються катаклазовані граніти гранат-біотитові бердичівського комплексу з жилами граніт-пегматиту

Деркач Сергій Семенович
Зенько Віктор Гаврилович
Ляфінчук Сергій Валентинович
Ляшенко Петро Олексійович
Павлюк В'ячеслав Миколайович
Федоров Анатолій Васильович

Державна геологічна карта України Масштаб 1:200 000

Центральноукраїнська серія
аркуш М-35-XXIII (Бердичів)

Редактор видання *А. А. Горячок*
Комп'ютерна верстка *М. М. Новікова, Г. О. Акінфієв*
Комп'ютерна графіка *С. В. Ряба*

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Департаменту геології та використання надр Міністерства екології та природних ресурсів України від 29.11.2001 р. (протокол № 114).

Підписано до видання 11.12.2001 р.
Формат 60x84 1/8. Папір типовий. Тираж 150 примірників. Замовлення 03/01

Видання та друк Інформаційно-обчислювального центру ПДРГП "Північгеологія"
02088, м. Київ, пров. Геофізиків, 10. Тел. 564-87-26, т/ф. 564-84-62, E-mail: ngeology@ukrpack.net