



МІНІСТЕРСТВО ЕКОЛОГІЇ ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

ПІВНІЧНЕ ДЕРЖАВНЕ РЕГІОНАЛЬНЕ ГЕОЛОГІЧНЕ ПІДПРИЄМСТВО
"ПІВНІЧГЕОЛОГІЯ"

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

МАСШТАБ 1: 200 000

ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-35-ХVІІ (ЖИТОМИР)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Склали	М. П. Щербина (відповідальний виконавець), М. М. Костенко, Б. В. Георгін, С. І. Черниш, В. В. Дроздецький, Н. Л. Ковальчук
Редактори	М. М. Костенко, З. М. Дорковська
Експерт НРР	В. М. Клочков

Київ – 2004

Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХVІІ (Житомир). — Київ.: Міністерство екології та природних ресурсів України, Північне державне регіональне геологічне підприємство “Північгеологія”, 2004. — с. 125

Автори:

М. П. Щербина (відповідальний виконавець), М. М. Костенко, Б. В. Георгін,
С. І. Черниш, В. В. Дроздецький, Н. Л. Ковальчук.

Редактори:

М. М. Костенко, З. М. Дорковська

Експерт НРР

В. М. Клочков (УкрДГРІ)

У пояснювальній записці подається систематизований опис стратифікованих і нестратифікованих утворень, тектонічної будови території і історії її геологічного розвитку, корисних копалин та закономірностей їх розміщення. В окремих розділах подається загальна характеристика геоморфологічної будови, гідрогеології та екологічного стану геологічного середовища.

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

Іл. 8. Табл. 1. Бібліогр. 150 назв. Додат. 4

© “Північгеологія”, 2004

З М І С Т

	стор.
ВСТУП.....	6
1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ.....	7
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ.....	9
АРХЕЙСЬКА АКРОТЕМА.....	11
Палеоархей (дністровій).....	11
Дністровсько-бузька серія (AR ₁ db).....	11
ПРОТЕРОЗОЙСЬКА АКРОТЕМА.....	12
Палеопротерозой (криворожій).....	12
Тетерівська серія (PR ₁ tt).....	12
Мезопротерозой (клесовій).....	15
Пугачівська товща.....	15
МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА.....	16
Крейдова система.....	16
Аптський і альбський яруси нерозчленовані.....	16
Туронський ярус.....	16
КАЙНОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА.....	18
Палеогенова система.....	18
Середній еоцен.....	18
Бучацький регіонарус.....	18
Бучацька серія (P ₂ bč).....	18
Верхній еоцен.....	18
Обухівський регіонарус.....	18
Неогенова система.....	20
Нижній-середній міоцен.....	20
Новопетрівський регіонарус.....	20
Полтавська серія (N ₁ pl).....	20
Верхній міоцен.....	20
Нижній-верхній пліоцен.....	25
Четвертинна система.....	25
Плейстоценовий відділ.....	25
Неоплейстоценовий розділ.....	25
Голоценовий відділ.....	27
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ.....	28
УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ УТВОРЕННЯ.....	28
АРХЕЙСЬКИЙ АКРОН.....	28
Палеоархей.....	28
Гайворонський комплекс (AR ₁ gv?).....	28
ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ АКРОН.....	29
Палеопротерозой.....	29
Шереметівський комплекс (PR ₁ šr).....	29
Бердичівський комплекс (PR ₁ bd).....	30
Житомирський комплекс (PR ₁ žt).....	32
ІНТРУЗИВНІ УТВОРЕННЯ.....	37
ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ АКРОН.....	37
Палеопротерозой.....	37
Нарцизівський комплекс (PR ₁ nr).....	37
Букинський комплекс (PR ₁ bu).....	39
Прутівський комплекс (PR ₁ pr).....	43
Мезопротерозой.....	44
Осницький комплекс (PR ₂ os).....	44
Коростенський комплекс (PR ₂ ks).....	45
Дайковий комплекс (PR ₂).....	54
4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ.....	56
5. ТЕКТОНІКА.....	58
НИЖНІЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ.....	58
ВЕРХНІЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ.....	65
6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ.....	66
ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ ЕТАП.....	66

ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП.....	67
7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФООТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ.....	68
8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ	73
9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ.....	79
КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ	80
Горючі корисні копалини	80
Металічні корисні копалини.....	81
Неметалічні корисні копалини	84
Води	86
КОРИСНІ КОПАЛИНИ МІСЦЕВОГО ЗНАЧЕННЯ	86
Неметалічні корисні копалини	86
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	88
КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ	88
Горючі корисні копалини	88
Металічні корисні копалини.....	89
Неметалічні корисні копалини	90
Води	91
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА	91
Техногенне навантаження	91
Ландшафтне районування.....	92
Оцінка стану еколого-геологічних умов	92
ВИСНОВКИ.....	94
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	96
Опублікована	96
Фондова	98
ДОДАТОК 1.....	102
Список родовищ і проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-ХVІІ “Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень” масштабу 1:200 000	102
Анортозит	105
Прісні води	106
Глини	109
ДОДАТОК 2.....	110
Список родовищ і проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-ХVІІ “Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів” масштабу 1:200 000.....	110
Титан	110
ДОДАТОК 3.....	114
Список родовищ і проявів, показаних на аркуші М-35-ХVІІ “Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту” масштабу 1:200 000.....	114
ДОДАТОК 4.....	123
Список пам’яток природи, показаних на “Схемі геологічних пам’яток”.....	123

ПРИЙНЯТІ СКОРОЧЕННЯ ДО ТЕКСТУ

АЕС	атомна електростанція
АФМ	аерофотоматеріали
ВП	викликана поляризація
ГГК-200	глибинне геологічне картування масштабу 1:200 000
ГДК.....	граничнодопустимі концентрації
ГДП-200	геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000
ГЗР-50.....	геологознімальні роботи масштабу 1:50 000
год.....	година
ДВ УкрДІМР	Дніпропетровське відділення Українського державного інституту мінеральних ресурсів
ДГП	державне геологічне підприємство
дм	дециметр
ЖГЕ	Житомирська геологічна експедиція
ЗГТ.....	загальна глибинна точка
зн.....	знаки
Зх.	захід
ІГМР НАН.....	інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення Національної академії наук
ін.	інше
ІОЦ	інформаційно-обчислювальний центр
кбар.....	кілобар
КГРЕ.....	Київська геологорозвідувальна експедиція
КЕП.....	комбіноване електричне профілювання
Кі	кюрі
КК	кларк концентрації
км	кілометр
КП	казенне підприємство
м.....	місто
МАКЗ	матеріали аерокосмічних з'йомок
мал.	малюнок
мГал.....	мілігал
мг/екв.....	міліграм-еквівалент
мкр	мікрорентген
МПП	метод перехідних процесів
нТл	нотесла
НТТМ КНУ	науково-технічне товариство молоді Київського національного університету
од.	одиниця
Пд.	південь
ПДРГП ..	Північне державне регіональне геологічне підприємство
Пн.	північ
р., рр.	річка, ріки
РП	рудне поле
с., сс.	село, села
свердл.	свердловина
СЕП.....	симетричне електричне профілювання
см	сантиметр
СМЗ	структурно-металогенічна зона
сmt	селище міського типу
СПЗ.....	сумарний показник забруднення
СРК.....	структурно-речовинні комплекси
стор.....	сторінка
стр.....	струмок
Сх.....	схід
УЩ.....	Український щит
ЦЛ.....	центральна лабораторія
ЧАЕС	Чорнобильська атомна електростанція

ВСТУП

Територія аркуша М-35-ХVII (Житомир) площею 5276 км² обмежена географічними координатами 28°00' і 29°00' східної довготи та 50°00' і 51°40' північної широти. В адміністративному відношенні вона повністю або частково охоплює Житомирський, Володарсько-Волинський, Черняхівський, Червоноармійський, Андрушівський, Бердичівський, Коростишівський, Радомишльський, Держинський, Ємільчинський, Баранівський та Новоград-Волинський райони Житомирської області.

Територія вивчення досить густо заселена, в її межах налічується понад 800 населених пунктів. У центрі території розташоване м. Житомир, яке є досить значним промисловим і транспортним вузлом України; до інших найбільших населених пунктів належать смт. Чуднів, Червоноармійськ, Черняхів, Володарськ-Волинський.

Район досліджень характеризується досить розвинутою мережею шляхів сполучення. Тут проходять автомагістралі державного значення: Ізмаїл – Санкт-Петербург, Київ – Чоп та обласного – Житомир – Сквир, Житомир – Хмельницький. Усі районні центри сполучені між собою і з обласним центром (м. Житомир) шосейними дорогами. Значна частина населених пунктів сполучена між собою і автомагістралями з поліпшеним покриттям. Інші, переважно малі села, сполучені ґрунтовими дорогами місцевого значення, важкопрохідними в осінньо-весняний період.

В орографічному відношенні територія аркуша поділяється на дві нерівні частини: меншу – південну і значно більшу – північну. Північна частина це – слабохвиляста зандрова і моренно-зандрова рівнина Житомирського Полісся, яка має загальний уклон на північний схід. Абсолютні відмітки денної поверхні змінюються від 250 м (с. Княжин) до 155,0 м у долині р. Тетерів. Відносне перевищення вододілів над днищами долин коливається від 2–5 до 20–30 м. Значна частина цієї території характеризується залісеністю та заболоченістю.

Південна частина району вивчення зайнята лесовою рівниною, яка підіймається над поверхнею, що її оточує на 20–40 м. Її абсолютні відмітки досягають 284,0 м (район с. Судачівка). Рельєф рівнини характеризується глибоким (20–50 м) врізом річкових долин, досить густою яружно-балковою мережею.

Територія досліджень має розгалужену гідрографічну мережу. Напрямок течії головних річок зумовлений нахилом місцевості на північ та північний схід. Найбільшими водними артеріями є рр. Тетерів, Тня, Ірша з їх притоками. Тетерів належить до басейну р. Дніпро. Вона протікає в центральній частині району. Її протяжність у межах аркуша становить 92 км, середній нахил русла – 0,8 м на 1 км. Ширина русла змінюється від 20–25 до 60–80 м, глибина – від 1 до 4 м.

Тня, права притока р. Случ (басейн р. Прип'ять), протікає в західній частині району вивчення; протяжність її становить 48 км, середній нахил русла 0,7 м на 1 км. Ширина русла змінюється від 5 до 20–25 м, глибина досягає 2 м.

Для річок району характерне мішане живлення з переважанням снігового (до 50%); кількість підземних і дощових вод у живленні приблизно однакова.

Льодоутворення на річках починається, як правило, наприкінці листопада – на початку грудня. Середня тривалість льодоставу 3–4 місяці, середня товщина льоду – 0,2–0,4 м.

Клімат території помірно континентальний з теплим вологим літом і м'якою хмарною зимою. Середня температура найхолоднішого місяця (січня) становить -60°, найтеплішого (липня) – +19°. Середня річна температура повітря становить +6° – +7°. Найбільші морози бувають у січні та лютому і досягають -30°. Сніговий покрив рівномірний (10–30 см) і триває 95–110 днів, але нестійкий через часті відлиги. Глибина промерзання ґрунтів 10–70 см.

Протягом року випадає в середньому 557 мм опадів, причому максимум опадів припадає на літні місяці (40–45% річної кількості опадів).

Велика кількість атмосферних опадів при відносно слабкій розчленованості поверхні Житомирського Полісся сприяє розвитку боліт, котрі займають близько 17% території досліджень.

Місцеве населення зайняте головним чином на підприємствах гірничої, лісової, будівельної, легкої та харчової промисловості, на транспорті і в сільськогосподарському виробництві, а також у невиробничій сфері – торгівлі та сфері послуг. Спеціалізація сільського господарства району має зерно-картоплярсько-льонарсько-хмелярський напрямок у поєднанні з молочно-м'ясним тваринництвом. Гірничо-промисловість тут досить розвинена. Основу її становлять кар'єри з видобутку будівельного та блочного каменю, цегельно-черепичної сировини.

У геоструктурному відношенні район досліджень розташований у межах Волино-Подільського мегаблоку [17], у районі стику Волинського і Подільського блоків першого порядку.

Умови виконання геологічних робіт задовільні. Територія вивчення належить до закритих районів, які характеризуються двоповерховою будовою (з середньою складністю геологічної будови верхнього поверху і складною будовою нижнього – кристалічного фундаменту). Відслоненість погана (60%), задовільна (30%),

добра (10%). Виходи кристалічних порід на сучасний ерозійний зріз спостерігаються головним чином у долинах річок та на вододільних ділянках. Прохідність району від поганої до доброї (погана – 20%, задовільна – 30%, добра – 50%).

За ступенем геологічного та геоморфологічного дешифрування МАКЗ площа аркуша належить до середньої категорії. Досить переконливо дешифруються четвертинні відклади, а також розривні порушення, які знайшли відображення в сучасному рельєфі.

Для складання геологічних карт використано результати ГДП-200 [147], а також раніше виконаного геологічного картування аркуша в масштабах 1:200 000 [111; 132] та 1:50 000 [82; 98; 123; 137; 145; 146]. Враховано також дані, що містяться в 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 виконанні польових робіт брали участь: начальник партії М. П. Щербина, геологи Б. В. Георгін, С. І. Черниш, В. Р. Слиш, П. П. Самойленко, М. В. Симончук, Н. Л. Ковальчук, провідний геофізик В. В. Дроздецький.

Пояснювальну записку та комплект геологічних карт до видання готували відповідальний виконавець М. П. Щербина, М. М. Костенко, Б. В. Георгін, С. І. Черниш, В. В. Дроздецький, Н. Л. Ковальчук. Комп'ютерний варіант пояснювальної записки створений Н. Л. Ковальчук. Комп'ютерну обробку графічних матеріалів виконано в ІОЦ ПДРГП "Північгеологія" під керівництвом А. А. Горячока та в ЖГЕ – С. І. Зубрицькою. Лабораторні роботи (спектральний, мінералогічний аналізи) виконано в ЖГЕ; хімічні – в ЦІЛ ПДРГП "Північгеологія". Петрографічний опис шліфів здійснено в центрі НТТМ КНУ ім. Т. Г. Шевченка під керівництвом кандидата геолого-мінералогічних наук Г. Г. Павлова.

Редагування карт і пояснювальної записки виконали кандидат геолого-мінералогічних наук М. М. Костенко та геолог I категорії З. М. Дорковська.

Методичне керівництво роботами з підготовки до видання комплекту геологічних карт здійснювали головний геолог ПДРГП "Північгеологія" В. Л. Приходько, начальник геологічного відділу підприємства В. О. Поповиченко та провідний геолог Г. Г. Виноградов. На рівні Житомирської геологічної експедиції методичне керівництво виконував головний геолог Б. Л. Висоцький.

Підготовці матеріалів до видання сприяли М. В. Гейченко, А. С. Дранник, В. Я. Великанов, Б. Д. Возгрін, Ю. М. Веклич.

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

До першого видання Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 в колишньому СРСР великий внесок у геологічне вивчення території аркуша зробили В. С. Соболев [63], А. А. Полканов [57] та ряд інших дослідників. Детальний нарис історії геологічних досліджень цього періоду наведено в роботі [132].

Планомірне вивчення території аркуша почалося в період 1959–1961 рр. У цей час А. Г. Ролік виконує комплексну геолого-гідрогеологічну зйомку масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХVІІ (Житомир), за матеріалами якої і було видано перший комплект Держгеолкарти-200 [132]. Ці роботи дали найбільш узагальнений матеріал з території досліджень. Складено комплект геологічних і гідрогеологічних карт. Одержано нові дані про геологічну будову і корисні копалини району. Уточнено і значно поповнено стратиграфічну схему докембрійських утворень фундаменту і мезозой-кайнозойських відкладів осадового чохла, вирішено деякі питання тектонічної будови, зібрано численні матеріали про корисні копалини та видано рекомендації для подальших їх пошуків.

У 1968 р. В. П. Бухарев [82] завершує геологічну зйомку масштабу 1:50 000 південно-західної частини Коростенського плутону. В результаті проведених робіт складено комплект карт, на яких відображено нові дані про геолого-структурні особливості цієї частини плутону. Побудовано значною мірою нову стратиграфічну схему для порід коростенського комплексу, в основу якої покладено структурне положення порід і послідовність їх формування. Для цієї території вперше складено тектонічні карти, які підтверджують блокову будову фундаменту. Виділено перспективні площі для пошуків родовищ ільменіту, апатиту, корунду, кварцу, бокситів, торфу, будівельних матеріалів.

У 1970 р. М. І. Хворов [137] виконує геологічну зйомку масштабу 1:50 000 південно-східної частини Коростенського плутону. Широке використання під час цих робіт геофізичних матеріалів у комплексі з інтерпретаційним і профільним бурінням дало змогу скласти комплект геологічних карт, які відображають нові на той час дані про геолого-структурні особливості і корисні копалини цієї ділянки плутону. Значною мірою уточнено стратиграфічну схему Коростенського плутону, в основу якої було покладено послідовність

становлення інтрузивних фаз і їх фаціальних різновидів. Встановлено широкий розвиток розривних порушень, які групуються в серію тектонічних зон і зумовлюють блокову будову кристалічного фундаменту. Виконано підрахунки прогнозних ресурсів для деяких видів корисних копалин.

У 1973 р. М. Є. Деренюком [98] складена геологічна карта масштабу 1:50 000 Букинського масиву та його обрамлення. Вперше для зазначеного району гнейсову товщу розділено на тетерівську та бузьку серії. Комплексування геологічних, геофізичних та геохімічних робіт дало змогу уточнити геологічні межі, визначити форму, вивчити петрографічний склад, внутрішню будову та абсолютний вік порід Букинського масиву. Виявлено прояви міді, апатиту і графіту.

У 1978 р. В. М. Ключков [111] здійснює на території аркуша ГГК-200, в результаті якого складено комплект геологічних та геофізичних карт кристалічної основи району, встановлено тричленний поділ тетерівської серії, чудново-бердичівські граніти датовано нижнім протерозоем.

У 1982 р. В. П. Лабузний [123] завершує геологічну зйомку масштабу 1:50 000 південно-західного облямування Коростенського плутону. В результаті проведених робіт закартовано положення Красногірсько-Житомирської тектонічної зони, до якої приурочені графітоносні мігматити (Теньківська ділянка), егірин-рибекітові метасоматити (Березова Гать), Лугівський масив кварц-польовошпатових метасоматитів. Вперше для цієї території складено формаційну карту масштабу 1:100 000.

У 1990 р. Л. Ф. Котвицький [121] виконує глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000 в межах Букинського масиву та його обрамлення. В результаті цих робіт значно уточнено внутрішню будову Букинського масиву, вивчено його екзо- та ендоконтактові зони, взаємовідношення порід масиву з вмішуваними породами і побудовано його об'ємну геолого-геофізичну модель. Виявлено рудопрояви, пункти мінералізації та геохімічні аномалії нікелю, міді і кобальту. Сприятлива геолого-структурна позиція дала змогу вперше для території України виявити промислові скупчення сульфідних мідно-нікелевих руд і виділити Волинську нікеленосну провінцію.

У 1994 р. М. П. Щербина [145] закінчує глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000 території північно-західної частини аркуша, в результаті якого складено комплект геологічних карт, а також детальні карти пошукових ділянок. Встановлено промисловий вміст колумбіту в корі вивітрювання метасоматитів Лугівського масиву та в пісках неогену і оцінено його прогнозні ресурси. Підраховано також прогнозні ресурси з вольфраму в північно-західній частині Красногірсько-Житомирської тектонічної зони.

У 1997 р. М. П. Щербина [146] завершує групову геологічну зйомку масштабу 1:50 000 у межах Тетерівського прогину, в результаті якої складено комплект геологічних карт різного змісту. Виконано розчленування осадових відкладів згідно з діючими стратиграфічними схемами. Виділено пошукові ділянки на буре вугілля, графіт, будівельні матеріали. За даними еколого-геологічних досліджень виділено три зони за умовами проживання населення. Встановлено джерела забруднення ґрунтів, атмосфери, поверхневих вод.

У 2002 р. М. П. Щербина [147] виконує ГДП-200 території аркуша М-35-ХVII, яке стало основою для складання комплексу Держгеолкарти – 200 поновленої серії.

Паралельно з геологознімальними дослідженнями на території аркуша виконуються пошукові і розвідувальні роботи на різноманітні корисні копалини. Так, у період 1953–1962 рр. М. І. Рубаном здійснюються пошукові і розвідувальні роботи розсипних родовищ ільменіту. В результаті цих робіт вперше було виконано генеральний підрахунок запасів розсипних і залишкових родовищ. З 1962 р. зазначені роботи успішно здійснював М. М. Кальна (1962–1967 рр.), Г. П. Проскурін (1967–1981 рр.), С. К. Швайберов (з 1981 р. і донині). До речі, Г. П. Проскуріним (1981 р.) вперше було розвідано фосфор-титанове родовище в корінних породах.

З 1956 по 1984 рік Б. П. Герасимчуком [94], А. Я. Канєвським [110] та І. К. Вітінським [85] у різні роки виконувались пошукові роботи на сульфідний нікель, але безрезультатно.

У 1988–1994 рр. пошуки нікелю в межах Красногірсько-Житомирської зони здійснював Б. Л. Висоцький [89], у результаті яких було вивчено геологічну будову та сульфідну нікеленосність Прутівської габродолеритової інтрузії. Оцінка прогнозних ресурсів мідно-нікелевих руд показала, що в межах Прутівського тіла очікується виявлення середнього родовища цих руд з попутними компонентами, такими як платиноїди і золото.

Пошукові роботи на рідкісні метали в пегматитах виконувались в 1972–1974 рр. [131] та у 1981–1988 рр. [88], а в лізниківських сублужних гранітах – у 1973–1976 рр. [80]. Цими роботами встановлено, що виявлення промислових концентрацій зазначених металів малоімовірне.

З 1963 по 1979 рр. на вивченій території А. Я. Мочаловим [127] і О. Ф. Бернасовською [79; 80] періодично проводились пошукові роботи на п'єзокварц, які мали негативні результати.

У різні роки здійснювались також пошукові і розвідувальні роботи на буре вугілля [102; 103], фосфатну сировину [141; 142; 144], боксити [90], різні будівельні матеріали [78; 95; 112; 113; 125 та ін.]. Слід зазначити, що на території досліджень значні геолого-пошукові роботи проводила партія № 49 КП “Кіровогеологія” [84, 96, 97 та ін.], більшість матеріалів яких враховано під час виконання геологознімальних робіт.

З 1988 по 1992 рр. на території аркуша М-35-69 виконувалась гідрогеологічна та інженерно-геологічна зйомка для цілей меліорації масштабу 1:50 000 [108]. У процесі цих робіт було уточнено розповсюдження та склад четвертинних відкладів, видано рекомендації з проведення подальших меліоративних робіт. Всі ці дані було використано при геологічних зйомках, які проводились на зазначеній території.

Поряд з геологознімальними район робіт був охоплений також різноманітними тематичними дослідженнями [86; 87; 107; 115; 118–120; 126; 128–130; 135; 139; 144], під час яких було узагальнено матеріали з геологічної будови, палеогеоморфологічних, геохімічних і металогенічних особливостей території: складено комплект спеціалізованих карт та видано рекомендації для проведення подальших геологорозвідувальних робіт.

Усі геологознімальні та геологорозвідувальні роботи супроводжувались геофізичними дослідженнями. В історії їх виконання можна виділити два етапи, які різняться характером завдань, що вирішувались.

На першому етапі (до 1960 р.) велися роботи регіонального характеру з метою районування території та виділення крупних структур і тектонічних порушень. Найбільш поширеними у цей період були гравіметрична зйомка масштабу 1: 200 000 та аеромагнітна зйомка масштабу 1: 50 000.

На останньому етапі (з 1960 р.), який триває до теперішнього часу, геофізичні дослідження набули нового характеру. Їх метою стає підготовка геофізичних основ для геологічної зйомки масштабу 1:50 000 та глибинного геологічного картування масштабу 1:200 000 і 1:50 000. Площовий комплекс геофізичних методів складається з гравірозвідки масштабу 1:50 000 і 1:10 000, магніторозвідки масштабу 1:25 000 і 1:5 000 та електророзвідки методами ВП, МПП масштабу 1:10 000, профільний комплекс містить такі ж самі методи і виконується у масштабі 1:10 000 на окремих профілях. Додатково в комплекс вводяться геохімічні дослідження та для рідкої мережі профілів – сейсмічні дослідження методом відбитих хвиль ЗГТ.

Нині площа аркуша повністю забезпечена гравіметричними зйомками масштабів 1:25 000 – 1:5 000, наземними магнітометричними зйомками масштабів 1:10 000 – 1: 25 000 і, частково, аеромагнітною зйомкою масштабу 1:10 000.

Суттєвий вплив на розвиток уявлень про геологічну будову, тектонічні особливості, петрологію, мінералогію, рудоносність та вік порід району досліджень зробили наукові праці (монографії та статті) різних дослідників останніх десятиріч: І. Л. Личака [45], М. П. Щербака [71–75], В. П. Бухарева [5–8], В. М. Скобелева [62], К. Ю. Єсипчука [22], В. А. Рябенка [59; 60], В. Г. Пастухова [52; 53], О. В. Зінченка [24], В. Ф. Грінченка [20], В. С. Металіди [47], М. М. Костенка [31–38] та інших.

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

У геоструктурному відношенні територія аркуша розміщується в північно-західній частині Українського щита, в межах Волино-Подільського мегаблоку. В її будові беруть участь відклади мезозойської і кайнозойської ератем та утворення протерозойської і архейської акротем. Відклади мезозойської та кайнозойської ератем складають осадовий чохол, який на більшості території аркуша перекриває утворення кристалічного фундаменту. Протерозойські та архейські утворення кристалічного фундаменту належать до двох структурних ярусів – складнодислокованих та еродованих.

Розчленування докембрійських порід досить ускладнено, через те що вони погано відслонені і перекриті осадовим чохлом, а тому при визначенні їх вікового положення враховувалось мінералого-петрографічний склад порід, їх взаємовідношення в контактах і реперні ізотопні датування. Стратиграфія фанерозойських відкладів базується на літологічних і палеонтологічних даних.

В основу розчленування стратифікованих утворень території вивчення покладено “Стратиграфические схемы ...”, затверджені 25 травня 1993 року Українським міжвідомчим стратиграфічним комітетом, “Стратиграфічну схему докембрійських утворень Українського щита”, затверджену 22 червня 2000 року Національним стратиграфічним комітетом України, та “Легенду геологической карты Украины масштаба 1 : 200 000. Серия Центрально-Украинская”, затверджену Науково-редакційною радою Держкомгеології України 9 лютого 1994 року.

Нижче наведено зведений стратиграфічний розріз території досліджень з верху до низу.

КАЙНОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

Четвертинна система

Голоценовий відділ (Н)

Техногенні відклади (tH)

Сучасні ґрунти (eH)

Озерно-біогенні відклади (lbH)

Біогенні відклади (bH)

Еолові відклади (vH)
Алювіальні відклади (aH)
Верхньонеоплейстоценова ланка та голоценовий відділ нерозчленовані ($P_{III}-H$)
Алювіально-делювіальні відклади тимчасових водотоків ($adP_{III}-H$)

Плейстоценовий відділ
Неоплейстоценовий розділ (P)
Верхньонеоплейстоценова ланка (P_{III})
Елювіально-делювіальні відклади нерозчленовані (edP_{III})
Елювіальні відклади (eP_{III})
Еолово-делювіальні та елювіальні відклади нерозчленовані (vd, eP_{III})
Бузький, дофінівський і причорноморський кліматоліти нерозчленовані.
Делювіально-еолові відклади (зандрових ландшафтів льодовикової області) ($dvP_{III}bg-p\check{c}$)

Причорноморський кліматоліт. Еолово-делювіальні відклади ($vd P_{III} p\check{c}$)
Дофінівський кліматоліт. Елювіальні утворення ($eP_{III}df$)
Деснянський ступінь. Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси ($a^1P_{III}ds$)
Вільшанський ступінь. Алювіальні відклади другої надзаплавної тераси ($a^2P_{III}vl$)

Середньо- та верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{II-III})
Кайдацький, тясминський, прилуцький, удайський і витачівський кліматоліти нерозчленовані.
Елювіальні відклади ($eP_{II-III} kd-vt$)

Середньонеоплейстоценова ланка (P_{II})
Дніпровський кліматоліт:
Флювіогляціальні та озерно-льодовикові відклади озів та камів ($f, lgP_{II}dn$)
Флювіогляціальні надморенні відклади ($fP_{II}dn^s$)
Льодовикові відклади (власне морена) ($gP_{II}dn$)
Флювіогляціальні підморенні відклади ($fP_{II}dn'$)

Нижньо- та середньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{I-II})
Алювіально-озерні відклади (alP_{I-II})

Неогенова система
Пліоценовий відділ
Товща червоно-бурих глин ($N_2 \check{c}b$)
Міоценовий відділ
Товща строкатих глин ($N1sg$)
Товща вуглистих глин ($N1vg$)
Новопетрівський регіоярус
Новопетрівська світа (N_1np)

Палеогенова система
Еоценовий відділ
Обухівський регіоярус
Обухівська світа (P_2ob)
Бучацький регіоярус
Бучацька серія ($P_2b\check{c}$)

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА
Крейдова система
Верхній відділ
Туронський ярус
Мошно-руднянська світа (K_2mr)
Нижній відділ
Аптський і альбський яруси нерозчленовані
Іршанський горизонт
Іршанська світа (K_1ir)

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА АКРОТЕМА
Мезопротерозой (клесовій)
Пугачівська товща (PR_2pg)
Палеопротерозой (криворозій)

Тетерівська серія
Кочерівська світа (PR₁kč)

Городська світа (PR₁gr)

Василівська світа (PR₁vs)
Верхня підсвіта (PR₁vs₂)
Нижня підсвіта (PR₁vs₁)

АРХЕЙСЬКА АКРОТЕМА

Палеоархей (дністровій)
Дністровсько-бузька серія (AR₁db)
Березнинська товща (AR₁br?)
Тиврівська товща (AR₁tv)

Далі наводимо характеристику виділених стратифікованих утворень від давніх до молодших.

АРХЕЙСЬКА АКРОТЕМА ПАЛЕОАРХЕЙ (ДНІСТРОВІЙ) Дністровсько-бузька серія (AR₁db)

Відповідно до легенди Центральноукраїнської серії, найдавніші (архейські) метаморфічні утворення, сформовані в умовах гранулітової фації метаморфізму, в межах Північно-Західного району УЩ виділяються у складі нерозчленованої дністровсько-бузької серії. Проте чітка диференціація метаморфітів району вивчення за складом дала змогу авторам розчленувати зазначену серію на дві товщі – метавулканогенну тиврівську і високоглиноземисту літогенну березнинську (?). Оскільки розрізи березнинської товщі аналогічні розрізам нижньої підсвіти василівської світи і взаємовідношення між ними достовірно ніде не встановлені, а також враховуючи відсутність надійних ізотопних дат віку цієї товщі, на території аркуша зона виділена зі знаком питання, і лише там, де асоціює із сформованими на ній ультраметаморфітами, як вважається [71], бердичівського комплексу.

Тиврівська товща (AR₁tv) – включає найдавніші на території досліджень утворення, які представлені ортопіроксеновими кристалосланцями, що мають незначне поширення. Вони встановлені при проведенні ГЗР-50 [98] на півдні території вивчення у вигляді окремих невеликих тіл (скіалітів) серед чудново-бердичівських плагіомігматитів та при ГГК-200 [111] у районі південного та західного контактів Коростенського плутону з “рамою”, де в межах окремих невеликих тектонічних блоків вони виходять на сучасний зріз кристалічного фундаменту.

Кристалосланці (метабазити) біотит-гіперстен-плагіоклазові – це сірі, дрібнозернисті, масивні породи, місцями з нечітко вираженою сланцюватістю, підкресленою малопотужними (до 1 см) прожилками аплітоїдного граніту сірого кольору, орієнтованими під кутами 10–30° до осі керну.

Під мікроскопом структура лепідогранобластова в поєднанні з пойкилобластовою і гранулітовою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 50, кварц – 5, калішпат – 5, біотит – 15, гіперстен – 20, серицит, хлорит, глиниста речовина, апатит, рудний – до 3.

Плагіоклаз часто вміщує антипертитові і неправильної форми вrostки ортоклазу. Біотит представлений як у вигляді самостійних невеликих пластинок і лусочок, так і утворює вузькі облямівки навколо рудного мінералу. Гіперстен у вигляді дрібних таблитчастих і короткопризматичних зерняток утворює смугоподібні скупчення, витягнуті відповідно до сланцюватості. Нерівномірно заміщується блідо-зеленим вторинним амфіболом. Біотит – бурувато-червоний, титанистий. Ділянками в породі відмічається дрібна вкрапленість сульфідної мінералізації.

Кристалосланці характеризуються щільністю 2,78* (2,61–3,10) г/см³ і, в основному, слабкою магнітною сприйнятливістю – 50(0–3000)·10⁻⁵ од. СІ. Знижені значення петрофізичних параметрів характерні для гнейсуватих гранітизованих різновидів, які вміщують кварц (свердл. 2104) [111].¹

Для порід тиврівської товщі характерний такий мінеральний парагенезис: плагіоклаз (андезин) + гіперстен ± діопсид ± біотит + магнетит ± амфібол ± шпінель ± калішпат ± кварц. Ця парагенетична асоціація відповідає породам основного складу, метаморфізованим при тиску 10–12 кбар та температурі 700–900° С.

¹ Тут і далі наведено модальні значення щільності і магнітної сприйнятливості порід, у дужках їх варіації.

Реакція рівноваги гіперстен + плагіоклаз = піроксен + гранат + більш кислий плагіоклаз при тиску 9 кбар відповідає температурі 750°C, що притаманно гранулітій фації метаморфізму [111].

Березнинська товща ($AR_1br?$) поширена в межах північно-східного крила Бердичівського антиклінорію і складена переважно гнейсами гранат-біотитовими ($\pm$ графіт, кордієрит, силіманіт).

Гнейси зустрічаються у вигляді невеликих тіл та скіалітів серед ультраметаморфітів бердичівського комплексу або ж зберігаються серед них у невеликих синформних структурах північно-західного простягання (сс. Синява, Межиричка), де потужність їх не перевищує сотні метрів.

У фізичних полях відклади березнинської товщі фіксуються погано, оскільки вони мало чим відрізняються від вмішуючих порід за фізичними властивостями, а також утворюють тіла незначної потужності.

Контакти гнейсів з мігматитами і гранітами нечіткі, розпливчасті. В шліфах контактова зона являє собою нерівномірнозернисту породу мігматитового вигляду масивної текстури і гранобластової структури. Вміщуючі породи в безпосередньому контакті з гнейсами збагачуються біотитом, набувають бластогранітової структури, в гнейсах спостерігається збільшення кількості кварцу і плагіоклазу у вигляді крупних ідіоморфних зерен. Дрібнозернисті гранобластові структури переходять у бластогранітові. Звичайно гнейси різною мірою гранітизовані. Часто в центральній частині "пачки" гнейсів, скіалітів відмічаються ділянки слабо або майже незмінених порід. Майже повсюдно в них зустрічається велика кількість прожилків кварц-польовошпатового складу потужністю від 2–5 до 15–20 см, а також малопотужні жили апліто-пегматоїдних гранітів.

На думку багатьох дослідників [41; 73], вихідним матеріалом для утворення біотитових, біотит-гранатових з силіманітом та кордієритом гнейсів були глинисто-мергелісти та глинисто-алевритові породи. Найбільш характерними ознаками березнинської товщі є порівняно часта присутність у складі складаючих її порід силіманіту та гранату, наявність грубої смугастості і бластичних структур з елементами пloidчистості, підвищена зернистість порід, розвиток мірмекітових структур і переважання монациту у складі акцесорних мінералів.

Макроскопічно гнейси біотитові і гранат-біотитові з кордієритом та графітом являють собою темно-сіру до сірої, інколи з рожевуватим (за рахунок гранату) та зеленуватим (за рахунок амфіболу) відтінками, середньозернисту гнейсувато-смугасту та грубосмугасту породу. Під мікроскопом структура порід лепідогранобластова, гранобластова та нематобластова. Загальний мінеральний склад гнейсів такий (у %): плагіоклаз – 45–55, кварц – 20–30, біотит – 15–30, гранат – 0–20, кордієрит – 0–8, силіманіт – 0–5, амфібол – 0–5, графіт – 0–3. Акцесорні мінерали представлені монацитом, апатитом; рудні – піритом, магнетитом; вторинні – серицитом, хлоритом, епідотом, карбонатом, гідрооксидами заліза. Фізичні властивості: $\sigma = 2,74$ (2,60–2,85) г/см³, $\alpha = 100$ (26–17351) · 10⁻⁵ од. СІ.

Архейський вік березнинської товщі нині доводиться як загальногеологічною будовою (приуроченістю до найбільш підвищених блоків фундаменту та високим ступенем метаморфізму порід), так і ізотопним датуванням. На суміжній з півдня території [21] за цирконами із гнейсів березнинської товщі уран-торій-свинцевим методом отримано цифри 2470 і 2510 млн. років, які можна вважати верхньою віковою межею прояву палеовулканізму. Зважаючи на те, що ці циркони регенеровані, їх справжній вік, поза сумнівом, давніший ніж 2500 млн років [72; 73; 75].

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА АКРОТЕМА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ (КРИВОРОЖІЙ)

Тетерівська серія (PR_{1tt})

До складу серії, згідно з уточненою кореляційною стратиграфічною схемою, затвердженою МСК України в 2000 р., входять різні за складом гнейси, сланці, а також амфіболіти, які поділені на три світи (з низу до верху) – василівську, городську і кочерівську.

Утворення василівської та городської світ поширені в центральній та північно-західній частинах території досліджень, у межах Новоград-Волинського та Коростенського тектонічних блоків, де вони утворюють складчасте облямування Коростенського плутону та Букинського масиву. Утворення кочерівської світи мають досить обмежене поширення і зустрінуті лише в східній частині території аркуша.

Василівська світа (PR_{1vs}). В межах території досліджень породи василівської світи спостерігаються у вигляді порівняно вузьких, витягнутих у північно-західному напрямку тіл, розмішених південніше Королівсько-Житомирського розлому. В складі світи виділяються дві підсвіти.

Нижня підсвіта (PR_{1vs_1}). Утворення нижньої підсвіти василівської світи поширені в межах Новоград-Волинського блоку, а також в обрамленні Букинського масиву і представлені породами слюдяно-сланцевої формації [25; 26], у парагенезисі якої беруть участь гнейси біотитові, гранат-біотитові, інколи з кордієритом, рідше графіт-біотитові. Потужність прошарків змінюється від десятків сантиметрів до десятків метрів. На території аркуша утворення підсвіти досліджені численними свердловинами. Найбільш детально ці породи вивчено за стратотиповим розрізом Василівського профілю [2; 111].

За поширенням серед порід підсвіти різко переважають гнейси гранат-біотитові з кордієритом та гнейси біотитові. Макроскопічно вони являють собою темно-сіру до сірої, дрібнозернисту, гнейсувато-

тонкосмугасту та грубосмугасту породу. Смугастість зумовлена чергуванням меланократових (збагачених біотитом та гранатом) прошарків з лейкократовими; в інших випадках – орієнтованим розміщенням лусочок біотиту, зерен польового шпату і кварцу. Структура порід лепідогранобластова, гранобластова, рідше гетеролепідобластова. Мінеральний склад гнейсів (у %): плагіоклаз – 35–58, кварц – 20–35, біотит – 10–30, гранат – 0–8, кордієрит – 0–3. Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом; рудні – піритом і магнетитом; вторинні – серицитом, мусковітом, хлоритом, карбонатом, гідрооксидами заліза. За фізичними властивостями гнейси біотитові та гранат-біотитові не відрізняються між собою і характеризуються щільністю 2,72 (2,51–3,02) г/см³, магнітною сприйнятливістю 25 (13–93)·10⁻⁵ од. СІ. В геофізичних полях вони не виокремлюються.

Графіт-біотитові гнейси на території аркуша мають обмежене поширення. Найпотужніші тіла їх виявлено свердловинами поблизу сс. Шереметів, Олізарка, Вертокиївка та Аннопіль; вміст графіту в них досягає промислових параметрів – 7,8–15% [123; 147]. Графіт у породах представлений видовженими пластинками, розміщеними субпаралельно. Часто зерна графіту зібрані в лінзоподібні скупчення.

Графіт-біотитові гнейси характеризуються лінійно видовженими, дугоподібними позитивними магнітними аномаліями інтенсивністю 50–100 нТл, які збігаються з аномаліями викликаної поляризації інтенсивністю до 8%. У північно-західній частині Букинської синформи параболічний рисунок цих аномалій відображує її структурне замикання.

Макроскопічно гнейси графіт-біотитові темно-сірі, дрібно-середньозернисті, смугасті, рідше масивні. Під мікроскопом структура їх лепідогранобластова в поєднанні з гранобластовою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 40–55, кварц – 20–25, біотит – 15–20, графіт – 2–15. Фізичні властивості: $\sigma = 2,60$ і $2,68$ (2,45–2,74) г/см³, $\kappa = 25$ (2–58)·10⁻⁵ од. СІ.

Характерними особливостями спектра акцесорних мінералів цих порід є загальне пониження їх вмісту, а також те, що на першому місці в ряду стоїть апатит, кількість якого в 2 і більше разів перевищує кількість циркону.

Геохімічні параметри гнейсів досить близькі. Невеликим накопиченням халькофільних елементів вирізняються графітовмісні різновиди, для яких характерні аномалії цинку, міді, молібдену, вісмуту. Водночас спостерігається понижений вміст рідкісних і рідкісноземельних елементів.

За петрохімічними перерахунками всі вони потрапляють у поле нормальних гнейсів, які являють собою малолужні натрій-калієві породи з незначним переважанням Na над K [146].

Реконструкції протосубстрату порід нижньої підсвіти василівської світи [12] свідчать, що різноманітні за складом гнейси є метаморфізованими похідними змішаних порід ряду граувакових алевритів – алевролітів, різною мірою збагачених органічною речовиною і карбонатним матеріалом (карбонатно-піщано-глинисті відклади).

Верхня підсвіта (PR₁vs₂). Верхня підсвіта найбільше поширена в межах Красногірсько-Житомирської тектонічної зони, де вона розкрита багатьма свердловинами і описана в ряді відслонень на схилах у долинах рр. Тетерів, Гнилоп'ять, Кам'янка; стратотиповий розріз її описаний для Василівського профілю [26; 61; 111]. Підсвіта представлена гнейсами біотитовими, амфібол-біотитовими і амфіболітами.

Гнейси біотитові та амфібол-біотитові темно-сірі із зеленуватим відтінком, дрібнотернисті, гнейсуваті, рідше масивні; структура їх лепідогранобластова, гранобластова і нематобластова. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 35–60, кварц – 20–35, біотит – 15–32, амфібол – 0–10. Акцесорні мінерали представлені апатитом і цирконом; рудні – ільменітом, піритом, магнетитом; вторинні – хлоритом, серицитом, карбонатом, епідотом. Фізичні властивості гнейсів біотитових: $\sigma = 2,72$ (2,54–2,78) г/см³, $\kappa = 20$ (4–2265)·10⁻⁵ од. СІ.

Гнейси амфібол-біотитові за фізичними властивостями діляться на дві групи – немагнітні та магнітні. Щільність порід становить 2,76 (2,60–2,87) г/см³, магнітна сприйнятливість немагнітних гнейсів – 30 (15–53)·10⁻⁵ од. СІ, магнітних – 1000 (359–5282)·10⁻⁵ од. СІ.

Потужність окремих тіл біотитових гнейсів змінюється від 0,3 до 76,0 м, амфібол-біотитових – від 2,0 до 71,0 м [26; 146]. У розрізі вони перешаровуються між собою.

Контакти між утвореннями нижньої і верхньої підсвіти згідні, нечіткі, поступові. Контакти гнейсів з мігматитами і гранітами шереметівського комплексу більш чіткі, різкі, але здебільшого згідні. Утворились гнейси біотитові за рахунок поліміктових алевролітів, що належать до формації теригенних товщ складчастих областей.

Амфіболіти району досліджень тісно пов'язані з гнейсами і мігматитами, з якими мають згідні і, звичайно, різкі контакти. Залежно від розміру їх тіл і петрофізичних характеристик у геофізичних полях вони проявлені по-різному, невеликі тіла магнітоактивних амфіболітів картується локальними витягнутими позитивними магнітними аномаліями. Тіла немагнітних амфіболітів у геофізичних полях не відображаються. Безпосередньо на денну поверхню вони не виходять, а розкриті рядом картувальних свердловин. Потужність тіл амфіболітів найрізноманітніша, від 2,0 до 71,0 м [111]. Вони, як правило, утворюють “листовий пиріг” серед гнейсів і мігматитів, особливо це чітко видно в картувальних свердловинах (88, 89, 120, 150 та ін.) [146].

Макроскопічно амфіболіти – темно-сірі із зеленуватим відтінком, дрібно-середньозернисті, гнейсуваті, масивні породи. Під мікроскопом структура їх нематогранобластова з елементами порфіробластової. Мінеральний склад такий (у %): плагіоклаз – 30–50, амфібол – 18–40, біотит – 15–26, кварц – 0–10. Акцесорні мінерали представлені апатитом, сфеном, цирконом; рудні – сульфідами, магнетитом; вторинні – серицитом, хлоритом, епідотом, карбонатом, мусковітом.

В амфіболітах постійно присутній біотит і, напевне, доцільніше ці породи називати біотитовими амфіболітами. У переважній більшості амфібол у них переважає над біотитом, але іноді зустрічаються амфіболіти, в яких співвідношення цих мінералів наближується до 1:1 або навіть біотит стає переважаючим серед темноколірних компонентів породи. Необхідно також зазначити, що за співвідношенням плагіоклазу і темноколірних мінералів можна виділити як більш основні, так і більш кислі різновиди [146].

Різке коливання процентного вмісту головних породоутворюючих мінералів в амфіболітах зумовило їх поділ на дві петрофізичні групи. До першої групи належать більш меланократові різновиди. Ці породи характеризуються значеннями щільності 2,89 (2,81–2,97) г/см³, магнітної сприйнятливості 2500 (160–3714)·10⁻⁵ од. СІ. Висока магнітоактивність окремих зразків зумовлена наявністю тонкорозпилених магнетиту, титаномангнетиту і піротину.

Другу петрофізичну групу утворюють більш лейкократові амфіболіти, які характеризуються значеннями щільності 2,78 (2,66–2,81) г/см³, магнітної сприйнятливості 20 (6–85)·10⁻⁵ од. СІ.

Реконструйований протосклад амфіболвмісних гнейсів та амфіболітів (за методом А. А. Предовського) відповідає базитовим ортопородам та їх туфам. Петрохімічний тренд амфіболітів відповідає лужним базальтам континентальних рифтів.

Відсутність серед утворень цієї підсвіти парагенезисів з гранатом, кордієритом та калішпатом, з одного боку, і в первинному парагенезисі мусковіту з кварцом – з іншого, обмежують умови формування цих порід амфіболітовою фацією, а за вмістом (у %) в гранатах (альмандинового – 79,4–80,0; піропового – 6,3–10,1; спесартинового – 4,8–10,8; grosularового – 3,2–4,9) ці породи належать до низькотемпературної її частини. Визначені для них температура і тиск вкладаються в інтервали 880–930° К і 3,0–5,0·10⁸ Па [48].

Вік гнейсів василівської світи давніший за 2450 млн. років [74; 75].

Городська світа (PR_{1gr}). Зазначена світа розвинена в центральній частині вивченої території. На денну поверхню ці утворення виходять у численних відслоненнях в долинах рр. Тетерів, Кам'янка, а також розкриті рядом свердловин. Належать вони до верхньої слюдисто-сланцевої формації тетерівської серії [61] і характеризуються розвитком *біотитових і силіманіт-біотитових*, іноді з *мусковітом і магнетитом, гнейсів*.

Гнейси – сірі, темно-сірі, дрібнозернисті, рідко середньозернисті породи з чітко вираженою сланцюватою текстурою, зумовленою паралельним орієнтуванням лусочок біотиту. Майже скрізь вони смугасті; смугастість зумовлена чергуванням лейкократових і меланократових смуг, які характеризуються різним вмістом біотиту. Потужність смужок від кількох міліметрів до кількох сантиметрів. Інколи спостерігаються випадки, коли смугастість зумовлена чергуванням смуг дрібно- і середньозернистих різновидів. Дрібнозернисті гнейси мають чітко виражену сланцюватість, що збігається із смугастістю. В середньозернистих різновидах сланцювата текстура виражена менш чітко і навіть зовсім зникає. Інколи смуги середньозернистих гнейсів характеризуються порфіробластовою структурою, яка зумовлена наявністю порівняно частих, більш крупних (0,3–0,5 мм) табличчастих зерен сірого плагіоклазу або наявністю рожево-сірих табличок калієвого польового шпату.

Для *біотитових* різновидів часто характерна присутність магнетиту. Він представлений двома генераціями: перша – виповнює міжзернові простори і зустрічається рідко; друга – властива тільки діафторованим різновидам порід, де вона відмічається у вигляді дрібних зерен, що утворюються при хлоритизації біотиту. Біотит, силіманіт і, частково плагіоклаз метапелітів городської світи зрідка заміщуються лускуватим мусковітом та кварцом.

Прошарки *мусковіт-біотитових* гнейсів мають досить обмежене поширення серед утворень підсвіти. Силіманіт утворює дрібні кремкові світло-сірі розетки, в поперечному зрізі у вигляді лінзочок, що надає породі вузлуватого вигляду. Мусковіт формує дрібні лусочки у вигляді скупчень; він розвивається по плагіоклазу, рідше заміщує біотит.

Загальний мінеральний склад порід такий (у %): плагіоклаз – 35–60, кварц – 20–40, біотит – 10–30, силіманіт – 0–8. Акцесорні мінерали представлені апатитом і цирконом; рудні – магнетитом, піритом, ільменітом, а вторинні – серицитом, хлоритом, мусковітом, карбонатом.

За петрофізичними характеристиками виділяються два різновиди гнейсів городської світи: магнітні і немагнітні. Щільність гнейсів становить 2,68 (2,55–2,87) г/см³, магнітна сприйнятливість немагнітних різновидів – 15(0–40)·10⁻⁵ од. СІ, а магнітних – 1500 (934–3022)·10⁻⁵ од. СІ. У фізичних полях магнітні різновиди виділяються у вигляді локальних видовжених у північно-західному напрямку позитивних магнітних аномалій інтенсивністю 100–150 нТл. В цілому гнейси городської світи в плані збігаються з локальними позитивними аномаліями сили тяжіння інтенсивністю 0,5 – 1,5 мГал [146].

У межах дослідженої території для гнейсів городської світи характерне накопичення халькофільних і винос літофільних елементів. У районі с. Левків у цих породах встановлений геохімічний ореол миш'яку

[146], а також точкові аномалії міді, цинку, срібла, вісмуту, молібдену та одиничні точки з підвищеним вмістом золота (до 39 мг/т).

Реконструкція протосубстрату за методом А. А. Предевського підтверджує осадове походження гнейсів. Метаморфізму зазнавали грауваки, пеліти, глини.

Гнейси городської світи, на відміну від порід василівської, характеризуються тонкосланцюватими текстурами, більш дрібними зернами і відсутністю призматичних форм силіманіту. Магнетит спостерігається часто у вигляді пилу в зернах плагіоклазу і біотиту. Біотит з утворень городської світи відрізняється від біотиту василівської характером плеохроїзму: перший плеохроює від зеленувато-бурих тонів (Ng) до блідих (Nr); другий – відповідно від блідо-бурих до блідо-жовтих. Залізистість біотиту дорівнює 54–55.

Виміри показників заломлення гранату і біотиту (відповідно становлять 1,792 і 1,635) із гнейсів, що залягають у підшві світи, дають можливість з допустимою мірою умовності визначити температуру його формування (880–890° K), що приблизно відповідає температурі стійкості мусковіту в кварцвмісних породах і є верхньою температурною границею метаморфізму відкладів городської світи. Нижня межа за РТ-схемою мінеральних рівноваг визначається інтервалом 820–850° K. Тиск за цією схемою становить $2,0\text{--}2,5 \times 10^8$ Па [48].

Ізотопні датування гнейсів городської світи ізотопно-свинцевим та самарій-неодимовим методами показують, що вони формувались у віковому інтервалі 2450–2050 млн років [74].

Кочерівська світа (PR₁k_с). Утворення кочерівської світи на території досліджень мають обмежене поширення і виділені поблизу південного контакту Коростенського плутону з “рамою”, на межі з сусіднім аркушем, де вони, як вважається, достовірно встановлені [23]. Представлені *роговообманковими кристалосланцями*, які являють собою масивні (часто зливні) або слабосмугасті дрібно- та середньозернисті породи, складені (у %) плагіоклазом (40–70) та роговою обманкою (10–40), до яких у змінних кількостях можуть додаватися біотит (0–10), діопсид (0–5), карбонат (0–8), кварц (1–10), епідот (0–10), мікроклін (0–15) та магнетит (0–8). Акцесорні мінерали – апатит, сфен, циркон, ортит, сульфід. Магнітна сприйнятливість роговообманкових кристалосланців становить $67\text{--}(0\text{--}700) \cdot 10^{-5}$ од. СІ, щільність – 2,78 (2,70–2,90) г/см³ [101].

За даними ізотопного датування породи кочерівської світи належать до палеопротерозою і формувалися у віковому інтервалі 2200–2300 млн років [74].

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙ (КЛЕСОВІЙ)

Пугачівська товща

Пугачівська товща (PR₂pg). На території аркуша крупні ксеноліти та останці пугачівської товщі виявлено в полі розвитку порід Коростенського плутону, в районі південного та південно-західного контакту плутону з породами гнейс-мігматитової товщі. Найбільші з них розміщуються в районі сіл Березівка, Клітище, Новосілки, Дівочки.

У складі товщі виділяються кварцитоподібні пісковики, хлорит-серицитові сланці та метаалевроліти. Незначні за потужністю прошарки метаалевролітів виявлені свердловиною 446^г [111].

Найповніший розріз товщі встановлено свердловинами 430^г та 446^г [111]. Тут виявлено перешаровування хлорит-серицитових сланців та кварцитоподібних пісковиків з різким переважанням останніх. Потужність прошарків сланців змінюється від 1 до 18 м, пісковиків – від 10 до 30 м [111].

Кварцитоподібні пісковики представлені в розрізі товщі найширше. Макроскопічно – це сірі, рідше темно-сірі з рожевуватим відтінком грубосмугасті і неясноверстуваті породи. Верстуватість зумовлена ритмічним чергуванням крупно-, дрібно- і середньозернистих різновидів з дещо неоднаковим співвідношенням кластичного і порового матеріалу. Потужність окремих шарів змінюється від 1 до 15 см. Смугастість виражена більш чітко і зумовлена грубим чергуванням шарів потужністю 10–12 см, які відрізняються між собою гранулометричним складом та відтінками.

Під мікроскопом порода має бластопсамітову, гетеробластову і гранобластову структуру з невеликою кількістю контактово-порового цементу (до 10%). Мінеральний склад (у %): кварц (зерна 0,5–3 мм) – 83–90, мікроклін нерешітчастий (зерна 0,3–0,8 мм) – 1–10, біотит і мусковіт – до 5. Акцесорні мінерали – апатит і циркон.

Пісковики характеризуються такими усередненим хімічним складом (у %): SiO₂ – 90,98, Al₂O₃ – 3,68, Fe₂O₃ – 1,53, FeO – 1,60, TiO₂ – 0,15, MnO – 0,03, CaO – 0,49, MgO – 0,36, K₂O – 1,31, Na₂O – 0,90, P₂O₅ – 0,03.

Середній вміст мікроелементів такий (у г/т): скандій – 60, олово – 3, мідь – 50, лантан – 200, церій – 200, цирконій – 400, стронцій – 250.

Хлорит-серицитові сланці мають підпорядковане поширення в розрізі товщі. Макроскопічно – це темно-сірі тонкозернисті і тонковерстуваті породи з нечітко вираженою сланцюватою текстурою. Верстуватість зумовлена тонким чергуванням темно-сірих і сірих прошарків потужністю до 1 см, а сланцюватість є накладеною і утворює з шаруватістю гострий кут (5–15°).

Під мікроскопом структура лепідобластова. Мінеральний склад зазначених порід (у %): хлорит – 40, серицит – 60, гідрооксиди заліза.

Метаалевроліти мають також обмежене поширення. Макроскопічно – це темно-сірі до чорних тонкозернисті, ділянками схованокристалічні породи з розміром зерен 0,02–0,05 мм.

Під мікроскопом структура порід бластоалевролітова з елементами лепідобластової, цемент плівковий або базальний. Текстура на свіжому сколі масивна, на вивітрій поверхні – часто помітна паралельна або коса шаруватість. Мінеральний склад породи (у %): кварц – 80–90, плагіоклаз – 0–5, калішпат – 0–5, біотит – 5–10. Акцесорні представлені апатитом, цирконом; рудні – піритом, магнетитом, лейкоксеном, молібденітом; вторинні – хлоритом, серицитом, глинистою речовиною, гідрооксидами заліза.

Метаалевроліти характеризуються такими геохімічними особливостями (у КК): барій – 2,4, мідь – 1,8, хром – 1,3, свинець – 1,1, ванадій – 0,8, цинк – 0,7, ітербій – 0,5, цирконій – 0,5, ітрій – 0,4.

У фізичних полях утворення пугачівської товщі не відображаються через незначні розміри тіл.

Пугачівська товща формувалась за рахунок денудації гнейсо-мігматитової товщі упродовж тривалого часу – з кінця нижнього протерозою і до укорінення порід коростенського комплексу. На основі цього вік порід пугачівської товщі вважається середньопротерозойським.

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

Утворення мезозойської ератеми представлені крейдовою системою з досить обмеженим поширенням на території вивчення.

КРЕЙДОВА СИСТЕМА

Крейдова система в межах району досліджень представлена нижнім і верхнім відділами. У складі нижньокрейдових відкладів виділяються аптський і альбський яруси нерозчленовані. Верхній відділ крейди представлений туронським ярусом.

Аптський і альбський яруси нерозчленовані

Іршанська світа (K_{1ir}). Зазначена світа на території вивчення має досить обмежене поширення – зустрічається лише в північній частині території (район сс. Томашівка, Нові Сали), де вона збереглася від подальших розмивів у верхів'ї похованої долини, яка виходить за межі аркуша (рис. 2.1). Долина простягається з південного заходу на північний схід у межириччі Ірші та Тростяниці.

На вивченій площі потужність відкладів змінюється від 0,3 до 6,5 м. Представлені вони *пісками кварцовими* темно-сірими грубозернистими з домішками гальки та гравію. Залягають на корі вивітрювання кристалічних порід, а перекриваються флювіогляціальними відкладами дніпровського кліматоліту. У фаціальному відношенні породи належать до континентальних алювіальних утворень.

До відкладів світи на сусідній території приурочені промислові розсипи ільменіту.

На суміжному аркуші (“Коростень”) у відкладах іршанської світи палеонологом С. Я. Єгоровою було визначено спори, характерні для апт-альбських утворень: *Cedrus eristata* Sauer., *C. obscura* Sauer., *Ornamentifera tubereulata* (Grig.) Bolch., *Gleichenioidites laetus* (Bolch.), *G. umbonatus* (Bolch.), *Clavifera triplex* (Bolch.), *Cupressaceae*, *Gleichenioidites carinatus* (Bolch.), *Clavifera rudis* (Bolch.), *Ornamentifera granulata* (Bolch.) [38].

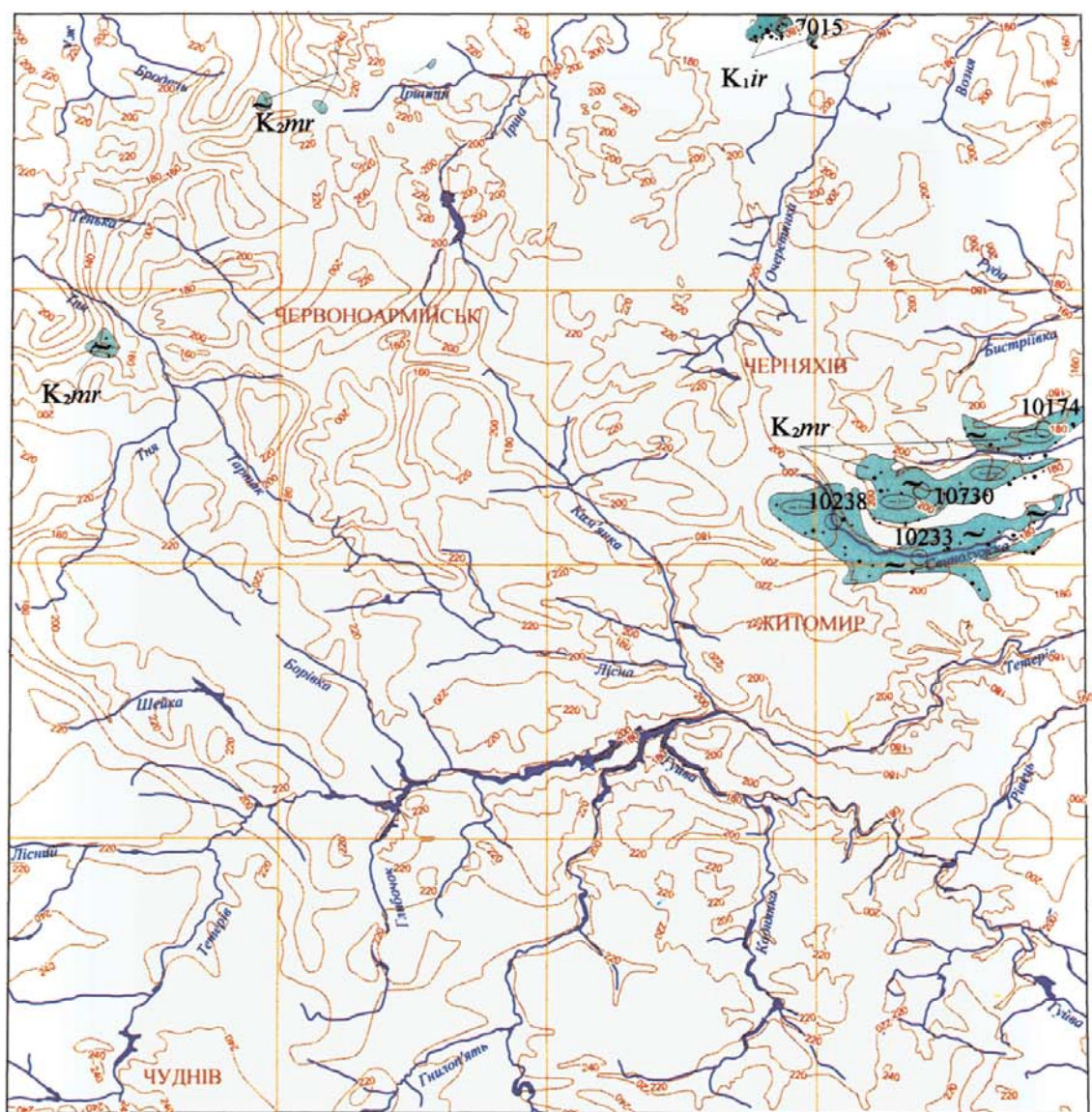
Туронський ярус

Мошно-руднянська світа (K_{2mr}) на території досліджень має незначне поширення у вигляді невеликих останців різноманітної форми (рис. 2.1) і залягає з кутовою незгідністю на породах кристалічної основи та їх корі вивітрювання, а перекривається утвореннями палеогенової, неогенової і четвертинної систем. Потужність світи вельми невитримана і коливається від 0,5 до 3,5 м, рідше досягає 7,0 м.

Представлена вона пісками зі стяжіннями кременів, розмір яких змінюється від кількох сантиметрів до перших десятків сантиметрів у поперечнику, що формувалися в умовах відкритого морського басейну.

Піски глауконіт-кварцові сірі, інколи зеленувато-сірі, в основному середньо-дрібнозернисті, рідше крупнозернисті; зерна кварцу обкатані. Кремені масивні, зливні, сірого, темно-сірого, коричнюватого кольору, з поверхні кавернозні, з характерним раковистим зломом.

Зазначені утворення описані в багатьох опублікованих роботах С. Б. Бельського, В. Я. Дідковського, П. К. Заморія, В. Д. Ласкарева, Д. Є. Наливайка та інших дослідників. Палеонтологи І. Е. Піяр та О. М. Цибульська на суміжних територіях у стяжіннях кременів визначили таку колекцію макро- і мікрофауни. Макрофауна представлена уламками ядер і відбитками раковин *Inoceramus cf. labiatus* Schloth., *I. Lamarcki* Park., *Terebratula* sp. ind., *Neithea* sp. ind., *Ostrea* sp. ind., *Chlamys* sp. ind., *Exogyra* sp. ind. Із згаданих вище форм найчастіше зустрічається *Inoceramus cf. labiatus* Schloth., який є керівною формою для нижнього турону. Мікрофауна, визначена О. М. Цибульською, представлена *Clobotruncana marginata* Reuss., *Reussella turonica* Akim., *Eponides белорussinensis* Akim., *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Bolivinita eouvigeriniformis* (Kell.), *Eouvigerina regularis* (Kell.). Ці форми також характерні для туронського ярусу [38].



км 10 5 0 10 20 30 км



Рис. 2.1. Схематична карта сучасного поширення іршанської (K_{1ir}) та мошно - руднянської (K_{2mr}) світ

Площі поширення світ:

1 - іршанської; 2 - мошно-руднянської.

Речовинний склад:

3 - ізогіпси сучасної поверхні кристалічного фундаменту.
4 - піски кварцові різнозернисті; 5 - піски кварцові, глинисті з конкреціями кременів; 6 - опорні свердловини та їхні номери

Під мікроскопом структура порід бластоалевролітова з елементами лепідобластової, цемент плівковий або базальний. Текстура на свіжому сколі масивна, на вивітрілій поверхні – часто помітна паралельна або коса шаруватість. Мінеральний склад породи (у %): кварц – 80–90, плагіоклаз – 0–5, калішпат – 0–5, біотит – 5–10. Акцесорні представлені апатитом, цирконом; рудні – піритом, магнетитом, лейкоксеном, молібденітом; вторинні – хлоритом, серицитом, глинистою речовиною, гідрооксидами заліза.

Метаалевроліти характеризуються такими геохімічними особливостями (у КК): барій – 2,4, мідь – 1,8, хром – 1,3, свинець – 1,1, ванадій – 0,8, цинк – 0,7, ітербій – 0,5, цирконій – 0,5, ітрій – 0,4.

У фізичних полях утворення пугачівської товщі не відображаються через незначні розміри тіл.

Пугачівська товща формувалась за рахунок денудації гнейсо-мігматитової товщі упродовж тривалого часу – з кінця нижнього протерозою і до укорінення порід коростенського комплексу. На основі цього вік порід пугачівської товщі вважається середньопротерозойським.

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

Утворення мезозойської ератеми представлені крейдовою системою з досить обмеженим поширенням на території вивчення.

КРЕЙДОВА СИСТЕМА

Крейдова система в межах району досліджень представлена нижнім і верхнім відділами. У складі нижньокрейдових відкладів виділяються аптський і альбський яруси нерозчленовані. Верхній відділ крейди представлений туронським ярусом.

Аптський і альбський яруси нерозчленовані

Іршанська світа (K_{1ir}). Зазначена світа на території вивчення має досить обмежене поширення – зустрічається лише в північній частині території (район сс. Томашівка, Нові Сали), де вона збереглася від подальших розмивів у верхів'ї похованої долини, яка виходить за межі аркуша (рис. 2.1). Долина простягається з південного заходу на північний схід у межириччі Ірші та Тростяниці.

На вивченій площі потужність відкладів змінюється від 0,3 до 6,5 м. Представлені вони *пісками кварцовими* темно-сірими грубозернистими з домішками гальки та гравію. Залягають на корі вивітрювання кристалічних порід, а перекриваються флювіогляціальними відкладами дніпровського кліматоліту. У фаціальному відношенні породи належать до континентальних алювіальних утворень.

До відкладів світи на сусідній території приурочені промислові розсипи ільменіту.

На суміжному аркуші ("Коростень") у відкладах іршанської світи палінологом С. Я. Єгоровою було визначено спори, характерні для апт-альбських утворень: *Cedrus eristata* Sauer., *C. obscura* Sauer., *Ornamentifera tuberculata* (Grig.) Bolch., *Gleichenioidites laetus* (Bolch.), *G. umbonatus* (Bolch.), *Clavifera triplex* (Bolch.), *Cupressaceae*, *Gleichenioidites carinatus* (Bolch.), *Clavifera rudis* (Bolch.), *Ornamentifera granulata* (Bolch.) [38].

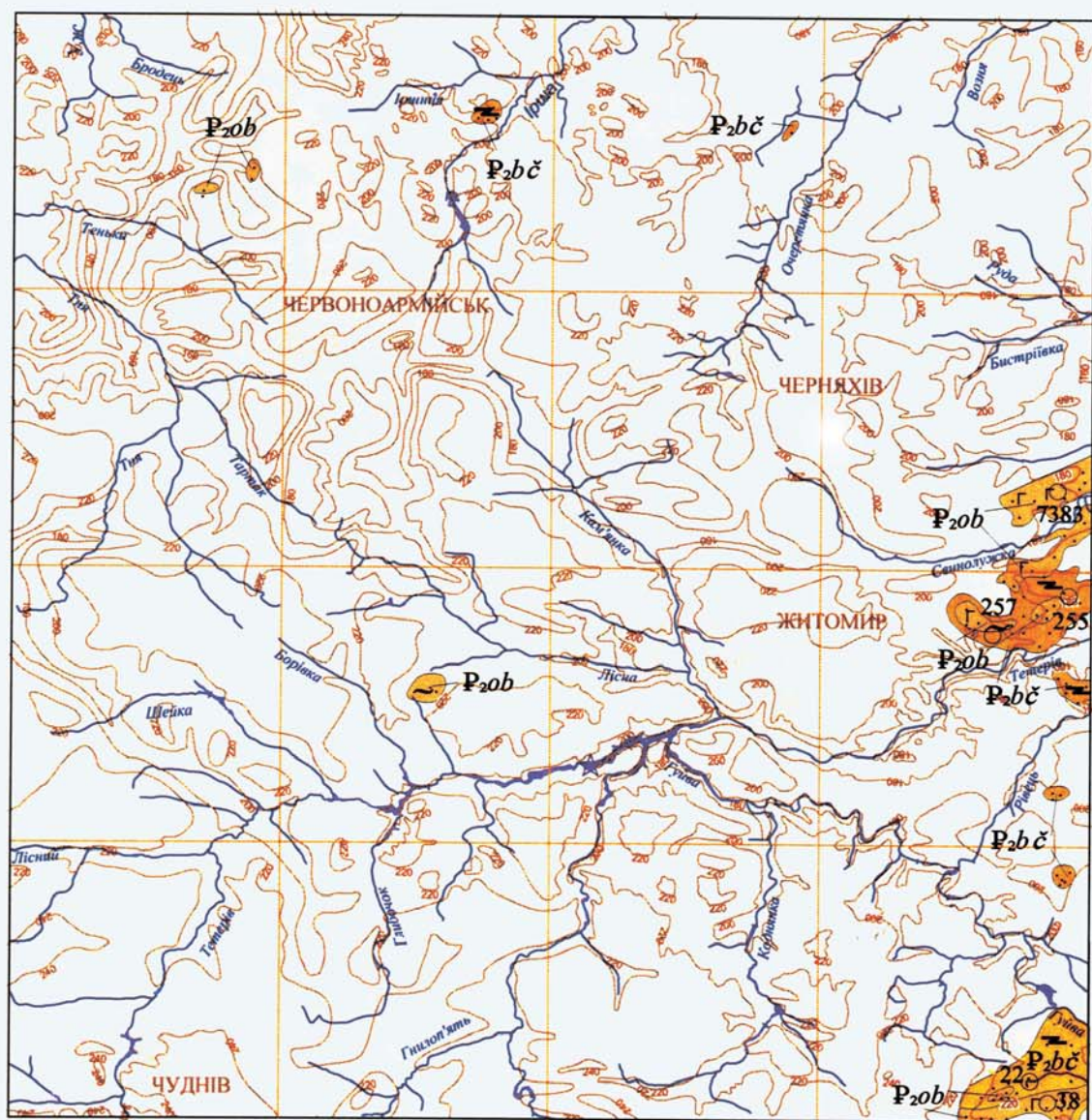
Туронський ярус

Мошно-руднянська світа (K_{2mr}) на території досліджень має незначне поширення у вигляді невеликих останців різноманітної форми (рис. 2.1) і залягає з кутовою незгідністю на породах кристалічної основи та їх кори вивітрювання, а перекривається утвореннями палеогенової, неогенової і четвертинної систем. Потужність світи вельми невтримана і коливається від 0,5 до 3,5 м, рідше досягає 7,0 м.

Представлена вона пісками зі стягіннями кременів, розмір яких змінюється від кількох сантиметрів до перших десятків сантиметрів у поперечнику, що формувалися в умовах відкритого морського басейну.

Піски глауконіт-кварцові сірі, інколи зеленувато-сірі, в основному середньо-дрібнозернисті, рідше крупнозернисті; зерна кварцу обкатані. Кремені масивні, зливні, сірого, темно-сірого, коричнюватого кольору, з поверхні кавернозні, з характерним раковистим зломом.

Зазначені утворення описані в багатьох опублікованих роботах С. Б. Бельського, В. Я. Дідковського, П. К. Заморія, В. Д. Ласкаревої, Д. Є. Наливайка та інших дослідників. Палеонтологи І. Е. Піяр та О. М. Цибульська на суміжних територіях у стягіннях кременів визначили таку колекцію макро- і мікрофауни. Макрофауна представлена уламками ядер і відбитками раковин *Inoceramus cf. labiatus* Schloth., *I. Lamarcki* Park., *Terebratula* sp. ind., *Neitheia* sp. ind., *Ostrea* sp. ind., *Chlamys* sp. ind., *Exogyra* sp. ind. Із згаданих вище форм найчастіше зустрічається *Inoceramus cf. labiatus* Schloth., який є керівною формою для нижнього турону. Мікрофауна, визначена О. М. Цибульською, представлена *Clobotruncana marginata* Reuss., *Reussella turonica* Akim., *Eponides белорussinensis* Akim., *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *Bolivinita eouvigeriniformis* (Kell.), *Eouvigerina regularis* (Kell.). Ці форми також характерні для туронського ярусу [38].



км 10 5 0 10 20 30 км



Рис. 2.2. Схематична карта сучасного поширення бучацької серії ($P_{2b\delta}$) та обухівської світи (P_{2ob})

Площі поширення: 1 - бучацької серії; 2 - обухівської світи; 3 - ізогіпси сучасної поверхні кристалічного фундаменту.

Речовинний склад: 4 - піски глауконіт - кварцові; 5 - піски кварцові, вуглисті; 6 - глини; 7 - опорні свердловини та їхні номери

Фауністично ці породи охарактеризовані задовільно. Добре і задовільно збережені форми зустрінуті лише в районі с. Стрижівка, серед яких переважає мандриковська фауна: *Lucina cf. concentrika* Lamk., *Cardita cf. divergena* Desh., *Pseudamussium cf. Corneum* Sow., *Crassatella cf. woodi* Koen., *Meretrix* sp. ind., *Turritella* sp. ind., *Xenophora cf. solida* (Koen.), *Cardita* sp. ind., *Spondylus cf. tenuispina* (Sand.), *Ostrea* sp. ind.; і спорово-пилковий спектр: *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Palmae*, *Myricaceae*, *Castanea* sp., *Moraceae*, а також численні рештки мікрофітопланктону – гістріхосферові водорості (палінолог Т. Б. Губкіна) [146].

Виходячи із зазначеного, а також враховуючи дані спорово-пилкового аналізу, описані відклади зараховано до утворень обухівської світи.

НЕОГЕНОВА СИСТЕМА

Серед фанерозойських утворень, розвинених на території досліджень, відклади неогенової системи є найбільш поширеними, особливо в центральній та західній частинах аркуша. Датовані вони раннім-середнім міоценом – новопетрівська світа, пізнім міоценом – товщі вуглистих та строкатих глин і завершує розріз товща червоно-бурих глин пліоцену.

Нижній-середній міоцен

Новопетрівський регіонарус

Полтавська серія (N_{1pl})

Новопетрівська світа (N_{1pr}). Зазначена світа має на території вивчення порівняно широкий розвиток (рис. 2.3).

Вона за кутовою і стратиграфічною незгідністю залягає на кристалічних породах і корях їх вивітрювання, на відкладах мошно-руднянської світи, бучацької серії, обухівської світи і, у свою чергу, перекривається відкладами верхнього міоцену, рідше – четвертинної системи. У фаціальному відношенні – це утворення континентального закритого басейну.

Потужність відкладів новопетрівської світи коливається від 1,0 м до 25,0 м. Абсолютні відмітки їх покрівлі змінюються від 246,5 до 176,0 м, а підосви – від 236,5 м до 163,0 м.

Літологічно описувана світа представлена одноманітною товщею каоліністих кварцових пісків, у верхній частині якої зрідка відмічаються каоліністі кварцові пісковики (район с. Стрижівка) та вторинні каоліни, що зустрічаються дуже рідко і зафіксовані лише в південній частині аркуша.

Піски кварцові світло-сірі до білих, рідше бурувато-сірі, озалізовані, дрібнозернисті, рідше крупно-середньозернисті, з обкатаними і кутасто-обкатаними зернами. Характерною особливістю пісків є наявність значних домішок каоліну з чітко вираженою косою верстуватістю. Верстуватість зумовлена присутністю прошарків піску, забарвлених оксидами заліза і марганцю в червонуваті кольори, а також, меншою мірою, чергуванням прошарків різного гранулометричного складу.

Каоліни вторинні зустрінуті лише в південній частині території (сс. Рея, Вертокиївка). Вони мають сірувато-біле, жовтувато-біле, рідше червонувате забарвлення; в основному щільні, жирні на дотик, піщанисті, з поодинокими гравійними зернами і галькою кварцу, іноді містять поодинокі вуглефіковані рослинні рештки. Їх потужність незначна, від 0,4 до 2,5 м.

Пісковики кварцові каоліністі розвинені в районі с. Стрижівка. Вони сірого, буруватого, місцями жовтувато-бурого кольору, дрібно-середньозернисті. Потужність їх рідко досягає 5,0 м.

Характерною особливістю цих порід є високий вміст в них ільменіту (до 8808,3 г/м³), циркону (до 686,5 г/м³), рутилу (до 540,5 г/м³), топазу (до 58,3 г/м³), дистену (до 325 г/м³). У знакових і незначних вагових кількостях присутні монацит, хроміт, апатит, силіманіт, андалузит, анатаз, корунд, сфалерит, пірит і каситерит; причому останні присутні в деяких свердловинах у значних кількостях: у свердл. 0194 піриту – 555,6 г/м³, каситериту – 5,56 г/м³; у свердл. 0195 піриту – 834,8 г/м³, каситериту – 4,35 г/м³ [146].

Визначення вікової належності описуваних відкладів здійснювалося за їх розташуванням у стратиграфічному розрізі. Важливе значення при цьому мали зовнішній вигляд порід та їх мінеральний склад. Наявність каоліністих частинок у пісках та їх світле забарвлення вельми характерні для утворень новопетрівської світи.

Верхній міоцен

Товща вуглистих глин (N_{1vg}). Зазначена товща на території аркуша має досить обмежене поширення. Вона приурочена до долиноподібних палеодепресій (рис. 2.4). Відклади товщі залягають на корі вивітрювання кристалічних порід та, інколи, на утвореннях новопетрівської світи (свердл. 7325), а перекриваються строкатими глинами верхнього міоцену. Їх потужність досягає 61,0 м. Представлені вони флювіальними та озерно-біогенними утвореннями, що формувались в умовах акумулятивної рівнини. Як по вертикалі, так і по горизонталі розрізу цих відкладів спостерігається часта зміна розмитих флювіальних і лімнічних фацій. Неодноразові різноспрямовані рухи блоків як у межах області седиментації, так і в межах області зносу зумовили ритмічне чергування глинистих і піщаних, порівняно грубозернистих порід. Для глини і пісків цієї товщі характерна здебільшого, присутність вуглефікованих рослинних решток. Колір порід від темно-сірого, бурувато-сірого до чорного.

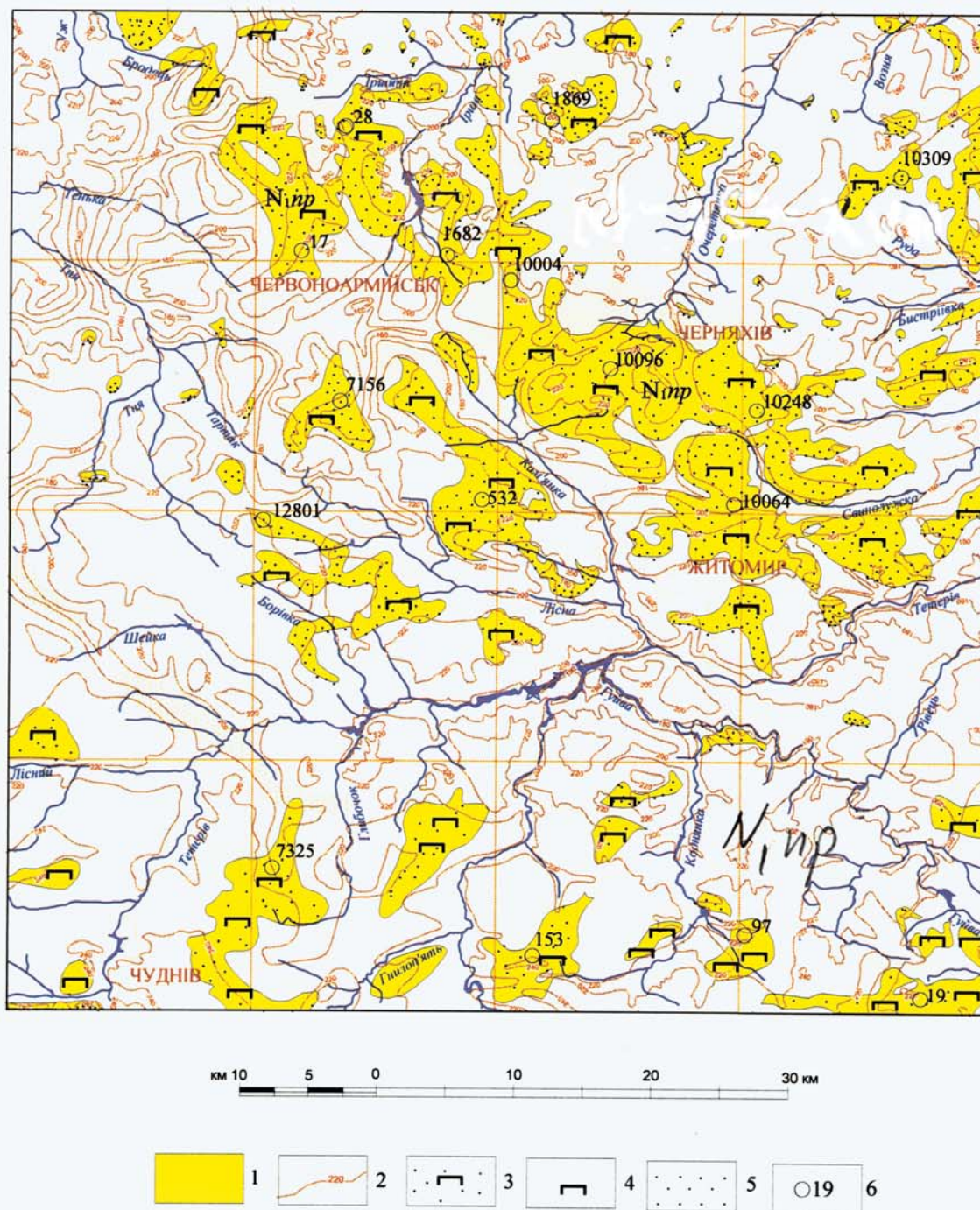
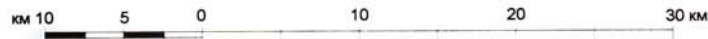


Рис. 2.3. Схематична карта сучасного поширення новопетрівської світи (N_{1np})

1 - площі поширення новопетрівської світи; 2 - ізогіпси сучасної поверхні кристалічного фундаменту.

Речовинний склад: 3 - піски кварцові, каоліністі; 4 - вторинні каоліни; 5 - пісковики кварцові; 6 - опорні свердловини та їхні номери



Площі поширення товщ :

1 - вуглистіх глин; 2 - червоно-бурих глин;
3 - ізогіпси сучасної поверхні кристалічного фундаменту.
4 - глини; 5 - глини вуглисті; 6 - глини вуглисті піскуваті;
7 - опорні свердловини та їхні номери

Речовинний склад:

4 - глини; 5 - глини вуглисті; 6 - глини вуглисті піскуваті;
7 - опорні свердловини та їхні номери

Піски характеризуються подібністю і відносною витриманістю мінерального складу як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Ця обставина дає підставу говорити про порівняно стійкий стан умов накопичення цих осадів, а також про однорідність областей живлення.

У більшості проб із пісків у вагових кількостях зустрінуті (у г/м³): ільменіт (до 6876,2), монацит (до 533,3), циркон (до 855,6), рутил (до 511,1), дистен (88,9).

У незначних вагових кількостях і в знаках постійно відмічаються хроміт, апатит, силіманіт, андалузит, віридин, пірит, топаз, корунд, анатаз.

У зразках, відібраних із глин зазначеної товщі, палінологом Т. Б. Губкіною описано спорово-пилковий спектр, який характеризується переважанням голонасінних рослин над покритонасінними.

Серед голонасінних переважає пилок сосни – *Pinus n/p Diploxylon* і *Pinus n/p Haploxylon*, ялини – *Picea*, піхти – *Abies*, туги – *Tsuga*. Серед покритонасінних спостерігається пилок широколистих теплолюбних рослин: дуба – *Quercus*, горіхових (гікори – *Carya*, лапін – *Pterocarya*, горіха – *Juglans*), липи – *Tilia*, клена – *Acer*, граба – *Carpinus*, бука – *Fagus*. Рідше зустрічається пилок вільхи – *Alnus*, берези – *Betula* і представників субтропічної флори: ніса – *Nyssa*, ліквідамбара – *Liquidambar*, дуже рідко – пилок таксодієвих – *Taxodiaceae*. Серед спор панують *Lycopodiaceae*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae* [146].

Наведений спорово-пилковий спектр має велику подібність із спорово-пилковим комплексом відкладів верхнього сармату.

Товща строкатих глин (N_{1sg}) у межах вивченої площі досить поширена (рис. 2.5). У центральній та північно-західній частинах території ці відклади мають площовий розвиток і відсутні лише в найбільш глибоко промитих долинах річок та струмків. На решті території розвиток їх має острівний характер. Залягають на розмитій поверхні порід неогенової, палеогенової і, рідше, крейдової систем та корі вивітрювання кристалічних порід. Перекриваються відкладами четвертинної системи, але у відслоненнях зустрічаються рідко. Потужність відкладів коливається від 0,4 до 36,0 м. Такі зміни потужності пов'язані з тектонічними коливальними рухами в пліоценовий та четвертинний час, що призвело до розмиву відкладів товщі на значній частині території вивчення.

Літологічно ця товща представлена *глинами* з поодинокими невеликими прошарками і лінзами *пісків та алевритів*. За забарвленням глини справді строкаті – сірі, жовтувато-бурувато-сірі, зеленувато-сірі з вохристими, оранжево-жовтими, малиновими, вишнево-червоними плямами і вицвітами. В самих низах товщі глини мають попелясто-сірий колір, але вони зустрічаються тільки в межах розвитку каоліновмісних відкладів новопетрівської світи. Крім забарвлення характерними для порід товщі є їх висока щільність, в'язкість, тугопластичність; глини жирні на дотик, грудкуваті, з матовим жирним блиском по площинах сколу. Повсюдно в них відмічається змінна кількість обкатаних зерен кварцу розміром 0,25–2 мм, через що при значній їх кількості вони стають пішанистими; останні особливо часто зустрічаються в низах товщі. Глини безвапнякові, але інколи вміщують поодинокі вапнякові включення.

За хімічним складом глини належить до малоглиноземистого типу з незначним вмістом вільного глинозему (до 1–2%). Хімічним аналізом у строкатих глинах встановлено такий вміст основних оксидів: кремнезему – 70,33%, глинозему – 13,84%, закисного заліза – 5,36%, оксиду титану – 0,65% [146].

Термічним і рентгеноструктурним аналізами визначено, що глини належать до тугоплавких порід з температурою плавлення 1380–1410 °C, а мінеральний склад їх змішаний – каолініт-монтморилонітовий, здебільшого з переважанням монтморилоніту, з домішками гідроліти і гідрооксидів заліза. Спеціальними дослідженнями, проведеними з метою визначення придатності глини як сировини для цегельно-черепичного виробництва, встановлено, що вони можуть використовуватись для виготовлення будівельної цегли, черепиці і керамічних меліоративних трубок [145].

Піски, які залягають у вигляді лінз і прошарків серед сірих і зеленувато-сірих різновидів глини, мають брудно-сіре забарвлення, кварцовий склад, різнозернисті, в основному дрібно-середньозернисті, з поодинокими гравійними зернами різного ступеня обкатаності.

Як зазначалося вище, серед глини досить рідко зустрічаються малопотужні прошарки і лінзи вторинних каолінів, звичайно приурочених до нижньої частини розрізу. *Каоліни вторинні* – світло-сірі, тонкошаруваті з домішками пішаного матеріалу. Потужність прошарків становить від 0,5 до 1,2 м.

Фауністично глини німі. На підставі їх стратиграфічного положення, подібності літологічного і мінерального складу з аналогічними відкладами, розвиненими на суміжних територіях, ми зараховуємо їх до верхнього міоцену.

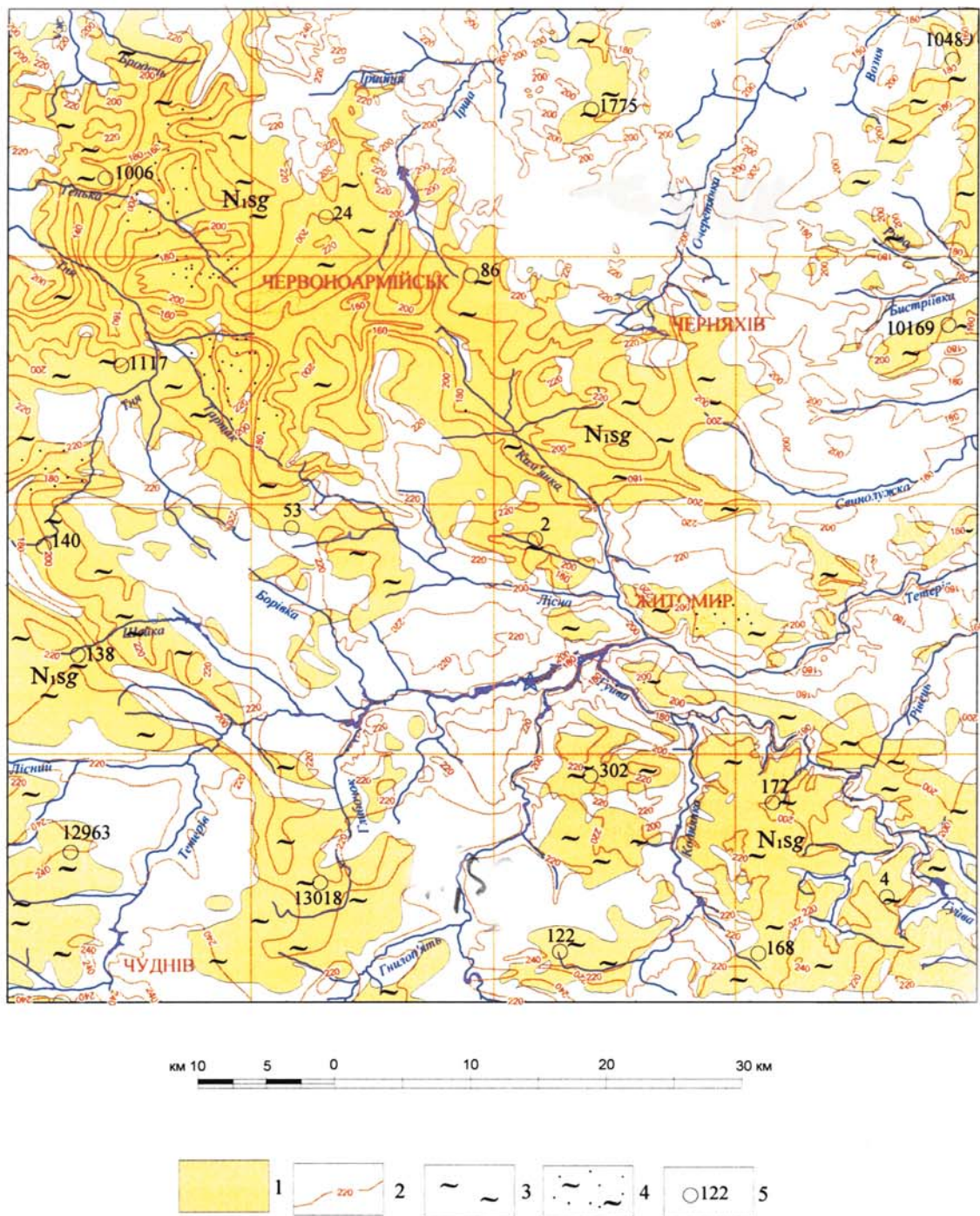


Рис. 2.5. Схематична карта сучасного поширення товщі строкатих глин (N_{1sg})

Речовинний склад:

- 1- площі поширення товщ строкатих глин; 2 - ізогіпси сучасної поверхні кристалічного фундаменту.
- 3 - глини; 4 - піски кварцові глинисті; 5 - опорні свердловини та їхні номери

Нижній-верхній пліоцен

Товща червоно-бурих глин (N₂čb). Ця товща має досить обмежене поширення на площі аркуша: на більшій частині його території вона змита і зрідка присутня лише на вододільних ділянках (рис. 2.4).

Товща представлена субаеральними ґрунтовими утвореннями (переважно гідроморфними) субтропічних, здебільшого лісових ландшафтів. За літологічним складом пліоценові ґрунти є *глинами* буро-вохристими, червоно-коричневими, часто плямистими (з вохристо-оливковими, коричнювато-червоними, оливково- та сизувато-сірими плямами), щільними, горіхувато-осколковими, осколковими, зрідка з матовими дзеркалами ковзання, рідше *глинистими пісками* сірого, чорного забарвлення. Загальна потужність пліоценових ґрунтових товщ досягає 11,0 м.

ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА

Згідно зі схемою районування четвертинних відкладів, більша частина території досліджень належить до льодовикових та позальодовикових районів Житомирського Полісся, для яких характерне переважання в їх будові фацій піщаного складу. Південна та південно-східна частини району належать до Придніпровської підвищеної лесової рівнини, де переважають субаеральні утворення (леси та ґрунти).

Четвертинні відклади на території аркуша поширені майже повсюдно. Вони залягають на різних гіпсометричних рівнях і покривають більш давні утворення цієї території. Їхня потужність коливається в досить широких межах: від 0 м на деяких ділянках схилів долин річок і еродованих вододілів до 15–20 м в межах лесової рівнини та похованих долин річок.

Стратиграфо-генетичне розчленування четвертинних відкладів виконано на основі застосування комплексу методів, основними з яких є літостратиграфічний та геоморфологічний із залученням палеонтологічних даних.

Основними елементами картування були утворення в обсязі ланки для субаеральних і ступені для субаквальних генетичних типів. На детальних розрізах розчленування субаеральних відкладів виконано до кліматоліту.

На території вивчення четвертинні відклади належать до плейстоценових і голоценових відділів. Голоценові ґрунтові утворення на карті не показані.

Необхідно зазначити, що для відкладів четвертинної системи характерна непостійність гранулометричного і мінерального складу, різка фаціальна мінливість, часте виклинювання пластів, різний набір генетичних типів порід в одному розрізі, а також подібність літолого-мінерального складу різних генетичних типів.

Усі перераховані фактори, а також відсутність на значній частині території маркуючого горизонту (крім північного сходу, де розповсюджені льодовикові моренні суглинки) та недостатня інформативність палінологічних комплексів не дають змоги з достатньою достовірністю розчленувати відклади четвертинної системи.

Плейстоценовий відділ

Згідно із стратиграфічним кодексом України [66], плейстоценовий відділ поділяється на еоплейстоценовий та неоплейстоценовий розділи. Слід зазначити, що відкладів еоплейстоценового розділу на території досліджень не встановлено.

Неоплейстоценовий розділ

Утворення неоплейстоценового розділу покривають майже всю площу аркуша, крім денудаційних останців, власне заплав річок та окремих техногенно змінених ділянок. Неоплейстоценовий розділ поділяється на нижньо-, середньо- та верхньонеоплейстоценові ланки.

Нижньонеоплейстоценова та

середньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані

Необхідність виділення цього стратиграфічного комплексу зумовлена відсутністю даних про детальне стратиграфічне розчленування відкладів, через що неможливо провести межу між нижньонеоплейстоценовими та середньонеоплейстоценовими утвореннями. Нижньонеоплейстоценова ланка представлена відкладами будацького (bk), донецького (dc), крукенецького (kn), а середньонеоплейстоценова – хаджибейського (hb) ступенів. Особливістю цих утворень є їх локалізація в ранньо-середньонеоплейстоценових палеодолинах постійних водотоків різної водності і представлені вони алювіально-озерним генетичним типом.

Алювіально-озерні відклади (alP₁₋₁₁) залягають на корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту та піщано-глинистих утвореннях неогену. Повсюди перекриті льодовиковими, водно-льодовиковими відкладами середнього неоплейстоцену. За літологічним складом вони представлені пісками різнозернистими, рідше супісками з прошарками суглинків.

Піски кварцові сірі різнозернисті, інколи з численними вохристими бурими плямами озалізнення, з обкатаними і кутасто-обкатаними уламками кристалічних порід і кварцу.

Супіски та суглинки бурі, бурувато-сірі, рідше із зеленуватим відтінком, тонкошаруваті.

Враховуючи слабе розчленування дочетвертинного рельєфу, розташування цих алювіально-озерних відкладів у різних районах території вивчення без видимої закономірності їх локалізації та незначну

потужність, можна припустити, що еволюція гідромережі на цій території відбувалося на ранньому неоплейстоценовому та на початку середньонеоплейстоценового часу в умовах відносної стабілізації тектонічних рухів, що не стимулювало розвиток ерозійних врізів. В долинах переважали процеси бокової ерозії, які призводили до утворення численних паралельних варіантів долин та озероподібних розширень у річкових долинах.

Середньонеоплейстоценова ланка

Відклади середньонеоплейстоценової ланки досить поширені на всій території аркуша. Представлені вони льодовиковими, водно-льодовиковими і водно-льодовиково-озерними утвореннями дніпровського кліматоліту.

Льодовикові відклади (морена) ($gP_{II}dn$) розвинені виключно в межах території поширення дніпровського льодовика. На геологічній карті займають відносно невеликі площі, оскільки на більшій частині свого поширення перекриті делювіально-еоловими пізньонеоплейстоценовими фаціями або розмиті післядніпровськими алювіальними процесами. Морена складена суглинками бурими, піщаними, з валунами, галькою та гравієм кристалічних порід і уламками кременів, рідше пісками грубозернистими, бурими, глинистими. Потужність морени від 1,0 до 11,0 м. Залягає повсюдно, крім денудаційних останців та долин сучасних водотоків.

Водно-льодовикові фації ($fP_{II}dn$). Субаквальні фації льодовикової групи закартовані на значній частині аркуша. Представлені підморенними та надморенними відкладами.

Підморенні флювіогляціальні відклади ($fP_{II}dn^1$) поширені в льодовиковій зоні території досліджень. Залягають вони на корі вивітрювання кристалічних порід та осадових породах дочетвертинного віку, а перекриваються мореною. Складені пісками сірими різнозернистими з поодинокими тонкими прошарками сірого супіску, верстуватість горизонтально-хвиляста. Потужність описаних відкладів коливається від 0,5 до 11,0 м.

Надморенні флювіогляціальні відклади ($fP_{II}dn^5$) поширені як у льодовиковій, так і в позальодовиковій зонах. Представлені пісками кварцовими, сірими, бурувато-сірими, озалізненими, різнозернистими, з прошарками бурувато-сірого супіску. Залягають ці утворення на морені та осадових породах неогену, рідше на корі вивітрювання кристалічних порід, а перекриваються здебільшого, верхньоплейстоценовими делювіально-еоловими відкладами. Потужність надморенних флювіогляціальних відкладів становить 2–10 м.

Флювіогляціальні та озерно-льодовикові відклади ($f,lgP_{II}dn$) – субаквальні фації льодовикової групи. В льодовиковій зоні ці відклади представлені суглинним, супіщаним, піщаним та піщано-гравійно-гальково-валунним косо- та горизонтально-верстуватим матеріалом сірого, бурувато-сірого забарвлення. Поширені виключно в межах озів та камів – локальних пасмоподібних морфоструктур льодовикового походження. Потужність 3–5 м (в окремих випадках становить 10–20 м). Нерідко з поверхні вони зазнали еолово-дефляційного перетворення.

У перигляціальній зоні водно-льодовикові та озерно-льодовикові відклади чергуються між собою, тому на карті та розрізах показано об'єднані водно- та озерно-льодовикові утворення. На відміну від льодовикової зони вони мають площинне поширення і представлені пісками кварцовими середньозернистими з прошарками супісків та суглинків бурувато-сірих, рідше сірих, зеленувато-сірих. На сусідній площі (аркуш “Фастів”) в озерно-льодовикових відкладах І. В. Мельничуком визначено *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Succinea oblonga* (Drap.), *Punctum rugosum* (Drap.) та інші, серед яких знайдено значну кількість холодолюбних *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.).

Середньонеоплейстоценова та верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані

На території аркуша комплекс стратонів, який об'єднує кліматоліти середньої та верхньої неоплейстоценових ланок, представлений палеогрунтами кайдацького, прилуцького та витачівського кліматолітів ($eP_{II-III}kd-vt$) і має досить обмежене поширення. Ці відклади описані лише в двох штучних відслоненнях південніше с. Подолянци, поблизу південної межі аркуша. Залягають у підшві бузького лесу. Представлені піщаними грунтами помірно теплого клімату. Складені суглинками буро-сірими, вохристо-бурими, грудкувато-горіхуватими, ущільненими, загальною потужністю 0,5–0,8 м.

Поблизу м. Коростишів (за межами рамки аркуша) у кайдацьких ґрунтах О. А. Сіренко [23] був визначений спорово-пилковий спектр, у якому переважають зерна сосни (*Pinus* Sub. gen. *Eupytus*) – 74,8%. Пилок листяних порід (9%) представлений березою (*Betula* sp.) – 4,5%, вільхою (*Alnus* sp.) – 1,8%, з поодинокією липою (*Tilia* cf. *Cordata* Mill.), грабом (*Carpinus* sp.), дубом (*Quercus* cf. *Robur* L.). Серед трав'янистих переважають представники родин лободових (2,9%) та злакових (2,9%).

Пилок листяних порід (11,7%) більш різноманітний з кайдацьким спектром: *Betula* sp. (31,2%), *Alnus* sp. (1,1%), *Quercus* cf. *Robur* L., *Quercus* sp. (2,1%), *Ulmus* cf. *laevis* Pall. (0,5%), *Tilia* cf. *cordata* Mill. (2,1%), *Carpinus* sp. (1,1%), *Corylus* sp. (0,5%). З термофільних зустрінуто пилок горіха *Juglans* sp. – 1,1%. Серед трав'янистих переважають складноцвіти.

У витачівському ґрунті зустрінуто, головним чином, пилок сосни (*Pinus sylvestris* L.) та поодинокі зерна вільхи (*Alnus* sp.), граба (*Carpinus* cf. *betulus* L.). Пилок трав'янистих представлено родинami *Cyperaceae*, *Sparganiaceae*.

Верхньонеоплейстоценова ланка

До верхньонеоплейстоценової ланки зараховано відклади прилуцького (pl), удайського (ud), витачівського (vt), бузького (bz), дофінівського (df) та причорноморського (рґ) кліматолітів. За генезисом серед них виділено алювіальні, елювіальні, елювіально-делювіальні, еолово-делювіальні та делювіально-еолові утворення. Складені вони двома суттєво відмінними різновидами порід – суглинистими (лесовими) та піщаними. Суглинисті фації локалізуються у межах еолово-аккумулятивної морфоструктури Чуднівсько-Андрушівської лесової рівнини і Червоноармійського, Житомирського та ряду менших лесових островів. Піщані фації поширені в межах еолово-денудаційної (поліської) морфоструктур задрових ландшафтів [10].

Прилуцький (pl), удайський (ud), витачівський (vt), бузький (bz), дофінівський (df) та причорноморський (рґ) кліматоліти нерозчленовані. *Елювіально-делювіальні утворення* (ed P_{III}) закартовані в межах виходів на денну поверхню кристалічних порід. Залягають вони на схилах та в підніжжі підвищень і зобов'язані своєму формуванню процесам вивітрювання, а також площинному змиву та гравітаційному сповзанню. Найбільше поширення вони мають на схилах рр. Тетерів, Гнилоп'ять, Кам'янка, Ірша та деяких їх приток. Літологічно ці відклади складені пісками, суглинками, супісками з кутастими уламками кристалічних порід.

Еолово-делювіальні і елювіальні утворення (vd, e P_{III}) поширені в межах еолово-аккумулятивної (лесової) морфоскульптури (південна частина території вивчення та численні лесові острови в центральній частині). Складені палевими бурувато-сірими лесоподібними суглинками загальною потужністю до 15,0 м.

Елювіальні утворення (e P_{III}). На невеликих ділянках поліської частини території досліджень (район с. Стрижівка) в розрізі четвертинних відкладів верхнього неоплейстоцену спостерігались тільки елювіальні утворення – викопні ґрунтові утворення бурого, сірувато-бурого кольору, часто з плямами оглеєння, переважно супіщаного складу, потужністю до 1,5 м.

Бузький кліматоліт. *Еолово-делювіальні відклади* (vd P_{III} bz) у межах аркуша представлені світло-палевими, палевими неверстуватими з дрібною залізисто-марганцевою пунктацією та карбонатними трубочками лесовидними суглинками.

Дофінівський кліматоліт. *Елювіальні утворення* (e P_{III} df) на даній території зустрічаються дуже рідко (на південному заході в межах лесової рівнини та на сході в межах Стрижівського лесового острова). Представлені малопотужними (0,5–1,0 м) бурими легко-середньосуглинистими ґрунтами, часто з поодинокими твердими новоутвореннями карбонатів. Залягають дофінівські ґрунти на утвореннях бузького кліматоліту, а перекриваються причорноморськими лесоподібними суглинками.

Причорноморський кліматоліт. *Еолово-делювіальні утворення* (vd P_{III} рґ) розповсюджені в межах лесової рівнини, де вони мають значно менше поширення, ніж лесоподібні суглинки бузького кліматоліту. Представлені дані відклади суглинками легкими сизувато-бурувато-сірими, грудкуватими, зрідка верстуватими, пухкими, потужністю 0,6–2,0 м.

Бузький (bz), дофінівський (df) та причорноморський (рґ) кліматоліти нерозчленовані. *Делювіально-елювіальні утворення задрових ландшафтів* (dv P_{III} bz-рґ) складають покрив піщаних фацій голоценового підґрунтя вододільних ділянок та схилів долин еолово-денудаційної (задрової) морфоструктури. Представлені пісками кварцовими, польовошпат-кварцовими, бурувато-сірими, сірими, дрібно-середньозернистими, рідше супісками неверстуватими, пухкими, потужністю 0,5–3,5 м.

Вільшанський ступінь. *Алювіальні відклади другої надзапальної тераси* (a² P_{III} vl) закартовані в межах окремих ділянок великих водотоків (рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять, Гуйва). Представлені сірими, світло-сірими, бурувато-сірими, інколи із зеленкуватим відтінком кварцовими, рідше польовошпат-кварцовими різнозернистими пісками. Потужність алювіальних відкладів другої надзапальної тераси коливається від 0,5 до 16,0 м.

Деснянський ступінь. *Алювіальні відклади першої надзапальної тераси* (a¹ P_{III} ds) на території досліджень приурочені до долин рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять, Лісова та Ірша. Залягають ці відклади на корі вивітрювання та на породах кристалічного фундаменту, інколи на осадових породах неогену. Складені бурувато-сірими, сірими різнозернистими польовошпат-кварцовими і кварцовими пісками з прошарками суглинків. Потужність алювіальних відкладів першої надзапальної тераси коливається від 0,4 до 15,0 м.

Верхньонеоплейстоценова ланка та голоценовий відділ нерозчленовані

На території аркуша зазначені утворення представлені алювіально-делювіальними відкладами тимчасових водотоків (ad P_{III}–H), які мають значне поширення в межах всіх геоморфологічних районів. Для них характерний строкатий у літологічному відношенні склад (піски, супіски, суглинки). Відмічається відмінність у гранулометричному складі даних утворень залежно від порід, які прорізають тимчасові водотоки. Потужність описаних відкладів коливається від 0,5 до 6,0 м.

Голоценовий відділ

На території досліджень відклади голоценового відділу розвинені дуже широко і представлені різноманітними генетичними типами: алювіальним, еоловим, озерно-біогенним, біогенним, елювіальним, техногенним.

Алювіальні відклади (aH) складають заплави сучасних водотоків і представлені двома фаціальними різновидами – русловим та заплавним алювієм.

Русловий алювій представлений пісками з прошарками супісків сірого кольору з буруватим та блакитним відтінками, польовошпат-кварцовими, слюдистими, різнозернистими з кутасто-обкатаними зернами, глинистими, з уламками кристалічних порід.

У складі заплавного алювію переважають суглинки та супіски. Підшва алювію збагачена уламками кременів та кристалічних порід різного розміру та ступеня обкатаності. Потужність сучасного алювію досягає 5,0 м.

Еолові відклади (vH) досить поширені в зоні зандрових ландшафтів, а також на надзаплавних терасах. Вони утворюють піщані пасма, дюни та кучугури.

Літологічно зазначені відклади представлені дрібно-середньозернистими кварцовими пісками жовтувато-сірого кольору. Мінеральний склад цих утворень аналогічний складу флювіогляціальних пісків. Головна відмінність від останніх – це приуроченість еолових відкладів до форм еолово-аккумулятивного рельєфу.

Озерно-біогенні відклади (lbH) досить поширені на плоских слабодренованих вододілах зандрових рівнин. Складені суглинками, супісками та пісками дрібнозернистими мулуватими та торф'янистими. Їх потужність змінюється від 0,5 до 4,0 м.

Біогенні відклади (bH) мають на досліджуваній території обмежене поширення. Представлені торфом, мулуватими суглинками, іноді бурими залізяками.

Торф коричнювато-бурий, чорний, трав'янистий, різного ступеня розкладу, інколи з рештками слабовуглефікованої деревини. Підстеляється він малопотужними (0,1–0,3 м) прошарками темно-бурих мулуватих суглинків, інколи з конкреціями бурих залізняків. Потужність торфу коливається від 0,4 до 3,0 м.

Сучасні ґрунти (eH). Ґрунти в поліській частині дерново-підзолисті, сірі лісові, лучні, алювіальні, в лесовій області чорноземи опідзолені, сірі і темно-сірі лісові, а також лучні та алювіальні.

Гранулометричний склад їх супіщаний, середньо-легкосуглинистий, зрідка піщаний. Потужність сучасних ґрунтів становить 0,1–1,2 м.

Техногенні відклади (tH) представлені змішаними породами майже всіх генетичних типів та літологічних різновидів четвертинної системи з гравієм, щебенем та брилами кристалічних порід. Потужність їх досягає 20,0 м. Ці відклади переважно зустрічаються у відвалах кар'єрного походження.

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Нестратифіковані утворення на території досліджень представлені ультраметаморфічними, інтрузивними та метасоматичними породами раннього та середнього протерозою і характеризуються досить значним поширенням. Серед них домінуюче становище займають породи коростенського комплексу, які розвинені в північно-східній частині аркуша.

УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ УТВОРЕННЯ

У поєднанні з метаморфічними породами тетерівської серії ультраметаморфіти формують облямування Коростенського плутону. Відповідно до легенди Центрально-Української серії вікова схема цих утворень має такий вигляд:

ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ АКРОН

Палеопротерозой

Житомирський комплекс (PR₁ žt)

Бердичівський комплекс (PR₁ bd)

Шеретівський комплекс (PR₁ šr)

АРХЕЙСЬКИЙ АКРОН

Палеоархей

Гайворонський комплекс (AR₁ gv?)

АРХЕЙСЬКИЙ АКРОН

Палеоархей

Гайворонський комплекс (AR₁ gv?)

Найдавніші ультраметаморфічні утворення, які тісно асоціюють з породами гранулітової фації метаморфізму і відповідають ендербітовій стадії гранітоутворення, виявлені В. М. Клочковим [111] у районі південного контакту Коростенського плутону з гнейсо-мігматитовою товщею. За рядом характерних ознак порід (мезократовий склад і ділянками смугастий їх вигляд), а також беручи до уваги тісний зв'язок їх з гнейсами дністровсько-бузької серії, зазначені утворення порівняні з ендербітами гайворонського комплексу. Проте через відсутність надійних визначень абсолютного віку цих порід і, отже, неможливість однозначно

зробити висновок щодо їх належності до певного комплексу – неоархейського літинського чи палеоархейського гайворонського – ендербіти території досліджень виділяються авторами у складі останнього зі знаком питання.

Ендербіти (enAR₁gv?) утворюють тіла потужністю до 70 м, які чергуються з піроксеновими кристалосланцями дністровсько-бузької серії. Переходи від цих гранітоїдів до кристалосланців поступові (залежно від ступеня гранітизації), рідше досить різкі.

Породи немагнітні або слабомагнітні, а тому в магнітному полі вони не проявляються.

Ендербіти – це сірі дрібно-середньозернисті породи з артеритовою, неясносмугастою або масивною текстурою. Структура їх гетерогранобластова, гранобластова у поєднанні з пойкилобластою і гранулітовою. Складені (у %) плагіоклазом (олігоклаз) – 50–60, кварцом – 5–10, гіперстеном – 15–30, біотитом – 2–15, мусковітом – до 3, карбонатом – до 3. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, рудні – ільменіт, піротин.

У плагіоклазі часто зустрічаються антипертитові і неправильної форми вrostки ортоклазу.

Ендербіти характеризуються низькою магнітною сприйнятливістю – $4 \cdot 10^{-6}$ од. СІ і середньою щільністю – 2,753 г/см³, тобто порівняно з піроксеновими кристалосланцями (2,78 г/см³), з якими вони асоціюють, мають дещо меншу щільність.

За хімічним складом – це середньокремнеземисті (SiO₂ = 59,60–68,90%), низькотитаністі (TiO₂ = 0,48–1,02%), підвищеної лужності (Na₂O = 3,4–4,8 і K₂O = 2,7–3,3%) породи. На класифікаційній петрохімічній діаграмі ендербіти лягають в поле діоритів. Геохімічні особливості ендербітів виявляються у підвищеному вмісті елементів групи заліза (у г/т): титану (1500), нікелю (100), хрому (84) і кобальту (15).

ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ АКРОН

Палеопротерозой

Шереметівський комплекс (PR₁šr)

На території вивчення породи комплексу представлені плагіогранітами і плагіомігматитами та мігматитами діоритового складу, які поширені в центральній та північно-західній її частинах, у межах Красногірсько-Житомирської зони та в обрамленні Букинського масиву. Їх утворення пов'язано з ультраметаморфічною переробкою вулканогенно-осадових порід василівської світи тетерівської серії, в асоціації з якими вони і зустрічаються.

Мігматити діоритового складу (δ_m PR₁šr) утворюють невеликі (до 16 км²) тіла в склепінних ділянках антиклінальних складок. У фізичних полях, залежно від своїх розмірів, вони проявляються по-різному. Більші з них (сс. Теньківка, Мирне) характеризуються позитивними, інтенсивністю 1–1,5 мГал, видовженими локальними аномаліями сили тяжіння, які співпадають з позитивними магнітними аномаліями інтенсивністю до 2000 нТл. Дрібніші тіла в магнітному полі утворюють поодинокі чи групові лінійно видовжені та ізометричні магнітні аномалії інтенсивністю 50–500 нТл і локальні позитивні аномалії сили тяжіння інтенсивністю до 0,5–1,0 мГал.

Серед мігматитів зустрічаються невеликі тіла (потужністю перші десятки метрів) діоритоподібних порід масивної текстури.

Вміщувачими породами є в основному плагіомігматити цього ж комплексу та гнейси василівської світи. Контакти з ними звичайно поступові. У свою чергу, мігматити перетинаються жилами житомирських і осницьких гранітів. У зоні ендоконтакту мігматитів з гранітами житомирського комплексу (сс. Аннопіль, Крем'янка) в них появляються новоутворений альбіт і калієвий польовий шпат, а також гранульований кварц. За зовнішнім виглядом мігматити діоритового складу – сірі і темно-сірі дрібно-середньозернисті смугасті породи. Смугастість зумовлена орієнтованим розміщенням польових шпатів. У порфіроподібних різновидах вкрапленики становлять до 10% породи і представлені таблитчастими зернами сосюритизованого плагіоклазу. Під мікроскопом структура порід гіпідіоморфнозерниста у поєднанні з гранобластою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (олігоклаз-андезин, андезин) – 30–50, кварц – 5–15, біотит – 10–40, рогова обманка – 10–50. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен. Рудні: ільменіт, пірит, магнетит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,80$ (2,64–2,96) г/см³; $\alpha = 40$ і 1500 (0–2488) од. СІ.

Плагіомігматити і плагіограніти біотитові та амфібол-біотитові (р_уm PR₁šr) досить поширені в північно-західній частині території досліджень. У зв'язку з тим, що плагіограніти шереметівського комплексу не утворюють потужних тіл (потужність їх рідко досягає перших десятків метрів), на геологічній карті кристалічного фундаменту окремо вони не відображені.

Описувані породи погано відображаються у фізичних полях. Магнітне поле в основному знижене, негативне, слабодиференційоване, змінюється від -100 до +25 нТл; регіональне гравітаційне поле також знижене, інтенсивність окремих локальних гравітаційних аномалій змінюється від -0,5 до +0,5 мГал.

Плагіомігматити і плагіограніти біотитові та амфібол-біотитові – це сірі і темно-сірі дрібно-середньозернисті масивні (плагіограніти) і смугасті (плагіомігматити), місцями порфіробластичні породи. Мікроструктура їх гіпідіоморфнозерниста і бластогранітова, у поєднанні (для плагіомігматитів) з гранобластою і лепідогранобластою. Мінеральний склад плагіогранітів (у дужках, відповідно, плагіомігматитів, у %): плагіоклаз (олігоклаз) – 50–80 (35–50), кварц – 35–40 (20–35), біотит – 5–10 (20–30),

рогова обманка – 3–8 (10–15), калішпат. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, гранат, графіт, рутил. Рудні: пірит, магнетит, зрідка ільменіт. Вторинні: серицит, мусковіт, хлорит, карбонат. Фізичні властивості плагіогранітів: $\sigma = 2,63$ (2,56–2,73) г/см³; $\alpha = 82$ (0–1644) од. СІ і плагіомігматитів: $\sigma = 2,64$ (2,51–2,75) г/см³; $\alpha = 80$ (24–1754) од. СІ.

За петрохімічними характеристиками вони належать до високоглиноземистих, лужних і вапнисто-лужних порід нормального ряду калій-натрієвої серії. Характеризуються низькими коефіцієнтами титанистості, залізистості, алгаїтності, магнезійності та підвищеними – лужності і фемічності. На класифікаційних діаграмах мігматити діоритового складу лягають у поля гранодіоритів-дацитів.

В описуваних породах спостерігається незначне збільшення (у 2–3 рази щодо кларку) фосфору і нікелю та близькокларкові концентрації хрому, кобальту, ванадію, свинцю і міді.

Радіогенний вік порід шереметівського комплексу становить 2,45 млрд років [38].

Бердичівський комплекс (PR, bd)

Ультраметаморфічні утворення бердичівського комплексу широко розвинені в південній частині території досліджень, де беруть участь у будові північно-східного крила Бердичівського антиклінорію [59; 60]. Практично повсюдно вони перекриті осадовими відкладами і виходять на денну поверхню лише в долинах рр. Тетерів, Гнилоп'ять, Коднянка, Гуйва та їх приток, а також розкриті рядом свердловин.

Породи комплексу представлені плагіомігматитами і плагіогранітами гранат-біотитовими, гранітами гранат-біотитовими, пегматитами та апліто-пегматоїдними гранітами. В плані вони збігаються з підвищеними значеннями регіональної складової поля сили тяжіння. З переходом від порід бердичівського комплексу до порід шереметівського і житомирського з південного заходу на північний схід на карті аномалій поля сили тяжіння спостерігається серія зон підвищених градієнтів гравітаційного поля північно-західного та широтного простягання і зон із закономірним плавним зниженням значень поля сили тяжіння до північного сходу. Найбільш інтенсивні значення горизонтального градієнта гравітаційного поля спостерігаються впродовж Королівсько-Житомирського розлому, який розмежовує породи бердичівського і житомирського комплексів.

Слід зазначити, що породи бердичівського комплексу мають дещо вищу щільність (у середньому на 0,03 г/см³) порівняно з породами житомирського.

Плагіомігматити та плагіограніти гранат-біотитові (γ_m PR, bd) є найпоширенішими породами серед утворень бердичівського комплексу. На думку І. Б. Щербакова [48], вони належать до гранітоїдів регресивного типу. Гранітоутворення мало переважно автохтонний характер, тому в гранітоїдах цього комплексу спостерігається певна залежність їх від складу вихідних порід. Зокрема, М. П. Щербаком [71] для цієї території встановлена подібність складу породоутворюючих мінералів і рідкісноземельних елементів у бердичівських плагіогранітах і гнейсах із ксенолітів (згідно з чинною стратиграфічною схемою, вони належать до березнинської товщі палеоархею), що дозволяє вважати ці граніти автохтонними утвореннями, які сформувалися за рахунок субстрату без суттєвого привносу-виносу. Плагіограніти завжди поступово переходять у смугасті плагіомігматити, які, в свою чергу, поступово змінюються гнейсами.

Описувані гранітоїди – це темно-сірі, іноді з рожевуватим відтінком нерівномірнотекстури (переважно середньо-крупнотекстури), часто порфіроподібні породи, масивної і тонкогрубосмугастої текстури. Причому порфірові виділення представлені в основному плагіоклазом з характерною тільки для бердичівських гранітів округлою (ізометричною) формою. Рідко у вигляді порфірових виділень зустрічаються крупні тріщинуваті зерна гранату. Для порід комплексу дуже характерна бластова структура, що дало підставу Є. М. Лазько [41] називати ці породи бластититами. Мікроструктура плагіогранітів гіпідіоморфнотекстури, гранітова і бластогранітова, а плагіомігматитів – гіпідіоморфнотекстури у поєднанні з гранобластовою і лепідогранобластовою. Мінеральний склад порід такий (у %): плагіоклаз антипертитовий (олігоклаз) – 40–60, калішпат (найменш упорядкований на УЩ [48]) – 0–15, кварц – 25–40 (у плагіогранітах) і 20–25 (у плагіомігматитах), біотит – 10–15 (у плагіогранітах) і 15–35 (у плагіомігматитах), гранат – 0–12, кордієрит – 0–5, силіманіт – 0–5. Акцесорні мінерали: монацит, циркон, рідко циртолліт. Рудні: пірит, магнетит, рідко молібденіт. Вторинні: хлорит, мусковіт, серицит, епідот, карбонат, гідрооксиди заліза. Фізичні властивості плагіогранітів: $\sigma = 2,65$ (2,64–2,68) г/см³; $\alpha = 8$ (1–24) од. СІ; плагіомігматитів: $\sigma = 2,71$ (2,61–2,88) г/см³; $\alpha = 29$ (3–128) од. СІ.

Як показують дослідження, породи бердичівського комплексу з південного заходу на північний схід поступово переходять у граніти і мігматити шереметівського та житомирського комплексів. Особливості перехідної зони добре простежуються у відслоненнях у долині р. Гнилоп'ять, на ділянці між сс. Троянів – Головенька, а також у долинах рр. Тетерів і Коша. Ці особливості виражені в такому [48]:

- при наближенні мігматитів бердичівського комплексу до зазначених вище порід у перших майже повністю зникає кордієрит, а потім поступово зменшується вміст гранату, а також біотиту;
- паралельно збільшується кількість калішпату, збільшується його впорядкованість, знижується основність плагіоклазу, трохи змінюється склад фемічних мінералів і набір акцесорних;

– помітно спостерігається поступова зміна текстури утворень бердичівського комплексу, тобто середньокрупнозернисті смугасті, порфіровидні породи поступово переходять у дрібно-середньозернисті тонкосмугасті або масивні породи;

– поступове зникнення із складу бердичівських мігматитів кордієриту і гранату призводить до формування порід складу біотит-кварц-плагіоклаз, тобто таких порід, які за своїм складом відповідають основній масі мігматитів шерметівського комплексу.

Мінеральні перетворення в плагіомігматитах та плагіогранітах бердичівського комплексу не супроводжуються суттєвими змінами хімічного складу, за винятком збільшення залізистості з південного заходу на північний схід [48]; необхідно зазначити також, що у складі гранату чітко проявляється тенденція до збільшення вмісту спесартину від 4 до 8%, вапнистого компонента від 0,5 до 4,6% і зменшення піропового мінералу, відбувається деанортизація плагіоклазу (від № 25–32 до № 12–21). Температура, визначена за біотит-гранатовим геотермометром для перехідної зони, становить 875–920°K, $P = 6 \cdot 10^8$ Па, що відповідає амфіболовій фації метаморфізму.

Деякі зміни мінерального складу описаних вище порід спостерігаються в зонах діафторезу, приурочених до тектонічних порушень, в основному діагональної системи орієнтування. При діафторезі з'являється ксеноморфний кварц, біотит і плагіоклази заміщуються мусковітом і серицитом, по кордієриту розвиваються глинисті мінерали і серицит. Гранат заміщується епідот-хлоритовим агрегатом.

Із гранат-кордієрит-біотитових плагіомігматитів була відібрана проба для визначення абсолютного віку (свердл. 83, інт. 82,0–113,5 м) [146]. Геохронологічне датування порід уран-свинцевим методом за цирконом, здійснене в лабораторії ІГМР НАН України, показало вік близько 2,08 млрд років. Таким чином, одержана цифра не суперечить відомим ізотопним датам порід бердичівського комплексу, які становлять 1900–2100 млн. років [74].

Граніти біотитові, гранат-біотитові (γPR_{1bd}). До цієї групи належать двопольовошпатові граніти, у складі яких вміст плагіоклазу і мікрокліну приблизно однаковий або останній за кількістю переважає. Порооди значно поширені в межах північно-східного крила Бердичівського антиклінорію. Тіла гранітів ізометричної або овальної форми приурочені до ядер антиклінальних структур, крила яких складені мігматитами з численними останцями, лінзами і пачками гнейсів березнинської товщі. Орієнтування скіалітів і гнейсуватості в них повністю збігається із смугастістю мігматитів, яка має північно-західне простягання (290–340°).

Граніти гранат-біотитові – це світло-сірі, масивні, без чітко вираженої смугастості, місцями порфіроподібні породи. Мають такий мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 32, калішпат (мікроклін і ортоклаз) – 31, кварц – 25, гранат – 3, біотит – 9, в окремих шліфах зустрічається кордієрит, андалузит, дистен, циркон. Плагіоклаз-олігоклаз без антипертитових вrostків. Мікроклін з погано вираженою гратчастою структурою з нечисленними пертитовими включеннями, місцями заміщується альбітом.

Граніти біотитові на території досліджень мають обмежене поширення в основному в південно-східній її частині. Тут ними складено кілька невеликих тіл північно-західного простягання.

Зовнішньо граніти мають світло-сірий, рожево-сірий колір, масивні з порфірбластовою структурою. Інколи великі порфіробласти мікрокліну досягають розміру 2 × 5 см, багато з них здвійниковані. Під мікроскопом встановлено такий їх мінеральний склад (у %): плагіоклаз-олігоклаз – 30, мікроклін гратчастий із включеннями біотиту і плагіоклазу, інколи з облямівкою альбіту – 32, кварц – 30, біотит – 7. Нерідко присутній мусковіт (1–2%), що заміщує з країв біотит, а по тріщинах – польові шпати (частіше мікроклін). Аксесорні мінерали 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. По ній розвиваються порфіробласти мікрокліну, мікроклін-пертиту, часто агресивного до вміщуючого субстрату. При цьому первинний олігоклаз у приконтартових ділянках розкислюється до альбіту.

Пегматити та апліто-пегматоїдні граніти ($\rho, \gamma^{ap} PR_{1bd}$) на території досліджень мають досить обмежене поширення; здебільшого вони тяжіють до зон тектонічних порушень. Це лейкократові породи, які утворюють малопотужні (до перших метрів) тіла, що мають згідні контакти з плагіомігматитами. Вони характеризуються нерівно мірнокристалічною структурою – від середньокрупнозернистого граніту до дрібноблокового пегматиту. Інколи у будові тіл пегматитів проявляється зональність: у крайових частинах вони складені дрібнопегматоїдними, майже гранітними різновидами, в центрі розміщується кварц-мікроклінова зона. Середній склад пегматитів (у %): плагіоклаз – 20, мікроклін – 45–50, кварц – 25–30, біотит – 4–5, мусковіт – до 1; аксесорні – апатит, циркон, монацит.

У пегматитах відмічається низький вміст рідкісних лужних металів (Li – 5–17 г/т, Rb – 170–280 г/т при K/Rb відношенні 270–445, Cs – 1 г/т). За нашими даними, пегматити розташовані серед гранат-біотитових плагіогранітів, дещо збагачені (в 1,5–2 рази) молібденом порівняно з пегматитами, що залягають серед плагіогранітів і гнейсів. У них більше нікелю (в 2 рази), ванадію і хрому (в 1,5 рази).

Житомирський комплекс (PR₁ žt)

У межах території вивчення ультраметаморфічні утворення житомирського комплексу досить поширені. Вміщуючими породами для них є гнейси тетерівської серії складчастого облямування Коростенського плутону, де вони утворюють овальні, ізометричні, неправильної форми або лінзо- і плаstopодібні лінійно витягнуті тіла, часто складної будови, які розміщуються переважно в ядрах антиклінальних структур, або у вигляді окремих жил січуть давніші породи.

З урахуванням речовинного складу, текстурних особливостей і морфології геологічних тіл у складі комплексу виділяють граніти і мігматити біотитові та мусковіт-біотитові, а також жильні їх аналоги – граніти апліто-пегматоїдні, спостерігаються метасоматичні утворення. Характерними ознаками гранітоїдів житомирського комплексу, які дають можливість об'єднати їх в єдиний комплекс, є досить близький мінеральний склад, наявність приблизно рівної кількості плагіоклазу і калішпату, присутність пластинкового мусковіту, якого майже немає в гранітах інших комплексів. У пегматитах, генетично пов'язаних з гранітами і мігматитами, скрізь зустрічається апатит і турмалін. Порівняно з бердичівськими гранітами калішпат гранітів житомирського комплексу представлений градастим мікрокліном, біотити всіх порід характеризуються підвищеною залізистістю, гранати збіднені піроповою молекулою, а циркони утворюють кристали з добре розвиненими призматичними формами і забарвлені у світло-коричневі та червонуваті кольори.

Ізотопний вік гранітоїдів комплексу становить 2000–2080 ± 30 млн років [73].

Граніти і мігматити біотитові, мусковіт-біотитові досить часто утворюють відслонення в долинах річок, а також розкриті численними свердловинами. У гравітаційному полі вони відображаються у вигляді локальних негативних аномалій інтенсивністю 1,0–3,0 мГал, у магнітному полі практично не проявляються. В будові масивів житомирських гранітів часто спостерігається різною мірою проявлена зональність: центральна їх частина складена рівномірнозернистими різновидами, які по периферії змінюються різнозернистими гранітами і мігматитами.

Серед розмаїття гранітів житомирського комплексу за генезисом виділяються два типи: автохтонні і алохтонні.

Автохтонні граніти (власне житомирського типу) (γ PR₁ žt) і всі мігматити (γ_m PR₁ žt) території утворились за рахунок глибокої метасоматичної переробки вміщуючих порід. Це стосується особливо лінзоподібних та плаstopодібних тіл; при цьому слід зазначити, що новоутворена порода успадкувала деякі ознаки первинної (реліктові мінерали, смугастість). Нерідко гранітоїди утворюють ряд зближених плаstopодібних субпаралельних тіл, які чергуються з пачками пластів гнейсів. Гранітоїдні тіла, як правило, згідні з елементами стратифікації метаморфічних порід і вміщують лінзи, рідше неправильної форми скіаліти і пласти гнейсів різних розмірів. Контакти гранітів і мігматитів житомирського типу з вміщуючими породами поступові.

Петротипами гранітів житомирського типу на території досліджень є породи Олієвського масиву та масиву Соколова Гора. Це сірі, рідше світло-сірі, середньо- та дрібнозернисті породи масивної текстури. Інколи вони мають слабо виявлену гнейсуватість, зумовлену субпаралельним орієнтуванням лусочок біотиту. Мікроструктура гранітів гіпідіоморфна, гранітна, інколи зі слідами гранобластової. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 25–35, калішпат (мікроклін гранчастий) – 25–35, кварц – 25–35, біотит – 5–15, мусковіт – до 5. Акцесорні мінерали: апатит, монацит, гранат, магнетит, ільменіт, пірит.

Мігматити відрізняються від гранітів, крім структурно-текстурних особливостей, значно більшим вмістом темноколірних мінералів (біотиту до 20% і мусковіту до 15%), в той час як їх якісний мінеральний склад аналогічний.

Алохтонні граніти (бистріївського типу) (γ_1 PR₁ žt) [105; 106] являють собою самостійні тіла ізометричної, овальної і неправильної форми з різкими інтрузивними контактами з вміщуючими породами; вони характеризуються масивною текстурою та чистішим і більш витриманим складом.

Типовими представниками гранітів цього типу є породи Чернявського, Киселівського і Лугівського масивів.

Зазначені граніти являють собою сірі і рожевувато-сірі дрібно-середньозернисті породи гіпідіоморфнозернистої структури і масивної текстури. За мінеральним складом вони майже не відрізняються від гранітів житомирського типу. Проте вони мають більш лейкократовий вигляд (вміст слюд не перевищує 5%) і граніти апікальної частини більшості масивів бистріївського типу (наприклад Киселівського і Лугівського) змінені метасоматичними процесами – альбітизацією та грейзенізацією. За хімічним складом вони дещо відрізняються від житомирських гранітів підвищеним вмістом кремнезему (72–75%), низьким – оксиду кальцію (до 1%), переважанням калію над натрієм. Акцесорні мінерали представлені апатитом, монацитом і флюоритом; рудні – магнетитом, молібденітом і піритом; у “знакових” кількостях присутні колумбіт, ільменіт, циркон і епідот. Необхідно підкреслити, що серед усіх вивчених гранітоїдних масивів житомирського комплексу Чернявський масив є єдиним у межах цієї території, в породах якого флюорит (6,6 г/т) є звичайним акцесорним мінералом.

Головними геохімічними рисами гранітів житомирського комплексу є збідненість елементами родини заліза і барію, а також цирконієм і лантанідами та підвищений вміст у перемішених гранітах елементів грейзенового процесу: Li, Cs, Rb, Tl, Sn, Ge, Ag, Be, W, Bi, U. Специфічною особливістю змінених гранітів Киселівського масиву, крім того, є різке збагачення фосфором і вуглекислотою при незначній ролі фтору. Звичайними для гранітів житомирського комплексу є значення K/Rb відношення, які коливаються в межах 180–220. Пониження цієї індикаторної величини до 100–150 пов'язано з накладанням на граніти метасоматичних процесів.

У петрохімічному відношенні гранітоїди житомирського комплексу – це високоглиноземисті, високолужні (мігматити низьколужні) і вапняно-лужні породи калій-натрієвої серії з невеликим переважанням то натрію, то калію. Для них характерні найвищий коефіцієнт глиноземистості серед інших кислих порід району, середні значення коефіцієнтів титанистості, аґаїтності, лужності, залізистості і найнижча фемічність (для гранітів). Мігматити на класифікаційних діаграмах тяжіють ближче до полів гранодіоритів, що, очевидно, пов'язано з їх високою фемічністю.

Як уже зазначалось, до жильних утворень житомирського комплексу належать пегматити і апліто-пегматоїдні граніти, які мають широкий розвиток у районі досліджень.

Апліто-пегматоїдні граніти ($\gamma^{\text{ap}}\text{PR}_1\text{zt}$) не мають чіткого просторового і генетичного зв'язку з гранітними масивами. Помітна насиченість цими породами спостерігається в межах Красногірсько-Житомирської тектонічної зони та на інших ділянках активізації структур фундаменту. Взаємовідношення жил гранітів з вмшуючими породами характеризуються різкими, часто січними контактами. З пегматитами апліто-пегматоїдні граніти часто пов'язані поступовими взаємопереходами.

За фізичними характеристиками граніти апліто-пегматоїдні аналогічні пегматитам і у фізичних полях через малі розміри не відображаються. Належать до найменш щільних порід району вивчення. Дисперсія щільності зразків цих гранітів лежить у межах 2,50–2,70 г/см³. При цьому середня щільність становить 2,62 г/см³. Зустрічаються зразки з підвищеною щільністю 2,75–3,07 г/см³ за рахунок вмісту сульфідів і магнетиту. Апліто-пегматоїдні граніти належать до немагнітних порід з середньою магнітною сприйнятливістю $4 \cdot 10^{-5}$ од. СІ і середньою залишковою намагніченістю $0,4 \cdot 10^{-3}$ А/м. Магнітна сприйнятливість деяких зразків з магнетитом становить $616\text{--}46637 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Викликана поляризація деяких взірців з сульфідами і магнетитом підвищена і становить 4,0–8,7% при середніх значеннях 1,4% [100].

Описані породи на дослідженій території представлені біотитовими, мусковіт-біотитовими і мусковітовими різновидами. Апліто-пегматоїдні граніти являють собою дрібно- до крупнозернистих породи, складені (у %) плагіоклазом (28), кварцом (28), калішпатом (40), біотитом (4) і мусковітом (5–8). У діафторованих різновидах біотит повністю заміщується хлоритом. Структура порід аплітоїдна, пегматоїдна, дуже рідко з елементами графічної. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, гранат, рутил, сфен, епідот, монацит. Рудні: ільменіт, магнетит, піротин, пірит, молібденіт, лімоніт.

Характерною геохімічною ознакою апліто-пегматоїдних гранітів є відносно підвищені вмісти олова, свинцю, талію, рубідію і меншою мірою – цезію, ніобію, берилію, іноді фосфору, фтору і бору.

Пегматити (pPR_1zt) утворюють жили і лінзи, потужність яких коливається від перших сантиметрів до 32,6 м (свердл. 1030), причому в окремих свердловинах загалом зустрічається в сумі від 2–3 до 11–15 жил загальною потужністю до 70,0 м. Слід відзначити високу насиченість пегматитами гранітів Киселівського масиву та ділянки “Березова Гать”.

У простяганні пегматитових тіл спостерігається групування у двох основних напрямках: північний захід (300–320°) і північний схід (20–40°). Жили, які не належать до цих груп, мають субширотне і субмеридіональне простягання. Кут падіння тіл у середньому становить 40–50°.

На території вивчення розвинені три різновиди пегматитів:

- біотитові і біотит-мусковітові світло-рожеві, рожеві і рожево-червоні, іноді з бурим відтінком, крупнозернисті, з пегматоїдною або графічною структурою;
- біотитові сірі і світло-сірі крупнозернисті, рідше дрібно-середньозернисті, з пегматоїдною структурою;
- гранат-мусковітові і гранат-біотит-мусковітові сірі або рожево-сірі (рідше рожеві і рожево-червоні) середньо-крупнозернисті із змішаною (графічною і пегматоїдною) структурою. Характерною для цих пегматитів є присутність гранату (альмандину) і своєрідного “голчастого” мусковіту. Крім того, ці породи часто альбітизовані і грейзенізовані.

Слід зазначити, що у розподілі цих типів пегматитів за площею досліджень встановлюються деякі закономірності. Пегматити гранат-мусковітові розвинені в межах Киселівського масиву та в районі с. Березова Гать, біотитові і мусковіт-біотитові рожеві локалізуються в межах Красногірсько-Житомирської зони, а сірі біотитові пегматити поширені на всій території досліджень.

За мінеральним складом породи аналогічні описаним вище апліто-пегматоїдним гранітам.

У геохімічному відношенні між окремими типами пегматитів спостерігаються деякі відмінності. Одним із найбільш чутливих індикаторів цього явища є величина K/Rb відношення, яка в пегматитах району змінюється від 30 до 400 і більше. В пегматитах з підвищеними значеннями індикаторного відношення K/Rb (понад 200) встановлюється мінімальний вміст таких типоморфних елементів, як Rb, Li, Cs, Pb, Nb, Be, Ga,

Ag, і, навпаки, кількість Ba, Sn, елементів родини заліза, Zr і рідкісних земель відносно вища. Як правило, це біотитові пегматити, рідше мусковіт-біотитові суттєво мікроклінового, меншою мірою мікрокліно-плагіоклазового складу.

У пегматитах з пониженими значеннями величини відношення K/Rb (менше 200) суттєво збільшується вміст Pb, Rb, Cs, меншою мірою Li, Ga, Be, Nb, Ag і різко падає вміст Ba та зменшується кількість Zr, TR, V. За мінеральним складом – це біотит-мусковітові, гранат-мусковітові з апатитом, рідше турмалінвмісні породи.

Метасоматичні утворення (mtPR₁zt), які зустрічаються в гнейсо-мігматитових товщах складчастого облямування Коростенського плутону, сформувалися в зонах активізації, очевидно, у віковому інтервалі 2000–1900 млн років. Вони характеризуються досить широким розмаїттям, яке визначається насамперед різним віком геологічних формацій, різноманітністю складу первинних порід, інтенсивністю проявленої тектоніки, а також хімізмом метасоматичних процесів. Серед них чітко виділяються три групи порід: лужні метасоматити, скарни і скарновані породи, грейзени і грейзенізовані породи.

Лужні метасоматити найбільше поширені на території вивчення. У їх складі вирізняють егірин-рибекітові метасоматити, альбітові (альбітити), альбіт-мікроклінові та істотно калієві (сієніти і граносієніти) метасоматити.

Метасоматити егірин-рибекітові об'єднують лужні полімінеральні утворення, у складі яких, крім лужних амфіболів і егірину, суттєву роль відіграють калінатрієві польові шпати, слюди і альбіт. Метасоматити зазначеного складу виявлено лише в межах ділянки “Березова Гать”, розміщеної в Красногірсько-Житомирській тектонічній зоні. Вони виділяються позитивною магнітною аномалією амплітудою 50–250 нТл. Метасоматити залягають серед діафторованих плагіомігматитів у вигляді пластовидних і лінзовидних тіл, стовбурною потужністю від перших десятків метрів до 170,5 м, протяжністю 600–800 м [123].

Фізичні властивості метасоматитів змінюються в широких межах, що, напевне, є відображенням їх неоднорідного складу. Так, щільність змінюється від 2,60 г/см³ до 3,42 г/см³ при середній 2,75 г/см³, магнітна сприйнятливість в основному перебуває в межах $(1-70) \cdot 10^{-5}$ од. СІ при середній $50 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, залишкова намагніченість $(1-30) \cdot 10^{-3}$ А/м при середній $15 \cdot 10^{-3}$ А/м. Свердловиною 1127 [145] в межах найбільш інтенсивної магнітної аномалії в південно-східній її частині розкриті високомагнітні метасоматити, магнітна сприйнятливість яких досягає $3333 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, залишкова намагніченість – $389 \cdot 10^{-3}$ А/м.

Метасоматити Березової Гаті детально охарактеризовані в роботі [39;145], де вони розглядаються як продукти *фенітизації* неоднорідної гнейсо-мігматитової товщі під впливом нерозкритого ерозією *карбонатитового масиву*.

Польові шпати в описуваних породах представлені альбітом, мікрокліном і, значно рідше, мезопертитовим калієво-натровим шпатом, кількісні співвідношення яких залежать від стадії переробки вихідного субстрату. Піроксени представлені салітом і егірином, а амфіболи – магнезіоарфедсонітом і перехідним різновидом до магнезіорибекіту. Біотит належить до двох генерацій: реліктового мінералу вихідних порід і новоутвореного, червонувато-коричнюватого кольору (належить до магнезіально-залізного різновиду), кількість якого досягає 5–10%. Із вторинних мінералів для метасоматитів Березової Гаті характерні карбонати (кальцит і сидерит), які виділяються у вигляді невеликих скупчень і прожилків, сингенетичних утворенню егірину та лужного амфіболу, а також натроліт, який утворює дрібні виділення неправильної форми. Акцесорні мінерали представлені апатитом, ільменітом, піритом, піротином, рутилом, у “знакових” кількостях встановлено магнетит, анатаз, лейкоксен, сфен, циркон, ксенотим, флюорит, турмалін, молібденіт, галеніт, каситерит, цинк самородний (?), гранат.

Потрібно зазначити, що в метасоматитах цієї ділянки зовсім не виявлено рідкіснометальних мінералів, які б підтверджували можливий їх зв'язок з карбонатитовим комплексом.

Геохімічний спектр елементів-домішок у метасоматитах практично ідентичний такому спектру у вміщуючих породах. Відмінності стосуються лише стронцію, вміст якого в метасоматитах у 2–2,5 рази вищий (у середньому становить 530 г/т), ніж у вміщуючих гнейсах і мігматитах (170–290 г/т). Вміст інших типоморфних для карбонатитових комплексів елементів (у г/т) – церію (41), лантану (24), ітрію (13), ніобію (13,2) і особливо цирконію (74) – в метасоматитах дещо нижчий, ніж у породах субстрату, по якому метасоматити розвиваються.

Середній вміст лужних металів у метасоматитах Березової Гаті становить (у мас. %): калію – 3,98, натрію – 4,94, літію – 0,0081, рубідію – 0,0194, цезію – 0,00039, відношення K/Rb – 208. Остання величина індикаторного відношення трохи нижча, ніж в інших типах лужних метасоматитів регіону (260÷320), але значно перевищує її в рідкіснометальних утвореннях лужного ряду, наприклад, у квальмітах Лугівського масиву [145].

Метасоматити кварц-альбіт-мікроклінові (квальміти) складають Лугівський масив, який розташований переважно за межами аркуша, а на території досліджень розміщується лише похована східна його частина.

У фізичних полях масив характеризується негативною гравітаційною аномалією овальної форми інтенсивністю до 2 мГал і розміром 2,5×4 км. Магнітне поле плавне, слабодиференційоване.

Власне квальміти – це середньо-дрібнозернисті порфіробластичні породи світло-рожевуато-сірого або рожевого кольору, як правило, масивної текстури, яка зрідка переходить у неясносмугасту “струменеву”. Середній мінеральний склад квальмітів (у %): альбіт – 35, калішпат – 27, кварц – 33, біотит – 4, флюорит і алюмофториди – до 1%; у незначній кількості відмічається колумбіт [24; 50; 145].

Порфіробласти квальмітів величиною 4–8 мм у поперечнику представлені “горошко- і рисоподібним” кварцом і таблитчастим калішпатом. За своїми петрофізичними характеристиками ($\sigma = 2,62$ (2,51–2,65) г/см³; $\alpha = 8 \cdot 10^{-5}$ і 184 (0–642 $\cdot 10^{-5}$) од. СІ) метасоматити Лугівського масиву не відрізняються від гранітів житомирського типу.

Абсолютний вік квальмітів, визначений свинець-свинцевим кінетичним методом Л. В. Суміним (ВІМС), становить 1980 $\pm$ 30 млн років [145].

Стосовно генезису описуваних метасоматитів немає єдиної точки зору. Одні дослідники [31] вважають їх автометасоматичними утвореннями апікальної частини Лугівського масиву, який належить до масивів бистрівського типу, інші [24] зараховують до формації високотемпературних метасоматитів, розвинених переважно по гранітоїдах житомирського комплексу. За комплексом мінералого-геохімічних ознак описувані породи найближчі до слюдистих різновидів квальмітів улугтанзекського комплексу Туви.

Мусковіт-кварцові альбітити розкриті свердловинами у висячому ендоконтакті альбітизованих і грейзенізованих гранітів Киселівського масиву. Макроскопічно являють собою світло-сірі, іноді з рожевуватим відтінком, дрібнозернисті рівномірнозернисті породи, які візуально не відрізняються від апліто-пегматоїдних грейзенізованих порід масиву. Потужність зафіксованих тіл альбітитів варіює в межах від 0,5 до 1,7 м.

Під мікроскопом структура порід гіпідіоморфнозерниста з елементами бластокластичної. Середній мінеральний склад їх такий (у %): альбіт – 60, кварц – 17, мусковіт – 20, фосфати – 3, у вигляді одиничних дрібних лусочок відмічається сильно розкладений біотит. Мусковіт-кварцові альбітити належать до немагнітних легких порід. Модальні значення магнітної сприйнятливості становлять $2 \cdot 10^{-5}$ од. СІ, середньої щільності – 2,63 г/см³.

Фосфати виділяються в міжзернових просторах, як правило, у вигляді полікристалічних агрегатів, що утруднює їх вивчення традиційними кристалооптичними методами. Радіометрично достовірно діагностовано такі групи мінералів, що являють собою, як правило, неперервні ізоморфні ряди фосфатів як за катіонною, так і за аніонною групами елементів: апатит-франколіту, еосфорит-чильдреніту, амблігоніт-монтебразиту. Літєвий фосфат (групи амблігоніт-монтебразиту) разом з колумбітом встановлено в пробі із свердловини 1083 [145].

Слід зазначити, що мінерали ряду еосфорит-чильдреніту із загальною формулою $(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}) \text{Al}(\text{OH})_2 \text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ вперше встановлено в межах України, але вони давно відомі в багатьох точках світу, де приурочені, найчастіше до гранітних пегматитів, у тому числі літєносних.

Таким чином, з огляду на сказане необхідно наголосити, що на території досліджень виявлено новий у масштабах регіону тип рідкіснометальної мінералізації (літєві фосфати, колумбіт), що локалізується в метасоматичних жильних тілах мусковіт-кварц-альбітового складу.

Хлоритові альбітити (alPR₁zt), діафторити і діафторовані породи. До типу діафторованих порід належать первинні утворення різного генезису, які зазнали інтенсивних низькотемпературних вторинних змін (хлоритизації, епідотизації та альбітизації), але зберегли свої вихідні текстурно-структурні особливості [29].

Не зупиняючись на описі кожного різновиду порід, які виникають у процесах діафторезу, розглянемо лише загальні тенденції в зміні їх мінералів. Плагіоклаз діафторованих порід, як правило, деанортизований. По біотиту переважно розвивається хлорит, який утворює по ньому часткові або повні псевдоморфози. Амфібол та піроксен заміщуються дрібнозернистим агрегатом епідоту.

Нерідко діафторовані породи містять мусковіт, який розвивається по біотиту і плагіоклазу. Помічено, що в мусковітвміщуючих діафторитах практично відсутні хлорит і епідот. Згідно з нашими припущеннями, процеси мусковітизації порівняно пізніші за процеси натрієвого або натрій-лужноземельного метасоматозу.

Переміщення величезних мас натрію вздовж зон розвитку діафторованих порід і діафторитів неминує призводити до витіснення за межі цих зон або до перерозподілу всередині їх значної маси калію, особливо якщо породи були представлені плагіоклаз-мікрокліновими гранітоїдами. На фронті просування натрієвих розчинів або на флангах розломних структур з’являються ділянки фіксації калію, витісненого з їхніх внутрішніх (тилових) частин у вигляді різноманітних істотно калішпатових або альбіт-калішпатових метасоматичних утворень. Очевидно, що такими утвореннями є сублужні породи, описані нижче (сієніти і граносієніти).

Діафторити являють собою середньозернисті рівномірнозернисті породи, кількісний мінеральний склад яких визначається насамперед, складом вихідного субстрату, по якому розвиваються діафторити. Якщо перетворення зазнавали породи кислого складу, то утворені по них діафторити складаються з плагіоклазу (80–90%) і хлориту. Коли ж метасоматозу зазнають породи середнього складу, до плагіоклазу і хлориту приєднується епідот. Причому вміст останнього в діафторитах збільшується у міру збільшення основності порід. Структура цих порід лепідогранобластова.

Хлоритові альбітити зустрічаються в основному серед діафоритів і діафторованих порід, з якими мають досить чіткі звивисті контакти. Потужність окремих тіл альбітитів змінюється від 5–10 см до кількох десятків метрів; у плані вони спостерігаються у вигляді лінзоподібних, витягнутих вздовж тектонічних порушень тіл розміром до кількох сотень метрів. У їх складі виділяють магнітні і немагнітні різновиди. Магнітні різновиди при детальних дослідженнях виділяються у вигляді окремих лінійних позитивних магнітних аномалій інтенсивністю до 150 нТл.

Макроскопічно вони являють собою сірі, рожевувато-зеленувато-сірі середньо-, рідше середньокрупнозернисті породи. Мікроструктура їх лепідогранобластова. Мінеральний склад, на відміну від діафоритів, більш витриманий: плагіоклаз – 75%, калішпат – 10% і хлорит – 15%. Фізичні властивості: $\sigma = 2,71$ (2,59–3,00) г/см³; $\alpha = 23$ і 2707 (3–6912) · 10⁻⁵ од. СІ

Сієніти і граносієніти (ξ, γ, ξ PR₁ ξ т) мають вкрай обмежене поширення на території досліджень і здебільшого приурочені до тектонічних зон (Красногірсько-Житомирської і Тетерівської) або окремих розломів. Вони утворюють переривчасті жили і лінзоподібні тіла розміром від перших десятків до кількох сотень метрів. З вміщуваними породами мають як поступові переходи, так і різкі, чіткі контакти. Потужність окремих тіл коливається від 1,4 м до 67,4 м.

У фізичних полях ці породи проявлені у вигляді “ланцюжків” окремих позитивних магнітних аномалій інтенсивністю 50–150 нТл.

За зовнішнім виглядом – це рожевувато-сірі і рожеві дрібно-середньозернисті, часто кавернозні породи. Мікроструктура сієнітів призматичнозерниста і гранобластова, а граносієнітів – гіпідіоморфна і призматичнозерниста. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (альбіт-олігоклаз) – до 30, мікроклін – до 60, кварц – до 5, біотит – 0–12, мусковіт – 0–16, хлорит – 0–10, епідот – 0–3. Акцесорні мінерали: апатит, анатаз, монацит, циркон. Рудні: піротин, магнетит, ільменіт, пірит, халькопірит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,64$ (2,51–2,89) г/см³; $\alpha = 26$ (2–5587) · 10⁻⁵ од. СІ.

Граносієніти за складом і вмістом породоутворюючих мінералів близькі до сієнітів і відрізняються від них лише збільшенням вмісту кварцу (до 15%) і зменшенням плагіоклазу (до 17%).

У геохімічному відношенні сублужні породи займають проміжне положення між діафоритами і породами субстрату, по яких вони розвиваються. Від діафоритів, які мають істотно натрієвий нахил, сієніти і граносієніти відрізняються підвищенням вмістом калію та ізоморфних з ним елементів (барію, свинцю, рубідію, талію, рідше цезію та ін.). Проте відношення K/Rb (у середньому 260) таке ж підвищене, як і в діафоритах та гранітоїдах житомирського комплексу.

У петрохімічному відношенні сієніти території досліджень характеризуються більш кислим складом, ніж середній склад сієнітів за Р. Делі. Породи дещо збіднені плагіоклазом і, водночас належать до високотитанистих і високотитанистих, але низькомагнезійних утворень.

Скарни та скарновані породи на території аркуша розкриті буровими свердловинами в межах Красногірсько-Житомирської тектонічної зони і в оперяючих її структурах, причому більша частина відомих нині проявів цього типу метасоматитів тяжіє до південно-західного борту зони і неначе “нанизана” на Красногірсько-Перлявський глибинний розлом. Переважно простежується чіткий зв'язок у локалізації скарнів – вони тяжіють до вузлів перетину Красногірсько-Перлявського розлому з поперечними розломами північно-східного простягання.

Потужність скарнових тіл непостійна і коливається від перших десятків сантиметрів до перших метрів. Через малі розміри у фізичних полях вони не проявляються.

За петрофізичними характеристиками скарни щільні ($\sigma = 2,94$ (2,71–3,26) г/см³), немагнітні або слабomagнітні ($\alpha = 38$ (19–289) · 10⁻⁵ од. СІ) породи.

За генезисом скарни – інфільтраційні або біметасоматичні утворення [49]. За складом – вапнякові; складені гросуляром, салітом, воластоном, плагіоклазом, епідотом, скаполітом і кальцитом. Із акцесорних мінералів у шліфах постійно встановлюються сфен і апатит. Рудні представлені піритом, піротином, магнетитом, у “знакових” кількостях відмічаються ільменіт, молібденіт, галеніт, сфалерит, каситерит.

Для описуваних метасоматитів характерна зональна будова. Екзоконтактові зони, що розвиваються по алюмосилікатних породах, представлені піроксен-плагіоклазовими, піроксен-плагіоклаз-епідотовими, піроксеновими, актиноліт-плагіоклаз-епідотовими і епідот-піроксен-гранатовими різновидами. Ендоскарнові зони складені піроксен-гранат-воластонітовими, піроксен-воластонітовими і піроксен-гранат-кальцитовими різновидами.

Нерідко серед скарнів відмічаються прожилки (потужністю 1–3 см) кварц-плагіоклазових метасоматитів діоритового складу, складених із плагіоклазу – 72%, рогової обманки – 15%, кварцу – 8%, біотиту – 3%, апатиту – 2%, сфену – 1%. З цими метасоматитами, що утворилися на стадії кварц-польовошпатового заміщення скарнів, пов'язані струменеві виділення шеелітової мінералізації у вигляді округлих і ксеноморфних зерен розміром 0,13–0,28 мм у поперечнику.

Хімічний склад шееліту із скарнів ділянки Березова Гать такий (у %): CaO – 18,33–19,02, WO₃ – 79,70–80,83, CuO – 1,63–0,87; Cr₂O₃ – 0,14.

Скарни району не мають чітко проявленої металогенічної спеціалізації. Лише молібден (у середньому 2,4 г/т), германій (2,4 г/т), олово та вольфрам почасти накопичуються в цьому типі метасоматитів, що пов'язано з особливостями їх мінерального складу.

Грейзени і грейзенізовані породи. Типові грейзени, що відповідають бімінеральному парагенезису "кварц + слюда" розвинені досить локально і приурочені до малопотужних зон підвищеної тріщинуватості в гранітоїдних породах. Потужність грейзенових тіл становить 0,1–0,2 м. Вони розкриті рядом свердловин на Киселівській ділянці. Характеризуються чітко сланцюватою будовою, обумовленою орієнтованим розміщенням пластинок слюди. Середній мінеральний склад грейзенів цього типу такий: кварц – 55%, мусковіт – 45%. Проте дуже часто до цих двох мінералів приєднується ще кислий плагіоклаз, вміст якого може досягати 10–15% від об'єму породи. Такий склад тріщинних грейзенів найбільш типовий для грейзенізованих гранітів Киселівського масиву.

За своїми фізичними характеристиками грейзени подібні до вмішуючих гранітів і мігматитів, тому у фізичних полях вони не проявляються. Їх петрофізичні властивості такі: $\sigma = 2,69$ (2,62–2,82) г/см³, $\alpha = 5 \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Середній вміст лужних елементів у грейзенах становить: калію – 3,10%, натрію – 2,74%, літію – 170 г/т, рубідію – 483 г/т, цезію – 25 г/т.

Найбільше на території аркуша поширені грейзенізовані породи, які утворюють окремі ореоли площинного характеру серед вмішуючих гранітоїдів (Киселівський та інші масиви).

ІНТРУЗИВНІ УТВОРЕННЯ

Ці утворення досить поширені в районі досліджень. Відповідно до легенди Центральноукраїнської серії, вікова схема їх має такий вигляд:

ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ АКРОН

Мезопротерозой

Дайковий комплекс (PR₂)

Коростенський комплекс (PR₂ ks)

Осницький комплекс (PR₂ os)

Палеопротерозой

Прутівський комплекс (PR₁ pr)

Букинський комплекс (PR₁ bu)

Нарцизівський комплекс (PR₁ nr)

ПРОТЕРОЗОЙСЬКИЙ АКРОН

Палеопротерозой

Нарцизівський комплекс (PR₁ nr)

Нарцизівський комплекс виділено [36] і затверджено Національним стратиграфічним комітетом зовсім недавно (2003 р.). У його складі виділяється широкий комплекс порід від ультраосновного до середнього складу, які внаслідок регіонального метаморфізму та ультраметаморфізму зазнали інтенсивних змін. Завдяки тому, що повнокристалічні ультраосновні та основні породи більш стійкі до зазначених процесів, вихідні породи досить легко встановлюються за їх реліктовими структурними особливостями і за наявністю реліктових зерен олівіну та піроксену.

На території досліджень цей комплекс утворює невеликі масиви еліпсоподібної форми і складної будови, найбільшими з яких є Нарцизівський (0,2×1,1 км), Дубовецький (1×2,5 км), Новопільський (1,0×2,0), Ріг (0,8×1,2), Гребля (0,5×0,9), Зелена Поляна (0,25×0,6 км), або численні лінзоподібні і пластовидні безкореневі тіла потужністю до 50 м. Контакти їх з вмішуючими породами звивисті, заливовидні. Поблизу контактів породи дещо гранітизовані, калішпатизовані. Більш крупні тіла габроїдів часто прориваються малопотужними жилами апліто-пегматоїдних гранітів. Гранітизація їх виражається у нерівномірному розвитку по породи кварцу і калішпату. Останні часто утворюють тонкі прожилки.

Серед порід нарцизівського комплексу виділяються метапіроксеніти, метагабро (габроамфіболіти), актиноліти, діорити, метадибази. Масиви, як правило, неоднорідні за будовою і складені набором різних порід. Так, центральна частина Нарцизівського масиву складена метаперидотитами, які по периферії переходять у метапіроксеніти. У складі Дубовецького масиву переважають габроамфіболіти, а метапіроксеніти і діорити мають незначне поширення. Масив Ріг включає зони метапіроксенітів, актинолітитів, габроамфіболітів та діоритів, які утворюють між собою поступові переходи. Інші масиви

(Новопільський, Зелена Поляна) гомогенні за складом і представлені габроамфіболітами. Через інтенсивно проявлені процеси амфіболізації мінеральний склад цих порід досить мінливий і залежить від ступеня їх змін.

Метаперидотити (лерцоліти) ($\sigma PR_1 nr$) – це темно-сірі зі слабким зеленуватим відтінком середньозернисті породи з реліктовою панідіоморфнозернистою структурою. Із первинних мінералів наявні (у %): олівін (хризоліт) – від реліктових зерен до 20 (у середньому 8), моноклінний (саліт) і ромбічний (бронзит) піроксени – від 1–3 до 35 (в середньому 25). Метаморфогенні мінерали представлені амфіболом (тремоліт-актиноліт, актиноліт) – 10–50 (в середньому 37), серпентином – 5–30 (15), біотитом – 3–10 (8), тальком – 3–5 (4), рудними мінералами – 1–5 (3), серед акцесорних присутній апатит (1–2). Фізичні властивості: $\delta = 2,88$ (2,78–3,10); $\kappa = 10\,000$ (60–70 000).

Метаксіроксицити ($\sigma PR_1 nr$) за зовнішнім виглядом – це темно-сірі із зеленуватим відтінком середньозернисті породи. Вміст первинних мінералів (піроксену та олівіну) досягає 5–10%, а в менш метаморфизованих різновидах спостерігається збільшення піроксену до 55% та олівіну – до 8–10%. Із метаморфічних мінералів у піроксенітах присутні (у %): амфіболи (тремоліт-актиноліт, актиноліт) – 20–70 (у середньому 50), біотит (флогопіт ?) – 0,5–10 (5), серпентин – 0,5–3 (2), тальк – 0,5–15 (10). Валовий спектр акцесорних мінералів бідний – апатит, циркон, пірит, піротин.

Ультрабазити – це низькоглиноземисті, високомагнезійні, низьколужні породи з переважанням натрію над калієм. Піроксеніти – більш залізисті і вапнисті утворення.

У геохімічному плані породи збагачені тугоплавкими елементами (г/т) – хромом (до 982), нікелем (562), кобальтом (112), міддю (108) і сріблом (7), а також збіднені титаном (1091), ванадієм (63), марганцем (1391), цинком (82), скандієм (23) і в мінімальних кількостях вміщують літофільні елементи. За величиною K/Rb відношення (184) ультрабазити розташовані в одному ряду з гнейсами (183) і амфіболітами (167).

На металогенічній діаграмі А. І. Богачова [2] фігуративні точки ультрабазитів лягають у поле нікеленосних порід.

Габроамфіболіти ($\sigma amPR_1 nr$) – це темно-сірі і зеленувато-темно-сірі середньозернисті породи. Мікроструктура нематогранобластова, бластогаброва, габрова. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 30–60, рогова обманка – 20–50, біотит – 15–30, піроксен – реліктові зерна. Акцесорні мінерали: апатит, сфен. Рудні: магнетит, пірит. Вторинні: кварц, калішпат, хлорит, карбонат, серицит, епідот. Фізичні властивості: $\delta = 2,86$ (2,72–3,00); $\kappa = 197$ (30–6178).

У петрохімічному відношенні метагаброїди характеризуються граничним вмістом кремнезему і лугів з переважанням натрію над калієм, а також високим ступенем окисленості заліза.

З геохімічної точки зору габроамфіболіти являють собою високотитанисті (4200 г/т) і одночасно високохромисті (408 г/т) породи з помірним вмістом нікелю (77 г/т), кобальту (66 г/т), ванадію (189 г/т) і міді (54 г/т). Порівняно з ультрамафітовими породами в них дещо підвищений вміст літофільних елементів.

Діорити ($\delta PR_1 nr$) в межах вивченого району зустрічаються дуже часто у вигляді невеликих тіл, а також беруть участь у будові складнодіференційованих масивів (Гребля, Дубовецький та ін.).

Це темно-сірі і сірі середньозернисті масивні породи гіпідіоморфнозернистої структури. Мінеральний склад (у %): зональний плагіоклаз (андезин, андезин-олігоклаз) – 55–65, рогова обманка – 15–40, біотит – 10–25, релікти зерен піроксену – 0–3. Акцесорні мінерали: апатит, сфен, циркон. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит. Вторинні: кварц – 2–5%, мікроклін – 1–3%, епідот, карбонат, мусковіт, серицит, хлорит. Фізичні властивості: $\delta = 2,83$ (2,70–2,90); $\kappa = 1100$ (33–5525).

У геохімічному відношенні породи збагачені (у КК) хромом (3,6), кобальтом (2,4), фосфором (1,6), барієм (1,7), молибденом (2,0), лантаном і церієм (2,3), скандієм (1,8) і характеризуються близькокларковим вмістом фосфору, олова, цирконію.

Метадіабази ($\beta amPR_1 nr$) зустрічаються в свердловинах (79, 80, 90, 105, 25 та ін.) у вигляді ксенолітів і останців серед гранітів та мігматитів житомирського комплексу, а також дайкових тіл серед метаморфітів тетерівської серії і ультраметаморфітів шереметівського комплексу. Загалом мають незначний розвиток і лише на окремих ділянках утворюють серію тіл. Наприклад, на південно-східному продовженні Прутівської інтрузії свердловиною 73 [121] в інтервалі потужністю 250 м виявлено 17 тіл метадіабазів потужністю від перших десятків сантиметрів до перших метрів. Контакти з вміщуючими породами нерівні. В метадіабазах часто відмічаються тонкі жилки та заливоподібні проникнення гранітоїдного матеріалу.

Невеликі потужності тіл, а також близькість фізичних властивостей з вміщуючими породами утруднюють їх виділення в геофізичних полях. Метадіабази є дайковими утвореннями, які інтродували гнейсову товщу тетерівської серії, але під впливом метаморфізму і ультраметаморфізму, діабази інтенсивно змінені.

Це темно-сірі до чорних дрібнозернисті породи масивної, ділянками плямистої і гнейсоподібної текстури. Мікроструктура реліктова, діабазова у поєднанні з нематолепідогранобластовою. Мінеральний склад (у %): розкислений плагіоклаз (центральна частина зерен складена андезином, периферійна – олігоклазом) – 20–40, амфібол – 10–50, біотит – 10–20. Акцесорні мінерали – апатит, сфен. Рудні – магнетит, ільменіт, пірит. Вторинні – хлорит, серицит, епідот, кварц, мікроклін, карбонат. Фізичні властивості: $\delta = 2,82$ (2,77–2,94); $\kappa = 85$ (30–1534).

За петрохімічними ознаками метадіабази належать до помірно глиноземистих, збіднених лугами, меланократових порід з граничним вмістом кремнезему. Характеризуються підвищеним вмістом (у КК) свинцю (1,8), хрому (1,7), цирконію (1,7), барію (1,5), олова (1,4), близькокларковим – фосфору і молібдену і зниженим – нікелю (0,5), ванадію (0,6), кобальту (0,55) і міді (0,4).

Букинський комплекс (PR₁bu)

У межах вивченої території букинський комплекс включає породи власне Букинського масиву площею близько 170 км² та ряд дрібних масивів-сателітів, розміщених на південному і південно-західному його обрамленні. Він об'єднує ряд порід від ультраосновного до кислого складу, однак переважний розвиток тут мають утворення основного і середнього складу.

Згідно із структурно-речовинними принципами класифікації гіпербазит-базитових інтрузивів, у складі букинського комплексу виділяється три типи масивів [35]: 1) глибинно-камернодиференційовані гіпербазит-габронорит-монцоніт-діорит-грано-діоритові (букинський тип); 2) камернодиференційовані гіпербазит-габроноритові (железняківський тип); 3) недиференційовані з двома підтипами: суттєво гіпербазитові і габроноритові.

Представником інтрузивів першого типу на території досліджень є Букинський масив. Його внутрішня будова зумовлена багатофазним становленням і гравітаційно-кристалізаційною диференціацією магматичної речовини у кінцевій камері. Всього ми виділяємо чотири фази укорінення магматичного розплаву. Перша фаза представлена гіпербазит-габроноритовою породною асоціацією, якою складена кільцева у плані і чашоподібна в розрізі структура розміром близько 10 км у діаметрі в південній частині масиву (вона чітко виділяється у магнітному полі) та ряд дрібних диференційованих і недиференційованих масивів-сателітів у його обрамленні – Железняківський, Придорожний, Годиха, Шейка та ін. Слід зазначити, що гіпербазити в межах Букинського масиву практично не встановлені (за винятком малопотужних – до 1 м – кумулатів піроксенітового складу) і виділяються тут лише за даними сейсмо-гравітаційного моделювання. Проте вони розкриті свердловинами в багатьох його масивах-сателітах.

Друга фаза включає габромонцоніт-монцоніт-діоритову асоціацію порід, якою в основному складена жолобоподібна структура розміром 8×20 км, яка в південній частині вкладається у зазначену вище кільцеву. По вертикалі породи цієї фази утворюють декілька диференційованих зон (з низу доверху): габромонцонітову (яка на контакті з гранодіоритами має смужку монцонітів), габродіоритову та діоритову.

Третя і четверта фази характеризуються гомогенним складом. Гранодіорити третьої фази у вигляді підковоподібної смуги завширшки до 1 км розвинені у південній частині масиву, де займають дискордантне положення стосовно всіх інших порід попередніх фаз. Апліто-пегматоїдні лейкограніти четвертої фази мають порівняно незначне поширення, тяжіють здебільшого до ендоконтактних зон і перетинають усі різновиди порід Букинського масиву.

Інтрузиви камернодиференційованого типу досить поширені серед утворень букинського комплексу. На території досліджень до цієї групи входять дрібні масиви-сателіти Букинського масиву (Железняківський, Годиха, Шейка та ін.), формування яких пов'язано, як уже зазначалося вище, з першою фазою становлення порід букинського комплексу. Найбільш вивченим серед них є Железняківський масив. У плані він неправильної овальної, дещо витягнутої форми, розміром 1,0×1,8 км, а в розрізі має воронкоподібну форму з крутими контактами.

Масив чітко диференційований і розшарований [3; 121]; у його вертикальному розрізі виділяється три мегаритми порід. Кожний мегаритм асиметричний за будовою і складається в узагальненому вигляді з двох диференційованих зон – гіпербазитової і габроноритової, які, у свою чергу, також характеризуються шаруватою будовою.

Слід зауважити, що в цілому для порід букинського комплексу характерні вкрай непостійний мінеральний склад і текстурно-структурні ознаки, які можна спостерігати майже в кожному відслоненні і свердловині [8; 35; 121]. Ця непостійність виражається у коливанні кількісних співвідношень породоутворюючих мінералів, особливо калієвого польового шпату і темноколірних мінералів. Найбільшою мірою коливання мінерального складу властиві породам монцонітової групи і меншою – гранодіоритам.

Породи комплексу містять численні ксеноліти гнейсів тетерівської і дністровсько-бузької серій та плагіомігматитів шереметівського комплексу.

Аналогами порід букинського комплексу є ряд масивів Волино-Подільського мегаблоку, приурочених до Тетерівської зони розломів, – Варварівський, Чорторійський та інші, а також породи Новоукраїнського, Верблужсько-Боковнянського та Чигиринського масивів, розташованих у межах Інгульського мегаблоку УЩ. Рання протерозойська вік порід букинського комплексу підтверджується ізотопно-геохронологічними дослідженнями, виконаними ізотопною лабораторією ІГФМ АН України.

Таблиця 3.1. Ізотопний вік порід букинського комплексу (за даними визначення U-Pb методом за цирконами)

№№ п/п	Назва породи	Прив'язка	Вік (млн. років)	Джерело інформації (номер літератури за списком)
Букинський масив				
1	Апліто-пегматоїдні граніти	с. Тригир'я (кар'єр)	2020±100	121
2	Гранодіорити	—	2000±30	—
3	Монцоніти	с. Нова Рудня (кар'єр)	1995±30	—
4	Габронорити	Південна частина масиву, свердл. 100, інт. 1100–1200 м	2010±50	—
Железняківський масив				
5	Піроксеніти	Свердл. 66, інт. 80,0– 105,0 м	1995±20	—

Згідно з наведеними даними (таблиця 3.1), абсолютний вік порід букинського комплексу становить 2000±30 млн років.

Перидотити (σPR_{1bu}) мають вкрай обмежене поширення. Беруть участь у будові лише Железняківського і Годихського масивів. У межах Железняківського масиву утворюють вузьку (80–100 м) смугу вздовж ендоконтакту, яка облямовує інтрузив з північного сходу. В Годихському масиві перидотити утворюють серед габроноритів тіло розміром 200×400 м.

За складом перидотити відповідають лерцолітам. Це чорні із зеленуватим відтінком середньозернисті масивні породи. Під мікроскопом вони характеризуються структурою заміщення у поєднанні з петельчастою і гіпідіоморфнозернистою. Мінеральний склад (у %): олівін – 35–65, піроксен моноклінний (діопсид) – 5–15, піроксен ромбічний (гіперстен, бронзит) – 0–10, біотит – 0–5. Вторинні мінерали (у %): серпентин – 10–40, тремоліт – 5–40, хлорит – 3–10, карбонат – 3–15, флогопіт – 0–5. Акцесорні: апатит, сфен. Рудні: магнетит, титаномagnetит, пірит, піротин. Фізичні властивості: $\sigma = 2,94$ (2,73–3,08) г/см³, $\alpha = 1925$ (49–5992)·10⁻⁵ од. СІ.

Піроксеніти (νPR_{1bu}) серед порід букинського комплексу мають порівняно обмежене поширення, але значно більше, ніж перидотити. У межах Букинського масиву вони зустрінуті у вигляді невеликих відокремлень у габроноритах південно-західної і південно-східної ендоконтактових частин (свердл. 98, 146, 147). Перехідні породи від меланократових габроїдів до піроксенітів розкриті (свердл. 102) у південній частині масиву на контакті з вміщуючими породами. Значно ширше піроксеніти беруть участь у будові Железняківського і Придорожного масивів. Дрібні лінзоподібні тіла їх відмічаються в Годихському та на контакті габроноритів з вміщуючими породами масиву Шейка [35; 121].

У південно-західній частині Железняківського масиву їм відповідають найбільш інтенсивні позитивні магнітні аномалії амплітудою до 3200 нТл. У межах Придорожного масиву вони відображаються позитивними магнітними аномаліями інтенсивністю до 500 нТл. У гравітаційному полі Железняківський масив відображається високоградієнтною локальною позитивною аномалією інтенсивністю до 5,0 мГал.

За мінеральним складом серед піроксенітів виділяються власне піроксеніти (діопсидити) і плагіопіроксеніти з вмістом плагіоклазу від 5 до 15%, олівінвмісні піроксеніти (олівіну до 5%) та олівінові піроксеніти з вмістом олівіну іноді до 25%.

Зовнішньо описувані породи схожі з перидотитами. Характеризуються панідіоморфнозернистою, гіпідіоморфнозернистою і пойкилітовою структурою, масивною, ділянками плямистою текстурою. Основна маса порід складена досить крупними, таблитчастими, рідше призматичними зернами діопсиду, який нерівномірно заміщується безколірним і блідо-зеленим волокнистим амфіболом, короткопризматичними і таблитчастими зернами гіперстену і, меншою мірою, бронзиту, які виповнюють інтерстиції між крупнішими зернами діопсиду, рідше – утворюють пойкилітові включення в останньому. Олівін у вигляді невеликих округлих ксеноморфних зерен часто утворює пойкилітові включення всередині зерен піроксену й інтенсивно заміщується серпентином. Призматичні і таблитчасті, плямисто серицитизовані зерна плагіоклазу виповнюють інтерстиції між крупними зернами піроксенів. Флогопіт відмічається у вигляді скупчень лусочок неправильної форми або окремих пластинок бурувато-жовтого кольору, які по периферії заміщуються трав'янисто-зеленим хлоритом. Акцесорні мінерали представлені апатитом і сфеном; рудні – магнетитом, титаномagnetитом, піритом, піротином. Фізичні властивості порід: $\sigma = 3,11$ (2,83–3,28) г/см³, $\alpha = 226$ (32–11823)·10⁻⁵ од. СІ.

Габро, габронорити (νPR_{1bu}) в межах вивченої території складають південне замикання Букинського масиву, а також широко розвинені серед порід усіх інших масивів комплексу. На денній поверхні

відслонюються в долині р. Тетерів і в гирлі р. Глибочок, між сс. Нова Рудня, Тригир'я. Вивчені також за керном численних свердловин.

У межах південного замикання Букинського масиву габронорити утворюють тіло, яке розділене гранодіоритами на три частини. У фізичних полях проявляються магнітними аномаліями інтенсивністю від 800 до 1200 нТл і гравітаційними – до 2,8 мГал.

Габронорити Железняківського, Придорожного, Годихського та інших масивів характеризуються підвищеною основністю плагіоклазу, більш інтенсивною амфіболізацією піроксенів, нерівномірно проявленими процесами окварцювання і калішпатизації. В них рідше, ніж у габроноритах Букинського масиву, зустрічаються ксеноліти вміщуючих порід.

Макроскопічно – це темно-сірі, іноді із зеленуватим відтінком середньозернисті масивні, ділянками директивної текстури, породи. Мікроструктура габрова, ділянками з елементами офітової. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (андезин-бітовніт) – 65–70, піроксен ромбічний (гіперстен) – 5–25, піроксен моноклінний (діопсид) – 3–15, олівін – одиничні зерна, біотит – 3–20, рогова обманка – 2–15. Вторинні мінерали: калішпат – 0–10%, кварц – 0–10%, серицит, хлорит, карбонат, блідо-зелений волокнистий амфібол. Акцесорні: апатит, сфен. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит, піротин. Фізичні властивості: $\sigma = 2,89(2,70-3,26)$ г/см³, $\alpha = 473(0-14730) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Монцоніти, габромонцоніти ($\mu, \nu \text{PR}_{1,bi}$) беруть широку участь у будові Букинського масиву, де займають значну частину його південного замикання, і у вигляді широких (до декількох кілометрів) смуг облямовують з північного сходу і південного заходу діорити центральної частини. Невелика смуга монцонітів, що простягається від с. Тригир'я до с. Улянівка, закартована в його східній частині. Від діоритів вони відрізняються головним чином текстурно-структурними особливостями, переважанням у складі темноколірних мінералів піроксенів над амфіболом і біотитом, підвищеними вмістами калішпату і кварцу.

Магнітне поле над ними мозаїчне, інтенсивність його змінюється в різних частинах масиву від 50 до 400 нТл, а на окремих ділянках становить 500–700 нТл. Гравітаційне поле позитивне, амплітудою до 2 мГал [121].

Монцоніти і габромонцоніти являють собою фаціальні різновиди, пов'язані поступовими переходами. Характерною особливістю цих порід є наявність у них типових монцонітових структур.

За зовнішнім виглядом – це сірі і темно-сірі, іноді зі слабким жовтуватим-зеленуватим відтінком дрібно-середньозернисті породи масивної, ділянками порфіроподібної текстури. Мікроструктура монцонітова і пойкилітова. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (андезин) – 40–60, калішпат – 25–40, кварц – 3–10, піроксен ромбічний (гіперстен) – 5–15, піроксен моноклінний (діопсид, діопсид-авгіт) – 0–10, біотит – 3–10, рогова обманка – 1–15. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, рідко сфен. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит, сумарний вміст яких іноді досягає 0,5%. Вторинні: серицит, хлорит, карбонат, блідо-зелений волокнистий амфібол, епідот. Фізичні властивості: $\sigma = 2,78(2,67-2,90)$ г/см³, $\alpha = 650(33-3560) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Габромонцоніти за складом і структурно-текстурними особливостями дуже близькі до монцонітів. Відрізняються дещо підвищеною основністю плагіоклазу (андезин-лабрадор) та широким розвитком габрових структур. У складі породоутворюючих мінералів зменшується кількість калішпату і кварцу та підвищується вміст моноклінного піроксену.

Діорити, габродіорити ($\delta, \nu \text{PR}_{1,bi}$) поширені в межах Букинського масиву, де займають центральну його частину і майже всю зовнішню (ендоконтактову) зону у вигляді порівняно вузької (від 0,1 до 1,5 км) смуги. Крім того, невелике тіло діоритів зустрінуто серед порід масиву Годиха.

Діорити центральної частини масиву і зовнішньої смуги дещо відрізняються. Так, діорити центральної частини більш лейкократові, містять трохи більше кварцу та калішпату і менше темноколірних мінералів. Діорити зовнішньої смуги частіше містять ксеноліти вміщуючих порід, нерідко в них зустрічаються такі ксеногенні мінерали, як графіт і гранат, серед темноколірних мінералів присутній піроксен.

Діорити центральної частини масиву характеризуються пониженими значеннями щільності та магнітної сприйнятливості. В магнітному полі їм відповідають знижені до 50 нТл значення на північному заході масиву і до 100 нТл – на південному сході; діорити зовнішньої смуги характеризуються мозаїчним позитивним магнітним полем амплітудою 100–400 нТл. Гравітаційне поле локальних аномалій над діоритами відносно знижене.

У цілому діорити букинського комплексу – це сірі і темно-сірі дрібно-середньозернисті породи з гіпідіоморфнозернистою структурою і масивною текстурою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (андезин) – 40–70, калішпат – 1–8, кварц – 1–10, рогова обманка – 8–25, біотит – 5–25, піроксени (гіперстен і діопсид) – 0–10. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит, піротин. Вторинні: серицит, хлорит, карбонат, блідо-зелений волокнистий амфібол, епідот. Фізичні властивості: $\sigma = 2,78(2,66-3,01)$ г/см³, $\alpha = 112(17-3281) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Габродіорити порівняно з діоритами мають менше поширення і утворюють з ними поступові переходи. Відрізняються від них наявністю, поряд з гіпідіоморфнозернистою, елементів габрових структур, постійною присутністю піроксенів (ділянками до 25%) і дещо підвищеною основністю плагіоклазу (андезин-лабрадор).

У петрохімічному відношенні діорити і габродіорити належать до лейко- і високоглиноземистих порід калій-натрієвої серії, дещо перенасичених кремнеземом (через окварцювання), залізом, магнієм і кальцієм (через підвищений вміст темноколірних мінералів).

Сієнітодіорити ($\xi\delta PR_{1bu}$) розвинені лише в південній частині Букинського масиву, де у вигляді вузької смуги завширшки до 500 м залягають на межі між гранодіоритами і габроноритами. У фізичних полях практично не виділяються.

Це сірі і темно-сірі середньозернисті породи з гіпідіоморфнозернистою структурою і масивною текстурою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (олігоклаз-андезин, рідше олігоклаз) – 25–40, калішпат – 35–65, кварц – 3–10, піроксен (гіперстен, авгіт) – 3–10, рогова обманка – 8–10, біотит – 5–15, піроксени (гіперстен і діопсид) – поодинокі зерна. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, рідко сфен. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит, піротин. Вторинні: серицит, хлорит, карбонат, епідот. Фізичні властивості: $\sigma = 2,75$ (2,63–2,91) г/см³, $\alpha = 246$ (0–2680)·10⁻⁵ од. СІ.

Гранодіорити ($\gamma\delta PR_{1bu}$) мають порівняно обмежене поширення; в основному розвинені лише в південній половині Букинського масиву, де вони простягаються смугою непостійної ширини (від 0,1 до 1,5 км), повторюючи контур масиву, і на півдні розсікають на три частини тіло габроноритів. Зустрінуті в багатьох відслоненнях у долинах рр. Тетерів, Глибочок, Шейка, Бобровка, а також у свердловинах. У фізичних полях гранодіорити проявлені неоднозначно. На півдні в магнітному полі їм відповідають позитивні аномалії інтенсивністю від 50 до 200 нТл, а в гравітаційному полі характеризуються локальними негативними аномаліями інтенсивністю до -0,4 мГал. Вздовж південно-західного контакту Букинського масиву гранодіорити у фізичних полях не проявляються у зв'язку з подібністю їх фізичних властивостей до вмшуючих порід.

Макроскопічно гранодіорити різко відрізняються від усіх описаних порід масиву світлим рожевувато-сірим і сірим забарвленням, переважно рівномірно-середньозернистою структурою і масивною текстурою. Але серед них, особливо в південно-східній частині, зустрічаються різновиди з порфіроподібною і субтрахітоїдною текстурами. Орієнтування трахітоїдності плоско-паралельних структур загалом підкреслює характер залягання гранодіоритів. Порфірові виділення представлені переважно калішпатом, рідше зональним плагіоклазом. Мікроструктура гіпідіоморфнозерниста. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (олігоклаз, олігоклаз-андезин) – 35–50, калішпат – 15–35, кварц – 10–25, рогова обманка – 3–10, біотит – 5–15, піроксени (гіперстен і діопсид) – поодинокі зерна. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, рідко сфен. Рудні: магнетит, ільменіт, пірит, піротин. Вторинні: серицит, хлорит, карбонат, епідот. Фізичні властивості: $\sigma = 2,74$ (2,65–2,84) г/см³, $\alpha = 122$ (2–2166)·10⁻⁵ од. СІ.

Апліто-пегматоїдні граніти ($\gamma^a PR_{1bu}$) мають серед порід букинського комплексу незначне поширення, але зустрічаються серед усіх його різновидів. Здебільшого вони приурочені до крайових частин Букинського масиву. Виповнюють зони тектонічних порушень, де утворюють жили та дрібні лінзоподібні тіла потужністю перші десятки сантиметрів і протяжністю до десятків метрів. Зустрінуті в багатьох відслоненнях рр. Тетерів, Шейка, Бобровка, кар'єрах сс. Нова Рудня, Тригир'я та ін. і свердловинах колонкового буріння. У зв'язку з невеликою потужністю тіл у фізичних полях не проявляються. Контакти їх з вмшуючими породами чіткі, різкі, рівні. Граніти поблизу контакту набувають дрібнозернистого вигляду, у вмшуючих породах на контакті іноді утворюється вузька (кілька міліметрів) меланократова облямівка.

У цілому породи рожевувато-сірого і рожевого кольору, нерівномірнозернисті, від дрібнозернистих до пегматоїдних, часто характеризуються гніздоподібним розподілом темноколірних мінералів і кварцу. Мікроструктура їх гіпідіоморфнозерниста. Складені плагіоклазом (альбітом і олігоклазом) – 15–40%, калішпат-пертитом – 20–60% і крупнолускуватим біотитом – 1–8%. Акцесорним мінералом є апатит, рудні – ільменіт і магнетит.

На основі вивчення включень у кварці із апліто-пегматоїдних жил серед гранодіоритів Тригир'ївського кар'єру Ю. А. Галабурдою [121] встановлено, що породи кристалізувалися з рідких висококонцентрованих соляних розчинів, збагачених CO₂. Розчини перебували у гетерогенному стані. Гетерогенізація розчинів відбувалась при температурі 250–230 °С і мінімальних тисках 980·10⁵ Па.

Породи букинського комплексу характеризуються витриманістю хімічного складу і стійким розподілом головних петрогенних елементів, що типово для продуктів магматичної кристалізації. В цілому для них характерні невисокі вмісти глинозему, кальцію і заліза, нормальна лужність при незначному переважанні натрію над калієм в основних різновидах порід та калію над натрієм у монцонітах і сієнітодіоритах. За вмістом кремнезему і лугів виділяються дві групи базитів: нормального ряду (Железняківський, Годиха та ін. малі інтрузії) та з підвищеним вмістом: SiO₂ = 51,92–58,68, Na₂O+K₂O = 2,40–6,30 (масиви Букинський, Вила, Шейка). Ця особливість хімізму порід підтверджується їх мінеральним складом – присутністю калішпату, біотиту і кварцу. Підвищені вмісти магнію відмічаються лише в перидотитах і піроксенітах. Коефіцієнт залізистості порід варіює від 30 до 76.

На металогенічній діаграмі А. І. Богачева [2] фігуративні точки ультрабазитів лягають в поле нікеленосних порід, а базитів – поблизу його.

У геохімічному відношенні ультраосновні породи букинського комплексу характеризуються близькокларковим вмістом хрому і ванадію, нижчекларковим – кобальту та свинцю і збагачені (у 2–3 рази) міддю і цинком. В основних породах відмічаються підвищені концентрації (у 2–3 рази) хрому, свинцю і літофільних елементів (барію, берилію, літію, олова та ін.) і близькокларкові – фосфору, кобальту, міді. Підвищений вміст міді (у 1,5 рази) характерний лише для базитів, для інших порід, у тому числі і для гіпербазитів, він значно нижчий за кларковий.

Для порід букинського комплексу характерне високе значення відношення K/Rb (560).

Прутівський комплекс (PR₁ pr)

Цей комплекс на території вивчення представлений двома структурно-речовинними типами інтрузивів: диференційованими (сили) та недиференційованими (дайки) [35]. Найяскравішим представником інтрузивів *першого типу* є Прутівська силоподібна інтрузія, яка являє собою пологозалягаюче (під кутом 20–35°) пластовидне тіло протяжністю 2,85 км і потужністю (в середньому) 180 м.

У розрізі Прутівський інтрузив має чітко виражену зональну будову. Виділяються верхня і нижня ендоконтактові зони, складені автометасоматично зміненими з ознаками гібридизації основними породами, які за складом відповідають габродіоритам, а також центральна розшарована серія, складена переважно олівіновими субофітовими габро (габродолеритами).

Потужність ендоконтактових зон невитримана і коливається від перших до десятків метрів (свердл. 72). Ендоконтактові зміни найінтенсивніше проявилися в лежачому контакті і виразилися в амфіболізації, хлоритизації, карбонатизації та окварцюванні. Окварцювання при цьому приурочено безпосередньо до контактів базитів з вміщуючими породами і вимірюється звичайно десятками сантиметрів, не перевищуючи перших метрів. Контакти Прутівського тіла з вміщуючими плагіомігматитами інтрузивні, але переважно нечіткі, часто ускладнені гніздоподібними і прожилкоподібними відокремленнями сульфідної мінералізації, хоча місцями вони бувають і різкі.

У складі центральної розшарованої серії, власне самого Прутівського тіла, у свою чергу виділяються дві зони: нижня і верхня [35].

Нижня зона складена середньо-дрібнозернистими габродолеритами (олівіну 8–25%), серед яких зустрічаються малопотужні прошарки троктолітових габродолеритів і шлірові виділення габро-пегматитів. Потужність цієї зони в різних перетинах інтрузії варіює від 30 до 150 м. За вмістом темноколірних мінералів вона поділяється на два горизонти: нижній (мезократовий) і верхній (лейкократовий).

Верхня зона має складнішу будову і характеризується чергуванням прошарків переважно безолівінових і олівінвміщуючих дрібно-середньозернистих габродолеритів з габро-пегматитами і крупнозернистим габро. Потужність прошарків крупнозернистих габродіодів і габро-пегматитів змінюється від десятків сантиметрів до перших десятків метрів. Іноді зустрічаються найбільш кислі диференціати інтрузії, представлені кварц-польовошпатовими пегматитами рожево-сірого забарвлення (свердл. 203, 216). Так, само, як і в попередній зоні, габродолерити нижніх частин мають мезократовий, а верхніх – лейкократовий склад.

Контакти між усіма різновидами порід розшарованої серії, як правило, поступові. Між габродолеритами і габро-пегматитами спостерігаються як поступові, так і досить різкі межі, без видимих реакційних змін у породах. Контакти фіксуються тільки за зміною величини зерен мінералів, які складають породу.

Таким чином, найбільш поширеними різновидами порід Прутівської інтрузії є габродолерити. При цьому потрібно враховувати те, що під цим збірним терміном об'єднана широка гама дрібно-середньозернистих і середньо-дрібнозернистих основних порід, які відрізняються між собою головним чином лише мікроскопічно за особливостями мінерального складу і мікроструктурою. Так, наприклад, залежно від кількості олівіну виділяються троктолітові, олівінові, олівінвміщуючі і безолівінові різновиди порід. А залежно від мінерального складу, зернистості порід і наявності тієї чи іншої структури (офітова, габроофітова, габрова, пойкилоофітова, алотріоморфнозерниста) виділяється широка гама порід – долерити, габро, габродолерити, троктоліти, габротроктоліти, норити, габро-пегматити та ін.

Далі зупинимось лише на узагальненій характеристиці габродолеритів і габро-пегматитів як найтипівіших різновидів порід прутівського комплексу.

Габродолерити (vßPR₁ pr) макроскопічно являють собою сірі і темно-сірі, дрібно-середньозернисті масивні породи з чітко вираженою офітовою і габроофітовою структурами кайнотипного вигляду. Складені в основному видовжено-призматичними і лейстоподібними, безладно розміщеними зернами плагіоклазу (лабрадор, андезин-лабрадор) розміром від 0,8 до 2 мм – 35–75%, олівіном (від хризоліту до гортоноліту) – 5–30% (в троктолітах досягає 45%), моноклінним піроксеном (авгіт) – 15–30%, ромбічним піроксеном (гіперстен-бронзит) – 15–30%, біотитом – 1–5%. Акцесорні і рудні мінерали представлені апатитом, ільменітом, магнетитом, титаномагнетитом і сульфідами (піротином, пентландитом, халькопіритом). Пірит, віоларит, макінавіт, кубаніт, галеніт, хроміт і графіт зустрічаються у невеликій кількості.

Габро-пегматити і крупнозернисті габродіоди (pνPR₁ pr) за складом дуже близькі до описаних вище габродолеритів і відрізняються від них більшими розмірами породоутворюючих мінералів (у габро-пегматитах до 5 см) і підвищеним вмістом оксидних рудних мінералів (ільменіту, титаномагнетиту,

магнетиту) та апатиту, кількість яких ділянками досягає 10–15% об'єму породи. Іноді в габро-пегматитах з'являється калієвий польовий шпат і кварц, відмічаються мікропегматитові зрощення кварцу і плагіоклазу.

Плагіоклаз у породах представлений головним чином андезином, олівін за складом відповідає гортоноліту, ортопіроксен – залістому гіперстену, а клінопіроксен – авгіту, перехідному до саліту.

Найпоширенішими на території досліджень є *недиференційовані інтрузиви (дайки)*. Вони в основному розвинені в північно-західній частині аркуша, де згруповані в три дайкові рої: Болярсько-Ясинівський, Стрибіжський і Перлявський, завширшки до 4–10 км і протяжністю до 25 км. Територіально дайкові рої тяжіють до Красногірсько-Житомирської зони, але два з них (Болярсько-Ясинівський і Стрибіжський) займають стосовно неї січне положення. Протяжність дайок у роях становить перші кілометри, рідко більше, а потужність досягає 50 м.

У магнітному полі дайки картуються лінійно витягнутими позитивними аномаліями інтенсивністю 100–500 нТл, а у полі сили тяжіння через малі потужності не проявляються.

Інтрузиви складені олівіновими, олівінвміщуючими і безолівіновими долеритами і габродолеритами кайнотипного вигляду, за складом аналогічними вищеописаним утворенням. Інколи дайки слабодиференційовані: їхні центральні частини складені габродолеритовими, а зальбанди – долеритовими різновидами. Акцесорними мінералами порід є апатит, сфен, циркон; рудні представлені піритом, магнетитом та ільменітом. Їх фізичні властивості такі: $\sigma = 2,96$ (2,91–3,08) г/см³, $\alpha = 300$ і 2 000 (218–2438)·10⁻⁵ од. СІ.

У петрохімічному відношенні від аналогічних порід, за Р. Делі, габродолерити відрізняються підвищеним вмістом заліза і магнію при пониженому вмісті титану. Вміст інших хімічних компонентів відповідає граничним. Це породи натрієвої серії (натрій різко переважає над калієм: $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,4\text{--}8,0$). Вони помірно глиноземисті, меланократові, високозалістисті і низьколуїні. Олівінові різновиди є потенційно нікеленосними породами, про що свідчить розподіл фігуративних точок їх на відповідних діаграмах всередині полів нікеленосних масивів.

У геохімічному плані нерудні породи збагачені (КК=1,9) нікелем і кобальтом, характеризуються близькокларковими концентраціями фосфору і хрому і збіднені міддю (КК=0,51).

Завершуючи характеристику основних порід прутівського комплексу, необхідно констатувати, що вони належать до нікеленосної габродолеритової (прототрапової) формації [35]. Їхніми формаційними аналогами є інтрузивні утворення норильсько-талнахського типу, а на Воронізькому кристалічному масиві – смородинського комплексу.

Мезопротерозой

Мезопротерозойські інтрузивні утворення на території досліджень представлені породами осницького, коростенського і дайкового комплексів.

Осницький комплекс (PR_{2os})

Утворення осницького комплексу в межах характеризуваного району мають досить обмежене поширення. Вони беруть участь у будові лише Барашівського масиву, який південною своєю частиною заходить на територію аркуша. Представлені середньо-крупнозернистими біотитовими і біотит-амфіболовими гранітами та біотит-амфіболовими гранодіоритами. Породи комплексу характеризуються масивною будовою з нечітко вираженим орієнтуванням фенокристалів польового шпату або, ще рідше, – орієнтуванням у розташуванні темноколірних компонентів.

Вважається, що формування порід комплексу відбувалося у чотири фази [22]. Перша фаза представлена породами габрового складу, друга – діоритами та кварцовими діоритами, третя – гранодіоритами і гранітами, четверта – жильними лейкократовими гранітами. На території досліджень проявилися породи тільки третьої фази.

Радіогенний вік типових осницьких гранітів, визначений уран-свинцевим методом за акцесорним цирконом, становить 2000–1950 млн років [73; 74].

Гранодіорити порфіровидні біотит-амфіболові ($\gamma\delta\text{PR}_{2os}$) у межах вивченої території спостерігаються в декількох відслоненнях між селами Киянка і Бараші. За фізичними властивостями розділяються на магнітні і немагнітні різновиди, які перемежуються між собою і проявляються за сумарним ефектом підвищеними значеннями напруженості магнітного поля. Контакти їх з вміщуючими гранітами поступові, розпливчасті, рідко зустрічаються чіткі, різкі.

У гранодіоритах досить часто спостерігаються ксеноліти різною мірою гранітизованих діабазів і діабазових порфіритів, на контакті з якими гранодіорити стають більш меланократовими.

Макроскопічно гранодіорити – рожево-сірі, інколи із слабким зеленуватим відтінком, здебільшого порфіроподібні, з рівномірно-середньозернистою основною масою масивні породи. Порфірові виділення представлені крупними (1–2 см) табличними зернами сосюритизованого плагіоклазу. Мікроструктура гіпідіоморфнозерниста у поєднанні з гранобластовою і алотріоморфною. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (основний олігоказ і кислий андезин) – 35–50, калішпат – 10–20, кварц – 10–20, рогова обманка – 5–10, біотит – 10–15. Акцесорні мінерали: апатит, монацит, циркон, сфен. Рудні: магнетит, лейкоксен, пірит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,68$ (2,52–2,73) г/см³, $\alpha = 3\,000$ (30–3746)·10⁻⁵ од. СІ.

Граніти нерівномірно - крупнозернисті біотитові і амфібол-біотитові ($\gamma^1\text{PR}_{205}$) у геофізичних полях характеризуються позитивним сильно диференційованим магнітним полем інтенсивністю до 1000–2000 нТл, яке збігається з негативною локальною аномалією сили тяжіння інтенсивністю до 3,0 мГал.

У свіжому сколі граніти червонувато-рожеві, рожеві нерівномірнозернисті, переважно крупнозернисті, порфіроподібні породи, які характеризуються масивною, ділянками директивною текстурою, округлою формою і блакитно-бузковим кольором кварцових зерен. Вміщують дрібні ксеноліти габроїдів і діабазових порфіритів, інтенсивно гранітизованих. Для гранітів характерна велика мінливість структурно-текстурних особливостей і складу; внаслідок асиміляції більш давніх порід у них підвищена кількість темноколірних мінералів, які представлені біотитом і роговою обманкою.

За складом описувані породи близькі до гранодіоритів і відрізняються від них збільшенням кількості калішпату (30–40%) і кварцу (20–25%) та зменшенням біотиту (5–10%) і рогової обманки (незначний вміст). Для гранітів характерний порівняно великий вміст магнетиту, піриту, ільменіту і низький – циркону і апатиту. В знакових кількостях відмічається флюорит, а в окремих пробах – анатаз. Фізичні властивості порід такі: $\sigma = 2,58$ (2,58–2,74) г/см³, $\alpha = 40$ (7–289) · 10⁻⁵ од. СІ.

У петрохімічному відношенні породи осницького комплексу належать до високоглиноземистих, лужних і вапняно-лужних порід калієвої серії з помітним перевагою калію над натрієм. Це породи з невисоким вмістом магнію і заліза. За ступенем альбітизації і підвищеною лужністю граніти наближаються до полів змінених рудоносних порід, що може слугувати ознакою їх потенційної рудоносності. Для них характерна низька (для гранодіоритів) і підвищена (для гранітів) титанистість, магнезійність і відношення кремнезему до алюмінію, невисока фемічність (для гранітів).

За геохімічними характеристиками в породах осницького комплексу підвищений вміст (КК = 1,5–3) фосфору, свинцю, міді, цинку, цирконію і близькокларковий – молибдену, ніобію, кобальту, нікелю.

Коростенський комплекс (PR₂ ks)

Серед інтрузивних утворень породи зазначеного комплексу на вивченій території мають найбільше поширення. Цей петрологічний комплекс генетично споріднених між собою і близьких за часом утворення гірських порід складає так званий Коростенський плутон і характеризується своїми, досить чітко вираженими петрологічними і петрохімічними особливостями. В його складі виділяються дві формації порід: габроанортозитова і рапаківіподібних гранітів, які відповідають певним етапам формування плутону, а також група гібридних порід – продуктів дії гранітної магми на породи габроанортозитової формації і породи рами. Цей комплекс також містить дайкові і жильні тіла основного і кислого складу та продукти метасоматичних і гідротермальних перетворень – альбітити, сієніти, граносієніти. Кислі різновиди порід мають типові гіпабісальні структури і текстури, не утворюють полів мігматитів і належать до лужних порід.

Прямим свідченням генетичної спорідненості порід аортозитової і гранітної серій є те, що в рапаківі успадковуються характерні для більш ранніх аортозитів мінеральні асоціації і багато мінералів у них (олівін, піроксен та ін.) мають такі самі кристалооптичні та хімічні характеристики, як і мінерали з аортозитів.

Існують різні і надто суперечливі погляди на походження цих порід. Більшість дослідників, у тому числі й автори записки, дотримуються думки про інтрузивно-магматичний генезис описуваної асоціації порід з глибинним (мантіїним або нижньокоровим) магматичним джерелом.

Укорінення плутону відбувалося упродовж єдиного тектоно-магматичного циклу [4; 14]. При цьому на ранніх його етапах сформувалися породи габроанортозитової, а на пізніх – рапаківі-гранітної формації. Становлення базитів і гранітів також було багатofазним.

Основні породи

Породи габроанортозитової формації широко розвинені на території досліджень; вони складають Володарсько-Волинський масив.

Зазначені породи характеризуються певними мінеральними та петрохімічними особливостями і чітко відрізняються від утворень інших комплексів. Для них характерне значне поширення майже мономінеральних плагіоклазових порід, порівняно низька основність плагіоклазу і висока залізистість фемічних мінералів, майже постійна присутність калішпату і в незначних кількостях кварцу, часто разом з олівіном. Вони мають чітко виражені, структурно-текстурні ознаки кристалізаційної диференціації і розшарування. Як зазначають багато дослідників, усі породи габроанортозитової формації являють собою єдину серію порід, які є диференціатами однієї, родовідної для аортозитів, магми [69].

Базити в районі досліджень представлені в основному двома групами порід (габроанортозитами та габроїдами), які відрізняються переважно складом та структурними особливостями і утворилися в різних фазах магматизму.

Слід зазначити, що останнім часом виділяють *три фази* становлення базитових масивів [36; 38]. З *першою* (1,80–1,79 млрд років) пов'язане формування сірих, збагачених магнієм та бором аортозитів, габроанортозитів, трахітоїдних габро, які встановлені за межами території досліджень – в Ігнатпільській глибі, а також у вигляді ксенолітів в Ушомирському масиві. В межах досліджуваної території вони не

закартовані, оскільки виділяються лише спеціальними дослідженнями і зустрічаються, очевидно, лише у вигляді гліб та ксенолітів серед порід плутону.

У другій фазі (1,76 млрд років) утворилися залізисті низькобазові базити темного кольору – габронорити крайових фаций та габроанортозити центральних частин Володарсько-Волинського масиву основних порід. У складі габроноритів інколи присутні у вигляді ліквіаційних відокремлень (смужок, лінз) габроперидотити.

Третя фаза (1,76–1,75 млрд років) включає розшаровані гіпербазит-базитові тіла малих інтрузій штокоподібної, чашоподібної і дайкової форми, а також дайки діабазових порфіритів (волінітів).

Головними особливостями утворень формації є переважання у їх складі виключно плагіоклазових порід та крупно-, інколи грубо- або гігантозернистий вигляд анортозитів і габроанортозитів.

Особливості мінерального складу відображаються в хімізмі складу порід формації.

Найбільш характерною їх особливістю є закономірне збільшення вмісту титану і фосфору з підвищенням основності порід. Якщо брати вміст TiO_2 і P_2O_5 в анортозитах за одиницю, то кількість TiO_2 в габроноритах більша в 4 рази, у перидотитах – у 12 разів, а вміст P_2O_5 в габроноритах більший у 3 рази, в перидотитах – у 10 разів.

На відміну від подібних порід Балтійського щита, породи габроанортозитової формації України практично не містять сульфідів незважаючи на підвищену залізистість. Це пояснюється майже повною відсутністю сірки, кількість якої в анортозитах становить 0,04–0,11%, у габроноритах – 0,1–0,8%, а в ультрабазитах – 0,1–0,28%.

Габроанортозити ($\epsilon\eta_1 PR_2 ks$) найбільше поширені серед утворень Володарсько-Волинського масиву основних порід (займають до 85% його площі). Відслонюються в долинах рр. Ірша, Бистрийка та їх приток.

Існують як практично немагнітні, так і високомагнітні різновиди габроанортозитів. Магнітне поле над ними сильно диференційоване знакозмінне. Інтенсивність окремих аномалій в основному перебуває в межах –200 – +200 нТл. Інтенсивність окремих локальних гравітаційних аномалій змінюється від –1,0 мГал до +1,0 мГал.

За зовнішнім виглядом – це сірі, темно-сірі до чорних, крупно-гігантозернисті породи з поодинокими іризуючими зернами плагіоклазу. Колір іризації змінюється від зеленого до блакитного. Мікроструктура гіпідіоморфнозерниста, рідше панідіоморфнозерниста. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (андезин-лабрадор, лабрадор) – 70–85, олівін – 0–5, піроксен моноклінний (авгіт) – 10–15, піроксен ромбічний (гіперстен) – 5–10. Акцесорні мінерали: апатит, рутил. Рудні: ільменіт, титаномagnetит, magnetит, сульфід. Вторинні: серицит, сосюрит, епідот, карбонат, хлорит, тремоліт, біотит, кварц, калішпат. Фізичні властивості: $\sigma = 2,80$ (2,70–2,90) г/см³, $\alpha = 50$ (5–2750) · 10⁻⁵ од. СІ.

У габроанортозитах інколи відмічаються своєрідні пегматоїдні утворення, пов'язані з пневматоліто-пегматитовими процесами. Представлені вони плагіоклаз-калішпат-піроксеновими пегматитами, які мають шліроподібну або жильну форму залягання.

На окремих ділянках габроанортозити інтенсивно сосюритизовані, внаслідок чого плагіоклази набувають яскраво-світло-зеленого з жовтуватим відтінком забарвлення.

Серед значно поширених крупно- і гігантозернистих порід габроанортозитової формації у вивченому районі зустрічаються різновиди з майже повністю відсутніми темноколірними мінералами (вміст їх не перевищує 8–10%). Ці лейкократові, майже мономінеральні породи – **анортозити** – зустрінуті в районі смт Володарськ-Волинський, де вони відслонюються в долинах рр. Ірша, Паромівка. Залягають у вигляді невеликих тіл лінзоподібної продовгуватої або неправильної, часто кулястої форми від перших десятків до декількох сотень метрів.

У петрохімічному відношенні габроанортозити займають проміжне положення між анортозитами і габроїдами. Це високоглиноземисті низьколужні породи калій-натрієвої серії з переважанням натрію над калієм. Від анортозитів відрізняються меншим вмістом алюмінію, кремнезему і натрію, більшим – заліза, магнію і титану, що зумовлено тим, що в габроанортозитах менше плагіоклазу в порівнянні з анортозитами і майже вдвічі більше темноколірних мінералів. Вони належать до насичених кремнеземом і бідних на луги порід.

Габро, габронорити, норити ($\epsilon\eta_1 PR_2 ks$) беруть участь у будові крайової частини Володарсько-Волинського масиву, де простежуються у вигляді переривистої смужки, ширина якої варіює від 1 до 8 км. Значно рідше вони зустрічаються в середніх частинах масиву, утворюючи невеликі тіла серед габроанортозитів.

Поля переважного поширення габроїдів характеризуються позитивними локальними гравітаційними аномаліями інтенсивністю 5,0–10,0 мГал, які в основному збігаються з сильно диференційованим високоінтенсивним магнітним полем.

Описувані базити надто непостійні за мінеральним складом та структурою і утворюють єдиний петрогенетичний ряд габроноритових порід, пов'язаних взаємними переходами. Серед утворень цієї групи переважає дрібно-середньозернисте габро, яке із збільшенням вмісту олівіну переходить в олівіновий різновид, а із збільшенням гіперстену – в породи габроноритового і норитового складу.

Макроскопічно вони майже не розрізняються. Це темно-сірі зі слабким зеленуватим або золотистим відтінком за рахунок оливково-коричневого олівину, дрібнозернисті, дрібно-середньозернисті рівномірнотекстури породи з масивною текстурою. Мікроструктура габрова, у приконтарових ділянках у поєднанні з офітовою і габроофітовою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (олігоклаз-андезин, лабрадор) – 55–70, олівін – 2–10, піроксен ромбічний – 5–20, піроксен моноклінний – 10–30. Акцесорні мінерали: апатит (0–6%), рутил, рідко сфен і циркон. Рудні: ільменіт (1–15%), титаномагнетит і магнетит (1–5%), сульфіді. Вторинні: серицит, сосюрит, епідот, карбонат, хлорит, тремоліт, біотит, кварц, калішпат. Фізичні властивості: $\sigma = 3,0$ (2,90–3,10) г/см³, $\alpha = 650$ (5–3 000) · 10⁻⁵ од. СІ.

Габро і габронорити характеризуються низькою лужністю і глиноземистістю, належать до толейтової серії з помітним переважанням натрію над калієм. На класифікаційних діаграмах лягають у поля габроїдів і сублужних габроїдів. Для всієї цієї групи порід характерний підвищений вміст титану, фосфору і заліза з різким переважанням FeO над Fe₂O₃.

Для порід властивий є низький вміст (у КК) нікелю (0,2), хрому (0,25), ванадію (0,3), міді (0,5), близькокларковий – кобальту та цинку та збагаченість літофільними елементами – цирконієм (6,8), барієм (4,8), берилієм (3,6), а також свинцем (3,5).

Габро, габро олівінове (εv₂PR₂ ks) беруть участь у будові дайкових тіл і невеликих масивів заключної фази формування базитів плутону. Це одні з найбільш щільних і магнітних порід комплексу. У геофізичних полях, особливо при їх деталізації, вирізняються окремими лінійними та ізометричними високоградієнтними інтенсивними магнітними і гравітаційними аномаліями.

Найбільш вивченими серед інтрузій цього типу є розшаровані Федорівський і Кропивенський масиви, які вміщують родовища апатит-ільменітових руд. У вертикальному розрізі Федорівської інтрузії виділяються три диференційовані зони: верхня представлена мезократовим дрібно-середньозернистим габро з підвищеним вмістом Ti і P; середня – меланократовими дрібнозернистими габроперидотитами з дещо підвищеним (порівняно з верхнім горизонтом) вмістом рудних компонентів; нижня – перешаруванням габроанортоситів і порід від лейкократового габро до габроперидотитів, вміст фосфору в яких низький.

Макроскопічно габро олівінове – це темно-сірі до чорних, середньозернисті масивні породи. Мікроструктура габрова, у приконтарових ділянках у поєднанні з офітовою і габроофітовою. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (лабрадор-бітовніт) – 50–60, олівін – 10–20, піроксен моноклінний – 15–20, піроксен ромбічний – 0–5. Акцесорні мінерали: апатит (1–4%), рутил, рідко циркон. Рудні: ільменіт (5–8%), титаномагнетит, магнетит, сульфіді. Фізичні властивості: $\sigma = 3,06$ (2,66–3,14) г/см³, $\alpha = 100$ і 3 000 (3–6300) · 10⁻⁵ од. СІ.

Середній склад рудних габроїдів такий (у %): плагіоклаз – 30, піроксен – 29, олівін – 20, ільменіт – 11,1, апатит – 7, титаномагнетит – 3,5.

У петрохімічному відношенні відмінність хімічного складу габроїдів від вміщуючих анортоситів полягає в поступовому накопиченні фемічних компонентів (FeO, MgO, TiO₂) і фосфорного ангідриду з одночасним зменшенням SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O. Габроїди характеризуються високою залізистістю і дуже низькою лужністю.

Перидотити, габроперидотити (σPR₂ ks) у межах досліджуваної території мають незначне поширення. Серед габроноритів першої фази зустрічаються лінзи і шліри складної будови габроперидотитів потужністю від декількох сантиметрів до перших метрів. Орієнтовані вони згідно з простяганням та падінням габроноритів, що свідчить про тісний генетичний зв'язок цих порід, які утворилися в результаті диференціації єдиного магматичного розплаву.

У розшарованих тілах пізньої фази укорінення зустрічаються всі різновиди меланократових порід – від габроперидотитів до перидотитів, котрі є крайніми членами диференціації магматичного розплаву. Так, у межах Федорівської інтрузії габро-пегматити складають середню зону, а в Кропивенській інтрузії габроперидотити з невеликими лінзоподібними тілами перидотитів утворюють її ядро.

Візуально перидотити являють собою темно-сіру до чорної зі слабким зеленуватим відтінком дрібно-середньозернисту масивну, важку породу з гіпідіоморфнозернистою, з елементами пойкилітової, панідіоморфнозернистої та петельчастої, структурою. Складена олівіном – 60–80%, піроксеном моноклінним – 25–45% та піроксеном ромбічним – 0–5%. Акцесорний мінерал: апатит. Рудні: ільменіт, магнетит, сульфіді. Вторинні: серпентин, волокнистий амфібол, біотит, карбонат, хлорит, тремоліт. Фізичні властивості: $\sigma = 3,18$ і 3,42 (2,95–3,75) г/см³, $\alpha = 6000$ (120–21887) · 10⁻⁵ од. СІ.

Габро-пегматити (місцева назва меланогабро) за складом займають проміжне положення між перидотитами і меланократовим габро.

У петрохімічному відношенні перидотити належать до низькоглиноземистих, низьколужних, високофемічних, магнезальних порід толейтової серії з майже однаковим вмістом натрію і калію. На класифікаційних діаграмах лягають у відповідні поля ультраосновних порід. Вони характеризуються низькою агпайтністю, лужністю, глиноземистістю, підвищеною залізистістю, високою титаністістю, дуже високою фемічністю.

У геохімічному плані ультрабазити збагачені такими елементами (у КК), як фосфор (7), хром (4), кобальт, нікель і свинець (3,3), мідь (2,1).

Діабазові порфірити (волініти) ($\beta\text{п PR}_2 \text{ ks}$) – досить широко розвинені дайкові утворення в межах Коростенського плутону, а також у його обрамленні. На території вивчення вони розкриті свердловинами в районі сс. Ставки (свердл. 5784-А), Зубринка (свердл. 5897), Вишняківка (свердл. 406, 470), Дворище (свердл. 366) [45]. Потужність тіл досягає 10 і більше метрів.

Щодо вікового положення волінітів є різні точки зору. Одні дослідники [57] вважають їх догранітними утвореннями коростенського комплексу, тоді як інші [45] – постгранітними. Слід зазначити, що типово дайкова форма залягання діабазових порфіритів досить надійно встановлюється лише серед давньої гнейсо-мігматитової товщі обрамлення плутону, тоді як така форма тіл цих порід, розташованих серед гранітів, викликає сумнів. Більшість дослідників вважають діабазові порфірити, що розвинені тут, ксенолітовими утвореннями.

Останніми роками за цими породами із дайки, що залягає серед анортозитів у районі с. Пугачівка (за межами району вивчення) [38], отримано єдину на Волино-Подільському мегаблоці реперну ізотопну дату їх віку (уран-свинцевим методом за цирконами), який становить $1760 \pm 1,7$ млн років [13] і підтверджує догранітний час їх формування.

Макроскопічно діабазові порфірити (волініти) являють собою темно-сіру, майже до чорної дрібнозернисту, в призальбандових ділянках тонкозернисту породу з порфіровими виділеннями блідо-зеленого і зеленувато-білого плагіоклазу.

Вкрапленики прямокутно-пластинчастої, квадратної і неправильної форми, розміром від $0,1 \times 0,3$ до $1,5 \times 4$ см. Розподілені в породі нерівномірно: зустрічаються ділянки, де вони майже відсутні або кількість їх досягає 70–80% від об'єму породи. Плагіоклаз (лабрадор) порфірових виділень майже повністю сосюритизований і альбітизований. Структура основної маси породи офітова. Проміжки між зернами плагіоклазу в ній спочатку були заповнені піроксенами і склоподібною масою, які пізніше замістилися дрібнозернистими агрегатами рогової обманки і вторинних мінералів, іноді біотитом. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз – 50, авгіт – 10, амфібол – 30, біотит – 5. Акцесорний мінерал: апатит. Рудні (разом до 5%): ільменіт голчастий, магнетит, пірит. Вторинні: серицит, сосюрит, епідот, карбонат, хлорит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,90$ (2,78–3,02) г/см³, $\alpha = 539$ (10–12085) $\cdot 10^{-5}$ од. СІ.

У петрохімічному відношенні це низькоглиноземисті сублужні породи толейтової серії з переважанням натрію над калієм. Характеризуються підвищеними залізистістю та титанистістю і відрізняються певним відношенням молекулярної кількості FeO : MgO : CaO, за яким їх зараховують до порід Коростенського плутону. Так, відношення FeO / MgO = 2–3 при змінному вмісті CaO.

Гібридні породи. На контакті габроанортозитового масиву з рапаківіподібними гранітами розвинуті гібридні породи, які утворилися в результаті метасоматичного перетворення основних порід і контамінації гранітів. На території досліджень вони зустрічаються уздовж західного контакту Володарсько-Волинського масиву. Встановлено, що ці утворення розвиваються там, де спостерігається пологий контакт і основні породи, по суті, були покрівлею для укорінених пізніше гранітних інтрузій. Тут утворювалися сприятливі умови для розвитку процесів метасоматозу і переплавлення порід. Поза сумнівом, гібридні породи раніше мали більше поширення, а тепер збереглися лише в найменш еродованих, опущених блоках.

У процесі формування зони гібридних порід відбувалося метасоматичне перетворення габроїдів, яке виразилося в новоутворенні калієвого польового шпату, кислого плагіоклазу, кварцу, рогової обманки і біотиту. В результаті утворилися породи типу габромонцонітів, габросієнітів, монцонітів. Граніти, у свою чергу, забруднювалися матеріалом основних порід, повністю його асимілювали і перетворювалися в породи типу граносієнітів, сієнітів, гранодіоритів і контамінованих гранітів. Таким чином, на контакті масиву утворились ендоконтактові і екзоконтактові зони, кожна з яких має свої особливості, проте переходять вони одна в одну поступово.

Гібридні породи основного ряду ($\nu\mu\text{PR}_2 \text{ ks}$) утворюють ендоконтактову зону Володарсько-Волинського масиву і представлені габромонцонітами, габросієнітами і монцонітами.

За зовнішнім виглядом габромонцоніти, габросієніти і монцоніти важко відрізнити від габро. Тому при картуванні вони встановлюються лише за результатами мікроскопічних досліджень. Показані на геологічних картах межі між габроїдами і гібридними породами досить умовні, оскільки переходи між ними поступові.

Зовнішній вигляд цих порід залежить від того, які різновиди зазнали метасоматичного перетворення. Так, по габроанортозитах утворюються крупнозернисті монцоніти, які відрізняються плямистим рожево-сірим забарвленням за рахунок новоутвореного рожевого польового шпату. По габроноритах утворюються дрібнозернисті габромонцоніти, які макроскопічно нічим не відрізняються від габро. Майже завжди в гібридних породах візуально спостерігаються зерна сірого кварцу, лусочки біотиту, зерна рожевого мікрокліну, які поширені дуже нерівномірно. Часто в одній і тій же свердловині спостерігаються поступові переходи від незміненого габронориту і габроанортозиту до кварцового монцоніту або навіть контамінованого граніту.

Поділ порід на габромонцоніти, габросієніти, монцоніти і кварцові монцоніти здійснено за мікроструктурою і складом, який залежить від ступеня метасоматичного перетворення.

Габромонцоніти і монцоніти – це породи сірого, темно-сірого, рідше рожево-сірого кольору, дрібно- і крупнозернисті. Від габроноритів і габроанортозитів вони відрізняються наявністю елементів монцонітової структури, присутністю мікроклін -пертиту (до 20–30%), який по краях обростає зерна плагіоклазу або утворює самостійні зерна неправильної форми. Темноколірні мінерали представлені олівіном (до 15%) і піроксеном (моноклінним і ромбічним), частково заміщеним бурувато-зеленою роговою обманкою і біотитом (у сумі становлять до 40%).

Габросієніти від описаних вище габромонцонітів відрізняються лише гіпідіоморфнозернистою структурою і наявністю серед новоутворень, поряд з мікрокліном, кислого плагіоклазу – альбіту.

Гібридні породи кислого ряду (γPR_2 ks) розвинені в західній екзоконтактової зоні Володарсько-Волинського масиву і представлені гранодіоритами, граносієнітами і контамінованими гранітами.

Зовнішньо всі гібридні утворення, які контактують з гранітами, не відрізняються один від одного. Це сірі, темно-сірі, зеленувато-сірі, рожево-сірі середньозернисті, інколи нечітко овоїдні породи, які на відміну від гранітів мають більш рівнозернисту структуру. Контакт з гранітами поступовий.

Граносієніти, сієніти і кварцові сієніти – одні з найпоширеніших гібридних порід. Вони відрізняються від нормальних гранітів невеликим вмістом кварцу (5–15%), плагіоклазу (5–15%) і підвищеним вмістом темноколірних мінералів (рогова обманка, біотит, моноклінний піроксен (до 20–30%) і калішпату (до 60–80%). Порфірові виділення становлять інколи до 10% породи і представлені округлоабітчастими зернами калішпату, часто з плагіоклазовою облямівкою, розміром від 0,5 до 1,5 см. Дуже рідко зустрічаються овоїди.

Гранодіорити відрізняються від описаних вище граносієнітів і сієнітів тільки деяким переважанням у речовинному складі плагіоклазу над мікрокліном.

Контаміновані граніти – це досить різні за складом гібридні породи, безпосередньо наближені до рапаківіподібних дрібноовоїдних гранітів, від яких відрізняються підвищеним вмістом плагіоклазу, пониженою кількістю кварцу, постійною присутністю, поряд з роговою обманкою і біотитом, зерен піроксену та олівіну. Кількість темноколірних мінералів вища, ніж у нормальних гранітів (досягає 25–40%).

Кислі породи

Серед порід Коростенського плутону на території аркуша гранітоїди мають підпорядковане поширення порівняно з основними породами. Вони утворюють численні виходи на денну поверхню на вододілах і в заплавах рік, а також розкриті багатьма свердловинами.

Граніти коростенського комплексу сформувалися у дві фази. До четвертої фази становлення плутону належать овоїдні і безовоїдні різновиди порфіроподібних гранітів, між якими спостерігаються поступові переходи. Серед них вирізняються граніти припокрівлевих та крайових частин плутону (перша підфаза), котрі представлені, як правило, дрібно- та середньозернистими овоїдними різновидами, які мають широку гаму пойкило- і мікропегматитових структур основної маси, і породи головної фази укорінення (друга підфаза), представлені овоїдними та безовоїдними, переважно середньої крупнозернистими гранітами з гіпідіоморфнозернистою або алотріоморфнозернистою структурою [63]. П'ята фаза (1,75–1,73 млрд років) включає масив лізниківських гранітів та штокоподібні тіла і жили граніт-порфірів, аплітоїдних та аплітопегматоїдних гранітів.

Серед утворень четвертої фази виділяються чотири групи гранітів коростенського комплексу: порфіроподібні, рапаківі, рапаківіподібні і контаміновані. Слід зазначити, що на території досліджень граніти порфіроподібні головної фази укорінення плутону (омелянівський тип) не встановлені, але вони передбачаються за даними геолого-геофізичного моделювання на глибині і, отже, показані на геологічному розрізі. Детальна їх характеристика наведена в пояснювальній записці до сусіднього аркуша [38; 117], де вони широко представлені на сучасному ерозійному зрізі.

Усі породи рапаківігранітної формації мають подібний мінеральний і хімічний склад, водночас час вони відрізняються одна від одної за деякими текстурними і структурними особливостями. Через наявність овоїдів вони належать до групи рапаківіподібних гранітів [42].

Характеризуються рожево-червоним або зеленувато-сірим кольором, присутністю ідіоморфного, темнокоричневого кварцу, який проростає в польові шпати, а по краях овоїдів утворює пойкилопегматитові зростання з польовими шпатами. Широкий розвиток у гранітах мають пойкилові, гранофірові, порфіроподібні, пегматитові і мікропегматитові структури. Для них характерні також є наявність поряд з біотитом та роговою обманкою піроксену і олівіну – мінералів, типових для основних порід, та присутність своєрідної рогової обманки, яку В. І. Лучицький назвав ківітом, ксеноморфність темноколірних мінералів, високий вміст флюориту і циркону, присутність ільменіту, різко підвищена залізистість темноколірних мінералів, переважання калію над натрієм і заліза над магнієм.

Магматичний генезис порід підтверджується чітко вираженими інтрузивними взаємовідношеннями з вміщуючими гнейсами, мігматитами та габроїдами. Про це свідчать також петрографічні ознаки: ідіоморфізм

кварцу, гранофірова структура, наявність у мінералах розплавлених газово-рідких включень і температура кристалізації польових шпатів, яка становить 730–780 °C.

Це типові сублужні породи, головним породоутворюючим мінералом яких є мікроклін.

У структурному відношенні граніти, здебільшого, відрізняються порфіровидним характером, причому порфіроподібні виділення часто представлені калієвим польовим шпатом. Іноді ці виділення, досить численні за кількістю, різко виступають на фоні основної маси, досягаючи значних розмірів (до 1–2 см, рідко більше). Зерна калієвого польового шпату переважно утворюють кристали овальної форми – овоїди. При цьому більш крупні виділення оточені плагіоклазовою оторочкою, а дрібні – пойкиліто-пегматитовою.

Оцінюючи загальний геохімічний спектр головних типів гранітів Коростенського плутону, слід визнати, що він досить близький до такого в гранітах стандартного геохімічного типу, хоча і характеризується рядом специфічних рис. По-перше, вони відрізняються збагаченістю рідкісними землями, цирконієм, гафнієм, ітрієм; високими концентраціями гранітофільних – фтору, рубідію, олова, молібдену, свинцю, урану і торію; підвищеним вмістом цинку, титану, кобальту, нікелю, хрому, скандію, фосфору (елементів основних магм), низьким вмістом ванадію, різкою переважанням барію над стронцієм; пониженим вмістом цезію і бору.

Граніти рапаківі (εγPR₂ ks). Ці породи, з найбільш чітко вираженими овоїдами, в межах вивченої території поширені обмежено. Вони спостерігаються лише у північно-східному куті аркуша, де утворюють ділянку розміром 7×10 км. У фізичних полях практично не відрізняються від рапаківіподібних гранітів. У магнітному полі вони проявляються плавномісними аномаліями з від'ємною інтенсивністю 300–475 нТл.

За зовнішнім виглядом крупноовоїдні граніти являють собою рожеві, зеленувато-сірі, середньо- і крупнозернисті породи. Овоїди, які становлять 30–50% від усієї її маси, представлені округлими, еліпсоподібними, округло-таблитчастими і таблитчастими виділеннями калієвого польового шпату, переважно, з чіткою плагіоклазовою облямівкою. При цьому плагіоклазові облямівки супроводжують найчастіше, тільки округлі форми виділень калієвого польового шпату. Крім плагіоклазових нерідко спостерігаються пойкилопегматитові облямівки. Повсюдно порфірові виділення вміщують пойкилітові включення кварцу, темноколірних мінералів і циркону. Розміри овоїдів досягають 5–6 см завдовжки, в середньому становлять 2–3 см. Розподіл їх в породі досить нерівномірний. Основна маса гранітів середньо-крупнозерниста. Мікроструктура міжовоїдної маси гранітна, гіпідіоморфнозерниста з елементами пойкилопегматитової і гранофірової. Мінеральний склад основної гранітної маси такий (у %): мікроклін-пертит – 35–50, плагіоклаз (олігоклаз і альбіт-олігоклаз) – 15–25, кварц – 25–45, рогова обманка – 3–5, біотит – 1–3. Акцесорні мінерали: циркон, флюорит, ортит. Рудні: ільменіт, лейкоксен. Вторинні: серицит, хлорит, тонковолокнистий амфібол, гідроgetит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,66$ (2,50–2,70) г/см³, $\alpha = 30$ і 700 (0–5500)·10⁻⁵ од. СІ.

Граніти рапаківіподібні роговообманково-біотитові (εγ¹PR₂ks) на території досліджень розвинені в південно-західній частині Коростенського плутону, в зоні його ендоконтакту з вміщуючими породами.

У геофізичних полях ці граніти проявлені у вигляді зниженого гравітаційного поля, яке у свою чергу складається з двох локальних негативних гравітаційних аномалій субізометричної форми, розміром у плані 8×10 км і 10×10 км, інтенсивністю 5,0–6,0 мГал. У магнітному полі граніти виокремлюються за слабоградієнтним практично безаномальним магнітним полем.

Представлені вони зеленувато-сірими, рожево-сірими, червонувато-рожевими і бурувато-червоними різнозернистими різновидами, овоїдними і майже безовоїдними, з різним вмістом рогової обманки і біотиту – від істотно роговообманкових з незначними домішками біотиту до майже позбавлених амфіболу – біотитових. Ці граніти характеризуються дрібно-середньозернистою будовою, широким розвитком структур графічного проростання, порфіровими виділеннями калішпату до 1–2 см, часто отороченого плагіоклазом, наявністю овоїдів, які переважають серед порфірових виділень. Крупні овоїди практично відсутні, але порода зберігає порфіроподібний вигляд завдяки присутності більш дрібних (величиною близько 5 мм) кристалів мікрокліну, оточених мікропегматитовою облямівкою. Мікроструктура пойкилопегматитова, гранофірова і гіпідіоморфнозерниста. Мінеральний склад (у %): мікроклін-пертит – 40–60, плагіоклаз (олігоклаз і альбіт-олігоклаз) – 15–20, кварц – 20–30, рогова обманка – 3–5, біотит – 2–5. Акцесорні мінерали: циркон, флюорит, апатит, циртоліт. Рудні: ільменіт, лейкоксен. Вторинні: серицит, хлорит, гідроgetит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,65$ (2,54–2,77) г/см³, $\alpha = 99$ (0 і 5430)·10⁻⁵ од. СІ.

Граніти біотит-роговообманкові з піроксеном і олівіном контаміновані (εγkPR₂ ks) являють собою фацію описаних вище рапаківіподібних гранітів, розвинену, як правило, поблизу контактів з основними породами Коростенського плутону. Як зазначав В. П. Бухарев [82], це утворення, які сформувалися при асиміляції гранітною магмою попередньо сформованих кислих і основних порід. На відміну від гібридних утворень, ці граніти мають у цілому типовий склад і структури гранітоїдів, які свідчать про повну переробку бокових порід. Але в них можна бачити багато ознак гібридизму, виражених у присутності олівіну, піроксенів і реліктів більш основних плагіоклазів, а також у появі рудних мінералів, таких як ільменіт і магнетит. Саме серед цих гранітів найчастіше зустрічаються ксеноліти і крупні останці основних порід.

Магнітне поле над цими породами різко диференційоване, мозаїчне з від'ємними значеннями інтенсивності від 200 до 350 нТл. Його складність зумовлена зміною магнітної сприйнятливості від 55·10⁻⁵ до

$475 \cdot 10^{-5}$ од. СІ. Щільність гранітів близька до щільності анортозитів і займає проміжне положення між кислими і основними різновидами порід.

Макроскопічно – це сірі, зеленувато-сірі, рожево-сірі, середньозернисті, нечіткопорфіроподібні, дрібно-середньооводні породи за складом і структурно-текстурними ознаками аналогічні писаним вище рапаківіподібним гранітам, які, крім того, містять до 3% олівіну і до 3% моноклінного піроксену.

У петрохімічному відношенні граніти коростенського комплексу – це високоглиноземисті, сублужні породи калієвої серії з помітним переважанням калію над натрієм. Граніти рапаківі за основними петрохімічними коефіцієнтами дещо відрізняються від усієї групи гранітоїдів насамперед невисокою фемічністю, пониженою глиноземистістю, лужністю, залізистістю, відношенням $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ і майже однаковими значеннями титанистості і магнезійності. Граніти контаміновані відрізняються від інших гранітоїдів дещо підвищеною фемічністю.

Граніти біотитові сублужні – лізниківські ($\epsilon\gamma^{\text{бі}}\text{PR}_2\text{ks}$) мають обмежене поширення в районі сс. Лізник і Топорище, де вони утворюють вузьке, витягнуте в субширотному напрямку (вздовж контакту з габроанортозитами) тіло завдовжки 7 км, завширшки 1,3–1,8 км. На денну поверхню вони виступають у Лізниківському кар'єрі та в ряді відслонень поблизу північної околиці с. Топорище.

У локальних гравітаційних полях невеликих радіусів осереднення (1,5–3,0 км) виокремлюються у вигляді локальних лінійно видовжених негативних аномалій інтенсивністю 1,0–1,5 мГал.

За структурно-мінералогічними особливостями ці утворення різко відрізняються від інших гранітів комплексу і мають деяку подібність як з пержанськими метасоматитами, так і з біотитовими граніт-порфірами.

Макроскопічно це рожеві, рідше сірувато-рожеві середньозернисті до крупнозернистих неясносмугасті породи з характерними червоподібними видовженими зернами кварцу. Смугастість простежується за субпаралельним розміщенням лусочок біотиту і орієнтованим розміщенням польових шпатів і кварцу. Простягання смугастості південно-західне (200°), падіння північно-західне (азимут падіння 320° , кут – 70°).

Найбільш характерні мікроструктури гранітів – мікропертитова гранітна, гранулітова і пойкилітова. Породи складені з мікроклін-пертиту – 50–60%, плагіоклазу (альбіт) – 5 – 15%, кварцу – 25–40%, біотиту – 3–5%. Акцесорні мінерали представлені флюоритом і цирконом.

Часто в гранітах зустрічаються прожилки темно-сірого кварцу потужністю 2–3 см, які мають форму вузьких лінзочок. Зустрічаються також жилоподібні або шліроподібні тіла дрібнозернистого біотитового граніту і світло-рожевого дрібнозернистого апліту. Місцями в ньому присутні пегматитові шліри, звичайно витягнуті в певній площині, що мають розміри від декількох сантиметрів до 1,5 м. Перехід від пегматитів до вмшуючих порід поступовий, через зону крупнозернистого пегматоїдного граніту, який поблизу пегматитового тіла дещо збагачений біотитом.

За своїм хімічним складом описувані граніти схожі з іншим гранітоїдами комплексу і характеризуються дещо підвищеним вмістом кремнезему і лугів, пониженим вмістом заліза, магнею і титану.

Ізотопний вік порід із кар'єру поблизу с. Лізник, отриманий U-Pb методом за цирконами, становить 1752 ± 8 млн років [75]. Найбільш пізніми за часом утворення і своєрідними за складом є породи малих інтрузій і жильних утворень. До них належать граніт-порфіри, граніти аплітоїдні і апліто-пегматоїдні та пегматити.

Граніт-порфіри ($\epsilon\gamma\text{PR}_2\text{ks}$) утворюють дайки та штокоподібні тіла серед порід Коростенського плутону. Потужність жил і дайок різна і змінюється від декількох сантиметрів до декількох метрів. Штокоподібні тіла мають площу до 10 км^2 . Контакти з вмшуючими породами чіткі, різкі, інтрузивні. Більшість дайок контролюються зонами тектонічних порушень. У корінному заляганні вони зустрінуті поблизу сс. Селянщина, Пекарщина, а також розкриті численними свердловинами в різних частинах району.

У фізичних полях тіла цих порід, через незначні розміри, не проявляються, а за фізичними властивостями вони практично не відрізняються від інших різновидів гранітів коростенського комплексу.

Макроскопічно це рожеві, бурувато-рожеві, сірувато-рожеві, рідко темно-сірі породи з дрібнозернистою основною масою і численними порфіроподібними виділеннями мікрокліну, кварцу, рідше плагіоклазів і невеликих скупчень темноколірних мінералів.

Вкрапленики становлять 20–35% породи і представлені переважно мікрокліном, рідше – плагіоклазом і кварцом. Інколи вони мають овоїдну будову – зерна плагіоклазу оточені тонкою облямівкою калішпату. Форма вкраплеників найчастіше, короткотабличаста, майже з квадратним зрізом.

Основна маса породи тонкозерниста (0,015–0,025 мм) фельзитоподібна із своєрідною ситоподібною будовою, зумовленою пойкилітовими зростаннями калієвого польового шпату з кварцом. Мікроструктура основної маси алотріоморфнозерниста у поєднанні з мікропойкилітовою і гранофіровою. Мінеральний склад (у %): калішпат – 30–35, плагіоклаз (олігоклаз) – 20–25, кварц – 30–40, рогова обманка – 0–3, біотит – 3–8. Акцесорні мінерали: циркон, циртолїт, ортит. Рудні: пірит, лейкоксен. Вторинні: серицит, хлорит, гідрооксиди заліза. Фізичні властивості: $\sigma = 2,66$ (2,58–2,74) г/см³, $\alpha = 24$ (0–433) $\cdot 10^{-5}$ од. СІ.

У петрохімічному відношенні граніт-порфіри – це дуже високоглиноземисті, сублужні і вапняно-лужні породи калієвої серії з помітним переважанням калію над натрієм. На класифікаційних діаграмах лежать у

полі сублужних лейкогранітів і гранітів. Характеризуються низькою магнезіальністю, титанистістю, агаїтністю, пониженою фемічністю і досить високим відношенням $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$.

Граніти дрібнозернисті аплітоїдні, апліто-пегматоїдні ($\epsilon\gamma^a, \epsilon\gamma^{ap}\text{PR}_2 \text{ ks}$) мають найбільше поширення з усіх жильних утворень коростенського комплексу. Утворюють невеликі жильні і шліроподібні тіла, які приурочені до тектонічних зон і окремих порушень як в екзо- та ендоконтактах плутону, так і в його середній частині. Простягання тіл визначається в одних випадках напрямком контакту, в інших – елементами тектоніки і прототектоніки. Здебільшого вони мають субмеридіональне, близьке до північно-західного простягання, рідше субширотне. Розміри їх невеликі, потужність становить 1–5 м при простяганні в десятки метрів, інколи в перші кілометри.

За фізичними властивостями аплітоїдні і апліто-пегматоїдні граніти практично не відрізняються від інших різновидів гранітів коростенського комплексу (крім гібридних). У зв'язку з незначними розмірами у фізичних полях не проявляються.

Макроскопічно аплітоїдні і апліто-пегматоїдні граніти являють собою сірувато-рожеві і рожево-сірі, рідше червонуваті або світло-сірі дрібнозернисті до тонкозернистих масивні породи. Місцями в них проявляється трахітоїдна текстура, зумовлена субпаралельним розміщенням лусочок біотиту. Темноколірні мінерали можуть утворювати скупчення – гнізда діаметром до 1 см, що надає граніту плямистого вигляду. Мікроструктура основної маси аплітова, гіпідіоморфнозерниста, мікропегматитова з елементами пойкилітової і гранофірової. Мінеральний склад (у %): калішпат – 40–55, плагіоклаз (альбіт-олігоклаз) – 15–20, кварц – 20–30, біотит – 2–5. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, флюорит. Рудні: поодинокі зерна лейкоксену та ільменіту. Вторинні: альбіт, мікроклін, серицит, хлорит, гідрооксиди заліза. Фізичні властивості: $\sigma = 2,58 (2,51\text{--}2,73) \text{ г/см}^3$, $\alpha = 54 (0\text{--}1644) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

У петрохімічному відношенні апліто-пегматоїдні граніти – це високоглиноземисті, сублужні лейкократові породи, вапняно-лужної серії з незначною перевагою калію над натрієм. Характеризуються низькою магнезіальністю, титанистістю, агаїтністю, фемічністю, дещо підвищеною залізистістю, високою лужністю, глиноземистістю і відношенням $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$.

Пегматити ($\epsilon\text{PR}_2 \text{ ks}$). Характерною особливістю гранітоїдів коростенського комплексу є насиченість їх пегматитовими тілами найрізноманітніших розмірів – від міаролових утворень розміром в декілька сантиметрів до крупних штоків розміром десятки метрів з крупними заноришами, які містять крупні монокристали кварцу. Протягом багатьох років пегматити Волині були об'єктом інтенсивних пошуково-розвідувальних робіт, адже вони є джерелом високоякісної п'єзооптичної сировини, дорогоцінного і напівдорогоцінного каміння – моріону, топазу, берилу.

Незважаючи на багаторічне вивчення Волинських камерних пегматитів, питання їх генезису, закономірностей формування і локалізації є дискусійними дотепер часу. Більшість дослідників трактують генезис Волинських пегматитів або з позиції О. Є. Ферсмана, пов'язуючи їх утворення з розкристалізацією збагачених леткими компонентами розплавів гранітної магми, або з позиції Д. С. Коржинського і О. М. Заварицького, які розглядають пегматити як метасоматичні утворення – продукти перекристалізації і заміщення під впливом постмагматичних розчинів.

Дослідники Волині [40; 79; 127] дійшли висновку про генетичний зв'язок пегматитів камерного типу з зонами гібридних гранітів. Вони розглядають камерні пегматити як гігантські міаролітові пустоти, які утворилися в результаті проникнення і нагромадження великої кількості кислої магми, пересиченої леткими компонентами, в уже сформовану приконтактову зону в апікальній частині гранітних інтрузій під покрівлею габроанортозитів, яка являла собою тоді густіший розчин гібридного складу.

За генетичними особливостями і морфологічними ознаками виокремлюють три типи пегматитових тіл:

1. дрібні міаролітові пегматитові відокремлення;
2. камерні повнодиференційовані пегматитові тіла;
3. крупні штокові тіла із слабо вираженою зональністю і дрібними численними заноришами.

Дрібні міаролітові пегматитові відокремлення серед гранітів коростенського комплексу користуються повсюдним поширенням. Їх можна спостерігати в численних відслоненнях і в кожному кар'єрі, який розкриває граніти.

Як правило, це дрібні (від декількох сантиметрів до 1–1,5 м) тіла ізометричної форми з невеликими заноришами в центральній частині, виповненими дрібними друзами моріону, польового шпату, рідше флюориту. Контакт їх з вмшуючими гранітами поступовий, через зону письмового граніту, зазвичай, більш дрібнозернистого, ніж вмшуючі граніти.

Камерні повнодиференційовані пегматити зустрічаються тільки серед дрібноовоїдних гранітів і гібридних порід – контамінованих гранітів та граносієнітів. Локалізуються ці тіла у вигляді смуги завширшки 1–2 км вздовж західного контакту Володарсько-Волинського масиву від с. Палієвська Гута до с. Дашенка. Тут вони зустрінуті численними пошуковими і розвідувальними свердловинами та розкриті кар'єрами.

Звичайно продуктивні пегматити мають неправильну форму і чітко зональну будову. В них, як правило, міститься крупний занориш з чудово огранованими крупними кристалами моріону, топазу, рідше берилу.

В ідеальному випадку зональність камерних пегматитів має такий вигляд:

1. екзоконтактова зона зміненого граніту потужністю до 10 м;
2. графічна зона 1–2 м;
3. пегматитова зона 2–4 м;
4. польовошпатована зона 4–6 м;
5. зона масивного кварцу (кварцове ядро) до 20 м завдовжки та 4–6 м завширшки;
6. занориш до 6×10 м.

Ця зональність не завжди витримується. За формою, розміром і продуктивністю цей тип пегматитів можна розділити на три підтипи:

1. дуже великі зональні пегматитові штоки, які звичайно містять декілька невеликих кварцових відокремлень і заноришів зі слабким проявом процесів розчинення і перекристалізації і з суттєво підвищеною продуктивністю;
2. великі повнозональні пегматитові тіла, які звичайно містять крупні польовошпатові і кварцові відокремлення і один великий занориш з кристалами кварцу вагою в сотні кілограмів та більше. В таких тілах спостерігаються прояви інтенсивних процесів розчинення, метасоматозу, перекристалізації. Це найбільш розвинена форма пегматитів камерного типу з високою продуктивністю;
3. відносно невеликі, з поперечником до 10 м повнозональні пегматити з невеликими заноришами, зі слабким розвитком перетворень і низькою продуктивністю.

Крупні штокові тіла із слабо проявленою зональністю і численними дрібними заноришами мають поширення в тих районах, де зустрічаються камерні пегматити. Відмінність пегматитів цього типу від описаних вище зрозуміла із самої їх назви.

Іноді на контактах гранітів з габроанортозитами і в самих гранітах зустрічаються жильні пегматити потужністю від декількох сантиметрів до 1 м. Вони зазвичай погано диференційовані, мають рівномірну будову і містять поодинокі дрібні занориші з друзами чорного моріону і польового шпату. Жили мають простягання, що збігається із загальною тріщинуватістю порід, і супроводжують більш крупні камерні пегматити, що, напевне, є їх апофізами.

За складом і фізико-хімічними особливостями пегматити коростенських гранітів майже не відрізняються від вміщуючих порід. У них виявлено і описано такі мінерали: калієві польові шпати, кислий плагіоклаз, кварц, топаз, берил, циркон, флюорит, турмалін, апатит, монацит, ксенотим, ортит, паризит, торит, каситерит, ільменіт, рутил, сфен, лейкоксен, анатаз, андалузит, силіманіт, дистен, ставроліт, гранат, рогова обманка, піроксени, біотит, мусковіт, цинвальдит, гідрослюди, пірит, халькопірит, марказит, гематит, молібденіт, магнетит, тантало-ніобати, фенакіт.

Метасоматичні утворення в рапаківіподібних гранітах (mtPR₂ks). Процеси накладеного метасоматозу в гранітах Коростенського плутону проявились у багатьох районах – сс. Ставки, Зубринка, Михайлівка і привели до утворення своєрідних за складом і структурою порід, які істотно відрізняються від метасоматитів, розвинених у породах, що вміщують плутон.

Вони приурочені до серії вузьких лінійних тектонічних швів і можуть бути виділені в особливу групу порід під назвою лужних метасоматитів тріщинного типу. Потужність цих зон становить від перших до декількох десятків метрів, протяжність – сотні метрів і кілометри.

Породи, що зазнали метасоматозу, попередньо зазнали інтенсивного брекчування, яке супроводжувалося катаклизмом і мілонітизацією. Важливою петрогенетичною ознакою, за якою тектоно-метасоматичні зони Коростенського плутону відрізняються від таких зон в гнейсо-мігматитовій товщі, є майже повна відсутність у їх межах процесів діафорезної зміни порід в умовах зеленосланцевої фації.

У складі лужних метасоматитів виділяються продукти як калієвого (найбільш поширені), так і натрієвого метасоматозу.

Мікроклініти як крайні члени *калієвого метасоматозу* досить часто утворюються по різних породах плутону при їх інтенсивному вилугуванні. Зовнішню мікроклінізацію фіксується досить чітко за появою рожевого забарвлення породи і зумовлена розвитком мікрокліну, який інколи навіть утворює видимі неозброєним оком облямівки навколо більш крупних виділень первинного калієвого польового шпату. Із збільшенням кількості мікрокліну червоний відтінок збільшується. Мікроклінізація розвивається поступово, спочатку по периферії зерна плагіоклазу, потім мікрокліном заміщуються окремі ділянки зерен, аж до повного витіснення плагіоклазу і утворення мономінеральної породи, яка складається із мікрокліну. Як правило, мікроклінізація супроводжується освітленням породи, а також утворенням мірмекітових вrostків і серицитизацією плагіоклазу. Незважаючи на істотні зміни мінерального складу в процесі мікроклінізації, текстурний і структурний рисунок первинних порід змінюється слабо. Водночас, у мікроклінітах часто встановлюється дометасоматична й більш пізня тріщинуватість і катаклиз. Пізні порушення суцільності порід залічуються епідотом, хлоритом, карбонатами, сульфідами. Ці ж мінерали розвиваються на ділянках пізнього інтенсивного дроблення.

Кількість кварцу в мікроклінізованих породах коливається в широких межах, крім того, відмічається поява нової генерації темнобарвного, або майже чорного кварцу. Породи з низьким вмістом кварцу за петрографічним і хімічним складом відповідають граносієнітам і сієнітам, а на окремих ділянках (сс. Ставище, Щорсівка та ін.) – лужним сієнітам.

Натрієвий метасоматоз у гранітах коростенського комплексу проявився значно слабше. Невеликі тіла альбітитів і альбітизованих порід зустрінуті в районі сс. Стара Буда, Мирне, де вони розвиваються по рапаківіподібних гранітах. Альбітизації зазнають лейкократові мінерали: калішпат, плагіоклаз і кварц.

У процесі натрієвого метасоматозу всі темноколірні мінерали заміщуються вторинними, основну масу яких становлять хлорит, епідот, гідрооксиди заліза, лужні піроксени і амфіболи (егірин, рибекіт). При цьому спостерігається певна послідовність мінералоутворення. Спочатку, як правило, відбувається заміщення основних темноколірних мінералів (рогової обманки і біотиту) – хлоритом, епідотом, рудними мінералами і кальцитом. Потім, при подальшому розвитку натрієвого метасоматозу, вторинні мінерали заміщуються лужними амфіболами і піроксеном.

Контактово-змінені породи. Як зазначають багато дослідників [82; 98; 111], в обрамленні Коростенського плутону і Букинського масиву досить розвинені контактово-метаморфічні і контактово-метасоматичні утворення. Інтенсивних контактних змін зазнавали також ксеноліти вмішаних порід, що локалізуються серед цих масивів.

За даними В. М. Клочкова [111], зона контактового метаморфізму (ороговикування) простежується вздовж усього південного контакту Володарсько-Волинського масиву основних порід. Потужність зони контактних змін вкрай нерівномірна і коливається від перших десятків до 150–300 м. У ній, в піроксенових кристалосланцях дністровсько-бузької серії (свердл. 2101, 2104), виникають діабластові структури, з'являється ксеноморфний кварц, а також спостерігаються плямисті роговикові структури за рахунок перекристалізації породоутворюючих мінералів. Породи зони за мінеральним парагенезисом належать до піроксенових роговиків і характеризуються температурою утворення понад 800°.

Найбільш типовими для цієї зони породами є *шпінель-гіперстен-плагіоклазові роговики*. Макроскопічно це темно-сірі, дрібнозернисті породи з плямистою текстурою і нечітко вираженою сланцюватістю. Під мікроскопом структура їх роговикова. Вони складені із гніздоподібних скупчень крупних зерен гіперстену (25%) і основної дрібнозернистої маси: альбіту (50%), кварцу (3%), шпінелі (7%), апатиту (10%), піриту (5%) та біотиту.

По пісковицях пугачівської товщі також розвиваються *гіперстенові роговики* (відсл. 356, 458 та ін.). Вони являють собою сірі і темно-сірі породи зливного вигляду з масивною, плямистою і смугастою текстурою. Мікроструктура гранобластова з реліктами псамітової. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (олігоклаз-андезин) – 1–20, калішпат – 5–30, гіперстен – 0–5, кварц – 40–90. Інколи присутні рогова обманка, мусковіт, сфен, біотит, кордієрит, кальцит, лейкоксен.

У зоні екзоконтакту Букинського масиву з породами рами відмічаються кордієрит-гіперстенові, шпінель-кордієрит-гіперстенові і гіперстенові роговики (свердл. 3316, 12918, 12929 та ін.). Ступінь ороговикування порід досить нерівномірний. Текстура їх масивна, ділянками сланцювата, плямиста, лізоподібна, смугаста.

Потужність зони ороговикування змінюється від 15 до 50 м.

Піроксен-кордієрит-плагіоклазові роговики є найбільш поширеними породами цієї зони. Макроскопічно це сірі із зеленуватим відтінком середньозернисті породи гранобластової мікроструктури і масивного вигляду (свердл. 2104). Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (олігоклаз) – 63, гіперстен – 8, кварц – 12, біотит – 10. Акцесорні мінерали: монацит, апатит і темно-зелена шпінель; рудний – ільменіт.

Контактовий метасоматоз розвинений у породах гнейсово-мігматитової товщі, вздовж західного і південно-західного її контактів з гранітами Коростенського плутону [111]. Так, у районі с. Флерівка (свердл. 2123) у мігматитах діоритового складу спостерігається мікрокліновий порфіробластез. Потужність зони досягає 0,5 м.

У районі с. Ставки (свердл. 2136 і 2137), у зоні пологого занурення контакту плутону під вмішані породи, спостерігається інтенсивне окварцювання і альбітизація граніто-гнейсів житомирського комплексу. При цьому інтенсивність метасоматозу поступово слабшає з віддаленням від контакту. Потужність зони становить 50–100 м.

Дайковий комплекс (PR₂)

На території аркуша цей комплекс представлений породами основного (долерити, габродолерити і долеритові порфірити) та середнього (діоритові порфірити, трахіандезити, спесартити і керсантити) ряду.

Вік дайок встановлюється на тій підставі, що вони проривають усі ранньопротерозойські утворення і у свою чергу, за межами території досліджень перекриваються пізньопротерозойськими пісковицями поліської серії.

Керсантити (^kχPR₂) встановлені в районі сс. Новоолександрівка (свердл. 1002) і Березова Гать (свердл. 757) [145]. Потужність дайок коливається від 0,3 до 1,2 м.

За зовнішнім виглядом це сірі до темно-сірих дрібно-середньозернисті масивні порфіроподібні породи. Мікроструктура порфірова до лампрофірової. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (вкраплеників – андезин-лабрадор, основної маси – андезин) – 64, біотит – 33, кварц – 3. Акцесорні мінерали: апатит, сфен. Вторинні: епідот, хлорит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,83 (2,71-2,93) \text{ г/см}^3$, $\alpha = 60 (32-93) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Спесартити (${}^6\chi\text{PR}_2$) мають обмежене поширення і розкриті свердловинами в межах Красногірсько-Житомирської зони (свердл. 987, 1018, 1077, 1079 та ін.) [123]. Видима стовбурна потужність цих дайок коливається від 0,3 до 10,4 м.

У геофізичних полях дайки спесартитів проявляються аналогічно дайкам діоритових порфіритів і діабазів, у вигляді лінійно видовжених позитивних магнітних аномалій різної інтенсивності. У полі сили тяжіння через малі розміри не виділяються.

Макроскопічно це зеленувато-темно-сірі до чорних тонкозернисті слабо порфіроподібні масивні породи. Під мікроскопом структура порфірова у поєднанні з призматично-зернистою. Поодинокі порфірові виділення представлені призматичними зернами рогової обманки і поодинокими ізометричними таблицями плагіоклазу. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (андезин) – 45–55, рогова обманка – 25–35, біотит – 3–5, кварц – 0–3, поодинокі зерна зміненого моноклінного піроксену. Акцесорні мінерали: апатит, сфен. Рудні: магнетит, сульфід. Вторинні: серицит, карбонат, хлорит, тонковолокнистий блідо-зелений амфібол.

Трахіандезити (та PR_2). Ці погано розкristалізовані породи у вигляді дайок потужністю 1–2 м відомі в межах вивченої території у відслоненнях і розкриті свердловинами поблизу сс. Михайлівка, Зубринка, Ставки серед рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу.

У магнітному полі виокремлюються за серією лінійно видовжених у північно-західному напрямку локальних позитивних аномалій інтенсивністю 100–500 нТл.

Макроскопічно це чорні, прихованокристалічні породи з поодинокими мікролітами плагіоклазу, подрібненими включеннями ільменіту, магнетиту, кварцу. Ділянками вони характеризуються нечітко вираженою смугастістю, добре помітною на вивітрілій поверхні. Структура породи пілотакситова з елементами варіолітової. Основна маса представлена найдрібнішими неорієнтованими лейстами зонального плагіоклазу і моноклінного піроксену (піжоніту), рідко олівіну. Вона погано або майже нерозкristалізована, склувата.

Трахіандезити у петрохімічному відношенні – це високоглиноземисті сублужні породи толейтової серії з майже однаковим вмістом калію і натрію. Характеризуються невисокою магнезійністю, залізистістю, агаїтністю, відношенням кремнезему до глинозему, підвищеною титаністістю, фемічністю, глиноземистістю і лужністю.

Діоритові порфірити ($\delta\text{лPR}_2$) локалізуються в основному в межах Красногірсько-Житомирської і Тетерівської тектонічних зон. Дайки цих порід простежуються у магнітному полі у вигляді вузьких лінійно видовжених аномалій інтенсивністю від 100 до 1500 нТл. У гравітаційному полі проявляються у вигляді локальних аномалій інтенсивністю до 1,0–1,5 мГал. Потужність дайок змінюється від 0,2–0,5 до 15,5 м, довжина за простяганням окремих тіл за результатами інтерпретації геофізичних матеріалів і картувального буріння варіює від сотень метрів до перших кілометрів.

Це темно-сірі дрібнозернисті породи. Мікроструктура порфірова, основної маси – призматичнозерниста. Мінеральний склад (у %): плагіоклаз (андезин) – 63, біотит – 29, кварц – 5, рудні – 3. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен. Рудні: магнетит, пірит, піротин. Вторинні: серицит, епідот, кальцит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,79 (2,61-2,91) \text{ г/см}^3$, $\alpha = 310 (18-7241) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

Габродолерити, долерити ($\nu\beta, \beta\text{PR}_2$) розвинені в західній частині Коростенського плутону, де серед рапаківіподібних гранітів утворюють дайкове поле розміром 6х10 км. Дайки в цьому полі північно-західного простягання, потужністю від десятків сантиметрів до перших метрів. Для дайкових тіл нерідко характерна слабо проявлена зональна будова: центральна їх частина складена середньозернистими габродолеритами, а крайові зони – дрібнозернистими долеритами.

У магнітному полі проявляються позитивними лінійно видовженими магнітними аномаліями інтенсивністю до 1500 нТл.

Це темно-сірі із зеленуватим відтінком масивні породи з долеритовою і габроофітовою структурою. Середній мінеральний склад (у %): плагіоклаз (основний андезин, лабрадор) – 54, піроксен моноклінний – 20, піроксен ромбичний – 10, калішпат – до 5, олівін (гортоноліт) – 3, біотит – 2, рогова обманка – 1. Акцесорні мінерали: апатит – до 2%. Рудні: ільменіт – до 5%, магнетит, пірит. Вторинні: ідингсіт, серпентин, серицит, хлорит. Фізичні властивості: $\sigma = 2,96 (2,78-3,02) \text{ г/см}^3$, $\alpha = 300 (10-12085) \cdot 10^{-5}$ од. СІ.

У петрохімічному відношенні габродолерити і долерити – це низькоглиноземисті сублужні породи толейтової серії з майже однаковим вмістом калію і натрію. Характеризуються низькою агаїтністю, лужністю, глиноземистістю і відношенням $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$, високою фемічністю і титаністістю.

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ

Кора вивітрювання докембрійських порід розвинена майже повсюдно і відсутня лише в долинах великих річок, де вона частково розмита, та на окремих ділянках вододілів. За характером переважаючих процесів кора вивітрювання належить до залишкової, яка утворилась на місці залягання субстрату. На більшій частині території вона перекрита мезозой-кайнозойськими відкладами.

Процеси гіпергенезу, які охопили приповерхневий горизонт кристалічного фундаменту, призвели до каолінізації усіх алюмосилікатів. При цьому обсяг висхідної маси майже не змінювався, а текстурно-структурні особливості первинних порід збереглися частково. Сучасні абсолютні відмітки поверхні кори вивітрювання становлять +130 – +250 м. Активізація диз'юнктивних порушень супроводжувалась утворенням зон інтенсивної тріщинуватості, що зумовлювало можливість глибокого проникнення фронту вивітрювання і утворення потужніших відкладів. Останні часто приурочені до місць зчленування розломів різного напрямку.

Утворення залишкової елювіальної кори розкладання залежало від сприятливих кліматичних умов, тектонічного режиму, складу материнських порід, геологічної і тектонічної будови окремих частин району, давнього рельєфу, що передував періоду короутворення.

Інтенсивність прояву процесів гіпергенезу зумовила появу вертикальної зональності в корі вивітрювання площового типу і субгоризонтальної – в лінійних корах, потужність яких досягає 30–50 м (рис. 4.1). Залежно від фізичного стану і мінерального складу продуктів вивітрювання виділяються три основні зони, переходи між якими поступові, а межі нечіткі.

Нижня зона (зона дезінтеграції і початкового вилугування) розвинена над усіма різновидами протерозойських порід, її потужність змінюється від перших десятків сантиметрів до 58,6 м. Ця зона має дві підзони. В нижній спостерігається прихована тріщинуватість кристалічних порід та незначне їх посвітління, помутніння плагіоклазу, по краях зерен якого розвивається безбарвний монтморилоніт і дрібнолускуватий каолініт, по темноколірних мінералах у тріщинах утворюється хлорит. У верхній підзоні кристалічні породи розпадаються на уламки, плагіоклази значною мірою заміщуються каолінітом і монтморилонітом, біотит переходить у гідробіотит, піроксени заміщуються зеленувато-жовтим монтморилонітом, спостерігається розпад гранату.

Проміжна зона (каолініт-гідрослюди́ста і каолініт-монтморилонітова). Каолініт-гідрослюди́ста зона формується на всіх типах порід, тоді як каолініт-монтморилонітова – лише на габро та габромонцонітах. Її потужність коливається від 1,0 до 40,0 м. Складена вона інтенсивно зміненою породою світло-сірого, голубувато-сірого, зеленувато- та бурувато-сірого кольорів із збереженими структурно-текстурними особливостями материнських порід. Головними мінералами зони є каолініт, гідрослюди, галуазит, гідроgetит, монтморилоніт. Тут присутні також мінерали материнської породи, вміст яких поступово зменшується до 10–15%.

Верхня зона (каолінітова) розвинена на всіх різновидах кристалічних порід. Потужність її досягає 26,0 м.

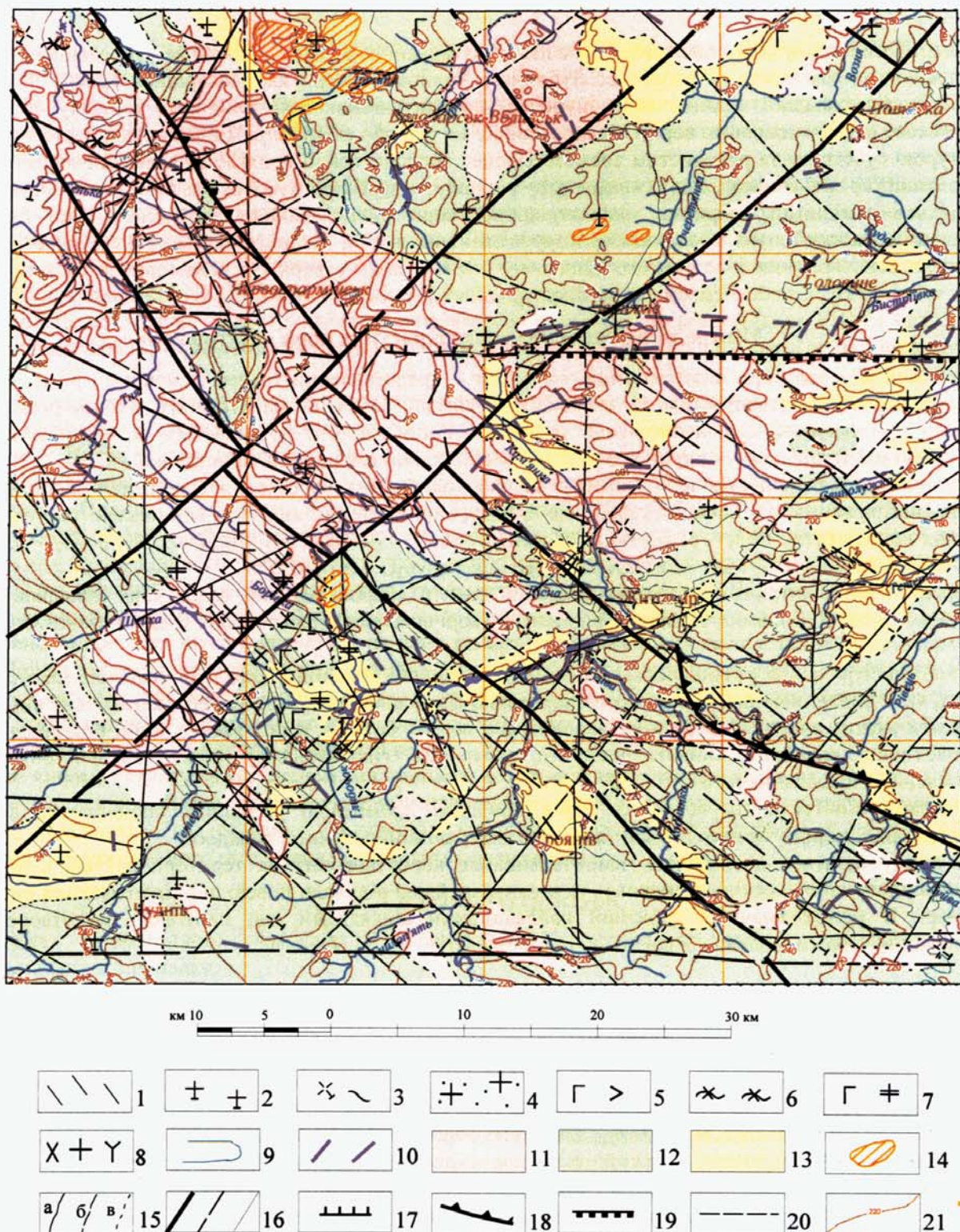
Каолінітова зона представлена глинистою породою білого, світло-сірого кольору, яка часто зберігає структуру і текстуру материнських порід. Складена вона майже самим каолінітом з домішками галуазиту, гідрослюди та гідрохлорит.

У хімічному відношенні для цієї зони характерний значний винос кремнезему (55%) та оксидного заліза, практично повний винос лугів та лужних земель. Глиниста частина складена каолінітом (до 70%), монтморилонітом (10–15%) та гідрослюдами (5–8%). У складі піщаної фракції – кварц, мікроклін, циркон, монацит, гранат.

У корі вивітрювання лейкократових гранітів проміжна зона має каолініт-кварцовий склад.

На кристалосланцях та гнейсах формуються гідрослюди́сті та гідрослюди́сто-каолінітові продукти вивітрювання. Зона жорсткості для них не є характерною. Колір порід зеленувато-сірий, буруватий. У нижній та середній зонах розвинені гідробіотит, вермикуліт, каолініт та гідрохлорит.

Для основних і ультраосновних порід характерна малопотужна зона дезінтеграції, складена жорствяно-глинистою породою з монтморилонітом, гідрооксидами заліза та нонтронітом. Проміжна та верхня зони представлені каолініт-гетит-нонтроніт-монтморилонітовою глиною з гідрослюдами та реліктами акцесорних мінералів. Колір порід сірувато-бурий, вохристо-бурий.



Мал. 4.1. Карта кори вивітрювання

1 – гнейси, кристалосланці, амфіболіти городської та василівської світ тетерівської серії; 2 – граніти бердичівського, шереметівського, житомирського і коростенського комплексів; 3 – мігматити бердичівського, шереметівського та житомирського комплексів; 4 – граніт-порфіри коростенського комплексу; 5 – основні породи букинського та коростенського комплексів; 6 – мігматити діоритового складу шереметівського комплексу; 7 – монзоніти, габромонзоніти букинського комплексу; 8 – діорити, гранодіорити, граносієніти букинського комплексу; 9 – ізолінії потужності площинної кори вивітрювання проведені через 20 метрів; 10 – лінійні кори вивітрювання; 11 – 14 – зони кори вивітрювання (11 – повної каолінізації, 12 – часткової каолінізації, 13 – початкового розкладу і дезінтеграції, 14 – пеліканізації); 15 – границі різновікових підрозділів (а – встановлені, б – ймовірні, в – фціальні); 16 – тектонічні порушення (1 – головні, 2 – другорядні, 3 – локальні); 17 – насуви; 18 – підкиди; 19 – скиди; 20 – контур коростенського плутону; 21 – горизонталі сучасної поверхні через 20 метрів.

Своєрідними продуктами вивітрювання є пеліканізовані породи та пеліканіти, які розвинені на гранітах коростенського комплексу в районі сс. Зубринка, Човнова, Андріївка, Пекарщина (рис. 4.1) у вигляді невеликих тіл складної форми, які приурочені до тектонічних зон західного контакту Володарсько-Волинського масиву основних порід. Макроскопічно це білі або світло-сірі міцні породи, часто з реліктовою структурою субстрату та раковистим зломом. Процес пеліканізації полягає в заміщенні польового шпату тонкозернистою речовиною, що складається з опалу і дрібних лусочок каолініту. Зазначені породи вважаються похідними вторинної інфільтраційної кори вивітрювання, формування якої пов'язано з накладеними на вже існуючу каолінітову кору в пізніший період процесів окременіння в зонах підвищеної тріщинуватості. Тріщини в пеліканітах виповнені опалом, який утворює псевдоморфози по каолінізованих зернах плагіоклазу, а також прожилки по мікротріщинах у ньому.

Мінералого-геохімічна характеристика кори вивітрювання

Головний мінерал кори вивітрювання – каолініт – представлений трьома основними різновидами: 1 – мікролускуватий, що розвивається по мікрокліну у вигляді безладно орієнтованих лусочок розміром 0,01–0,02 мм; 2 – коломорфно-пелітоморфний та желеподібний каолініт розвивається по плагіоклазу, нерідко виповнює тонкі тріщинки; 3 – крупнолускуватий каолініт виникає на місці кристалів біотиту.

Хімічний склад продуктів вивітрювання значно коливається через різні особливості порід субстрату, ступінь вивітрювання, інтенсивність процесів інфільтрації. Хімічним аналізом встановлені такі концентрації основних компонентів: SiO_2 – 62,61–64,84%, Al_2O_3 – 16,42–19,89%, TiO_2 – 0,58–0,67%, Fe_2O_3 – 5,36–7,20%, CaO – 0,44–1,24%, MgO – 1,24–1,25%, K_2O – 2,41–2,62%, Na_2O – 0,14–0,29%.

Породи кори вивітрювання містять широкий спектр мікроелементів, вміст яких успадковується від первинних порід. Проте вміст більшості елементів у корі вивітрювання гранітів і гнейсів зменшується в 1,5–2 рази.

У корі вивітрювання розміщуються різноманітні корисні копалини. Важливе значення мають первинні каоліни, які є сировиною для виробництва порцеляно-фаянсової продукції, паперу, керамічних виробів та ін. Пеліканіти можна використовувати як наповнювачі легких бетонів, а пов'язані з ними благородні опали – для ювелірних виробів. Глинисті продукти, забарвлені гідрооксидами заліза, використовуються для виготовлення мінеральних пігментів.

З корами вивітрювання основних порід пов'язані промислові родовища ільменіту та апатиту, а ультраосновних порід – прояви нікелю та пункти мінералізації платини і паладію.

На думку багатьох дослідників, найінтенсивніше короутворення на території аркуша відбувалося в ранньокрейдову епоху, оскільки нижньо- та верхньокрейдові відклади повсюдно підстилаються вивітряними породами. В межах вивченої території найдавнішими відкладами, що налягають на утворення кори вивітрювання, є піски іршанської світи.

5. ТЕКТОНІКА

У геоструктурному відношенні район досліджень розташований у північній частині Українського щита, в межах Волино-Подільського мегаблоку, для якого характерна двоповерхова будова: нижній структурний поверх являє собою докембрійський складнодислокований кристалічний фундамент, а верхній – фанерозойський осадовий платформний чохол.

НИЖНІЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

У вертикальному розрізі нижнього структурного поверху виділяються два структурних яруси, сформовані на різних етапах тектонічного розвитку регіону.

Нижній ярус представлений інтенсивно дислокованими утвореннями дністровсько-бузької серії та ультраметаморфітами гайворонського комплексу. На поверхню сучасного ерозійного зрізу утворення дністровсько-бузької серії виходять в південно-західній частині території досліджень та в південній екзоконтактовій зоні Коростенського плутону, а гайворонського комплексу – лише в районі південного контакту плутону з “рамою”. З геодинамічних позицій ці утворення за комплексом ознак належать до нерозчленованих СРК протоконтинентальної кори (НГ AR_1) внутрішніх частин плит.

Структурний план цього ярусу зумовлений розвитком купольних і брахіформних структур.

Верхній ярус складений переважно метаморфічними та ультраметаморфічними породами нижнього протерозою. Для цього ярусу характерне поширення СРК континентальних рифтів – КР PR_1 (утворення василівської світи тетерівської серії в палеозонах розсіяного рифтогенезу внутрішніх частин плит), континентального шельфу – КШ PR_1 (утворення городської світи в палеозоні пасивної окраїни континенту) та колізійних комплексів ранньої – КГ₁ PR_1 (шереметівський комплекс) та пізньої – КГ₂ PR_1 ¹ і КГ₂ PR_1 ².

(житомирський і побузький комплекси) колізії. Досить широко розвинені СРК палеозон нижньопротерозойської протоактивізації – $TA PR_1^1$, $TA PR_1^2$ і $TA PR_1^3$ (відповідно нарцизівський, букинський та прутівський комплекси) і середньопротерозойської тектоно-магматичної активізації – $TA PR_2^1$ (осницький), $TA PR_2^2$ (коростенський) та $TA PR_2^3$ (дайковий комплекс), які сформувалися в геодинамічних умовах внутрішніх частин плит.

Як уже вище зазначалося, відповідно до схеми геолого-структурного районування УЩ [17] вся територія досліджень розташована в межах Волино-Подільського геоблоку (мегаблоку), в районі стику двох геологічних блоків першого порядку: Волинського і Подільського. Межею між цими блоками, як вважається, служить Андрушівська зона розломів, осьова лінія як за геофізичними даними проходить на території сусіднього аркуша М-35-XXIII (Бердичів) [21; 99], поблизу північної його рамки.

Зауважимо, що з точки зору структурно-стратиграфічного підходу до районування УЩ ця межа є більш-менш обґрунтованою. Вона обмежує поширення тетерівської серії, характерної для Волинського мегаблоку, на південь.

Але з точки зору геотектонічного (розломно-блокового) принципу районування (коли межею служать розломи глибинного закладання) ця межа потребує уточнення. Як відомо, в основу розломно-блокової тектоніки УЩ покладено геофізичні дані. За геофізичними характеристиками Андрушівська зона має характер внутрішньоблокового корового розлому. Чітко ж виражена за геофізичними ознаками межа між Подільським і Волинським блоками проходить по Тетерівській і Красногірсько-Житомирській (Сарненсько-Варварівській) зонах глибинних розломів. На користь цього свідчить також ідентичність характеру регіональних гравітаційного і магнітного полів Подільського блоку і трикутної форми ділянки між Тетерівською, Красногірсько-Житомирською та Андрушівською зонами – Чуднівського блоку третього порядку. В регіональному гравітаційному полі вони утворюють єдину структуру з підвищеними значеннями його інтенсивності, яка чітко виділяється на фоні різкого зниження рівня поля в північному напрямку – в межах Волинського блоку. Існує також питання щодо стратиграфічного положення і належності вулканотеригенної василівської світи до протерозойської тетерівської серії. Деякі дослідники паралелізують верхню підсвіту цієї світи з неоархейською росинсько-тікицькою серією, а нижню – з палеоархейською беззінинською товщею дністровсько-бузької серії.

Таким чином, з огляду на все сказане, ми приймаємо останній варіант розмежування зазначених блоків.

На сучасному ерозійному зрізі структурний план району досліджень показано на тектонічній схемі. На ній чітко виділяються два головних структурних елементи території – Коростенський плутон (південно-західна його частина) і його гетерогенне складчасте облямування.

Складчасті структури

У межах гетерогенного складчастого облямування Коростенського плутону виділяються чотири структури першого порядку:

- Бердичівська антиформна структура;
- Житомирська синформна структура;
- Красногірсько-Житомирський “гранітизаційний вал”;
- Кам’янобрідська антиформна структура.

Бердичівська антиформна структура (антиклінорій за В.А.Рябенком [59; 60; 133]) є досить великою складчастою структурою, що простягається в південній частині аркуша (в тому числі і за його межами) на відстань понад 120 км, при розмасі крил до 40 км, яка, у свою чергу, ускладнена складками вищих порядків. У районі досліджень розташоване її північно-східне крило, якому відповідає Чуднівський тектонічний блок третього порядку. На сучасному ерозійному зрізі північно-західною межею цієї антиформи є Тетерівська, а північно-східною – Красногірсько-Житомирська тектонічні зони.

Ядро антиклінорію складене бердичівськими гранітами і їх мігматитами, на крилах відмічаються гнейси і сланці дністровсько-бузької серії, а в крайових частинах – породи василівської світи. Вони утворюють лінійні синформи високих порядків загального північно-західного простягання, що загалом характерне для Волинського блоку.

Слід зазначити, що в південній частині району вивчення, в зоні впливу Андрушівського розлому, простягання складчастості різко змінюється на широтне, що є типовим для сусіднього з півдня аркуша, розташованого вже в межах Подільського блоку.

У межах території досліджень Бердичівський антиклінорій характеризується підвищеним рівнем регіонального гравітаційного поля, що можна пояснити вищими значеннями середньої щільності плагіомігматитів і гранітів бердичівського комплексу порівняно з мігматитами і гранітами житомирського. Характерною особливістю магнітного поля є наявність тут регіональної ізометричної позитивної аномалії невідомої природи. Згідно з припущеннями, аномалієутворюючий об’єкт, розміщується на глибині 1,5–2,0 км.

Північно-східне крило антиформи ускладнене *Букинською синформою* другого порядку розміром 16×32 км, яка має північно-західне простягання. Для синформи характерна складчастість більш високого порядку.

Складки орієнтовані згідно з простяганням синформи і перекинуті на північний схід. Їх ширина змінюється від 1 до 3 км. У північній частині Букинської синформи осі складок мають параболічний рисунок, випуклістю орієнтований на північ, який підкреслює її структурне замикання. В ядрах синформ розвинені метаморфічні утворення василівської світи, а антиформ – плагіомігматити шереметівського, а в західній частині і бердичівського комплексів.

Житомирська синформна структура (синклінорій за В. М. Ключковим [111]) розташована в центральній частині аркуша. В магнітному полі характеризується регіональною негативною магнітною аномалією овальної форми інтенсивністю 250 нТл, розміром 20×70 км, яка видовжена в північно-західному напрямку. Крила цієї структури трасуються за серією позитивних лінійно видовжених і дугоподібних магнітних аномалій, локалізованих по її периферії. Північно-східна частина структури зрізана Коростенським плутоном.

На північно-східному крилі синформи здебільшого відмічається південно-західне падіння порід під кутом 50–70°, у центральній частині синкліналі фіксуються пологіші кути падіння (до 45°), а на південно-західному крилі переважає північно-східне падіння порід під кутом 50–70°.

Житомирська синформна структура складена гнейсами городської світи. Основу її структурного плану утворюють складки другого порядку: *Глибочицька* і *Старосільська антиформи*, *Горбашівська синформа* та ряд невеликих купольних структур (розміром до 6×6 км). Куполи в плані мають овальну і видовжену форму. В їх ядрах локалізуються граніти житомирського комплексу.

Слід зазначити, що купольні структури відіграють велику роль не тільки в будові кристалічного фундаменту території досліджень, а й у межах усього Волинського блоку. Їх утворення пов'язано з гранітизацією літогенних товщ. При цьому розглядається двоякий механізм формування цих куполів. В одних випадках вони утворюються за рахунок нагнітання (укорінення) гранітного матеріалу в замки антиформ з нижніх горизонтів земної кори, тобто куполи в цьому разі мають діапірову природу. В інших – вони виникають за рахунок переплавлення вміщуваних товщ у замках позитивних структур і, таким чином, тут формуються автохтонні граніти.

Ядра Глибочицької і Старосільської антиформ складені мігматитами і гранітами житомирського комплексу. В плані ці структури мають складну “амебоподібну” форму. У свою чергу, вони також ускладнені складками більш високих порядків та купольними структурами і витягнуті згідно з віссю Житомирської синформи. Їх розміри на території досліджень становлять: довжина до 38 км, ширина – від 4 до 15 км (у роздувах). Північне крило Старосільської антиформи зрізане Черняхівським розломом і Коростенським плутоном. Зазначеним розломом на поверхню виведені найдавніші породи кристалічного фундаменту – палеоархейські ендербіти гайворонського комплексу.

Горбашівська синформа (розміром 7–10×32 км) розмежовує зазначені вище антиформи і складена гнейсами городської світи; її ядро ускладнене дрібними гранітними куполами.

Красногірсько-Житомирський “гранітизаційний вал” [27–29] майже повністю збігається за простяганням (північно-західне) і шириною з однойменною тектонічною зоною. Східне його крило обмежене Королівсько-Житомирським, а західне – Красногірсько-Перлявським розломами. Ширина валу коливається від 8 до 18 км, протяжність у межах території картування становить 92 км.

Згідно з існуючими уявленнями [27], “гранітизаційні вали” – це антиклінальні структури з інтенсивно проявленими в їх межах процесами гранітизації. На підтвердження сказаного в Красногірсько-Житомирській зоні закартовано значну кількість дрібних масивів гранітів житомирського комплексу, а в південній та південно-східній частині аркуша – і гранітоїдів бердичівського комплексу.

Головною особливістю будови описуваного “гранітизаційного валу” є широкий розвиток переважно лінійної і купольної складчастості вищих порядків. Осі цих структур орієнтовані вздовж зони. До найбільших складчастих структур у межах характеризованої антиформної зони належать *Киселівська*, *Ягоденська* і *Березівська антиформи* та *Очеретянська* і *Ясногірсько-Вертокіївська синформи*. Протяжність цих структур досягає 25 км, а Ясногірсько-Вертокіївської синформи – до 50 км при ширині від 2 до 9 км. Антиформи складені мігматитами діоритового складу і плагіомігматитами шереметівського комплексу, а синформи – метаморфічними утвореннями василівської світи тетерівської і дністровсько-бузької серій. При цьому найбільш еродованою є Очеретянська синформа; її ядерна частина представлена серією останців метаморфітів серед мігматитів шереметівського комплексу розміром до 1×5 км. Падіння крил зазначених структур круте, під кутом 50–60°. У замках антиформ розміщується ряд невеликих алохтонних масивів житомирських гранітів ізометричної, овальної і видовженої форми, яким відповідає серія локальних негативних аномалій поля сили тяжіння амплітудою 1–3 мГал. Найбільшими масивами (розміром до 3×6 км) є Киселівський та Черняхівський, які розташовані в північно-західній частині зони.

Кам'янобрідська брахіантиформна структура [35, 123] в основному розвинена за межами території досліджень; на території аркуша розташоване її південно-східне крило, яке примикає до Красногірсько-Житомирського “гранітизаційного валу”. Антиформа складена плагіомігматитами шереметівського і гранітами житомирського комплексів, які утворюють ядра невеликих купольних структур. У східній частині

структури зустрічаються фрагменти (розміром до 2×4 км) еродованої сінкліналі, складені гнейсами василівської світи.

Розломно-блокова тектоніка

Диз'юнктивна тектоніка. Закартовані в районі досліджень розривні порушення за своєю значимістю поділяються на головні, другорядні та локальні. До головних належать Красногірсько-Житомирська та Тетерівська тектонічні зони, обмежені глибинними розломами. Другорядні диз'юнктивні порушення групуються залежно від їх орієнтування і поділяються на розломи північно-східного, північно-західного, меридіонального і широтного напрямків.

За геологічними і геофізичними ознаками найдавнішими є тектонічні порушення північно-західного простягання з азимутом 310–330° (Красногірсько-Житомирська зона). До дещо молодших порушень належать розломи цього ж напрямку з азимутом 290–300°. Наймолодшими на площі досліджень є розломи північно-східного орієнтування з азимутом 35–50°. Розломи широтного і меридіонального простягання в окремих випадках порушують закономірне орієнтування розломів північно-західного і північно-східного напрямків, в інших випадках вони самі опиняються під їх впливом, що може свідчити про їх багатофазність.

Красногірсько-Житомирська тектонічна зона вперше виділена П. І. Гуріним і Ф. Я. Притковим [97]. На північному сході зона обмежена Королівсько-Житомирським, а на південному заході – Красногірсько-Перлявським розломами.

У фізичних полях переконливо простежується за лінійно орієнтованими магнітними і гравітаційними аномаліями, зонами підвищених градієнтів, лініями різкої зміни характеру магнітного поля. На МАКЗ різного масштабу дешифруються лише окремі фрагменти описуваної структури.

За даними сейсморозвідки [43; 44; 81], а також вивчення елементів залягання зон катаклазу та міліонізації падіння Красногірсько-Житомирської зони північно-східне під кутом від 40° до 70°.

Будова структури досить складна. В її межах широко розвинені, як уже вище зазначалося, невеликі тіла гранітоїдів житомирського комплексу, а також вздовж усього простягання вона насичена жилами пегматитів і апліто-пегматоїдних гранітів, які мають простягання, що збігається із загальним напрямком зони. До зони приурочені окремі тіла сієнітів, граносієнітів, скарноїдів, а також дайки основного і середнього складу.

Закладання зони як системи глибинних розломів відбулося, очевидно, на ранніх етапах протоплатформного розвитку району. Її активізація, що супроводжувалася процесами кремнієво-лужного метасоматозу, відбувалася уже в платформному етапі. У цьому плані описувана структура відома в літературі ще за назвою як *Красногірсько-Житомирська тектоно-метасоматична зона* [28; 29].

Глибинні розломи, які обмежують зону, на висотних і космічних знімках дешифруються фрагментарно за зміною фототону, на середньо- і крупномасштабних аерофотоматеріалах простежуються за прямолінійними відрізкамі долин дрібних водотоків, різкими коліноподібними згинами рр. Тетерів, Гнилоп'ять, Коднянка, Гуйва. В районі с. Барашівка до Королівсько-Житомирського розлому приурочена депресія в сучасному рельєфі кристалічної основи. На окремих ділянках вздовж розломів відмічається аномальне збільшення потужності кори вивітрювання кристалічних порід.

Тетерівська зона розломів. Вперше Тетерівський розлом був виділений А. М. Козловською вздовж долини р. Тетерів. У подальшому місцезнаходження розлому неодноразово уточнювалося за геофізичними даними, але зазначений вище напрямок за ним зберігся. Як тектонічна зона виділена на виданій геологічній карті масштабу 1:1 000 000 [17].

У нашому розумінні Тетерівська зона – це система розломів північно-східного напрямку, які погано проявлені на сучасному ерозійному зрізі, і обмежена з північного заходу Лізниківським розломом, а з південного сходу – Федорівським.

Закладання зони відбулося ще в ранньому протерозої, коли нерівномірний прогин архейського меланократового фундаменту зумовив розкол єдиного Волино-Подільського мегаблоку на дрібніші блоки: Волинський і Подільський. Активну роль вона відігравала в середньому протерозої: до неї приурочений Топорищанський гравітаційний мінімум, в області якого, ймовірно, відбулося укорінення коростенських гранітів і численних дайок граніт-порфірів. До Лізниківського розлому приурочені однойменні метасоматичні граніти. За межами району до цієї зони тяжіють Малинський мінімум сили тяжіння і інтрузії основних порід у межах Недашківського блоку. А тому логічніше було б Тетерівську зону розломів вже за межами території вивчення проводити по лінії м. Держинськ – с. Лізник – м. Малин – с. Недашки. Зона слабо проявилася в посткоростенський платформний етап розвитку території. В цілому Тетерівська система розломів простежується на відстані понад 350 км при ширині до 10–12 км.

До найдавніших головних диз'юнктивів північно-західного напрямку, виникнення яких пов'язано, як припускають [38; 53; 117], з рифтогенною стадією розвитку території ще в ранньому протерозої, належать також *Центрально-Коростенська та Кривотинська зони розломів*. Протяжність цих структур на території аркуша незначна – відповідно 6 та 12 км. Детальний їх опис наведено по території сусіднього аркуша М-35-ХІ (Коростень) [38; 117].

До цього ж напрямку структур належить також *Покостівсько-Гремячинська насувна зона* (азимут простягання 315°), розташована у північно-західній частині аркуша. Ширина зони 4–7 км, протяжність – до 50 км.

Насуви виділяються за серією окремих локальних лінійновидовжених та ізометричних магнітних аномалій, розташованих в зоні північно-західного простягання ізоліній регіонального магнітного поля. За результатами сейсмогравітаційного моделювання, власне Гремяченський насув характеризується полого падаючим у північно-східному напрямку (під кутом $35\text{--}40^\circ$) заляганням. Ця структура фіксується в кар'єрі на північній околиці с. Дзержинське [111], де за геолого-геофізичними даними спостерігається амплітуда зміщення, яка досягає 500 м.

Покостівський насув у геологічному плані проявляється таким чином. З південного заходу цього тектонічного порушення переважно поширені плагіомігматити шерметівського комплексу, а з північного сходу – в основному метаморфіти тетерівської серії. Особливо слід наголосити, що до Покостівського насуву приурочено пластоподібне габродолеритове тіло (сил) – Прутівська інтрузія, яка залягає під кутом $25\text{--}35^\circ$.

Досить значне поширення в межах аркуша мають другорядні розривні порушення *північно-східного напрямку*; азимут їх простягання становить $35\text{--}50^\circ$, рідко – $70\text{--}75^\circ$. Із зазначеної групи порушень найчіткіше виділяються *Крошнянський, Денишівський, Сорочинський, Коднянський і Стрижівський розломи*.

На МАКЗ ці порушення простежуються фрагментарно за різкою зміною фототону. На середньо- та крупномасштабних АФМ фіксуються за коліноподібними згинами та спрямленими ділянками рр. Гнилоп'ять, Тетерів, Гуйва, Кам'янка. В сучасному рельєфі кристалічного фундаменту не простежуються. Найбільш виразно в геофізичних полях трасуються за лініями зриву кореляції магнітних та гравітаційних аномалій. Вздовж розломів відмічається локальне зниження поля сили тяжіння, що є відображенням зон мілонітизації та катаклазу.

Денишівський розлом належить до “довгоживучих”, оскільки відображений у неотектоніці (долина р. Тетерів – на ділянці від с. Перлявка до південної околиці м. Житомир – має каньйоноподібну форму).

Геологічним доказом існування зазначених розломів є зони катаклазу, мілонітизації та інтенсивного дроблення, які розвинені вздовж них.

Серед другорядних розломів *ортогональної системи напрямку*, закладання яких відбулося в платформний посткоростенський етап розвитку території, значне поширення мають широтні диз'юнктиви. Найчіткіше виділяється ряд зближених субпаралельних широтних розломів у південній частині території досліджень, простежених за лініями сс. Слободище, Гвоздава, Новий Солотвин та смт Андрушівка. Очевидно, що ці розломи пов'язані з етапом формування *Андрушівської зони розломів*, осьова лінія якої розташована на південь від території аркуша. В районі вивчення, як ми вважаємо, розміщується південне обмеження цієї зони – Ольшанський розлом, на південь від якого простягання складчастості в кристалічному фундаменті різко змінюється з північно-західного на широтне.

Зазначені тектонічні порушення фіксуються зонами крихких деформацій (катаклазу, мілонітизації та тріщинуватості). На окремих ділянках розломи широтного напрямку чітко простежуються як у рельєфі фундаменту, так і в рельєфі сучасної поверхні (район між сс. Слободище – Рея). В південно-східній частині аркуша до широтних тектонічних порушень приурочені найпотужніші кори вивітрювання кристалічних порід, які зустрінуті в районі вивчення.

У центральній частині території досліджень досить чітко виділяється *Черняхівський розлом* широтного простягання, який контролює виходи на сучасний ерозійний зріз ендербітів нижнього структурного ярусу; до нього також приурочені тіла хлорит-альбітових метасоматитів та роговиків.

Крім описаних вище розривних порушень у межах аркуша простежуються численні дрібніші внутрішньоблокові (локальні) розломи різних напрямків, які виділені в основному за даними геофізики.

Основні елементи блокової будови. На сучасному ерозійному зрізі територія аркуша в структурно-тектонічному плані являє собою сукупність численних тектонічних структур-блоків, обмежених розривними порушеннями. За масштабом тут виділяються блоки першого, другого і вищих порядків. До найбільших з них належать *Волинський і Подільський блоки* першого та *Новоград-Волинський, Коростенський і Бердичівський блоки* другого порядків. Слід зазначити, що блокова будова території досліджень чітко відображається в регіональних геофізичних полях.

Найголовніші блоки території (першого порядку) охарактеризовані на початку розділу. Нижче коротко зупинимося на характеристиці блоків другого порядку.

Бердичівський блок розташований у південній частині аркуша. Від суміжних блоків на півночі він відокремлюється глибинними розломами – Лізниківським Тетерівської зони та Красногирсько-Перлявським – Красногирсько-Житомирської. Територія досліджень охоплює його складову – Чуднівський блок третього порядку. В межах цього блоку розвинені структури Бердичівської антиформної зони, в тому числі і Букинська синформа другого порядку з однойменним масивом основних порід.

Характеризується регіональним гравітаційним максимумом інтенсивністю до 20 мГал. У межах південно-західної ділянки території вивчення розташована північна частина цієї аномалії. За характером регіонального гравітаційного поля із збільшенням радіуса осереднення спостерігається зміщення цього максимуму в

північному і північно-східному напрямках, що певною мірою підтверджує думку про “піднирювання” порід нижнього архейського структурного ярусу під породи верхнього протерозойського ярусу Волинського блоку.

Новоград-Волинський блок займає невелику північно-західну частину аркуша і відокремлюється від сусідніх блоків Лізниківським (на півдні) та Королівсько-Житомирським (на сході) глибинними розломами. В його межах виділяється південний фрагмент Кам’янобрідської антиформної структури та північно-західне замикання Букинської синкліналі. До східної частини блоку приурочений фрагмент Красногірсько-Житомирської зони.

Характерною особливістю Новоград-Волинського блоку в межах аркуша (за геофізичними даними) є насамперед наявність великої кількості вузьких лінійно видовжених позитивних магнітних аномалій північно-західного простягання двох азимутів – 300° і 330° , утворених дайками основних порід. Цей блок також характеризується зниженим слабоградієнтним регіональним гравітаційним полем.

Коростенський блок – найбільш визначальна і чітко проявлена в геофізичних полях структура, яка займає майже половину (північно-східну частину) площі аркуша, що відображається як в регіональних, так і в локальних полях. За геофізичними даними, блок в межах території досліджень характеризується різким зниженням у північно-східному напрямку рівня регіонального гравітаційного і дипольним характером регіонального магнітного полів. Таке різке зниження рівня регіонального гравітаційного поля, можливо, є відображенням переважного поширення на глибині (до центру Коростенського блоку) порід кислого складу. Дипольний характер регіонального магнітного поля, очевидно, є проявом пластиноподібного залягання порід основного складу.

Масиви

Значна частина території досліджень зайнята масивами ультраметаморфічних та інтрузивних порід осницького, житомирського, букинського і коростенського комплексів, які формують разом з вулканогенно-теригенними породами тетерівської серії верхній структурний ярус кристалічного фундаменту.

Барашівський масив побудований гранітами та гранодіоритами осницького комплексу і вивопнює купольну ділянку Барашівської антиформи, розташованої в крайній північно-західній частині аркуша. На досліджуваній території представлено тільки його північно-східне закінчення, яке обмежене тектонічним порушенням (східним краєвим розломом Красногірсько-Житомирської зони), площа якого круто падає на південний захід, під масив.

За даними кількісних розрахунків аномалій сили тяжіння, Барашівський гранітоїдний масив має плоску форму, невелике розповсюдження на глибину (1,5–2,0 км) і чіткі круті контакти з вміщуючими його породами “рами”.

Букинський масив на сучасному ерозійному зрізі в плані має форму еліпсоподібного тіла, витягнутого у північно-західному напрямку. Його площа становить 170 км², а довжина близько 25 км і ширина 6–8 км.

У геофізичних полях Букинський масив проявлений досить контрастно і характеризується позитивною гравітаційною аномалією інтенсивністю 7–10 мГал, яка збігається з позитивною зонально побудованою магнітною аномалією. На периферії масиву спостерігається підвищене магнітне поле у вигляді смуг лінійно видовжених дугоподібних позитивних магнітних аномалій інтенсивністю до 1000 нТл. У центрі масиву магнітне поле знижене.

Масив належить до інтрузій глибинно-камернодиференційованого типу [35]. Внутрішня будова його складна, зумовлена багатофазним становленням і гравітаційно-кристалізаційною диференціацією магматичної речовини в кінцевій камері.

Аналіз наявних геолого-геофізичних матеріалів дає підстави нам дійти до висновку, що Букинський масив являє собою інтрузію, яка складається фактично з двох структур, вкладених одна в одну, з деяким зміщенням. Так, у південній частині масиву розташована чашоподібна структура з крутими контактами до глибини від 1 до 3 км, діаметром до 10 км, яка складена гіпербазит-базитовими утвореннями. В її північно-західну частину краєм вкладена жолобоподібна структура розміром 8×20 км, представлена габро-монзоніт-діоритовою асоціацією порід. Як показують сейсмічні дані, підошва масиву на південному сході залягає на глибині 1400–1500 м і поступово заглиблюється у північно-західному напрямку по серії тектонічних порушень до глибини 4000 м [121].

Прутівський масив (сил) у розрізі являє собою плитоподібне тіло протяжністю 2,85 км і середньою потужністю понад 200 м. Має полого (25–35°) північно-східне падіння. Характеризується високоінтенсивною, високоградієнтною дипольною магнітною аномалією та локальною слабоінтенсивною, до 1,0 мГал, гравіметричною аномалією, що може бути відображенням пологого падіння цього тіла в північно-східному напрямку.

У розрізі тіло має чітко виражену зональну будову. Виділяються верхня та нижня ендоконтактові зони, які складені аутометасоматично зміненими з ознаками гібридизму основними породами. Сам масив складений олівіновими та безоліновими габродолеритами, різнозернистими габро та габро-пегматитами, троктолітами. Зрідка відмічаються кислі диференціати, які представлені кварц-польовошпатовими

пегматитами. В екзо-ендоконтактах інтрузиву відмічаються зони прожилково-вкрапленої халькопирит-пентландит-піротинової мінералізації [15; 32; 33; 35; 121].

Коростенський плутон займає північну частину Волинського блоку Українського щита і в регіональному плані входить до складу інтрузивів анортозит-рапаківігранітної асоціації, які утворюють величезний пояс протяжністю понад 2000 км (приурочений до західної окраїни Східно-Європейської платформи), що простягається від м. Кіровограда через Білорусію, східну Польщу, Латвію до Південної Феноскандії.

У плані Коростенський плутон має майже ізометричну форму, простягаючись із заходу на схід на 150, а з півночі на південь – на 110 км. Загальна його площа становить понад 12 тис. км². Приблизно п'яту частину плутону становлять масиви анортозитів, габроанортозитів і габроноритів. Основна ж його маса складена гранітами рапаківі і рапаківіподібними [117]. Територія досліджень охоплює південно-західну частину плутону.

Існують різні точки зору на структуру і форму плутону. За В. С. Соболевим [63], інтрузив характеризується плитоподібною або лінзоподібною формою, а вертикальна потужність його досягає кількох кілометрів. Згідно з А. А. Полкановим [57], плутон являє собою міжформаційний хоноліт.

Сучасна геолого-геофізична модель будови Коростенського плутону наведена в роботах [36; 117]. В її основу покладено такі дані:

1. За результатами сейсмічних досліджень потужність інтрузії не перевищує 3–6 км; вона обмежується на глибині поверхню, де відбувається зміна швидкості поширення хвиль від 5,9 до 6,8 км/с [65].
2. За даними сейсмо-гравітаційного моделювання основні породи поширені не тільки в межах виходів на сучасний ерозійний зріз плутону, а також підстилають граніти коростенського комплексу.
3. Виходячи з того, що крупнозернисті безовоїдні граніти значною мірою поширені в межах плутону утворюючи крупні масиви і «вікна» серед рапаківіподібних гранітів, можна вважати, що вони являють собою фацію центральної частини гранітної інтрузії і складають глибинні горизонти масиву. Граніти ж рапаківі є фаціальною різновидністю зазначених гранітів, що утворилися в специфічних умовах – поблизу контакту з породами «рами», а рапаківіподібні граніти є припокрівлевими фаціями і залягають у верхній частині розрізу.

Таким чином, на основі сукупності цих ознак і даних сейсмогравітаційного моделювання спрощена зведена модель вертикального розрізу Коростенського плутону має такий вигляд (зверху до низу) [38; 117]:

- 1) граніти припокрівельної фації – рапаківіподібні – 0,5–1,0 км;
- 2) граніти головної фази укорінення – крупнозернисті, чіткопорфіроподібні безовоїдні та крупноовоїдні (власне рапаківі) – 1,0–1,5 км;
- 3) основні породи (габроанортозити з прошарками різної потужності габроїдів) – 1,5 км.

Загальна потужність плутону становить 3–6 км.

Контакти плутону з вміщуючими породами інтрузивні, іноді вони мають тектонічну природу. Падіння контактів центриклінальне, від 20–30 до 70–80°.

Досить поширені на території досліджень базитові породи утворюють Володарсько-Волинський масив.

Володарсько-Волинський масив у межах аркуша представлений своєю південною половиною. Це добре диференційований інтрузив, який має неоднорідно-зональну будову. В середній частині він складений переважно габроанортозитами і анортозитами, серед яких зустрічаються малі тіла габроїдів другої фази укорінення інтрузії; в периферійній частині переважають більш дрібнозернисті основні породи – габро, габронорити і габромонзоніти, які утворюють переривисте кільце навколо габроанортозитів.

У магнітному полі масив характеризується різко диференційованою мозаїчною картиною. В гравітаційному полі по периферії він виділяється максимальними значеннями сили тяжіння, а в центральній його частині поле сили тяжіння досить рівне. За результатами сейсмо-гравітаційного моделювання [81] у розрізі Володарсько-Волинський масив (у першому наближенні) характеризується збільшенням потужності в його периферійній частині порівняно з центральною. Його складнозбудована підоснова в центральній частині підвищена, місцями до 1,0–1,5 км, і найбільш опущена по краях і в районі гравітаційного максимуму, який пов'язаний з габроїдами, досягаючи 3,5–4,0 км. Це дає підставу розглядати крайову частину масиву як кільцевий канал підняття основної магми.

Гранітоїдні масиви житомирського комплексу мають невеликі розміри і широкий розвиток на території аркуша в ядрах купольних структур. Характеризуються гравітаційними мінімумами інтенсивністю до 6 мГал. Найбільшими з них є Киселівський (розміром 3×6 км), Чернявський (3×5,6 км), Олієвський (3,8×9 км) та Старосільський (6×6 км).

Киселівський і Чернявський масиви належать до типово алохтонних утворень (граніти бистрівського типу [105; 106; 147]). За формою залягання це гранітні діапіри. Складені порфіробластичними аляскітоподібними гранітами. В їх межах широко розвинені процеси грейзенізації та альбіт-мікроклінового метасоматозу. Кути падіння на крилах діапірів симетричні, круті – до 60–85°. Контакти з вміщуючими породами чіткі, як правило згідні.

До алохтонних масивів можна також зарахувати Старосільський масив, складений рівномірно-середньозернистими рожевувато-сірими гранітами житомирського типу, в яких калієвий польовий шпат переважає над плагіоклазом.

У будові параавтохтонного Олієвського масиву беруть участь плагіограніти і граніти житомирського типу з різким переважанням останніх. Перехід до вміщуючих ін'єкційних гнейсів поступовий, через зону мігматитів.

ВЕРХНІЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

Верхній структурний поверх – платформний чохол – залягає на пенепленізованому кристалічному фундаменті із значною перервою і кутовою незгідністю. Представлений осадовими відкладами мезозой-кайнозою потужністю до 70 м. Це слаболітофіціровані морські та континентальні відклади, які залежно від умов, часу седиментації та подальшої тектонічної обстановки, мають різне сучасне поширення на вивченій площі. Нерівномірним горизонтальним плащем вони покривають нижній поверх.

Як показують виконані дослідження, більшість структур осадового чохла вивченої території безпосередньо пов'язані з переміщеннями глибокого фундаменту і мають довготривалий і успадкований розвиток. А тому карту гіпсометрії поверхні кристалічного фундаменту ми розглядаємо нами як основу структурно-тектонічної схеми осадового чохла.

За віком максимальне проявлення тектонічних процесів (пов'язаних з активізацією докембрійського фундаменту) у фанерозойський період розвитку території досліджень відповідає альпійській епісоду тектогенезу. Формування альпійського структурного комплексу відбувалось у складній структурно-тектонічній обстановці, коли довготривалі епохи осадконакопичення змінювалися не менше довготривалими періодами розмиву, зумовленими епейрогенічними коливаннями змінного знака. Складений цей комплекс крейдовими, палеогеновими, неогеновими та четвертинними відкладами. При цьому слід зазначити, що структурний план осадових утворень різних зрізів дещо відрізняється.

Так, донеогенові утворення, як правило, виповнюють депресійні структури, які контролюються тектонічними зонами та опущеними блоками. При цьому треба мати на увазі, що верхньокрейдові і палеогенові відклади обухівської світи, які формувалися в умовах морського басейну, звичайно мали плащоподібне первинне залягання. Але сучасне їх розповсюдження зумовлено інтенсивним розмивом відкладів у пізніший час, через що вони збереглися в основному в межах депресійних структур, де мали значно більші первинні потужності.

Широкий розвиток нижньо-середньоміоценових відкладів новопетрівської світи на всій території досліджень також дає підстави припустити, що первинний їх покрив був майже суцільним, але позитивні рухи наприкінці середнього міоцену в західній частині Новоград-Волинського та південній частині Коростенського блоків призвели до їх значного розмиву.

На початку верхнього міоцену сформувався ряд палеодепресій у рельєфі кристалічного фундаменту, головними з яких є субширотна Вільсько-Барвінівська та діагональна (північно-західного напрямку) Покостівська, а також ряд менших субмеридіонального простягання, в яких відбулося накопичення неогенової товщі вуглистих глин та пісків. Ймовірно, що розширені ділянки зазначених депресій являють собою систему опущених блоків кристалічного фундаменту, з'єднаних між собою ерозійними долинами.

Для депресійних понижень характерна ритмічна будова відкладів глинисто-піщаної товщі, що свідчить про неодноразову зміну знака руху окремих блоків упродовж її формування.

У сучасному рельєфі кристалічного фундаменту тектонічні уступи, які контролюють депресії, чітко не виділяються; на їх місці відмічаються лише пологі перегини поверхні. Це пояснюється тим, що вертикальні переміщення блоків у мезозой-кайнозое здійснювалися без чіткого проявлення розривів суцільності як кристалічних утворень, так і осадових товщ, що залягають вище. Якщо і виникали незначні розриви, проявлені уступами на поверхні фундаменту, то вони в подальшому зазнали денудаційної обробки і перетворилися на менш круті схили.

Характерно, що новопетрівські відклади практично відсутні в межах цих депресій.

Ряд найбільш понижених ділянок депресій (район смт Червоноармійськ, сс. Великий Луг, Новохатки, Рижов) у сучасному рельєфі являють собою підвищені вододіли, ймовірно, що це активні інверсійні неотектонічні структури.

Для пліоценових та четвертинних відкладів характерне залягання у вигляді нерівномірного горизонтального покриву.

Плікативні дислокації на території досліджень відсутні, але встановлено і вивчено своєрідні діяпіроподібні структури [67], які утворені первинними каолінами. Ці структури розташовуються над ділянками лінійної кори вивітрювання і в розрізі мають форму вузьких куполів та клинів. Висота діяпіроподібних форм досягає 18 м.

Крім зазначених діяпіроподібних структур за комплексом методів установлюються фрагменти розривних порушень. Переважна їх більшість є успадкованою і пов'язані вони з активізацією раніше закладених

головних та другорядних зон розломів кристалічного фундаменту, які розділяють тектонічні блоки. Тектонічні порушення в осадовому покриві мають незначну вертикальну амплітуду переміщення (до перших десятків метрів). Розломи переважно фіксуються на геологічних розрізах за коливанням рівнів опорних горизонтів і їх потужності, випаданням деяких горизонтів на окремих ділянках розрізу, а також за різкою зміною потужності та літолого-фаціального складу осадового чохла в цілому.

Слід зазначити, що на території досліджень досить широко проявлені неотектонічні рухи, які формують сучасний рельєф; вони охарактеризовані в розділі "Геоморфологія".

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

Геологічна історія формування земної кори регіону, невід'ємною частиною якого є територія досліджень, досить складна і з сучасних позицій детально розглянута в роботах [38; 117]. За характером геотектонічних режимів і перебігом пов'язаних з ними геологічних процесів в історії геологічного розвитку цієї території, як і всього Українського щита, виділяються два великих етапи: докембрійський та фанерозойський.

ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ ЕТАП

Охоплює архейський і протерозойський акрони, упродовж яких сформувалася кора континентального типу. У докембрійській історії розвитку УЩ виділяється шість епох тектогенезу, які за обсягом відповідають тектоно-магматичним циклам [72]: дністровська (AR_1), азовська (AR_2), дніпровська (AR_3), криворізька (PR_1), клесівська (PR_2) та рифейська (PR_3). Кожний з них починається з прояву вулканогенно-осадових процесів при розтяганні земної кори, а закінчується стисненням, магматизмом, метаморфізмом та ультраметаморфізмом.

Виходячи з цих уявлень історія геологічного розвитку досліджуваного району має такий вигляд.

Ранньоархейська епоха тектогенезу (дністровій) охоплює найбільш ранній (3650–3400 млн років), початковий етап розвитку континентальної кори в регіоні. Для цього етапу характерна активна вулканічна діяльність (вплив магми переважно основного складу) та відкладання в ізольованих басейнах теригенного матеріалу граувакового рівня основності.

Наприкінці дністровської епохи тектогенезу, коли первинний фундамент був уже перекритий потужними товщами вулканогенно-осадових порід, які виконували роль екрану для теплових і флюїдних потоків, що надходили знизу, проявилися метаморфізм гранулітової фації та ультраметаморфізм. Завершилася ця епоха становленням ендербітового гайворонського комплексу. Це був перший етап кратонізації первинної земної кори, під час якого сформувалася кора перехідного типу.

Слід зазначити, що уявлення про повсюдне поширення гранулітового фундаменту в межах Волинського блоку не є загальноприйнятим. В. А. Рябенко [59] вважає, що архейська гранулітова основа має розвиток тільки в південній частині Волинського блоку, а в північній частині цоколем для нього виступають породи первинного аортозитового шару. Їх зміненіми аналогами є габроанортозитові породи Коростенського плутону. В ранньому докембрії у тектонічному відношенні цей аортозитовий субстрат поведився як жорсткий серединний масив, який пасивно реагував на всі зміни структури.

Середньоархейська (азовій: 3400–3600 млн. років) та пізньоархейська (дніпровій: 3200–3600 млн років) епохи тектогенезу в районі досліджень не проявились. Очевидно, що протягом зазначених епох ця територія щита перебувала у квазікратонному стані.

Ранньопротерозойська епоха тектогенезу (криворозжій) проявилася у віковому інтервалі 2600–2000 млн років. Вона поділяється на три етапи.

Перший етап тектогенезу (шереметівський) ознаменувався деструкцією земної кори Волинського сегмента протоконтиненту і формуванням зон розсіяного рифтогенезу, в яких відбувалося накопичення вулканогенно-осадових утворень василівської світи тетерівської серії [35; 38; 53]. На пізній стадії формування цих зон процеси розтягу змінилися процесами стиснення і складові василівської світи зазнали метаморфізму в умовах амфіболітової фації. З колізійними процесами в палеозоні глибинного скупчення пов'язано формування низьколуужних S - гранітоїдів ранньої колізії (шереметівський комплекс).

Другий етап (житомирський) характеризується формуванням первинних порід городської світи в палеогеодинамічних умовах пасивних континентальних окраїн, які представлені одноманітною за складом теригенною формацією. Наприкінці цього етапу тектогенезу на території досліджень була проявлена пізня колізія, внаслідок якої складові городської світи в катазоні колізійного складчастого поясу зазнали метаморфізму епідот-амфіболітової фації. З пізньою колізією також пов'язано формування ультраметаморфічних гранітоїдів бердичівського та житомирського комплексів.

Третій етап тектогенезу (букинський) відповідає стадії максимального проявлення внутрішньоконтинентальної колізії і формування колізійного орогену, в результаті чого відбулося селективне плавлення мантіїно-корового субстрату та становлення габроїдів букинського комплексу.

Із завершенням криворізького циклу розвитку регіону конструктивні екзогенні та ендегенні процеси нарощування земної кори змінилися деструктивними, коли основну роль відігравали денудаційні процеси та магматизм. Починаючи з мезопротерозою територія досліджень вступила у квазікратонну стадію розвитку. За термінологією різних дослідників, це був геотектонічний режим: стабілізації платформи, субплатформний, рухомої платформи. В цей час активні тектонічні процеси відбувалися лише в зонах тектоно-магматичної, тектоно-метасоматичної активізації та склепінно-брилових магматогенних підняттях.

Середньопротерозойська епоха тектогенезу (клесівій) охоплює віковий інтервал 2000–1700 млн років і включає кілька етапів розвитку земної кори району, пов'язаних з його тектоно-магматичною активізацією.

Так, з активізацією території досліджень на початку клесівської епохи тектогенезу пов'язаний широкий розвиток розломів діагональної системи орієнтування та формування дайок і силів кайнотипних олівінових долеритів і габродолеритів прутівського комплексу. За комплексом ознак (петрографічних, петрохімічних, мінералогічних та ін.) вони належать до субвулканічної фації прототрапової формації [35].

Осницький етап тектогенезу відповідає часу формування Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу (за межами аркуша) в складних геодинамічних умовах – активної континентальної окраїни андійського типу або внутрішньоконтинентальних [1]. Відлуння цих подій на території досліджень проявилися у вигляді її спряженої тектоно-магматичної активізації і формуванні гранітоїдів осницького комплексу, які в межах описуваного району мають незначне поширення.

Наступний – пугачівський етап розвитку регіону пов'язаний з його тектонічною активізацією у зв'язку з розвитком склепінно-брилового підняття. Наростання сил розтягу зумовило утворення великої кількості розломів у центральній і крайовій частинах підняття і формування системи горстів та грабенів, в основному на площі, зайнятій згодом Коростенським плутоном. Грабени заповнювалися континентальними алювіально-делювіальними відкладами пугачівської товщі. В невеликій кількості виливалася магна, головним чином кислого та середнього складу. Продукти цього етапу розвитку зустрічаються у вигляді ксенолітів серед порід плутону.

Наприкінці пугачівського тектонічного етапу в межах сучасної території Коростенського плутону внаслідок глибових опускань утворилася мульдоподібна западина.

Початок (на рубежі 1800 млн років) коростенського тектоно-магматичного етапу позначився укоріненням інтрузій основних порід. Базитова магна впроваджувалась уздовж кільцевих розломів і великих тектонічних зон різного напрямку, які обмежують і перетинають мульдоподібну структуру, виповнену пугачівськими пісковиками. По межі розділу покрівля гнейсів – підшва пісковиків магна розтікалась у горизонтальному напрямку, утворюючи складні за конфігурацією міжформаційні та внутрішньоформаційні (міжпластові) тіла. В заключну фазу цього етапу сформувалися граніти коростенського комплексу. Вважається, що коростенський тектоно-магматичний цикл охоплює інтервал 60 млн років [14].

Формування Коростенського плутону пов'язано з мантіїним діапіром, який стимулював появу осередків гранітної магми в середній частині земної кори, інтродуваної у верхньокорові горизонти та викристалізуваної на глибині 3–5 км, при температурі 850–650⁰С [22]. Зі становленням плутону на території досліджень встановлюється платформний режим.

Наприкінці клесівської епохи тектогенезу з ранньою стадією збранківського етапу тектоно-магматичної активізації пов'язано формування дайкових базитів сублужної габродолеритової формації (дайковий комплекс). Сублужні породи зазначеної формації за особливостями хімізму зіставляються з базальтами лужнобазальтових серій, поширених в областях тектоно-магматичної активізації консолідованих областей і в рифтових зонах. Важливою є петрохімічна подібність порід габродолеритової формації з плагіопорфіровими базальтами передрифтової стадії розвитку грабена Осло. Вважається [1], що укорінення інтрузій (сублужної габродолеритової формації) спряжено з початком процесів рифтогенезу.

На завершення розгляду історії формування кристалічного фундаменту зауважимо, що даних про подальшу історію геологічного розвитку досліджуваного району дуже мало. На площі аркуша немає відкладів палеозою, а також тріасового та юрського періодів мезозою. Можна припустити, що у зазначений час район вивчення зазнавав підняття та інтенсивної денудації.

ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

Охоплює мезозойську та кайнозойську ери, протягом яких відбулося формування кір вивітрювання та накопичення крейдових, палеогенових, неогенових та антропогенових відкладів.

В апт-альбський час на території аркуша існували континентальні умови. В депресіях, давніх долинах і долиноподібних пониженнях відкладалися грубозерністі піски іршанської світи. Відсутність верхньоальбсько-сеноманських відкладів на цій території пояснюється, можливо, тим, що в цей час площа

досліджень, на відміну від сусідніх ділянок, продовжувала перебувати у континентальному режимі розвитку. Дуже обмежене поширення відкладів іршанської світи свідчить про їх інтенсивний розмив у цей час.

Трансгресія моря в туронський час захопила практично всю територію аркуша, свідченням чого є наявність цих відкладів у різних його частинах. Можливо, що в цей час територія досліджень була мілководною частиною моря, в якій відбувалося накопичення піщаних відкладів, збагачених карбонатним матеріалом; у процесі діагенезу в товщі цих відкладів утворилися прошарки, лінзи і стягнення кременів та кременистих пісковиків (мошно-руднянська світа). Зауважимо, що потужність зазначених відкладів у депресійних структурах значно більша, порівняно з інверсійними неотектонічними структурами, де вони значною мірою розмиті.

Починаючи з другої половини пізньої крейди територія вивчення являла собою підняття, на якому переважали ерозійні процеси. За даними А. А. Гойжевського [18; 19], осадконакопичення на площі аркуша відновилось у середньому еоцені, коли внаслідок опускання території в річкових долинах і озерах відбувалося накопичення піщано-глинистої вугленосної товщі бучаку.

У пізньому еоцені в результаті поступового опускання території континентальний режим змінився на морський і відбулося відкладання дрібнозернистих глауконіт-кварцових пісків обухівської світи. Проте висхідні рухи під кінець палеогену призвели до розмиву відкладів обухівської світи на значній частині вивчення території.

У міоцені етап денудації змінився етапом осадконакопичення відкладів у континентальних умовах, які домінували до теперішнього часу. У ранньому-середньому міоцені в результаті низхідних тектонічних рухів окремих блоків утворилася серія понижень, в яких формувались озера і відкладалися піски каоліністи з прошарками та лінзами вторинних каолінів новопетрівської світи. Позитивні тектонічні рухи на початку пізнього міоцену розмили утворення новопетрівської світи на більшій частині площі вивчення. Континентальні фації верхнього міоцену глинисто-піщаної товщі характеризують флювіальні та озерно-болотні умови накопичення в межах акумулятивної рівнини.

У пліоцені відбулося лише деяке підвищення рівнини, на якій в умовах досить сухого і жаркого клімату формувалися субаеральні (елювіально-делювіальні) фації товщі червоно-бурих глин.

В еоплейстоценовий час територія аркуша була охоплена підняттям, завдяки чому відбувається частковий або повний розмив раніше накопичених осадків.

У ранньому неоплейстоцені територія досліджень являла собою дуже заболочену денудаційно-акумулятивну рівнину з численними озерами і річковими долинами, в яких відбувалося накопичення субаеральних, алювіальних і озерно-болотних відкладів. Ерозійні процеси відбувалися лише в блоках, що піднімалися.

У середньонеоплейстоценовому етапі в результаті материкового зледеніння континентальної частини України відбувається накопичення товщі льодовикових (моренних суглинків) та флювіогляціальних (супіски, піски) відкладів. Після відступу льодовика сформувалася велика полого-хвиляста моренно-зандрова рівнина [9].

Наприкінці середнього та в пізньому неоплейстоцені в результаті неотектонічних рухів окремих блоків території відбувається формування мережі річкових систем, які виступають як головний фактор розчленування сучасної денудаційно-акумулятивної рівнини.

У голоценовому етапі формується алювій заплавлі річок, а також озерні, болотні і техногенні відклади. В цей час, очевидно, відбуваються незначні за амплітудою позитивні рухи та «відмирання» дрібних водотоків.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

Територія аркуша розміщується в межах Східно-Європейської платформи і є цокольною підвищеною рівниною Українського щита – Центрального та, частково, Волино-Подільського її геоморфологічних рівнів [51]. Входить до складу двох геоморфологічних областей: Українського Полісся та Придніпровської правобережної підвищеної рівнини.

Територія досліджень має неоднорідну геоморфологічну будову, яка зумовлена структурними особливостями докембрію, характером четвертинних відкладів та сучасних геоморфологічних процесів. За сукупними морфоструктурними і морфоскульптурними особливостями рельєфу та геологічною будовою виділен такі райони:

Коростенська морфоструктура (ІА): денудаційно-акумулятивна рівнина еолово-денудаційної морфоскульптури на породах кристалічного фундаменту.

Новоград-Волинська морфоструктура (ІБ): денудаційна рівнина льодовикової еолово-денудаційної морфоскульптури на породах кристалічного фундаменту (ІБ₁); денудаційна рівнина позальодовикової еолово-денудаційної морфоскульптури на породах кристалічного фундаменту (ІБ₂).

Коростишівська морфоструктура (ІВ): денудаційно-аккумулятивна рівнина льодовикової еолово-денудаційної морфоскульптури на осадових породах мезозой-кайнозою (ІВ₁); денудаційно-аккумулятивна низовина льодовикової морфоскульптури на осадових породах неогену (занурена частина Українського щита) (ІВ₂).

Слуцько-Тетерівська морфоструктура (ІГ): денудаційно-аккумулятивна рівнина позальодовикової еолово-денудаційної морфоскульптури на осадових породах неогену.

Чуднівсько-Андрушівська морфоструктура (ІІА): лесова, частково озерно-водно-льодовикова розчленована аккумулятивна рівнина на осадових породах неогену.

Найважливішими рельєфоутворюючими факторами на території досліджень були неотектонічні посування та комплекс різноманітних екзогенних процесів. Залежно від головних факторів формування рельєфу виділяють денудаційний, структурно-денудаційний, денудаційно-аккумулятивний, еолово-аккумулятивний та ерозійно-аккумулятивний його структурно-генетичні типи.

Денудаційний і структурно-денудаційний рельєф

Ці типи рельєфу зустрічаються в межах усіх описаних вище морфоструктур, але найбільше розвинені в межах Новоград-Волинської, для якої характерні денудаційні останці.

Денудаційні останці в рельєфі виражені у вигляді відносно невисоких (2,5–5,0 м) овальної форми горбів з пологими схилами, на яких відмічаються численні уламки вивітрених кристалічних порід, а також у вигляді порівняно рівних ділянок поверхні, складених кристалічними породами гранітних полів. Денудаційні останці витягнуті, в основному з південного сходу на північний захід або в субширотному напрямку.

Поширення денудаційних останців і їх морфологія тісно пов'язані з тектонічними умовами і петрографічним складом гірських порід. В основному вони приурочені до ділянок стійких підвищень, у межах яких денудація переважає над накопиченням. Складені ці форми рельєфу здебільшого гранітами, пегматитами, рідше мігматитами. Дуже часто пониження між останцями формуються в гнейсо-мігматитовій товщі. Таким чином, велике значення у формуванні цих форм рельєфу, поряд з тектонікою, має селективна денудація. В районах масового розвитку денудаційних останців формувалася специфічний генетичний тип четвертинних відкладів – елювіально-делювіальний.

У межах інших морфоструктур зазначені типи рельєфу досить часто відмічаються на схилах рр. Тетерів, Ірша, Гнилоп'ять та їхніх приток.

Денудаційно-аккумулятивний рельєф

Значна частина території аркуша належить переважно до моренно-зандрових рівнин району поширення дніпровського льодовика – *льодовикова мезоморфоскульптура*. Межа поширення льодовика простягається у субмеридіональному напрямку вздовж центральної частини аркуша. Механічна дія потужних льодових мас на рельєф та відкладення морени призвели до значного вирівнювання додніпровського рельєфу і утворення аккумулятивно-денудаційної рівнини моренно-зандрового походження. Її абсолютні відмітки змінюються в межах від +240 до +160 м. Поверхня рівнини трохи хвиляста, з загальним зниженням на північний схід. Рівнинність її порушують тільки річкові долини з їх терасами, заболочені низини та невеликі горби. Горбистість зумовлена виходами кристалічних порід, а також аккумулятивними процесами (еолового та моренного походження). Ози та озоподібні пасма, складені моренно-флювіогляціальними відкладами, простежуються в районі сс. Славів, Пекарщина, Бежів, Моделів, мають висоту від 5 до 20 м і витягуються на відстань до 3 км, завширшки в основі до 300 м.

Позальодовикова мезоморфоскульптура представлена зандровими низинами, утвореними флювіогляціальними фаціями.

Як показали дослідження [11], піщані четвертинні фації і рельєф поліських зандрових (піщано-грунтових) ландшафтів позальодовикової і льодовикової морфоскульптур у післяльодовикові етапи зазнали суттєвих еолово-делювіальних перетворень. Внаслідок еолово-дефляційних процесів, тобто еолового перевіювання приповерхневого матеріалу та виносу з нього дрібнозернистих (пиловатих та глинистих) частинок, на місці зазначених морфоскульптур сформувалася фактично нова макро-мезоморфоскульптура вже еолового походження – еолово-денудаційна.

Еолово-аккумулятивний рельєф

Цей структурно-генетичний тип рельєфу характерний для лесових районів *морфоскульптури Чудново-Андрушівської лесової рівнини*. Він сформувався за рахунок інтенсивних афляційних еолових процесів, тобто привнесенням пиловатих та глинистих частинок на поверхню ґрунту із сусідніх еолово-дефляційних зандрових ділянок протягом пізньонеоплейстоценового етапу.

Особливістю Чудново-Андрушівської лесової рівнини є те, що накопичення потужних (до 15 м) товщ лесу відбулося в основному за один бузький (холодний післядніпровський) етап водночас з досить інтенсивним тектонічним підняттям території. Про це свідчить наявність серії глибоковрізаних річкових долин.

У геоморфологічному відношенні ця рівнина виділяється в рельєфі, піднімаючись на 50–60 м серед навколишніх низинних просторів. Абсолютні відмітки тут досягають +280 м. Контрастність висот між лесовою рівниною і навколишньою місцевістю, літологічний склад порід (лесоподібні суглинки, які легко розмиваються) та інші чинники сприяють інтенсивному розвитку денудаційних процесів. На схилах широко розвинені яружно-балочні форми рельєфу. Малюнок яружно-балочної мережі кулісоподібно-комірчастий. Яри та балки глибокі, часто з прямовисними стінками. Більшість з них має V-подібний поперечний профіль з вузьким днищем.

На поверхні рівнини часто зустрічаються невеликі безстічні улоговини розміром 50–100 м у діаметрі, утворення яких пов'язується з просіданням лесових порід. У межах лесової рівнини простежуються невеликі зсуви, які в цілому не впливають на розвиток рельєфу. На рівнині також відбувається інтенсивна площинна ерозія.

Окрім зандрового та лесового мезорельєфу еолового походження в межах території аркуша поширені локальні позитивні еолові форми рельєфу – *дюни, піщані пасма, кучугури*. Вони складені дрібно- та середньозернистими пісками і розвинені в межах різних елементів рельєфу. Вік їх утворення післядніпровський, а час утворення припадає на холодні етапи, коли існували сухі умови. Еолові локальні форми рельєфу утворюють комплекси у вигляді окремих масивів. Форма цих масивів, як правило, видовжена, а всі або більшість їх елементів мають згідну орієнтацію вздовж довгої осі поля. Геологічні та геоморфологічні особливості еолових форм рельєфу, а також загальний та локальний план їх розташування дають підстави погодитися з висновками про тектонічну їх зумовленість і належність локальних еолових форм рельєфу до окремих розломних порушень земної кори [67]. Відповідно і скупчення та поля еолових форм рельєфу можна розглядати як індикатори розломних зон.

Ерозійно-аккумулятивний рельєф

У результаті флювіальних процесів, пов'язаних в основному з діяльністю рік у міоцен-четвертинний час, утворилася система ерозійних форм.

Водно-ерозійні форми на території досліджень мають значне поширення. Густота гідромережі становить 0,35–0,4 км/км²; вона належить до басейнів рр. Тетерів та Случ. Загальний план гідрографічної мережі зумовлений гідрографічною структурою району і належить до прямокутно-перистого типу. Разом з тим на ряді ділянок спостерігаються й інші типи планових малюнків гідромережі.

Більшість водотоків району вивчення належить до басейну р. Тетерів, яка перетинає територію досліджень у загальному напрямку з південного заходу на північний схід. На території аркуша р. Тетерів протікає в межах трьох геоморфологічних структур, які протягом четвертинного часу зазнали в основному підняття. Через це долина р. Тетерів має трапецієподібну форму. Глибина врізу долини в породи кристалічної основи коливається від 30 до 50 м. Важливою морфологічною особливістю долини є чергування звужених і розширених відрізків долини. В місцях звужування долина р. Тетерів (ширина 0,1–0,2 км) має каньйоноподібний характер з крутими, майже вертикальними скелястими берегами, що піднімаються на висоту 25–30 м. Ділянки аналогічної будови відмічаються і в деяких долинах приток р. Тетерів, зокрема в долині р. Кам'янка (район м. Житомир) і р. Гнилоп'ять (район с. Троянів і на північ від с. Головенка). Ймовірно, що на будову долини р. Тетерів і її приток суттєво впливали неотектонічні процеси, які зумовили її коліноподібні згини та спрямлені ділянки, зміну напрямку течії, різке звужування і розширення долин, наявність у долині поглиблених ділянок, а також численних порогів і перекатів. Окремі деталі малюнка гідромережі, зумовлених тектонікою, спостерігаються й на інших ділянках зазначеної території.

Найдавнішим елементом сучасних долин у межах території досліджень є друга надзаплавна тераса, розвинена на схилах рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять.

У долині р. Тетерів друга надзаплавна тераса не має суцільного розповсюдження, а спорадично зустрічається у межах всіх морфоструктур, які вона пересікає.

В межах Случько-Тетерівської морфоструктури задана тераса досить широко розвинена в районі від с. Перлявка до м. Житомир; за характером будови вона ерозійно-аккумулятивна. На південь від с. Тетерівка спостерігається спільна друга надзаплавна тераса рр. Тетерів, Гнилоп'ять, Гуйва. Ширина тераси досягає 0,5–2,0 км; її перевищення над урізом води становить 14–16 м. У рельєфі тераса виражена слабо і виділена за даними буріння. Потужність алювію змінюється від 3–5 до 8–10 м.

У межах лесової рівнини друга надзаплавна тераса р. Тетерів простежується на південь від м. Житомир і має в основному аккумулятивну будову. На схід від с. Станішівка, на правому схилі долини відмічаються незначні за площею ділянки розвитку ерозійно-аккумулятивної цокольної тераси. Ширина її досягає 0,5–0,7 км, перевищення над урізом води становить 16–18 м. Потужність делювію змінюється від 5–6 до 12,0 м.

Друга надзаплавна тераса широко розвинена на правому схилі р. Тетерів від с. Бистри до с. Стрижівка; тут вона цокольна, а за характером будови ерозійно-аккумулятивна. Ширина тераси в цьому районі досягає 2,0 км, перевищення над урізом води – 16–18 м. В рельєфі вона виражена слабо і виділена в основному за даними буріння. Потужність алювію змінюється від 2–3 м до 16,0 м (свердл. 212) [146].

Перша надзаплавна тераса поширена в долинах рр. Лісова, Гуйва, Рівець, Тетерів і має локальний розвиток у долинах рр. Кам'янка, Гнилоп'ять, Коднянка. Перша надзаплавна тераса переважно акумулятивна, але зустрічаються й ерозійно-акумулятивні ділянки. Відносна висота тераси прямо залежить від режиму і розміру річок і змінюється від 4–6 м (у долинах рр. Лісова, Коднянка, Рівець) до 8–10 м (у долині р. Гуйва, Тетерів). Ширина тераси змінюється в широких межах – від декількох десятків метрів до 1,0 км. У рельєфі вона виражена порівняно добре – має чіткий уступ, тиловий шов і своєрідну піщану поверхню з еоловими формами рельєфу. В межах ерозійно-акумулятивних ділянок часто спостерігаються останці обтікання, складені породами кристалічної основи. Потужність алювію змінюється від 3 до 10 м.

Заплавні тераси простежуються смугами різної ширини в межах усіх річкових долин. Звичайно спостерігаються два рівні заплавної тераси – високий і низький.

У долинах великих річок (Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять, Коднянка, Кам'янка) заплава високого рівня має більше поширення, ніж заплава низького рівня; її висота коливається в межах 2–3 м, а ширина не перевищує перших сотень метрів. Поверхня заплави характеризується наявністю старикових понижень і проток, дрібних озер і невисоких прируслових валів, а на окремих ділянках ускладнюється останцями обтікання, складеними кристалічними породами.

Заплава низького рівня в долинах великих річок зустрічається зрідка, її висота не перевищує 1,5 м. Нерідко поверхня заплави низького рівня заболочена, часто в її межах і в руслі річки спостерігаються численні виходи порід кристалічної основи, які в руслі утворюють пороги. Звичайно ділянки з виходом кристалічних порід на денну поверхню в межах заплави і русла річки приурочені до перегинів поздовжнього профілю долин річок. Природа цих перегинів, напевне, різна. Деякі з них пов'язані з незавершеністю ерозійних циклів, інші зумовлені змінами в літологічному складі корінних порід. Необхідно також враховувати при цьому і прояв неотектонічних рухів.

До водно-ерозійних форм рельєфу території аркуша належать також *промоїни, яри і балки*, які розвинені в межах площ поширення лесових порід, а також на крутих схилах долин річок і струмків.

Промоїни у верхів'ї, як правило, мають поперечний профіль V-подібної форми, а нижче – трапецієподібної. Довжина промоїн від декількох десятків до перших сотень метрів, ширина становить декілька метрів, глибина – від 1 м до 2–3 м, рідше досягає 4 м. Часто промоїни є верхів'ями ярів. У межах території досліджень відмічаються тільки берегові яри лінійної або ланцетоподібної форми. Схили ярів круті, іноді вертикальні. Морфологію схилів і планову конфігурацію ярів ускладнюють процеси сповзання схилів, особливо вони активізуються у разі розкриття ярами водонесного горизонту. Ступінь розчленування ярів має суттєве значення тільки в межах поширення лесових відкладів. Особливо густа мережа ярів у районі сс. Левків, Велике Кошарище, Стрижівка, Лука, Ліщин, Іванків. У цих районах глибина ярів досягає 25–30 м, а довжина – до 1,0 км. В руслах ярів на заплавах долин і річок формуються конуси виносу незначних розмірів. У районі с. Левків конуси виносу утворюють значну площу (до 100–200 м²).

Балки в межах території досліджень поширені меншою мірою, ніж яри. Звичайно вони трапецієподібної форми, із задернованими схилами, довжина їх незначна за протяжністю. Іноді великі яри поблизу русла мають характерні риси балки.

Болота і заболочені пониження в межах території аркуша приурочені в основному до межиріч, рідше до річкових долин. Найвищий ступінь заболоченості має територія Коростишівської моренно-зандрової морфоструктури, рідше зустрічаються заболочені ділянки в межах Случько-Тетерівської і Новоград-Волинської морфоструктур. Порівняно значному поширенню заболочених ділянок сприяє цілий комплекс природних умов: слабка розчленованість рельєфу, наявність неглибоко залягаючих водотривів, значна кількість опадів, високий рівень ґрунтових вод, позитивний баланс вологості.

Найбільші болотні масиви розміщені у верхів'ях річок і струмків, а також на межиріччі: на північ від м. Житомира, на північний схід і схід від с. Троянів – урочища Вовча Скеля (верхів'я р. Коднянка), Бакай (межиріччя рр. Коднянка і Гуйва), Годове Болото (верхів'я р. Рівець). Формування окремих великих болотних масивів, очевидно, зумовлене диференційованими рухами неотектонічних блокових структур. Більшість боліт території належить до низинного типу. Дуже рідко спостерігаються болота перехідного і верхів'яного типів. Вони в основному невеликих розмірів, округлої або овальної форми.

Мікрозападини (пониження округлої форми розміром від декількох десятків до перших сотень метрів) досить поширені в межах лесової слабохвилястої рівнини і лесових островів і значно рідше в межах Коростишівської моренно-зандрової рівнини. Утворились мікрозападини внаслідок процесів суфозії. У процесі геолого-геоморфологічних спостережень великі западини, більша частина яких інтенсивно заболочена, добре простежуються в рельєфі, дрібні западини чітко дешифруються на великомасштабних аерофотознімках.

Техногенні форми рельєфу

Техногенні морфоскульптури виникли в результаті господарської діяльності людини і розповсюджені повсюдно. Позитивні техногенні форми рельєфу представлені дорожніми насипами, дамбами, відвалами кар'єрів, а негативні – численними меліоративними каналами і кар'єрами. Розміри кар'єрів різні – від 50 м до

1,0 км діаметром (район Коростишівського буровугільного басейну). Відпрацьовані кар'єри або заповнені водою, або рекультивовані (район смт Володарськ-Волинський, с. Стрижівка). Розміри каналів коливаються в широких межах – ширина від 2 до 6 м, глибина від 1 до 4 м.

На карті четвертинних відкладів частина техногенних форм рельєфу показана відповідними топографічними знаками, а більші (рекультивовані відвали кар'єрів, відстійники) – відповідним кольором техногенних відкладів.

Похований рельєф

Обмежене поширення дочетвертинних осадових відкладів не дають змоги реконструювати рельєф поверхні, що передусе накопиченню четвертинних відкладів.

Елементами давнього рельєфу, які найбільше збереглися, є великі негативні, звичайно поховані структури – річкові долини. Давні вододільні простори у більш пізніші періоди неодноразово перетворювались ерозійно-денудаційними процесами, тому сліди давніх поверхонь на цих ділянках не збереглися. У процесі виділення похованих долин і визначення часу їх закладення ми користувалися як гіпсометрією кристалічного фундаменту, так і потужністю та віковою належністю тих осадових відкладів, які виповнюють негативні структури.

З більшим або меншим ступенем впевненості на території картування виділяють неогенові та ранньо-середньонеоплейстоценові поховані долини [9].

Численні ділянки неогенових долин, що збереглися, свідчать про те, що ці долини за своїми параметрами в районі досліджень перевершували всі наступні більш молоді долини. Ширина неогенових долин досягала 5–7 км, а перепад абсолютних відміток їх тальвегів і сучасних вододілів досягає 100 м. Вони досить чітко фіксуються в гіпсометрії поверхні кристалічної основи. Основна неогенова долина території картування приурочена до субширотної Вільської палеодепресії. Для долини характерне чергування розширених ділянок (де ширина долини досягає 5–7 км) із звуженими ділянками (ширина долини до 1,0 км).

Долини ранньо-середньонеоплейстоценового віку виділяються фрагментарно. Їх контури нечіткі, розпливчасті, в рельєфі кристалічної основи вони майже не виражені.

У північно-західній частині ранньо-середньонеоплейстоценова долина орієнтована субмеридіонально і проходить за 1,0–1,5 км на схід від сучасної долини р. Уж. Ймовірно, що ця долина мала північний напрямок течії і була верхів'ям "Пра-Ужа". Частково вона успадкована нижньою течією р. Бродець, правої притоки р. Уж.

Найбільша долина цього віку проходить (трасування дається вниз по течії авнього водотоку) від с. Теньківка до сс. Цвітанька – Стрибіж. А. М. Маринич [46] виділяв цю долину як верхів'я Малопопільської ранньо-середньонеоплейстоценової палеодолини.

Ранньо-середньонеоплейстоценові долини відрізняються від неогенових порівняно невеликим врізом і потужністю відкладів, що виповнюють їх. Очевидно, формування їх відбувалося в умовах слабкорозчленованого рельєфу, що сприяло утворенню численних варіантів долин. Тому ці відклади за генезисом є алювіально-озерними.

Історія формування сучасного рельєфу

Формування сучасного рельєфу території вивчення почалося з неогену (на доеогеновій поверхні вирівнювання), коли тут встановилися континентальні умови. Цілком імовірно, що найдавнішими формами сучасного рельєфу є численні денудаційні останці, формування яких розпочалося після розмиву наприкінці пліоцену на ряді ділянок більш давніх відкладів і триває на сучасному етапі. Це пояснюється приуроченістю згаданих форм рельєфу до тектонічних структур, які зазнали протягом неотектонічного етапу стійких, невеликих за амплітудою підняття [67].

Формування сучасної гідрографічної мережі розпочалося після відступу з Полісся дніпровського льодовика.

У пізньонеоплейстоценовому часі в долинах річок відбувалося формування I та II надзаплавних терас. У той же час, в межах невеликих тектонічних блоків, на схилах долин рр. Тетерів і Гнилоп'ять відбувалося утворення товщі лесоподібних порід, а на піщаних рівнинах Житомирського Полісся йшла активна еолово-делювіальна переробка флювіогляціальних відкладів дніпровського віку.

У голоцені в зв'язку з новітніми тектонічними рухами і широким розвитком еолових процесів формувалися піщані пасма і горби. В цей час відбувалося утворення боліт і озер, більша частина яких до нинішнього часу повністю завершили своє існування. Широкий розвиток озерно-болотних відкладів пояснюється тим, що в умовах слабого розчленування рельєфу при незначних посуваннях окремих тектонічних блоків можлива міграція боліт і дрібних водоймищ на значну за площею територію.

У голоцені в долинах річок формуються заплавні тераси. Порівняно невелика потужність алювіальних відкладів на заплавах річок і їх розмив свідчать про те, що й на цьому етапі голоцену спостерігаються позитивні рухи [64].

Вивчення історії розвитку рельєфу і сучасних геоморфологічних процесів дає можливість правильно намітити прогноз геоморфологічного розвитку території картування, що має важливе практичне значення.

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Територія аркуша М-35-ХVІІ розташована в межах північно-західної частини гідрогеологічної провінції Українського щита. За ступенем дренаваності більша частина території досліджень належить до області слабодренаваних рівнин і тільки її південна частина (лесова рівнина) – до дренаваної області.

Геологічна будова території, тектонічні, геоморфологічні та кліматичні її особливості взагалі сприятливі для значної обводненості як тріщинуватих порід кристалічного фундаменту, так і осадових відкладів мезозой-кайнозою, що перекривають їх.

Необхідно зауважити, що на території аркуша регіональний водотрив відсутній. Першим місцевим, порівняно досить поширеним водотривом є строкаті глини неогену.

Найбільш захищеними від техногенного забруднення на більшій частині території досліджень є води, які приурочені до тріщинуватих порід кристалічного фундаменту.

Виходячи з геологічної будови і гідрогеологічних умов виділення водоносних горизонтів здійснювалося за стратиграфічною ознакою (рис. 8.1). На території вивчення поширені такі водоносні горизонти та комплекси:

- 1) Водоносний горизонт у сучасних біогенних та озерно-біогенних відкладах (b, lbH).
- 2) Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах (aH).
- 3) Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових еолово-делювіальних і елювіальних відкладах (vd, eP_{III}).
- 4) Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових алювіальних відкладах перших надзаплавних терас (a¹P_{III}ds).
- 5) Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових алювіальних відкладах других надзаплавних терас (a²P_{III}vl).
- 6) Водоносний комплекс у середньонеоплейстоценових водно-льодовикових, озерно-льодовикових та льодовикових відкладах (f, lg, g P_{II}dn).
- 7) Водоносний комплекс у верхньоміоценових відкладах товщі вуглистих глин та пісків (N₁vg).
- 8) Водоносний горизонт у нижньоміоценових відкладах новопетрівської світи (N₁np).
- 9) Водоносний горизонт у верхньоміоценових відкладах обухівської світи (P₂ob).
- 10) Водоносний горизонт у нижньоміоценових відкладах бучацької серії (P₁bč).
- 11) Водоносний горизонт у верхньокрейдових відкладах мошно-руднянської світи (K₂mr).
- 12) Водоносний горизонт у зоні тріщинуватості кристалічних порід нижнього архею і середнього протерозою та продуктах їх руйнування (AR₁–PR₂ + kv MZ-KZ).

Водоносний горизонт у сучасних біогенних та озерно-біогенних відкладах (b, lbH) досить поширений на території аркуша, особливо в межах зандрової та моренно-зандрової рівнини. Приурочений до заплав річок, болотних масивів та замкнених безстічних понижень. Водовміщуючі породи представлені торфом, мулистими пісками та супісками. Ці відклади залягають на верхньонеоплейстоценових алювіальних та флювіогляціальних утвореннях середнього неоплейстоцену, рідше на глинах неогену та корі вивітрювання порід кристалічного фундаменту. В місцях, де відсутні водотриви (глинисті породи), відмічається гідравлічний зв'язок між водами цього горизонту та породами, які їх підстилають.

Води горизонту безнапірні. Глибина їх рівня змінюється від 0 до 2 м. Біогенні та озерно-біогенні утворення мають слабку водовіддачу.

За хімічним складом води переважно гідрокарбонатні кальцієві та гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, досить часто в них відмічається підвищений вміст оксидів заліза. Реакція води кисла, мінералізація не перевищує 0,2–0,3 г/дм³.

Живлення вод горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів, а також підтоку води з інших водоносних горизонтів. Розвантаження здійснюється в долини рік та струмків.

Для питних потреб ці води практично непридатні, через те, що значною мірою забруднені, мають бурий або жовтуватий колір, непріємний запах і смак.

Водоносний горизонт у голоценових алювіальних відкладах (aH) поширений у заплавах сучасних долин річок та струмків. Водовміщуючі породи представлені різнозернистими пісками, в підшві яких розвинені гравійно-галечникові відклади. Потужність їх змінюється від 2–5 м (у долинах невеликих струмків і днищах балок та ярів) до 15 м (у долинах рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять). Коефіцієнт фільтрації не перевищує 4 м/добу. Водоносні відклади заплав майже скрізь виходять на денну поверхню. Вони залягають на докембрійських кристалічних породах або їх корі вивітрювання, а в східній частині території – на

обводнених утвореннях верхньої крейди. Глибина дзеркала води не перевищує 2,5–3,0 м, переважно коливається в межах 1–1,5 м.

Води в сучасних алювіальних відкладах тісно пов'язані з водами поверхневих водотоків і з атмосферними опадами. Внаслідок цього мінералізація їх невисока: від 0,1–0,2 г/дм³ у свердловинах до 0,6 г/дм³ (в окремих випадках до 1,4 г/дм³) в колодязях при гідрокарбонатному кальцієвому, кальцієво-магнієвому і кальцієво-натрієво-магнієвому складі. Води, які розкриті свердловинами, м'які (жорсткість становить 1,2–2,6 мг-екв/дм³); у колодязях внаслідок забруднення жорсткість їх збільшується, але не перевищує 8 мг-екв/дм³.

Води від слабокислих до сублужних з рН = 6,0–8,4.

Водонесний горизонт в сучасних алювіальних відкладах для централізованого водопостачання непридатний у зв'язку з обмеженим поширенням і переважно слабкою водозбагаченістю; лише в долинах великих річок він місцями має практичне значення.

Водонесний горизонт у верхньонеоплейстоценових еолово-делювіальних і елювіальних відкладах (vd,eP_{III}) розвинений в основному у південній частині аркуша, в межах лесової рівнини.

Незважаючи на значне поширення еолово-делювіальних і елювіальних відкладів, пов'язаний з ними водонесний горизонт зустрічається у вигляді окремих островків. Це зумовлено тим, що зазначені відклади займають високе гіпсометричне положення і значною мірою дренуються річками, ярами та балками.

Водонесний горизонт тяжіє до лесів і лесоподібних суглинків, водонесність яких пов'язана в основному з вертикальною макро- і мікропористістю та наявністю піщаних прошарків.

Загальна потужність відкладів становить від 2 до 18 м, потужність їх водонасиченої частини не перевищує 1,5–2 м. Підшовою описуваного водонесного горизонту служать середньонеоплейстоценові водно-льодовикові та озерно-льодовикові відклади, які поширені в основному в межиріччі Гнилоп'яті та Гуйви; пов'язані з ними води часто утворюють єдиний водонесний горизонт.

Глибина залягання описуваного водонесного горизонту змінюється від 0,25 до 8 м, частіше становить 2–4 м, інколи досягає 13 м і залежить від рельєфу поверхні. Абсолютні відмітки рівнів – 211–252 м.

У гранулометричному складі еолово-делювіальних і елювіальних відкладів переважають пилюваті і глинисті частинки. Піщані фракції не перевищують 0,6–2,6%. Тому водовіддача і водозбагаченість горизонту слабкі. Дебіти колодязів становлять 0,1–0,03 дм³/с, водозабір – 1–2 м³/добу. Води переважно прісні, сухий залишок досягає 0,3–0,7 г/дм³. Тип води гідрокарбонатний кальцієвий, рідко гідрокарбонатний магнієво-кальцієвий до мішаного. Реакція води нейтральна до слабколужної. Загальна жорсткість змінюється від 5,9 до 10,7 мг-екв/дм³.

Живлення водонесного горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів. Режим непостійний, з різкими коливаннями.

Води еолово-делювіальних та елювіальних відкладів використовуються населенням для індивідуального водопостачання. Для централізованого водопостачання горизонт непридатний через слабке водозбагачення і значне коливання його рівня.

Водонесний горизонт у верхньоплейстоценових алювіальних відкладах перших надзаплавних терас (a¹P_{III}ds) поширений в основному в межах долин рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'яті, Лісова, Ірша. Водовміщуючі породи представлені пісками різної зернистості, які в базальних горизонтах містять, як правило, дрібну (до 1,5 см) гальку, інколи малопотужні валунно-галечникові прошарки. Потужність алювіальних відкладів коливається в широких межах – від 0,5 до 6,0 м. Коефіцієнти фільтрації змінюються: для дрібнозернистих пісків від 1,0 до 3,65 м/добу, для середньозернистих – від 5,8 до 21,8 м/добу. Залягають алювіальні відклади на корі вивітрювання та породах кристалічного фундаменту, інколи на осадових утвореннях неогену.

Рівень дзеркала підземних вод змінюється від 0,5 до 2,5 м. Водонесний горизонт безнапірний і характеризується незначною водозбагаченістю. Дебіти опробуваних свердловин і колодязів коливаються в межах від 0,05 до 2,0 дм³/сек, при пониженнях – 0,3–10,0 м. Питомі дебіти становлять 0,02–3,3 дм³/сек [108; 109].

Води прісні з величиною сухого залишку до 0,6 г/дм³. Окислюваність змінюється від часток до 20,0–23,2 мг/дм³. Загальна жорсткість становить від 0,02 до 12,7 мг-екв/дм³. Відмічається високий вміст нітратів – до 130,0 мг/дм³, а також зафіксовано аміак у кількості 0,1–1,2 мг/дм³. Води від кислих до слабколужних (рН від 5,6 до 8,5) [109].

У зв'язку з неглибоким заляганням і забрудненням, невитриманістю поширення і відносно слабкою водозбагаченістю води цього горизонту не мають практичного значення.

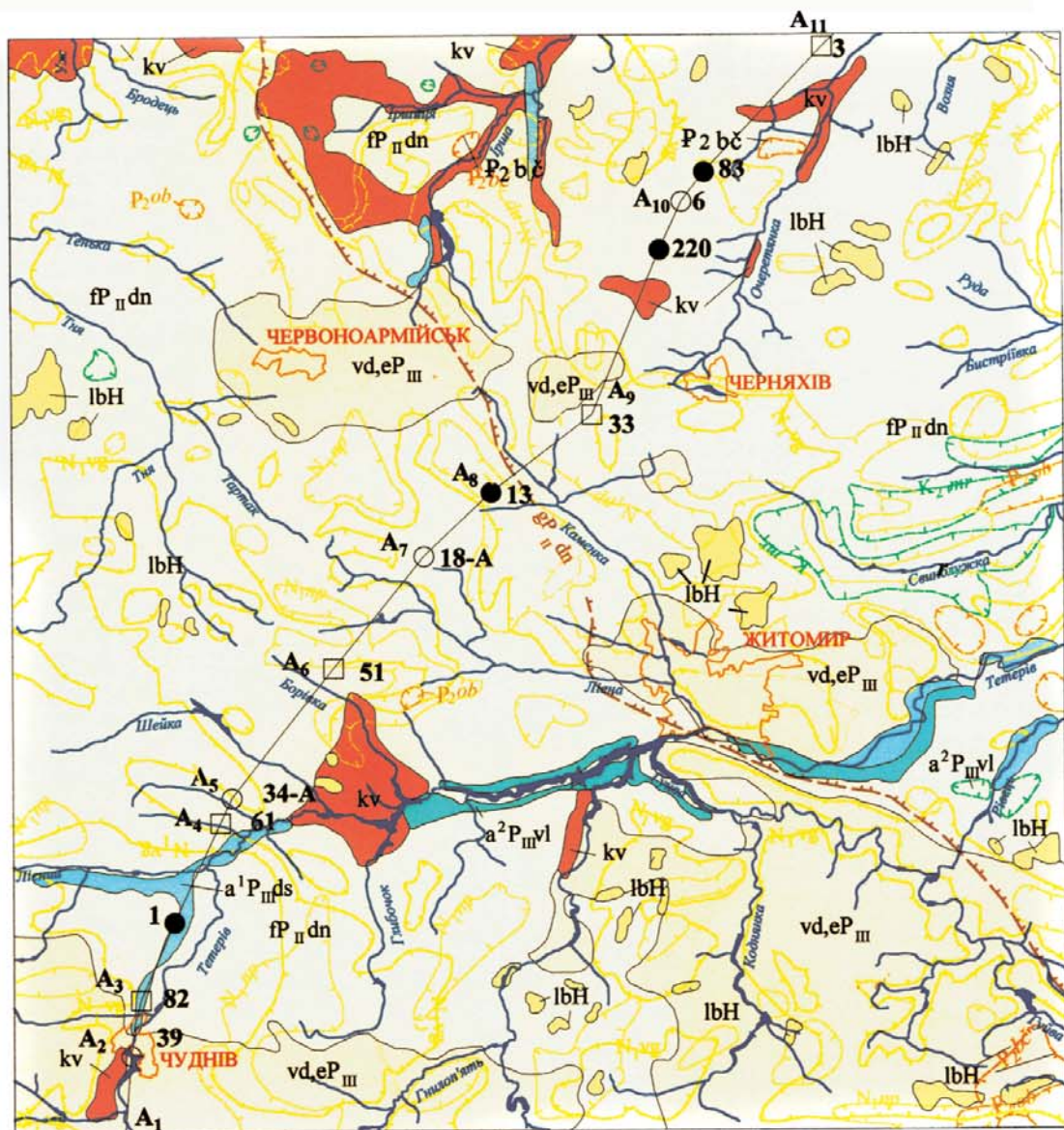
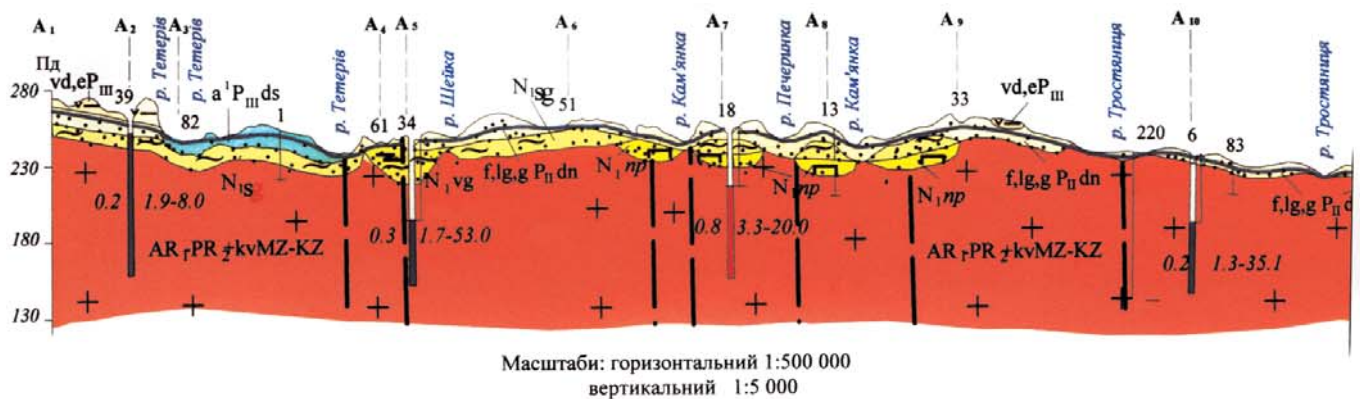


Рис. 8.1. Схематична гідрогеологічна карта
Гідрогеологічний розріз
по лінії А₁ - А₁₁



Площі поширення перших від поверхні водоносних горизонтів та комплексів

	Водоносний горизонт у сучасних біогенних та озерно-біогенних відкладах. Торфи, торфовища, мулуваті супіски, суглинки, дрібнозернисті глинисті піски.
	Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових еолово-делювіальних і елювіальних відкладах. Леси і лесоподібні суглинки.
	Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових алювіальних відкладах I надзаплавних терас. Піски різнозернисті з дрібною галькою.
	Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових алювіальних відкладах II надзаплавних терас. Різнозернисті піски, супіски з прошарками та лінзами суглинків.
	Водоносний комплекс у середньонеоплейстоценових водно-льодовикових, льодовикових і озерно-льодовикових відкладах. Піски різнозернисті, суглинки.
	Водоносний горизонт у зоні тріщинуватості кристалічних порід нижнього архею та середнього протерозою і продуктів їх руйнування.

Контури поширення водоносних горизонтів і комплексів, які залягають нижче перших від поверхні

	Водоносний комплекс у відкладах товщі вуглих глин та пісків.
	Водоносний горизонт у відкладах новопетрівської світи. Піски та пісковики каоліністі.
	Водоносний горизонт у відкладах обухівської світи. Алеврити, піски.
	Водоносний горизонт у відкладах бучацької серії. Піски.
	Водоносний горизонт у відкладах мошно-руднянської світи. Піски глауконіт-кварцові, стягнення кременів.

Водопункти

- колодязі гідрогеологічні свердловини

Хімічний склад води (тільки на розрізі)

- переважає гідрокарбонатний іон переважає хлоридний іон

Інші знаки

	Геологічні свердловини, які використані для побудови гідрогеологічного розрізу
	Лінія гідрогеологічного розрізу
	Рівень підземних вод з вільною поверхнею
	Межа поширення дніпровського льодовика
	Свердловина. Цифри: зверху - номер свердловини за каталогом, чорна стрілка відповідає напору підземних вод; справа - перша цифра - дебет у л/с, друга - пониження в м; зліва - мінералізація води, г/л.

Літологічний склад порід

	Пісок		Лесоподібний суглинок		Глина з прошарками піску		Кристалічні породи
--	-------	--	-----------------------	--	--------------------------	--	--------------------

	Тектонічні порушення
--	----------------------

Примітка: 1. Водоносний горизонт у голоценових алювіальних відкладах не показаний
2. Мінералізація води перших від поверхні водоносних горизонтів і комплекс на території аркуша в основному не перевищує 1 г / л.

	Населені пункти
	Річки

Водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових алювіальних відкладах других надзаплавних терас ($a^2P_{III}VI$) на території картування розвинений у долинах рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять.

Водовміщуючі породи представлені різнозернистими пісками, супісками з прошарками і лінзами суглинків. Потужність горизонту коливається в широких межах: від 0,5 до 16,0 м.

Пористість пісків становить 14–22%, водозбагаченість – 14–20%, коефіцієнти фільтрації (за даними лабораторних визначень) – від 1 до 13 м/добу (переважають значення до 6 м/добу).

Водотривким ложем служать кристалічні породи і продукти їх руйнування. Глибина залягання рівнів ґрунтових вод 2,5–10,0 м.

Води прозорі, без запаху, з мінералізацією до 1 г/дм³. За хімічним складом вони в основному гідрокарбонатні кальцієві, часто дво-трикомпонентні змішаного складу. Реакція води звичайно слабколужна, зі значеннями рН до 9.

Основним джерелом живлення водоносного горизонту є атмосферні опади і бічний приток з боку вододілу, розвантаження відбувається в заплавному алювії.

Води горизонту використовуються населенням для індивідуального водопостачання. Для централізованого водопостачання горизонт непридатний у зв'язку з обмеженим поширенням.

Водоносний комплекс у середньонеоплейстоценових водно-льодовикових, озерно-льодовикових та льодовикових відкладах (f,lg,P_{IIdn}) розвинений повсюдно і відсутній лише в місцях неглибокого залягання або виходів на денну поверхню кристалічних порід, полтавських пісків і пісковиків, а також у долинах річок.

Незважаючи на значне поширення різних стратиграфо-генетичних типів середньонеоплейстоценових відкладів, з ними не пов'язані окремі ізольовані один від одного водоносні горизонти, що зумовило виділення на території аркуша єдиного водоносного комплексу відкладів, пов'язаних з дніпровським зледенінням.

Водовміщуючі породи комплексу представлені переважно над- і підмореними водно-льодовиковими відкладами, серед яких домінують піски різнозернисті, але переважно дрібно- і середньозернисті. Потужність обводнених порід комплексу змінюється від 2–5 до 10 м. Фільтраційні властивості їх варіюють у широких межах – від 0,1 м/добу (для суглинків) і до 16,0 м/добу (для флювіогляціальних пісків).

Води безнапірні, глибина залягання їх коливається від 0,3 до 6,5 і більше метрів. Дебіти свердловин змінюються від 0,01 до 3,26 дм³/сек. Продуктивність колодязів у здебільшого становить соті частки дм³/с, рідко досягає 0,1 дм³/с. Водозабір з криниць не перевищує 1,0 м³/добу.

Води гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-хлоридні, хлоридно-гідрокарбонатні. В їх катіонному складі переважають кальцій і магній. Мінералізація рідко досягає 0,5 г/дм³, і лише в разі присутності в них нітратів органічного походження збільшується до 0,8–1,0 г/дм³. Жорсткість переважно постійна і змінюється в межах 0,3–10,0 мг-екв/дм³; рН становить 5,6–6,9.

Водоносний горизонт має місцеве значення.

Водоносний комплекс у верхньоміоценових відкладах товщі вуглистих глин та пісків (N_{Ivg}). Води цього комплексу поширені в межах ерозійно-тектонічних палеодепресій у центральній та західній частинах території досліджень. Потужність обводненої товщі коливається від 0,4 до 61,0 м (свердл. 619) [122]. Глибина статичних рівнів води залежить від глибини залягання прошарків і лінз водовміщуючих порід, а також від величини напору і змінюється від 2,3 до 13,0 м.

Водовміщуючими породами є піски, рідше алеврити, а глини є водотривом.

Обводнені піски роз'єднані і приурочені до них води гідравлічно між собою не зв'язані.

Води прісні, доброї якості, але місцями відмічається підвищена їх жорсткість. Мінералізація вод не перевищує 1 г/дм³. За хімічним складом води гідрокарбонатні, хлоридно-гідрокарбонатні магнієво-кальцієві, часто трикомпонентні.

Дебіт свердловин змінюється від $1,2 \times 10^{-5}$ до 2 дм³/с при пониженнях 2,25–20 м, питомі дебіти коливаються в межах $1,2 \times 10^{-6}$ –0,6 дм³/с.

Живлення водоносного горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів, а також за рахунок перетікання з водоносних горизонтів, які лежать вище.

Води цього комплексу використовуються місцевим населенням для водопостачання.

Водоносний горизонт у нижньоміоценових відкладах новопетрівської світи (N_{Ipr}) має острівне поширення на території аркуша, особливо в центральній його частині. Водовміщуючі породи представлені різнозернистими каоліністими пісками, які залягають в основному на породах кристалічного фундаменту, а перекриваються верхньоміоценовими глинистими відкладами.

Потужність пісків новопетрівської світи досягає 23 м [145].

Води цього горизонту напірні та безнапірні. Напірний характер вони мають на ділянках, де перекриті верхньоміоценовими глинами або водонепрохідними моренними суглинками середньонеоплейстоценового віку. П'єзометричні рівні встановлюються на глибинах від 0,6 до 8,0 м. Висота напору досягає 5–7 м.

Водопроникність новопетрівських відкладів характеризується коефіцієнтом фільтрації від 0,4 до 3,4 м/добу.

Води горизонту прісні з мінералізацією від 0,1 до 0,6 г/дм³. За хімічним складом вони переважно гідрокарбонатного кальцієвого складу. Загальна жорсткість змінюється від 1,4 до 8,7 мг-екв/дм³, величина рН варіює від 6,3 до 7,5. Потрібно зазначити, що в місцях неглибокого залягання, особливо в межах населених пунктів, води забруднені продуктами розкладу органічних речовин, про що свідчить підвищений вміст нітратного іону (до 400 мг/дм³), хлору та збільшення мінералізації і жорсткості.

Живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок атмосферних опадів і перетікання з вищих- і нижчих водоносних горизонтів.

Води описуваного горизонту використовуються місцевим населенням для водопостачання.

Водоносний горизонт у верхньоеоценових відкладах обухівської світи (P_{2ob}) має вкрай обмежене поширення в межах території досліджень. Водовміщуючими породами є алеврити, піски, рідше пісковики. Потужність зазначених відкладів коливається від 1,1 до 13,8 м; залягають вони на кристалічних породах фундаменту та їх корі вивітрювання або на утвореннях бучацької серії, а перекриті відкладами неогену.

Коефіцієнт фільтрації змінюється від 0,3 до 3,1 м/добу. Водозбагаченість горизонту незначна.

Води прісні з мінералізацією від 1 до 0,2 г/дм³. За складом окремих компонентів вони переважно гідрокарбонатно-кальцієві. Загальна жорсткість води – в межах 0,9–3,4 мг-екв/дм³. Реакція води переважно нейтральна.

Живлення водоносного горизонту відкладів обухівської світи відбувається за рахунок атмосферних опадів, а також підтоку напірних вод із зони тріщинуватих порід кристалічного фундаменту.

У зв'язку з незначним поширенням води горизонту вкрай рідко використовуються населенням для водопостачання індивідуального господарства.

Водоносний горизонт у нижньоеоценових відкладах бучацької серії (P_{1bc}) на території аркуша має острівне (незначне за площею) поширення в східній його частині. Водовміщуючими породами є піски з прошарками вуглистих глин, які характеризуються неоднаковим механічним складом, що зумовило різні їх фільтраційні властивості та ступінь водозбагаченості.

Коефіцієнти фільтрації змінюються від 1,8 до 7,5 м/добу. Дебіти свердловин, які розкривають цей водоносний горизонт, варіюють від 0,5 до 4,8 дм³/с [109].

Води зазначених відкладів звичайно доброї якості, в основному гідрокарбонатного кальцієвого складу. За ступенем мінералізації вони належать до прісних вод. Загальна жорсткість їх коливається від 2,2 до 4,3 мг-екв/дм³. Захищеність вод горизонту добра – в них практично відсутні азотисті та аміачні сполуки.

Живлення водоносного горизонту відбувається за рахунок атмосферних опадів, а також розташованих нижче і вище водоносних горизонтів.

У зв'язку з обмеженим поширенням описуваний водоносний горизонт для централізованого водопостачання непридатний.

Водоносний горизонт у верхньокрейдових відкладах мошно-руднянської світи (K_{2mr}). Утворення мошно-руднянської світи зустрічаються у вигляді окремих останців різноманітної форми. Залягають вони на породах кристалічного фундаменту та їх корі вивітрювання, а перекриті відкладами палеогену, неогену і четвертинної системи. Потужність зазначених відкладів досить невтримана і коливається від перших десятків сантиметрів до 3,5 м, іноді досягає 6,7 м [136]. Водовміщуючими породами є різнозернисті глауконіт-кварцові піски із стягненнями кременів.

Зазначений водоносний горизонт має тісний гідравлічний зв'язок з розташованими вище і нижче водоносними горизонтами. Якість води добра. Мінералізація становить до 1 г/дм³. За хімічним складом води належать в основному до гідрокарбонатного кальцієвого типу; коефіцієнт фільтрації пісків становить 1,35 дм³/с.

Про водозбагаченість водоносного горизонту у відкладах мошно-руднянської світи можна судити лише за аналогією із сусідніми аркушами. На найближчій ділянці до території аркуша – межиріччі Ірші – Тростяниця – відмічена слабка його водозбагаченість. Дебіти пробурених тут свердловин, що розкрили водоносний горизонт у валунно-кремєневій товщі, коливаються від 0,02 до 0,5 дм³/с, питомі дебіти становлять 0,006–0,15 л/с.

Живлення водоносного горизонту здійснюється головним чином за рахунок перетікання напірних тріщинних вод кристалічних порід докембрію, а розвантаження – у водоносні горизонти, що лежать вище.

У зв'язку з обмеженим поширенням і слабкою водозбагаченістю зазначений водоносний горизонт не має значення для водопостачання.

Водоносний комплекс у зоні тріщинуватості кристалічних порід нижнього архею і середнього протерозою та продуктах їх руйнування (AR₁-PR₂ + kvMZ-KZ) має повсюдне поширення. В долинах річок і на окремих ділянках схилів вододілів, де відсутні водонепрохідні відклади, утворює з водами зазначених вище горизонтів єдиний ненапірний водоносний комплекс. На решті території водоносний горизонт має напірний характер.

Водоносність кристалічних порід пов'язана із зонами їх тріщинуватості, потужність якої іноді досягає 80 метрів. Глибина залягання рівнів тріщинних вод обумовлена рельєфом денної поверхні та гіпсометрією поверхні кристалічних порід і змінюється від 0,5 до 9 м. П'єзометрична поверхня, залежно від величини напору, може розміщуватися вище дзеркала ґрунтових вод, нижче від нього або збігатися з ним. Величина напору змінюється від декількох до 50–60 метрів, збільшуючись у напрямку занурення кристалічного фундаменту.

Водопровідність прямо залежить від ступеня тріщинуватості порід і змінюється від 0,3 до 300 м²/добу.

Води прісні, прозорі, без смаку і запаху. Тип їх переважно гідрокарбонатний кальцієвий, магнієво-кальцієвий з мінералізацією 0,09–0,26 г/дм³, із загальною жорсткістю 1,9–9,9 мг-екв/дм³. Реакція води різна. Поряд з нейтральними слабколужними водами часто зустрічаються агресивні кислі води в основному сульфатного кальцієво-натрієвого складу з рН від 3 до 6,8.

Сухий залишок вод не перевищує 0,22 г/дм³, окислюваність змінюється від 0,3 до 2,8 мг/дм³. Вміст NH₄ у воді 0,01–0,32 мг/дм³, нітратів – до 0,01 мг/дм³. Дещо підвищений вміст заліза (1,5–2,0 мг/дм³) і марганцю (0,3 мг/дм³) є характерним для території вивчення, а тому перед подачею води споживачам необхідно виконати знезалізнення і деманганізацію [136; 149; 150].

У санітарно-гігієнічному відношенні стан тріщинних вод задовільний. Азотисті сполуки і аміак в них зазвичай відсутні або зустрічаються в незначних кількостях.

На території аркуша відмічено ділянки з підвищеним вмістом у зазначених водах радону, кількість якого в свердловині, пробуреній в с. Зелена Поляна, досягає 240 еман. Порівняно високий вміст радону (до 103 еман) встановлено в свердловині, розміщеній у південно-західній частині м. Житомира. Нині на її базі функціонує санаторій. Вміст урану в основному незначний і змінюється від $1 \cdot 10^{-7}$ до $8,1 \cdot 10^{-6}$ г/дм³.

Тріщинні води широко використовуються для централізованого водопостачання промислових і сільськогосподарських підприємств та населених пунктів території аркуша. До них приурочені всі родовища прісних та мінеральних вод району досліджень.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ

Територія аркуша розташована в межах Волино-Подільського мегаблоку, в якому за геологічними ознаками виділяються два блоки першого порядку: Волинський та Подільський. Їм відповідають металоґенічні провінції [87], кожна з яких має власні особливості геологічної будови та рудоносності.

Волинська субпровінція займає більшу частину території (північну та центральну) і включає в себе три великі структурно-металоґенічні зони (СМЗ) – Коростенську, Житомирську та Новоград-Волинську, які відрізняються між собою як геологічною будовою, так і набором корисних копалин.

Коростенська СМЗ розташована в північно-східній частині території досліджень. Складена сублужними гранітами однойменного комплексу та породами основного ряду і входить до складу Волинського гірничорудного району, де ведеться промисловий видобуток ільменіту, облицювальної та будівельної сировини, які мають важливе значення для промисловості України. Донедавна велике значення також мав видобуток ювелірного каміння та п'єзооптичної сировини, який здійснювався протягом багатьох років, але на цей час усі відомі їх родовища вже вироблені. Всі зазначені корисні копалини розташовані в межах Володарсько-Волинського рудного поля (РП).

Володарсько-Волинське РП приурочене до однойменного масиву основних порід, які є джерелом ільменіт-апатитових проявів і родовищ у корінних породах та ільменіту в різновікових розсипах осадового чохла. В приконтартових з основними породами гранітах локалізовані камерні пегматити з моріоном, топазом та берилом.

Житомирська СМЗ розташована між Красногірсько-Житомирською зоною розломів та Коростенським плутоном і контролюється розвитком порід городської світи тетерівської серії, житомирського та шереметівського комплексів. У її межах встановлено прояви рідкісних та радіоактивних металів, а також родовища та прояви неметалічних корисних копалин.

Новоград-Волинська СМЗ розташована в північно-західній частині аркуша, складена породами шереметівського комплексу та василівської світи. В її межах відомі прояви вольфраму, урану, а також неметалічних корисних копалин; здійснюється видобуток будівельних матеріалів.

Подільська субпровінція займає південну частину аркуша і складена переважно породами бердичівського комплексу, василівської світи та останцями тиврівської та березнинської (?) світ. В її межах виділено Букинську СМЗ з Прутівським проявом нікелю, золота, урану, родовищами неметалічних корисних копалин, а також графітоносні *Вертокийівське* та *Антопільське РП*.

У межах аркуша всі корисні копалини поділяються на три групи: горючі, металічні та неметалічні.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ

ГОРЮЧІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Тверді горючі копалини

На території аркуша цей вид корисних копалин представлений покладами торфу та бурого вугілля.

Буре вугілля. На території досліджень відомі Коростишівське, Андрушівське, Вишняківське родовища бурого вугілля, які приурочені до відкладів бучацької серії, що виповнюють понижені ділянки рельєфу кристалічних порід та їх кір вивітрювання. Перші два з них належать до Коростишівського геолого-промислового району, північно-західна частина якого розташована на території аркуша.

Коростишівське родовище (III–4–75) нині повністю вироблене.

Андрушівське родовище (IV–4–86) розташоване в районі смт Андрушівка, сс. Гардишівка, Котельня і Забара Андрушівського району Житомирської області. Воно приурочене до депресії завширшки 0,3–2,0 км, що простягається з півдня на північ, і заповнене відкладами бучацької серії. Найбільші потужності бучацьких утворень, а разом з ними і пласти вугілля приурочені до осевої частини депресії, постійно зменшуючись у бік її бортів до повного виклинювання. Вугільні поклади родовища витягнуті в північному напрямку і складаються з чотирьох лінз (на території вивчення розташована лише одна з них). Корисна копалина представлена пластом вугілля простого складу, зрідка в ньому з'являються прошарки вуглистої глини або вуглистого піску потужністю 0,4–1 м. Потужність пласта змінюється від 1,0 до 7,0 м. Середня потужність покладу кондиційного вугілля становить 3,8 м. У крайових частинах родовища пласт вугілля виклинюється, примикаючи безпосередньо до підняття кори вивітрювання. Іноді вугільний пласт виклинюється за рахунок розмиву в післябучацький час.

Літологічно пласт представлений вугіллям бурого кольору землістої будови. В нижній частині пласта вугілля щільне, часто злегка глинисте. Більш зольне вугілля має присипки і тонкі прошарки кварцового піску. За якістю вугілля досить різноманітне; зольність його сильно змінюється як у горизонтальному, так і у вертикальному напрямках, а в середньому становить 27%. Макроскопічно вугілля поділяється на три різновиди: темно-буре, рідше світло-буре, землістої будови, однорідне; темно-буре з тонкими прошарками тонкозернистого піску; темно-буре, слабоглинисте, з прошарками вуглистої глини потужністю до 20 см. Інтенсивність кольору бурого вугілля залежить від ступеня гуміфікації органічної речовини, а також від кількості і характеру мінеральних домішок.

Малозольне вугілля характеризується більш світлими відтінками і має землісту структуру, а більш глинисте – темно-бурий до чорного колір і підвищену в'язкість. Високозольне вугілля характеризується темно-сірим забарвленням. Із мінеральних включень у ньому зустрічаються слабообкатані зерна кварцу, конкреції піриту різної форми і лусочки слюди.

Родовище розробляється відкритим способом. Середня глибина розкриття – 36,5 м.

Вишняківське родовище (I–2–8) розташоване за 1,7 км на схід від однойменного села, на лівому березі р. Іршиця. Представлене двома лінзами бурого вугілля, зольність якого змінюється в межах 18,5–36,6%, теплотворність – 5980–6730 кал. Потужність розкриття становить 4,2–6,7 м. У зв'язку з незначними запасами бурого вугілля описуване родовище не має промислового значення.

Крім того, на території досліджень виявлено два прояви бурого вугілля [146].

Смоловський прояв (III–4–77) розташований на західній околиці однойменного села Коростишівського району Житомирської області, на правому березі р. Тетерів, у межах лісу, частково на орних землях і представлений пластом простої будови завширшки до 600 м. Складений вугіллям бурувато-коричнюватого кольору землістої будови, з лінзочками і прошарками вуглистої глини і кварцового білого дрібнозернистого піску потужністю до 0,5 м. Потужність пласта коливається від 1,0 м до 8,0 м, у середньому становить 5,5 м. Покрівля пласта має потужність 6–16 м. Якість вугілля добра: зольність змінюється від 27,9 до 43,7% (у середньому становить 35,6%), вологість – 54,1%, вміст сірки – 2,56%.

Забарський прояв (IV–4–87) розміщений на північному сході від с. Забара Андрушівського району Житомирської області, на південному заході від Андрушівського родовища, на орних землях. Пласт вугілля має лінзоподібну форму, потужність коливається від 1,0 до 9,0 м, у середньому становить 5 м. Вугілля темно-сіре, коричнювате, землісте, рихле, з поодинокими прошарками вуглистих глин і кварцового піску потужністю до 10–20 см. Потужність розкриття змінюється від 30,7 до 33,0 м. Зольність вугілля змінюється від 21,0 до 43,5% (середня становить 34,5%), вологість – 58,1%, вміст сірки – 2,68%.

Торф є однією з поширених корисних копалин району вивчення. Більшість родовищ торфу розташовані в долинах рр. Тетерів, Гуйва, Гнилоп'ять, Коднянка, Кам'янка і П'яток, дуже рідко вони зустрічаються в межиріччях.

У Торф'яному фонді України (1959 р.) на території аркуша було зареєстровано близько 60 родовищ торфу. Після ревізійних робіт, виконаних торфорозвідувальною партією КГРЕ [83], залишилось лише 10 родовищ торфу. Глибина залягання торфу від 0,7 до 1,6 м. Потужність покладів становить 0,6–5,6 м. Майже всі родовища торфу низинного типу, покриті осоково-очеретяною, осоково-гіпновою рослинністю. Поклади складені осоково-гіпновими, осоково-очеретяними, тростинними та змішаними торфами. Ступінь їх розкладу середній, зольність становить 10–66%, а теплотворна здатність до 6000 калорій.

Нині родовища торфу не розробляються (додаток 2).

МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ

Миш'як. *Прояв Червоний Степок* (IV–4–178) та встановлені геохімічні аномалії цього металу тяжіють до ділянки перетину двох великих зон розломів: Красногірсько-Житомирської північно-західного і Андрушівської широтного напрямків. Приурочені вони до нижніх зон кір вивітрювання гнейсів та амфіболітів тетерівської серії, де вміст миш'яку коливається в межах 0,005–0,04%, а в прояві становить 0,12% при потужності 4,0 м. Власних мінералів миш'яку не виявлено, найімовірніше, він входить до складу сульфідів як ізоморфна домішка. Крім миш'яку встановлено підвищені концентрації міді, нікелю, кобальту і срібла. Оскільки миш'як є елементом-індикатором золотого зрудніння, то все це дає підстави для пошуків золота в районі досліджень.

Нікель, мідь. На території аркуша, в екзоконтакті Коростенського плутону, відомі нечисленні пункти з підвищеним вмістом нікелю та супутніх елементів (міді, кобальту та ін.), які пов'язані з дайковими базитами. Значно перспективнішими є рудні накопичення металів у *Прутівському рудопрояві* та встановлена мінералізація в межах *Букинського масиву* і його сателітів, передусім у *Железняківській інтрузії*.

Прутівський рудопрояв (III–1–169) сульфідних мідно-нікелевих руд пов'язаний з габродолеритами однойменної силоподібної інтрузії, яка має чітко виражену зональну будову. Виділяються верхня і нижня ендоконтактові зони, складені зміненими з ознаками гібридизації основними породами, а також центральна, складена переважно габродолеритами. Ендоконтактові зміни найінтенсивніше проявлені в лежачому боці тіла. Середня потужність інтрузії становить близько 200 м, падіння її полого – на північний схід. Сульфідна мідно-нікелева мінералізація приурочена до ендезоконтактових зон, при цьому найбагатша – до лежачого боку тіла. Потужність рудної зони варіює від 6,0 до 20,0 м. Кількість сульфідів становить від 3–5 до 20% (інколи досягає до 60%) об'єму породи. Представлені вони дрібною вкрапленістю і гніздоподібними скупченнями, а також прожилковими виділеннями потужністю до 2 см, й інколи – невеликими ділянками (0,3–0,4 м) суцільних руд. Домінуючими мінералами є піротин, пентландит і халькопірит, другорядними – пірит, віоларит, кубаніт, макінавіт, титаномagnetит та ільменіт, зрідка зустрічаються хроміт, сфалерит, галеніт та графіт. Пентландит – основний нікелевміщуючий мінерал – постійно асоціює з піротином. Він утворює як дрібні виділення структур розпаду твердих розчинів у піротині, так і зернисті (пластинчасті) агрегатні скупчення [15]. Вміст пентландиту в рудах звичайно становить 5–15%. Вміст халькопіриту, як правило, не перевищує 10%. Вміст нікелю в рудній зоні становить 0,3–3,84%, міді – 0,1–2,88%, кобальту – до 0,002%. Супутніми компонентами є золото і платиноїди.

Железняківський рудопрояв (IV–2–82), розташований на південному сході від Букинського масиву. В плані рудоносна інтрузія має овальну форму; складена основними (габро і габронорити) та ультраосновними (перидотити та піроксеніти) породами. Зрудніння пов'язане з піроксенітами, які зазнали аутометасоматичної переробки і вміщують від 1 до 6% (у невеликих (2–7) см зонах – до 70%) сульфідної мінералізації, представленої аналогічними Прутівському тілу мінералами [16]. Вміст нікелю становить 0,324–0,83%, міді – 0,005–0,11%, кобальту – 0,01–0,017%. Крім того, в цих породах встановлено самородне золото (поодинокі зерна розміром до 0,29×0,16 мм високої пробності) та платиноїди.

Титан. На вивченій території відомий ряд родовищ титану магматогенного і екзогенного генезисів, які входять до складу Волинського гірничорудного району. Магматогенні родовища мають комплексний характер, оскільки містять крім ільменіту ще й апатитову мінералізацію, яка за складом відповідає фторapatиту. Кількісно титанові мінерали переважають над апатитом у відношенні від 2:1 до 7:1. Серед титанових мінералів майже завжди переважає ільменіт. Характерною особливістю руд малих інтрузій і взагалі родовищ Коростенського плутону є повсюдна присутність у титанових і темноколірних (піроксен, олівін та ін.) мінералах у підвищених кількостях ванадію та скандію у вигляді ізоморфних домішок, а також ніобію, танталу, цирконію, гафнію та елементів рідкісноземельної ітрієвої та церієвої груп. Приурочені вони до невеликих масивів та дайок основних порід Коростенського плутону [3]. Типовими представниками такого типу родовищ, які мають відносно одноманітний склад на території досліджень, є *Видибірське*, *Федорівське* і *Паромівське*.

Найбільш вивченим серед згаданих родовищ є *Федорівське* (I–4–34), яке належить до підтипу апатит-ільменіт-титаномagnetитових об'єктів. Власне Федорівський масив у плані має видовжену в північно-західному напрямку овальну форму. В розрізі тіло характеризується жолобоподібною формою з максимальною вертикальною потужністю 316 м, має нахил падіння в західному напрямку та різкі контакти з вміщуючими габроанортозитами. Інтрузія складена диференційованою серією порід, яка включає в себе три зони (зверху до низу): мезократового габро, меланократового габроперидотиту та зону чергування габроїдів з вміщуючими габроанортозитами. Мінеральний склад інтрузії досить однорідний і характеризується невеликим набором породотвірних мінералів: плагіоклазом середнього складу, олівіном, зміненим

піроксеном, інколи вторинним біотитом та рудними – ільменітом, титаномagnetитом, апатитом і рідко – сульфідами.

Ільменіт стандартного складу (FeTiO_3) неправильної кутастої або ущільненої форми, найчастіше утворює пойкилітову вкрапленість у породотвірних мінералах або гніздоподібні скупчення ксеноморфних зерен, приурочених до мікротріщин, а також виповнює проміжки між темноколірними мінералами, утворюючи елементи сидеронітової структури, часто присутній у вигляді дрібних виділень на площинах спайності авгіту. Вміст мінералу в породах варіює від 5 до 16%.

Титаномagnetит – другий важливий з рудних мінералів складу $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{TiO}_2$ – присутній в рудах у змінній кількості, переважно зустрічається в більш меланократових різновидах. Особливістю його складу, на відміну від більшості родовищ північної частини Коростенського плутону, є підвищена кількість ванадію (до 2%).

Апатит (фторапатит) присутній у вигляді ідіоморфних кристалів жердиноподібної форми розміром 0,05–1,0 мм, інколи невеликих (1,5–2,0 мм) гніздоподібних скупчень з рівномірним розподілом у породі і становить 2–3% об'єму породи.

Вміст діоксиду титану – 6,35–7,0%, пентаоксиду фосфору – 2,23–3,54%.

Видибірське родовище (I–4–32), належить до апатит-ільменітового підтипу. Virізняється передусім одночленною будовою моноклінально залягаючого рудного тіла одноманітного петрографічного складу (складене олівіновим габро). Титаномagnetит у ньому має незначний вміст. Середній вміст діоксиду титану – 5,29%, пентаоксиду фосфору – 2,49%. Родовище потребує подальшого довивчення. Аналогічну будову має і **Паромівське родовище** (I–3–19).

На сьогодні найбільш продуктивними є залишкові родовища та розсипи, які завдяки невеликій потужності розкривних порід можна розробляти відкритим способом. При цьому вміст титану в них підвищується у кілька разів за рахунок природного збагачення, але знижується вміст інших корисних компонентів (фосфору, ванадію, скандію та ін.). У загальному обсязі вони становлять важливу частину сировинної бази Волинського рудного району. Як правило, ці родовища представлені витягнутими вздовж корінних скупчень залишковими тілами та розсипами, складеними кораами вивітрювання та приуроченими до палеодолин осадовими відкладами молодшого віку (переважно пісками). Потужність продуктивного горизонту та розкривних порід переважно залежить від геоморфологічних умов.

Найтипівішим об'єктом *залишкового типу* на території вивчення є **Торчинське родовище** (I–4–159), яке являє собою тіло завширшки до 750 м, видовжене в північному напрямку. Рудовміщуючі породи представлені кораами вивітрювання габро (від зони початкового вивітрювання до зони повної каоїнізації) потужністю від 1,5 до 20,0 м. Основними титановміщуючими мінералами є ільменіт, титаномagnetит і лейкоксен з різким переважанням першого з високим вмістом діоксиду титану (близько 50%). Розмір рудних мінералів від 0,04 до 3,0 мм. Апатит присутній у всьому розрізі, але через інтенсивне його озалізнєння він не використовується як супутній компонент навіть при високому його вмісті.

На вивченій площі відомий ряд *розсипних* родовищ: **Лівобережне** (I–2,3–1), **Правобережне** (I–3–15), **Паромівське** (I–2–10), **Межирічанське** (I–3–13), **Краснорічанське** (I–3–17), **Очеретянське** (I–3–23), **Тростяницьке** (I–4–27), **Видибірське** (I–4–97), **Федорівське** (I–4–98), в яких рудні пласти складені грубо- та крупнозернистими піщаними відкладами від сучасних алювіально-делювіальних до крейдових, а також частково кораами вивітрювання порід основного складу потужністю від 4,3 до 9,9 м. Характерною особливістю всіх розсипів є приуроченість їх до понижених ділянок рельєфу, високий вміст ільменіту (від 20 до 400 кг/м³ і більше), а також невелика потужність розкривних порід: від 3,0 до 12,0 м. Найбільш перспективними є **Федорівський** та **Видибірський** розсипи, оскільки вони безпосередньо пов'язані з однойменними родовищами корінних руд.

РІДКІСНІ МЕТАЛИ

Вольфрам. У відомих проявах – **Сороченському** (I–1–149) і **Березова Гать** (II–1–161) [124] – високий вміст металу (за даними спектрального аналізу від 0,1 до 0,12%) приурочений до метасоматично змінених порід (грейзенізація, скарнування, альбітизація), в яких встановлено власний вольфрамовий мінерал – шееліт. Потужність таких зон становить від 0,2–0,5 до 1,5 м.

Аналогічні прояви спостерігаються вздовж Красногірсько-Житомирської зони на північному заході за межами аркуша, що свідчить про перспективність її на цей тип зрудніння.

Не менш перспективним, на наш погляд, є встановлений прояв **Лісний** (IV–1–78) [147], який тяжіє до широтного розлому, де встановлено вміст триоксиду вольфраму в двох інтервалах потужністю 2,0–2,5 м від 0,123 до 0,221% (хімічний аналіз). Мінералогічним аналізом виявлено карбід вольфраму неясного генезису.

Ніобій і тантал. Ці елементи пов'язані передусім з колумбівміщуючими метасоматитами Лугівського масиву, основна частина якого розташована на захід від території вивчення.

В межах Лугівської ділянки встановлено **Лугівський** розсип (II–1–37) колумбіту в алювіально-делювіальних пісках товщі строкатих глин міоцен-пліоценового віку. Вміст мінералу становить від десятків

до сотень г/м³, супутнього каситериту – до десятків г/м³. За даними хімічного аналізу колумбіт містить у середньому 64% Nb₂O₅ і 9,4% Ta₂O₅.

БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ

Золото. На території досліджень встановлено два прояви золота, пов'язані з інтрузивними основними породами – *Прутівський* (III-1-169) і *Годиша* (III-1-58). У *першому* з них вміст металу (в габро потужністю 1,0 м) становить 5 г/т. Прояв *Годиша* представлений катаклазованим метасоматично зміненим габро, в штуфній пробі із якого встановлено золото в кількості 11,83 г/т [89]. Крім того, в шліхових пробах, відібраних з алювіальних відкладів стр. Лісний, виявлено сім зерен самородного золота розміром від 0,1 до 0,6 мм [148].

Платина, паладій. Метали платинової групи на вивченій території генетично пов'язані з породами основного та ультраосновного складу [37; 89]. У сульфідних мідно-нікелевих проявах вони є важливим супутнім компонентом. Так, у *Прутівському* рудопрояві (III-1-169) встановлено високий вміст платини і паладію в межах розвитку сульфідної мінералізації в нижній і верхній сульфідних зонах (до 5 г/т платини і паладію), при цьому “важких” платиноїдів (родію, іридію, рутенію) не виявлено. За даними мінералогічного аналізу платина присутня як у формі ізоморфних домішок сульфідів, так і у вигляді виділень у них власного мінералу – хараєлахіту, утворення яких пов'язується з розпадом твердих розчинів. Вищі концентрації платиноїдів пов'язані з телуридами, інтерметалічними сполуками свинцю та вісмуту і самородним вісмутом, де вони, згідно з припущеннями, утворюють включення різних мінеральних фаз металів платинової групи, провідними серед яких є інсизвайт та масловіт. Установлені високі концентрації платиноїдів в окремих інтервалах інтрузії свідчать також про можливу присутність платиноїдовміщуючих мінералів у вигляді самостійних зерен, сплавів або полімінеральних зрощень.

У *Желзняківському* мідно-нікелевому рудопрояві (IV-2-82) підвищений вміст платини (до 0,31 г/т) і паладію (до 0,83 г/т) встановлено в корі вивітрювання (“залізній шляпі”) ультрабазитів. В інших породах масиву вміст платиноїдів досягає 0,02 г/т. Мінеральна форма не встановлена.

Крім зазначених проявів підвищений вміст паладію виявлено в піроксенітах масиву *Годиша* (III-1-58) (0,0017–0,065 г/т) та в титаноносних габроїдах *Федорівської інтрузії* (I-4-34).

РАДІОАКТИВНІ МЕТАЛИ

Уран. На території аркуша відомо ряд проявів радіоактивних металів, де встановлено уранову або змішану природу радіоактивності, а також визначено мінерали-носії та умови їх утворення.

Киселівський прояв (I-1-148) розташований у межах однойменного масиву, представленого двослюдяними гранітами з малопотужними жилами пегматитів. По тріщинах встановлено тонкі кірочки настурану та уранових чернів; максимальний вміст урану досягає 0,07%. Аналогічну будову має *Новоолександрівський прояв* (I-1-150), де граніти слабо окварцьовані, мікроклінізовані, у тріщинах спостерігаються уранініт і уранові черні. Вміст урану становить від 0,0115 до 0,24%.

Прояв Пуліно-Гута (I-1-153) приурочений до екзоконтактової зони Чернявського масиву двослюдяних гранітів, які зазнали катаклазу. В гранітах і малопотужних жилах пегматитів встановлено зерна уранініту і уранофану. Вміст урану – 0,0012–0,0343%, торію – 0,0002–0,009%.

Прояви Слобідський (II-1-162) і *Юлянівський* (II-2-165) мають однакову геологічну будову і приурочені до малопотужних (2–10 см) жил апліто-пегматоїдних гранітів, в яких встановлено уранініт та уранові черні, а вміст урану варіює від 0,0013 до 0,027%.

Усі зазначені прояви розміщені в межах Красногірсько-Житомирської зони.

Прояв Березова Гать (II-1-160) розташований на ділянці перетину Красногірсько-Перлявського розлому з порушеннями другого порядку субширотного та північно-східного напрямків, де встановлено егірин-рибекіт-альбітові метасоматити. З ними, а також з малопотужними зміненими тілами пегматитів і гранітів пов'язані радіоактивні аномалії з вмістом урану до 0,006% і торію до 0,0025%; у породах встановлено невеликі (менше 1 мм) поодинокі зерна уранініту. Крім того, в підземних водах встановлено підвищену концентрацію радону.

Прояв Прутівський (III-1-55) розміщується на Прутівській ділянці, в зоні впливу Покостівського розлому. Радіоактивні аномалії пов'язані з жилами і шлірами апліто-пегматоїдних гранітів та кварц-мікроклінових пегматитів потужністю 0,3–2,0 м у вмшуючих Прутівську інтрузію мігматитах. Порооди, як правило, катаклазовані і частково змінені. Вміст урану досягає 0,113%, торію – 0,0013%.

Покостівський прояв (III-1-56) також розташований у зоні впливу Покостівського розлому. В геологічній будові беруть участь катаклазовані метасоматично змінені (окварцювання, мікроклінізація) породи: мігматити бердичівського та гранодіорити букинського комплексів. Потужність активних інтервалів становить 0,4–5,1 м. Вміст урану лежить у межах 0,006–0,03%, торію – 0,003–0,009%. Мінеральна форма представлена дрібними зернами уранініту, уранофану та урановими чернями.

Аналіз наявних даних, що стосуються згаданих проявів радіоактивних металів, свідчить про значну роль у їх формуванні гідротермальних та метасоматичних процесів.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Ця група корисних копалин на території аркуша найбільше поширена. Вони використовуються як гірничорудна (оптична та п'єзооптична, електро- та радіотехнічна, ювелірна, облицювальна (декоративне каміння)) і будівельна сировина.

Гірничорудна сировина *Сировина оптична та п'єзооптична*

Кварц (моріон). П'єзооптична сировина – це високоякісні кристали кварцу Волинського пегматитового поля, які мають унікальні п'єзооптичні властивості. Окремі кристали, що забарвлені в яскраві кольори або мають красиву кольорову гаму, належать до каменесамоцвітної сировини.

Родовища моріону та прояви моріону (темного кварцу) пов'язані з гранітоїдами коростенського інтрузивного комплексу. Просторово та генетично близько з ними пов'язані камерні пегматити, які є джерелом не тільки моріону, й берилу і топазу [127].

Моріононосні пегматити в межах Коростенського плутону розподілені нерівномірно. Розміщення їх зумовлено приуроченістю пегматитоносних зон до ендоконтактних частин гранітоїдів, що прилягають до масивів основних порід; при цьому скупчення пегматитів, як уже зазначалося, тяжіють до різновидів гранітів, що мають дрібнозернисту структуру з добре вираженою дрібнопорфіровою будовою. Граніти, в яких зустрінуто найбільш крупні пегматити, містять у своєму складі рогову обманку, яка превалює над іншими темноколірними мінералами. Майже всі промислові пегматитові тіла і пов'язані з ними елювіальні розсипи тяжіють до вузького пегматитового поля завширшки до 3 км, яке простежується вздовж західного контакту Володарсько-Волинського масиву основних порід і супроводжується великою кількістю жильних тіл менших розмірів, які являють собою апофізи більш крупних камерних пегматитів. Останні досягають 50 м у поперечнику і являють собою повнодиференційовані утворення з наявністю в центральній їх частині однієї чи кількох великих порожнин (заноришів), де відбувався вільний ріст кристалів, які відрізняються прекрасним огранюванням та розмірами.

Найвідомішим родовищем, яке було головним постачальником п'єзооптичної сировини для різних галузей промисловості у межах Волинського рудного району, є вже вироблене *Дворищанське* (І–2–11), де було розкрито 5 пегматитових тіл з високоякісним моріоном та гірським кришталем.

Електро- та радіотехнічна сировина

Графіт. Територія досліджень належить до *Буртинської графітоносною області* [114], де відомі численні прояви графіту, які належать до метаморфічного типу графітової рудної формації. Прояви графіту в цьому районі просторово пов'язані з мігматитами шереметівського комплексу і гнейсами тетерівської серії. Вони виявлені під час виконання різних видів геологознімальних робіт [121; 124] у районі сс. Теньківка, Шереметів, Павлівка, Костянтинівка, Вертокиївка, Антопіль. В усіх вивчених розрізах часто спостерігається перемежування графітвміщуючих порід з пустими породами, у зв'язку з чим виділити і простежити окремі рудні тіла неможливо [114]. Найбільші прогностичні ресурси мають *Теньківський* та *Шереметівський* прояви.

Шереметівський прояв (II–1–164) розміщений за 500 м на північний схід від с. Шереметів. Потужність продуктивного горизонту змінюється в межах від 70 до 100 м, у середньому становить 85 м. Глибина залягання графітоносною пачки становить 40–50 м. Графіт дрібнолускуватий, добре відокремлюється від основної маси породи, розподілений нерівномірно. Вміст його змінюється від 2 до 10% (у середньому 3,9%).

Теньківський прояв (I–1–152) розташований за 2 км на північний схід від однойменного села. Графітвміщуючі гнейсо-мігматитові породи утворюють декілька паралельних пачок потужністю від перших до 60–70 метрів. Рудні тіла представлені пластовидними покладами і лінзами різної потужності при глибині залягання 30–40 м. Сумарна потужність рудних тіл варіює від 78–85 до 212–311 м. Графіт крупнолускуватий. Луски нерівномірно розподілені в породі і утворюють скупчення, витягнуті вздовж сланцюватості і смугастості. Вміст графіту в руді змінюється від 2 до 9,5%, у середньому становить 4%, а в корі вивітрювання іноді досягає 29% (у середньому – 7%).

У тому ж районі розташовані менші за масштабами прояви: *Олізарівський* (II–1–38), *Неборівський* (II–1–163), *В'юнки* (III–1–168), *Костянтинівка* (III–1–170), *Годиша* (III–1–172), *Дениші* (III–2–60), які примикають до Букинського масиву і характеризуються аналогічною з описаними вище проявами будовою та вмістом вуглецю.

Вертокиївський прояв (IV–4–179) розташований між сс. Вертокиївка та Мироліубівка, представлений трьома рудними прошарками потужністю від 5 до 65 м. Середньозважений вміст графіту становить 5,11–7,37%. У геологічній будові прояву переважають біотитові, графіт-біотитові гнейси василівської світи, а

також плагіомігматити шереметівського комплексу. Вуглецева речовина утворює лусочки і пластинки ізометричної і витягнутої форми розміром до 0,4 мм у поперечнику і від 0,1 до 1,2 мм по довгій осі. Переважний розмір лусочок графіту в руді становить понад 0,2 мм за видовженням, що загалом, характерно для Буртинського родовища [114].

Антопільський прояв (IV-4–180) розташований у районі с. Антопіль і представлений корою вивітрювання та графітвміщуючими гнейсами василівської товщі потужністю від 12 до 48,0 м (середня – 25 м). Графіт крупнолускуватий з розміром лусочок від 0,23 до 0,96 мм, переважають лусочки від 0,72 до 0,80 мм. У породі графіт перебуває в тісному зрощенні з біотитом, а також міститься у міжзерновому просторі на контактах зерен польового шпату і кварцу. Тут же у вигляді примазок і дрібної вкрапленості відмічаються пірит і піротин. Лусочки графіту прямі, рідше – зігнуті, розщеплені. Вміст його змінюється від 1,08 до 7,82%. Породи розкрити представлені еолово-делювіальними суглинками і строкатими глинами потужністю від 8,0 до 14,0 м, які при розробці майбутнього родовища можна використати як сировину для грубої кераміки.

Сировина ювелірна (дорогоцінне каміння)

Основні запаси дорогоцінного каміння нині вже вироблені. Типовим представником родовищ цієї сировини є **Вишняківське** родовище (I-2–7), у камерних пегматитах якого було знайдено унікальні кристали топазів та берилів з правильним огранюванням.

Сировина для облицювальних матеріалів (декоративне каміння)

Цей вид сировини має великий попит і нині використовується передусім у будівництві (зовнішні поверхні споруд і будівель, оформлення інтер'єрів та окремих будівельних деталей). На території аркуша відомі родовища такого каміння, частина яких уже вироблена, але ресурси їх досить значні. На сьогодні кар'єрним способом декоративне каміння найвищих груп декоративності й твердості видобувають у більш як двох десятках родовищ. Найбільш відомими корисними копалинами в районі вивчення є анортозити, габро та габроанортозити, які характеризуються темними тонами забарвлення і використовуються для зовнішнього облицювання у вигляді тесаних та полірованих виробів завдяки досить легкій їх обробці. Останнім часом експлуатуються кар'єри на таких родовищах: *Мика* (II-4–51), *Торчинському* (I-4–44), *Синій Камінь* (I-2–3), *Луківському* (I-4–33), *Кам'янобрідському* (II-4–47), *Луковому* (II-4–46), *Бистрійка* (II-4–45), *Північно-Слобідському* (II-4–52), загальну характеристику яких наведено в додатках I і 3. Інколи анортозити та габроанортозити мають слабку іризацію.

Надзвичайну цінність мають лабрадорити та габролабрадорити завдяки присутності іризуючих кристалів польового шпату синього, блакитного, зеленуватого та золотистого забарвлення. Декоративність залежить від їх кількості та інтенсивності іризації. В найбільш декоративних різновидах кількість таких кристалів досягає кілька тисяч на один квадратний метр. Найцінніші породи світлих тонів. Фізико-механічні властивості зазначених порід такі: питома вага (г/см^3) – 2,66–3,00, об'ємна вага (г/см^3) – 2,60–2,95, пористість (%) – 0,40–0,41 (зрідка до 7,0), водопоглинання (%) – 0,14–1,00 (рідко 6,0), водонасиченість (%) – 0,09–0,24, границя міцності при стисканні: в сухому стані (кг/см^2) – 700–2400, у водонасиченому стані (кг/см^2) – 650–2517, стирання (%) – 1,50. За зовнішнім виглядом виділяються головинський та турчинський типи.

Головинський тип – гігантозернисті порфіроподібні породи темно-сірого та чорного кольорів з вмістом темноколірних мінералів до 15%, з нечіткою іризацією. Вони розробляються на *Верхолузькому* (I-4–35), *Кам'яний Брід-I* (I-4–48), *Головинському* (II-4–49) та *Сліпчицькому* (разом з габро) (II-4–50) родовищах.

Турчинський тип – середньо- і крупнозернисті сірого кольору породи з інтенсивною блакитною та синьою іризацією, при цьому іризують як зерна основної маси, так і порфірові виділення. До таких родовищ належать: *Слобідське* (II-4–53), *Бражеське* (I-3–22), *Федорівське* (I-3–158) (додатки I і 3).

Відомі також родовища гранітів, які мають декоративні властивості, але нині час не експлуатуються. Останнім часом розвідуються і частково розробляються гранодіорити Букинського масиву, з яких виготовляють облицювальну плитку для покриття підлоги.

СИРОВИНА БУДІВЕЛЬНА

Сировина скляна та фарфоро-фаянсова

Каолін первинний. На території аркуша відоме лише одне родовище каоліну – *Київське* (I-1–147), яке нині не розробляється і являє собою кору вивітрювання гранітів із середньою потужністю каоліну 3,5 м. Залягає він на глибині 2,0–6,3 м. За кольором каолін зараховано до першого гатунку, а за вмістом діоксиду титану – до другого. Також встановлені *Червонохатківський* (III-1–171) та *Нікольський* (IV-1–175) прояви, каолін первинний яких має значну потужність (до 30 м та 5,5–16,5 м). За хімічним складом породи придатні для виготовлення фарфоро-фаянсових виробів, особливо каолін Нікольського прояву, який за складом відповідає каолінам Глухівського родовища.

Піски. На вивченій території відоме лише *Биківське* (III-1–111) родовище скловарних пісків, на базі якого працювала фабрика з виробництва скла. Корисна копалина представлена світло-сірим з прошарками

білого дрібно-середньозернистим піском. Середня потужність пласта – 0,6 м, вміст кварцу – 98–99%, потужність розкритих порід близько 0,2 м. Пісок придатний для виготовлення аптечного посуду. Нині основні запаси його, що були в межах неорних земель, вироблені.

ВОДИ

Підземні води

Підземні води на території вивчення досить поширені і експлуатуються для господарсько-питного водозабезпечення за допомогою шахтних колодязів та окремих свердловин, а м. Житомир та кілька районних центрів і великих селищ забезпечуються за допомогою водозаборів поверхневого типу або свердловин. Якість вод із водозаборів невисока і потребує обов'язкового їх очищення та знезараження.

Основний водоносний горизонт пов'язаний із зонами тріщинуватості кристалічних порід. Водозбагаченість його нерівномірна і залежить від багатьох факторів, в основному від ступеня роздробленості порід, а також від потужності та літологічного складу покривних відкладів. Якість підземних вод горизонту добра, за хімічним складом вони гідрокарбонатні кальцієві, іноді змішаного типу; мінералізація змінюється в межах 0,3–1,0 г/дм³, рН – від 6,4 до 7,8. Санітарний стан їх добрий, коли-титр перебуває в межах 250–330. Загальна жорсткість змінюється від 4,2 до 15,2 моль/дм³. У межах аркуша встановлено такі типи підземних вод: *мінеральні радонові, мінеральні та прісні*.

Води мінеральні радонові. Води цього типу можна використовувати як лікувальні. Нині вони представлені одним родовищем і п'ятьма проявами.

Житомирське родовище радонових вод (III–3–73) виявлено в 1978 р. [138]. Розташоване на південно-західній околиці м. Житомир, у межах річки рр. Тетерів – Кам'янка – Лісна. Водоносний горизонт представлений зоною тріщинуватих кристалічних порід і їх корою вивітрювання. Води безнапірні і напірні. П'єзометричні рівні вищі від поверхні землі на 1,1–1,2 м. Дебіти свердловин від 0,2 дм³/с до 6,2–7,7 дм³/с при зниженні від 40 до 10 м. Сухий залишок становить 0,1–0,7 г/дм³, води за складом гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, рН – 6,3–7,8. Загальна жорсткість 1,5–3,0 моль/дм³. Основним джерелом збагачення бальнеологічним радоном-222 є радіоактивні елементи акцесорних мінералів (апатит, монацит, циркон). Концентрація радону 15–33 нкюри/дм³. Вода використовується з лікувальною метою.

У межах аркуша відомі такі прояви цих вод: *Зелена Поляна* (I–1–151), *Топорищанський* (I–3–20), *Березова Гать* (II–1–160), *Віла* (III–1–57), *Дениші* (III–2–61). Води з горизонту тріщинуватих кристалічних порід і їх кір вивітрювання гідрокарбонатні кальцієві або змішаного типу з вмістом радону 7,2–24 нкюри/дм³. Зараз вони не використовуються, за винятком останнього, який експлуатується місцевим санаторієм (додатки I і 3).

Води мінеральні. На території вивчення відоме *Черняхівське* (II–3–40) родовище мінеральних столових вод, яке розташоване на північно-східній околиці смт Черняхів. Тріщинні води за хімічним складом та мінералізацією близькі до таких, як “Овруцька” та “Радомишльська”.

Води прісні. На території аркуша відомо 21 родовище питних підземних вод. Незважаючи на таку кількість родовищ водозабезпечення району досліджень питною водою відбувається в основному колодязями, які розраховані на водозбір з четвертинних, рідше новопетрівських і бучацьких відкладів. Крім того, значна частина обласного центру забезпечується питною водою із водосховища на р. Тетерів та окремими гідрогеологічними свердловинами різного відомчого підпорядкування.

Зазначені родовища (додатки I і 3) мають приблизно однакові параметри, пов'язані з водоносними горизонтами зон тріщинуватих кристалічних порід і експлуатуються для господарських та житлових потреб.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ МІСЦЕВОГО ЗНАЧЕННЯ

Представлені неметалічними корисними копалинами – сировиною для будівництва (житлового, шляхового та ін.), а також піщано-гравійною та цегельно-черепичною сировиною і використовуються переважно місцевою промисловістю.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Сировина для бутового каменю

До сировини, з якої виробляється було-щебенева продукція, належать досить поширені в районі досліджень вивержені та метаморфічні породи. На території аркуша відомо 17 кар'єрів, на яких ведеться розробка бутового каменю, та кілька десятків пунктів його кустарного видобутку, представлених переважно гранітами, гранодіоритами, мігматитами, частково використовується габро.

Найбільш відомими є такі родовища гранітів: *Човнова* (I–2–2), *Теренцівське* (I–2–4), *Зубришське* (I–2–155), *Лізниківське* (I–3–21), *Пекаршинське* (I–3–24), *Миринянське-I* (I–4–25), *Миринянське* (I–4–26), які розташовані в межах Коростенського плутону. Породи зазначених родовищ мають такі фізико-механічні властивості: питома вага (г/см³) – 2,46–2,75, об'ємна вага (г/см³) – 2,58–2,69, пористість – 0,38–7,9%, водовбирання –

0,08–2,7%, водонасичення – 0,11–1,12%, водовіддача – 30–48, коефіцієнт морозостійкості – 0,1–0,32, зношування в барабані Деваля – 1,2–11,5%, стирання на крузі – 0,386–1,81%, тимчасовий опір стисканню в сухому стані – 750–2349 кг/см².

Крім того, відомі вироблені родовища житомирських гранітів: *Забродьє* (II–4–54), *Соколова Гора-I* (III–3–66), *Крошнянське* (III–3–68), *Соколова Гора-II* (III–3–71), *Іванківське* (IV–4–84), а також діючі *Березівське* (III–2–173) та *Давидівське* (III–3–72). Усі породи із згаданих родовищ належать до I групи I класу шляхово-будівельних матеріалів, які використовуються для будівництва щебеневого шосе, асфальтобетону та цементобетону для доріг, у вигляді щебеню для звичайного бетону, морозостійких бетонів і бутового каменю для будівництва.

Крім гранітів як бутово-щебеневий матеріал можна використовувати гранодіорити Букинського масиву з *Покостівського* (III–2–59), *Тригір'ївського* (III–2–62), *Новоруднянського-I* (III–2–63), *Новоруднянського* (III–2–64) родовищ, а також породи, утворені в процесі метаморфізму та ультраметаморфізму, які представлені мігматитами різного складу, рідше – гнейсами (додаток 3). За фізико-механічними властивостями (питома вага 2,68–2,75 г/см³, об'ємна вага 2,5–2,72 г/см³, пористість 0,02–2,0%, водовбирання 0,1–0,8%, тимчасовий опір стисканню в сухому стані 707–1562 кг/см², коефіцієнт морозостійкості 0,71–0,98, зношування в барабані Деваля 2,6–4,0%) мігматити придатні як бут і щебінь для шляхового будівництва та як заповнювачі високих марок бетону.

Сировина піщано-гравійна

Піски. На території аркуша відомі численні родовища будівельних пісків різного генезису, які можна використовувати для виробництва бетону та будівельних розчинів, а також встановлено прояви піску, який відповідає вимогам ДСТУ БВ.2.7-32-95 і може використовуватись для виробництва силікатного каменю, цегли та інших пресованих виробів (додаток 2).

Більша частина родовищ вироблена або не розробляється: *Крем'янське* (I–1–88), *Зубринське* (I–2–91), *Довбишське-II* (II–1–100), *Іванівка* (II–1–101), *Альбінівське* (III–3–112), *Смолянське* (III–3–113), *Слобідське* (III–3–114), *Перлявське-I* (III–3–116), *Тетерівське* (III–3–117), *Новогуївинське* (III–3–118), *Пряжівське-I* (III–3–119), *Пряжівське-II* (III–3–120), *Перлявське-II* (III–3–122), *Стрижівське* (III–4–124), *Левківське-II* (III–4–127), *Лісівчинське* (III–4–129), *Дриглівське* (IV–1–130), *Залізня* (IV–3–141), *Троянівське* (IV–3–142), *Гвоздава* (IV–3–143). На сьогодні розробляються тільки три родовища: *Андріївське* (I–3–95) (періодично), *Левківське-I* (III–4–125) і *Тарасівське* (III–4–128). Як правило, вони мають невелику потужність розкривних порід і не дуже великі розміри. Так, на Левківському-I родовищі корисна копалина представлена різнозернистим світло-жовтим піском середньою потужністю 9,6 м; склад його переважно кварцовий з домішками гранату, ільменіту, рутилу. Модуль крупності піску становить 1,2–2,5. Порода може використовуватися після збагачення для виготовлення будівельних розчинів.

Прояви пісків мають невеликі масштаби, розташовані на землях господарського призначення, тому не мають промислового значення, частково використовуються місцевим населенням.

Сировина цегельно-черепична

Глини і суглинки. Для порід, які придатні для виробництва цегли і черепиці та керамзитового гравію, характерний різний вік їх накопичення та полімінеральний склад. Найпоширенішими і доступними для розробки є породи четвертинного, а також палеоген-неогенового віку, частина яких уже вироблена або розробляється (додатки 1 і 2). Всього зареєстровано 9 родовищ глин (II–2–39; II–3–41; –42; –43; III–3–67; –69; –70; IV–1–79; IV–2–83) і 23 родовища суглинків (I–1–89; –90; I–2–92; –93; –94; I–4–96; II–1–99; II–2–102; –103; II–3–106; –107; –108; II–4–109; III–3–115; III–4–126; IV–1–131; –132; –133; –136; –137; IV–3–140; IV–4–145; –146).

Потрібно зауважити, що полімінеральний склад сировини впливає на тугоплавкість та пластичність порід. Так, показник пластичності їх змінюється в межах 5,0–9,5, що свідчить про, що сировина потребує підшихтовки різними компонентами, після чого її можна використовувати в усіх видах будівництва без обмежень.

На основі всієї сукупності виявлених металогенічних (мінерагічних) факторів встановлено, що до основних, які контролюють розміщення корисних копалин, належать стратиграфічні, магматичні, структурно-тектонічні та метасоматичні.

Стратиграфічний фактор найчіткіше проявляється в розміщенні горючих та неметалічних корисних копалин і визначає їх положення в геологічному розрізі.

Родовища торфу пов'язані із сучасними біогенними відкладами. Графітоносні утворення займають певне стратиграфічне положення – приурочені до низів василівської світи тетерівської серії.

З огляду на те, що ільменітоносні відклади утворювались протягом значного проміжку часу – від крейдового до четвертинного періоду, то всі теригенні відклади уламкового складу (від дрібнозернистих до гравелистих пісків) у районах розвитку ільменітоносних порід коростенського комплексу вміщують родовища і прояви ільменіту.

Бучацька серія еоценового віку, яка поширена в східній та південно-східній частинах району і на обмеженій ділянці на півночі, вміщує прояви та родовища бурого вугілля потужністю від 3 до 9 м.

Строкати глини верхнього міоцену, які широко розвинені на території вивчення і залягають на глибинах від 0,6 до 2,4 м, придатні як цегельно-черепична сировина.

Моренні суглинки дніпровського льодовика теж є сировиною для виготовлення черепиці та цегли і розміщені спорадично на території аркуша.

Магматичний фактор відображає генетичний та просторовий зв'язок ендегенних рудних родовищ з магматичними комплексами порід. Так, апатит-ільменітове зрудніння Коростенського плутону пов'язане з інтрузіями основного складу; в межах території вивчення представлено Володарсько-Волинським масивом, збагаченням титаном, залізом, фосфором і ванадієм.

Нікелеве зрудніння генетично пов'язане з інтрузіями базит-гіпербазитового складу, формування яких зумовлене мобілізацією великих мас сульфідвміщуючої та мантіїної речовини з переміщенням її від кореневих зон у верхні частини земної кори. На території аркуша виокремлюються дві нікеленосні формації: перидотит-піроксеніт-габроноритова (букинський комплекс) і габродолеритова (прутівський комплекс), які характеризуються відмінностями у своєму складі.

Гранітоїди Коростенського плутону збагачені лужними металами і мають підвищений вміст циркону, флюориту, рідкісноземельних елементів. До ендоконтактних зон гранітоїдних порід (до полів зеленувато-сірих, рідше рожевувато-сірих дрібноовоїдних гранітів з апліто-пойкілітовою та пойкілітовою структурами), що прилягають до масивів основних порід, приурочені тіла камерних пегматитів, які є джерелом п'єзооптичної та ювелірної сировини.

Самі магматичні гірські породи, які мають високу міцність та інші фізико-технічні властивості, широко використовуються у великих кількостях в будівництві як у природному вигляді, так і після механічної обробки (дроблення, шліфування, полірування). Основні породи (габро, габронорити, габроанортосити, лабрадорити) мають високі декоративні властивості.

Структурно-тектонічний фактор відіграє важливу роль в локалізації епігенетичного зрудніння, положення якого в земній корі нерідко визначається лише геологічними структурами. В межах району вивчення провідне рудоконтролююче значення мають зони розривних порушень та куполоподібні структури, в ядрах яких розміщуються гранітоїдні масиви, що розкриті ерозією або не виходять на денну поверхню, а також крайові зони енто- та екзоконтактів масивів. Загальною закономірністю розміщення зрудніння є приуроченість його до великих розривних порушень (глибинних зон розломів, складних складчасто-розломних зон, ділянок катаклазу, розсланцювання і тріщинуватості).

Метасоматичний фактор є найважливішим для локалізації кольорових, рідкісних та радіоактивних металів. Власне метасоматити та метасоматичні процеси на території дослідження розвинені досить широко, але мають переважно невеликі потужності і тяжіють до тектонічних зон, рідше – до крайових зон інтрузивних масивів. Як приклад приуроченості рудних метасоматитів до зон розломів можна розглядати скарни та скарновані породи з шеелітом, егірин-рибекітові альбітити (останні супроводжуються підземними радоновими водами). У крайових зонах енто- та екзоконтактів Киселівського масиву (на перетині двох зон розломів) проявлені інтенсивні процеси грейзенізації, що зумовили накопичення рудних концентрацій лужних металів та урану.

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Перспективну оцінку, виконано на основі комплексу факторів та критеріїв, які контролюють просторове розміщення родовищ, проявів та пунктів мінералізації, з врахуванням прямих і додаткових ознак корисних копалин.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ ГОРЮЧІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Тверді горючі копалини

Буре вугілля. В межах території вивчення цей вид сировини представлений Коростишівським та Андрушівським родовищами, які входять складовою частиною до Коростишівського геолого-промислового району. Перше з них повністю вироблене, а друге розробляється відкритим способом. Крім того, раніше були встановлені Вишняківське родовище, Смолівський та Забарський прояви, але у зв'язку з невеликими площами поширення бучацької серії перспективи району на буре вугілля дуже незначні.

Торф. На території аркуша відомо близько 60 родовищ торфу, всі вони були обстежені при ревізійних роботах [83]. Нових родовищ цієї корисної копалини не виявлено. Зареєстровані родовища в основному давно розвідані і вироблені. Малі прояви торфу мають незначні запаси і використовуються місцевим

населенням у сільському господарстві для підвищення врожайності ґрунтів. Перспективи виявлення нових промислових родовищ відсутні.

МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Кольорові метали

Миш'як. Виявлені площові ореоли та прояв Червоний Степок нині можуть свідчити про загальну зараженість південно-східної частини Красногірсько-Житомирської зони миш'яком, походження якого має, найімовірніше, гідротермальний генезис, а метал ізоморфно входить до складу сульфідів. Власних мінералів не встановлено, але присутність миш'яку в південно-східній частині площі є однією з побічних ознак наявності золоторудної мінералізації.

Нікель. На вивченій території виконувалися численні пошукові роботи на сульфідно-нікелеву мінералізацію (в тому числі і на силікатний нікель) у межах Коростенського плутону, а також на Букинській ділянці. Встановлено, що основні породи Володарсько-Волинського масиву за такими ознаками, як внутрішня структура масиву (переважання лейкократових різновидів), петрографо-мінералогічні та хімічні особливості габроїдів (переважання в їх складі моноклінних піроксенів над ромбічними, висока залізистість піроксенів і олівінів, наявність значної кількості титанових мінералів, низький вміст сірки), не мають великих перспектив на нікель, але можливе накопичення мінералізації син-епігенетичного типу в розшарованих тілах. У зв'язку з цим, найбільшої уваги варті малі інтрузії меланократових різновидів основних порід типу олівінового габро та габронориту, пізніх фаз становлення Коростенського плутону.

Більш перспективним є син-епігенетичний тип мідно-нікелевого зрудніння, пов'язаний з породами букинського та габродолеритами прутівського комплексів. Особливий інтерес становлять дрібні тіла, так звані сателіти Букинського масиву, які в глибинних частинах (до речі, дуже слабо вивчених) мають диференційовану будову та розшарування, а також підвищений вміст кольорових металів (нікель, мідь, кобальт) і платиноїдів (Железняківське тіло та ін.).

Перспективність порід прутівського комплексу пов'язана з диференційованими силоподібними інтрузіями типу Прутівської, де вже встановлено промислові скупчення мідно-нікелевих руд. Таких тіл на території досліджень поки що не розкрито через недостатню її вивченість у цьому плані.

Перспективність же дайкових долеритів прототрапової формації на сингенетичне мідно-нікелеве зрудніння незначна через малі розміри тіл і відсутність в них розшарування. Проте не виключається можливість наявності парагенетично пов'язаного з ними епігенетичного зрудніння.

Титан. Нині основу титанової промисловості району становлять численні родовища ільменіту – як розсіпного, так і корінного типів. У зв'язку з тим, що в розсіпах та корах вивітрювання ільменіт значною мірою змінений і не завжди відповідає потребам промисловості, актуальним питанням є виявлення родовищ незмінених ільменітів у кристалічних породах, які ще й асоціюють з апатитом – дефіцитною сировиною для України. Крім того, в цих рудах, як правило, спостерігається підвищений вміст ванадію, значні домішки скандію, інколи платиноїдів. Тому пошукові роботи треба зосередити у межах Володарсько-Волинського масиву основних порід, особливо в його південно-західній і південній частинах, де встановлено перспективні геофізичні аномалії і де, на наш погляд, найбільша вірогідність виявлення промислових рудних об'єктів.

Рідкісні метали

Вольфрам. Вольфрамове зрудніння на території аркуша пов'язане з метасоматичними скарновими утвореннями, які тяжіють до великих тектонічних зон, насамперед до Красногірсько-Житомирської, де вже встановлено прояви та пункти мінералізації металу і підраховано його прогнозні ресурси. Тому основні перспективи на вольфрамове зрудніння треба пов'язувати з ділянками зони, де вже було виявлено поодинокі пункти мінералізації, з недостатнім ступенем вивченості. Незважаючи на невелику потужність інтервалів з підвищеним вмістом металу і не завжди встановленим мінералом-носієм, зона має значні перспективи на виявлення більш вагомих накопичень вольфраму. Потребує додаткового вивчення ділянка південного екзоконтакту Коростенського плутону з високим вмістом елемента в районі с. Осники, де встановлено процеси ороговикування, та ділянка прояву Лісний з високим вмістом металу, пов'язаним з карбідною сполукою, аналогів якої в Україні не встановлено.

Тантал і ніобій. Додатковий приріст ресурсів цих металів, які пов'язані з колумбітом, на території досліджень обмежений, оскільки метасоматитів Лугівського типу та алювіально-делювіальних пісків нижнього неогену тут не встановлено.

Благородні метали

Золото. Найбільший вміст металу встановлено в породах основного складу (додаток 1) в межах Прутівської інтрузії, а також Букинського масиву, де золото супроводжується підвищеним вмістом платини та паладію, при цьому вміщуючі габроїди мають ознаки тектонічної та гідротермальної переробки (катаклаз, карбонатизація та ін.), тому на цих проявах необхідно виконати пошукові роботи з більш густою сіткою спостережень. Крім того, знахідки зерен самородного золота в алювіальних відкладах у долині стр. Лісний можуть свідчити про наявність корінного джерела в південно-західній частині площі, передусім у верхів'ї

правої притоки стр. Лісний (стр. Дреничка). Зараженість миш'яком південно-східної частини Красногірсько-Житомирської тектонічної зони на перетині з Андрушівською зоною розломів є індикатором золоторудної мінералізації, що потребує додаткового вивчення.

Платина, паладій. За даними геологічних робіт, виконаних у досліджуваному районі, метали платинової групи встановлено в породах прутівського, букинського та коростенського комплексів. Нині основні перспективи виявлення промислових об'єктів можна пов'язувати тільки з розшарованими тілами базит-гіпербазитових порід, які мають чітку мідно-нікелеву спеціалізацію.

Потенційно платиноносними утвореннями на території досліджень також є вуглецеві породи василівської світи, грейзени та лужні метасоматити тектоно-метасоматичних зон [37]. Для вирішення цієї проблеми необхідно здійснити масове опробування на платиноїди при виконанні геологознімальних, пошукових та геологорозвідувальних робіт, а також створити надійну аналітично-лабораторну базу.

Радіоактивні метали

Уран. Враховуючи наявні дані результатів пошуків радіоактивної сировини, виконаних різними геологорозвідувальними організаціями та спеціалізованим казенним підприємством "Кіровгеологія", перспективність вивченої площі у цьому відношенні досить висока. Але радіоактивні об'єкти мають невеликий масштаб (на рівні проявів) і тяжіють до тектоно-метасоматичних зон, а тому основні перспективи можна пов'язувати лише із зонами тектонічних розломів, де широко проявлені процеси гідротермальної та метасоматичної переробки порід – передусім Красногірсько-Житомирської та Покостівської, де вже встановлено мінералізацію уранініту, уранофану і уранових чернів (додатки 1, 3).

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

ГІРНИХОХІМІЧНА СИРОВИНА

Сировина агрохімічна

Апатит. Джерелом апатиту на вивченій площі слугують комплексні ільменітові руди, у складі яких він є супутнім компонентом, що передбачає пошуки мінералу разом з ільменітом. Поодинокі підвищені вмісти його в пегматитових тілах та метасоматитах нині пошукового інтересу не становлять.

ГІРНИЧОРУДНА СИРОВИНА

Сировина оптична та п'єзооптична

Камерні пегматити з моріоном та гірським кришталем не мають значного поширення, а головні їх об'єкти вже вироблені. За деякими непрямыми ознаками (знахідки добре огранених, але із слідами обкатування моріонів у пухких відкладах та корах вивітрювання) окремі тіла таких пегматитів, не розкритих ерозією, можна виявити у південно-західній та північно-східній частинах Коростенського плутону на межі кислих та основних порід.

Електро- та радіотехнічна сировина

Графіт. Графітова мінералізація генетично і просторово пов'язана з метаморфізованими вуглисто-теригенними та вуглецевими утвореннями у вигляді графіт-біотитових гнейсів василівської світи та графітвміщуючих мігматитів шерметівського комплексу, тому промислове накопичення мінералу пов'язано тільки з цими породами. Нині практично всі тіла графітових порід, які виходять на денну поверхню, оконтурені. На основі геофізичних даних можливе розкриття додаткових невеликих тіл графітоносних порід.

Сировина ювелірна (дорогоцінне каміння)

Сировина для ювелірної промисловості у вигляді добре огранених кристалів топазу, берилу та чорного (димчастого) кварцу – моріону, яка інтенсивно видобувалася упродовж більше як століття, нині практично вироблена. Аналіз численних пошукових робіт дає підстави зробити висновок про те, що територія аркуша не має перспектив на виявлення нових промислових об'єктів цієї корисної копалини.

Сировина для облицювальних матеріалів (декоративне каміння)

Цей вид сировини останнім часом має вельми досить великий попит, тому виконувалися раніше і виконуються нині численні пошукові та розвідувальні роботи, на основі яких потенціал території вивчення у цьому плані слід вважати дуже високим. Частина площі розвитку порід з високими декоративними властивостями частково перекрита молодими відкладами і, крім того, розташована на землях господарського призначення.

Основна маса зазначеної сировини приурочена до порід Коростенського та Букинського масивів (граніти, гранодіорити та породи основного складу).

СИРОВИНА БУДІВЕЛЬНА

Сировина скляна та фарфоро-фаянсова

Каоліни. Первинні каоліни розвинені досить широко на архейсько-протерозойських утвореннях різного складу, але площові параметри та хімічні характеристики зазначених порід не дають підстав для виявлення промислових об'єктів фарфоро-фаянсової сировини.

Піски. Скловарні піски в районі території вивчення розвинені тільки на Брачківській ділянці (Биківське родовище). Поодинокі прояви не мають промислового значення і нині підстав на виявлення великих об'єктів немає.

ВОДИ

Підземні води

На території досліджень водоносні горизонти в крейдових відкладах і тріщинуватих зонах кристалічних порід та їх корах вивітрювання є найменш забрудненими. Оскільки ці утворення тут досить розвинені, вони заслуговують на подальше гідрогеологічне вивчення, що може достатньою мірою забезпечити водопостачання міст і сіл. Існує також необхідність додаткового вивчення проявів вод з високим вмістом радону, які можна використовувати з лікувальною метою.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ МІСЦЕВОГО ЗНАЧЕННЯ

Включають в основному сировину для бетоно-щебеністого матеріалу, який широко використовується в житловому та шляховому будівництві, а також піщані відклади (як піщано-гравійну сировину), на які район досліджень багатий. Нині місцева промисловість забезпечена цими видами сировини в достатній кількості.

11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

Актуальність питань екології району вивчення зумовлена погіршенням стану природного середовища, в якому проживає населення, що зумовлено розвитком промисловості, інтенсивною господарською діяльністю людей, а також техногенною катастрофою на Чорнобильській АЕС. У результаті такого антропогенного впливу відбувається забруднення ґрунтового шару, поверхневих і підземних вод металами та їх сполуками, мінеральними добривами, отрутохімікатами та радіоактивними речовинами, а газопилові викиди промислових підприємств та автотранспорту призводять до забруднення атмосфери.

ТЕХНОГЕННЕ НАВАНТАЖЕННЯ

Одним з основних джерел забруднення території досліджень є підприємства гірничо-видобувної промисловості. Значна її частина, що зайнята під розробки родовищ корисних копалин відкритим способом – під кар'єри, хвостосховища збагачувальних фабрик, відвали пустих порід, під'їзні колії, виїмки, дамби – згодом стає джерелом забруднення навколишнього середовища. Цей вплив полягає в накопиченні техногенних утворень та істотному забрудненні підземних вод, зміщенні ґрунтів, формуванні зсувів та осипів на схилах. Відмічаються також зміни рівня підземних вод – як його пониження, так і підтоплення окремих ділянок території аркуша.

Істотно впливають на навколишнє середовище території міських агломерацій з густою мережею підземних і наземних комунікацій, великою щільністю забудови та наявністю промислових підприємств, а також сільських агломерацій з нижчою щільністю забудови. Найбільший вплив має м. Житомир – основний промисловий центр району досліджень, а також селища міського типу: Володарськ-Волинський, Червоноармійськ, Черняхів, Чуднів. Основними забруднювачами територій сільських агломерацій є машинно-тракторні двори, ферми, склади мінеральних добрив та отрутохімікатів, а також побутові смітники.

Деякі зміни навколишнього середовища території досліджень сталися внаслідок аварії на ЧАЕС, що зумовило виділення широкого спектру радіонуклідів, у тому числі і довгоіснуючого цезію-137. В результаті цього антропогенного впливу відбувається забруднення ґрунтового покриву, поверхневих та глибинних вод, а також повітря.

Значним фактором регіонального погіршення еколого-геохімічних умов протягом тривалого часу є хімізація земель, що спричинилася до стійкого і довгострокового потрапляння нітратів та пестицидів у підземні води.

Негативний вплив на навколишнє середовище має широко розвинений дорожній комплекс, який включає залізничні та шосейні дороги, а також супутні споруди – мости, естакади, насипи та виїмки. Весь цей комплекс забруднює важкими металами і нафтопродуктами як ґрунти, так і підземні води зони аерації. Він є також чинником перерозподілу поверхневого та підземного стоків.

Складною є проблема накопичення побутового сміття і скидання в річки нечистот та побутових стічних вод. Смітники стали характерною ознакою околиць населених пунктів, особливо міст і селищ міського типу. Смітники та полігони твердих побутових і промислових відходів, як правило, належно не обладнані і не відповідають санітарним нормам, що призводить до забруднення природного середовища, в тому числі підземних та поверхневих вод.

За результатами обстежень джерел техногенезу, еколого-гідрохімічного опробування, вивчення фондового і опублікованого матеріалу під час виконання ГДП-200 [147] складено схематичну карту екологічного стану геологічного середовища на ландшафтній основі (рис. 11.1).

ЛАНДШАФТНЕ РАЙОНУВАННЯ

Район досліджень за ступенем антропогенного впливу поділяється на шість типів ландшафтів – лісогосподарський, агроландшафт, селітебний, штучних водоймищ, дорожній та гірничопромисловий.

У межах агроландшафту та лісогосподарського ландшафту, які найбільше поширені в цьому районі, на основі типу ґрунтів і особливостей водної міграції елементів (геохімічні бар'єри за Перельманом [54]) виділено такі класи і відповідні їм типи ґрунтів: кислий (підзолисті, дерново-підзолисті, опідзолені ґрунти), глейовий (підзолисті глеюваті, торф'яно-перегнійні, лісові підзолисті глеюваті ґрунти), кальцієво-натрієвий (чорноземи малогумусові).

Клас ландшафтів залежно від геоморфологічного положення та рівня залягання ґрунтових вод поділяється на роди ландшафтів – елювіальний, елювіально-аккумулятивний, супераквальний, субаквальний і аквальний. У свою чергу, рід ландшафту поділяється за генезисом і складом ґрунтотвірних порід на види: делювіально-еоловий (піски), гляціальний (суглинки), еолово-делювіальний (суглинки лесоподібні).

ОЦІНКА СТАНУ ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНИХ УМОВ

У результаті аналізу матеріалів попередніх геологічних, інженерно-геологічних та гідрогеологічних досліджень виконано комплексну оцінку стану еколого-геологічних умов території аркуша, яка базується на даних геохімічних і радіаційних досліджень, а також на результатах вивчення водних систем і підземних вод.

Геохімічну оцінку стану геологічного середовища здійснено за результатами літохімічного дослідження ґрунтів, які є геохімічним бар'єром, де інтенсивно накопичуються важкі метали та інші забруднювачі протягом тривалого часу.

Виділено техногенні аномалії, характерні для селітебних ландшафтів. Яскраво виражене техногенне навантаження на навколишнє середовище зумовлене наявністю промислових підприємств різного профілю, ферм, колгоспних дворів, а також численних побутових смітників. Найтипівішим прикладом площового забруднення є м. Житомир, де відмічаються ділянки з високою (в 1–3 рази більше за ГДК) концентрацією Pb, Zn, Mo, Cr. У південно-східній частині м. Житомира встановлено високий вміст Sr (6000–10000 мг/кг) і Ba (1000–2000 мг/кг), які пов'язані з відходами заводів лабораторного скла, силікатних виробів, паперової фабрики, а також з розміщеними поруч очисними спорудами.

Радіаційний стан оцінювався за результатами радіометричних замірів за активністю штучних та природних радіонуклідів у ґрунтах та за концентрацією радону у водах. Потужність експозиційної дози гамма- і бета-випромінювання на поверхні ґрунту та в повітрі змінюється від 8 до 25 мкр/год при фоні 8–12. Території з такими значеннями вважаються чистими.

Гамма-спектрометричним аналізом встановлено присутність у ґрунтах природних (K-40, Ra-226, Th-232, Eu-152, Co-60 та ін.) та штучних (Cs-134, 137) радіонуклідів.

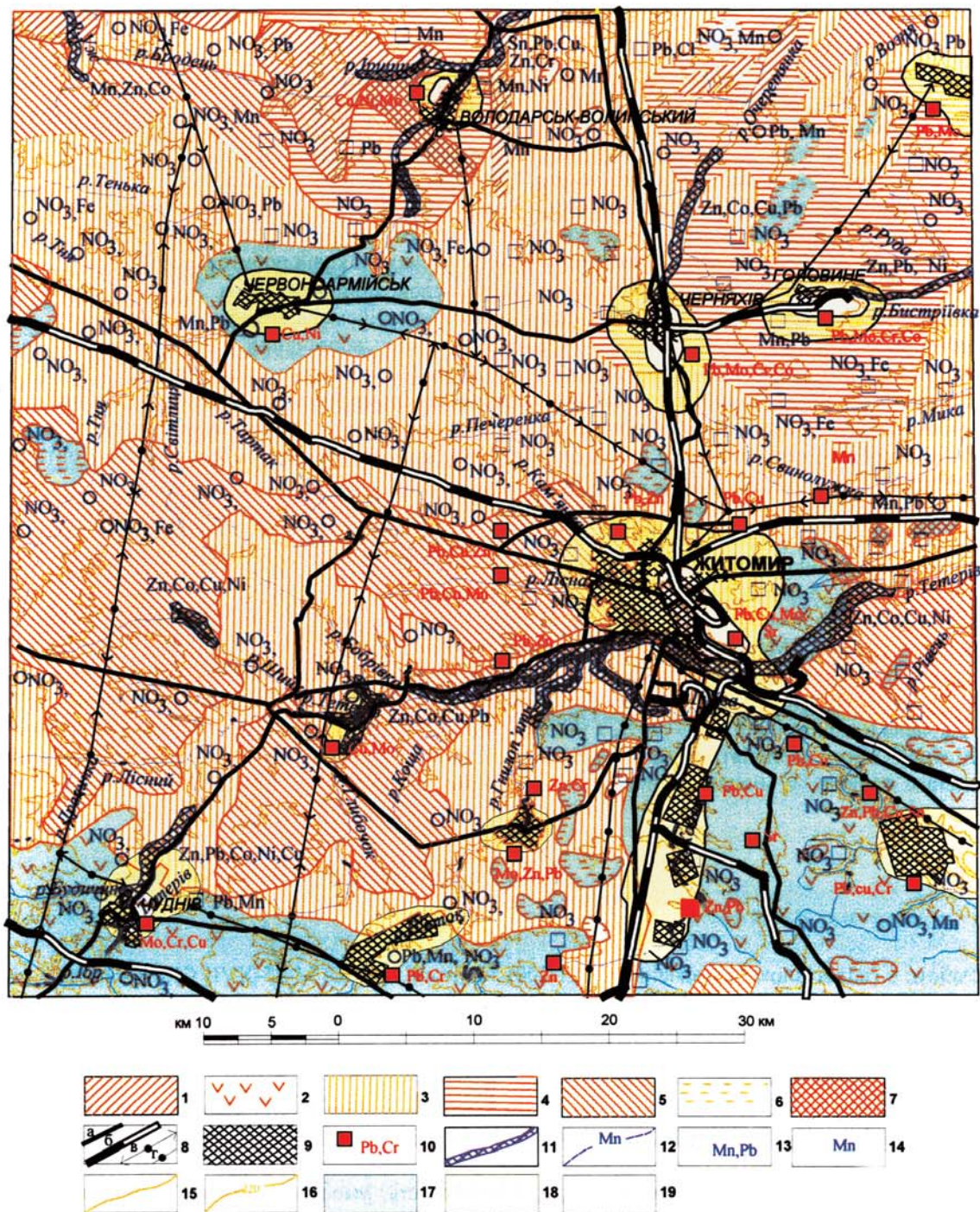
На більшій частині території аркуша забруднення Cs-137 становить менше 0,5 Кі/км², а в межах Володарсько-Волинського та Ємільчинського районів (північно-західна частина аркуша) в окремих пробах вміст Cs-137 досягає 1,0–2,5 Кі/км² (сс. Вишняківка, Теренці, Краснорічка, Ісаківка).

Активність ізотопів Cs-134 відповідає середньому забрудненню ґрунтів – 0,01 Кі/км². Таким чином, вміст радіонуклідів у ґрунтах низький, а радіаційний стан території вивчення досить сприятливий.

Радіоактивність вод району низька і становить 0,001 Бк/м³. Винятком є м. Житомир, де розвідано Корбутівське родовище радонових вод.

Рівень забруднення водних систем класифікується як низький (менше 10 од.), середній (10–30 од.) та високий (30–100 од.). Для всіх поверхневих вод у межах району характерний низький рівень забруднення (СПЗ-10 одиниць). Винятком є ділянки р. Тетерів між с. Тетерівка – м. Житомир, м. Житомир – с. Левків, на яких рівень забруднення середній (СПЗ – 10–30 одиниць).

Майже всі водні системи характеризуються підвищеним вмістом амонію (2,1–10,25 мг/дм³) при ГДК 1 мг/дм³. З мікрокомпонентів, показники яких перебувають на рівні ГДК або перевищують їх, встановлено Mn, Pb, Cd, Fe, Ni, Cr.



Мал. 11. 1. Схематична карта екологічного стану геологічного середовища

1 – елювіальний рід ландшафту з опідзоленими ґрунтами (агроландшафт); 2 – елювіально- акумулятивний рід ландшафту з опідзоленими чорноземами та темно-сірими ґрунтами (агроландшафт); 3 – супераквальний рід ландшафту з дерново-підзолистими ґрунтами (агроландшафт); 4 – супераквальний рід ландшафту з дерново-підзолистими та підзолистими ґрунтами, глеюватими ґрунтами (агроландшафт); 5 – супераквальний рід ландшафту з підзолистими, дерново-підзолистими ґрунтами (лісогосподарський ландшафт); 6 – субаквальний рід ландшафту з торф'яно-перегнійними ґрунтами (лісогосподарський ландшафт); 7 – гірничопромисловий ландшафт (кар'єри, відвали, рекультивовані землі); 8 – дорожньо-магістральний ландшафт (а – шосейні дороги, б – залізниці, в – лінії електропередач >10 кВт, г – газопроводи); 9 – селітебний ландшафт (населені пункти); 10 – локальне забруднення ґрунтів (Pb – елемент забруднення); 11 – водотоки з сумарним показником забруднення донних відкладів важкими металами (10 – 30 одиниць) і характеристика їх елементарного складу в порядку зменшення їх концентрацій елементів; 12 – забруднення ділянок рік елементами, з вмістом більш ГДК; 13 – забруднення вод по колодязях елементами, з вмістом більш ГДК; 14 – забруднення вод по свердловинах елементами, з вмістом більш ГДК; 15 – границі розповсюдження елементарних ландшафтів; 16 – горизонталі сучасної поверхні через 20 метрів; 17 – сприятливий екологічний стан геологічного середовища за умовами проживання (0 – 20 умовних балів); 18 – умовно сприятливий екологічний стан геологічного середовища за умовами проживання (20 – 40 умовних балів); 19 – несприятливий екологічний стан геологічного середовища за умовами проживання (40 – 60 умовних балів).

Оцінку забруднення підземних вод району наведено за даними гідрохімічного опробування колодязів, джерел, експлуатаційних свердловин та свердловин режимних спостережень. У підземних водах виявлено такі хімічні елементи з вмістом, що перевищує ГДК в 1–5 разів, – Pb, Cd, Mn.

За результатами опробування донних відкладів і їх спектрального аналізу на деяких ділянках відмічається підвищений (орієнтовано на фони) вміст хімічних елементів: Pb, Se, Zn, Cu, Cr, Co, Ni, Mn; забруднення цих утворень відбувається за рахунок поверхневого стоку в річки відходів побутових смітників.

Основним джерелом забруднення повітря є промислові підприємства м. Житомира і меншою мірою – районних центрів: Володарськ-Волинського, Червоноармійська, Черняхова, Чуднова. Характерними компонентами викидів є: тверді продукти – зола, сажа, абразивний та зварювальний пил, аерозолі лакофарбових речовин; газові – окисли азоту та вуглецю. Ці інгредієнти становлять 90–98% всіх викидів.

Комплексна оцінка екологічного стану геологічного середовища ґрунтується на оцінці стану окремих його компонентів з виділенням пріоритетних джерел техногенної дії на геологічне середовище і джерел його зміни, а також на оцінці наслідків впливу екологічних змін на стан здоров'я населення і оптимальних умов його проживання.

На території аркуша виділено три зони забруднення: слабкого, середнього та сильного. При їх виділенні за основу взято “Критерии оценки экологического состояния среды” (До УкрГИМР) [70] і “Критерии экологической оценки состояния геологической среды” (ДГП “Геоінформ”) з доповненнями та змінами. В умовних балах використано такі критерії оцінки екологічного стану геологічного середовища: гідрогеологічні, радіометричні, геохімічні, соціально-технологічні, з урахуванням даних про зміни стану здоров'я населення (“Медично-екологічний атлас України”, Київ, 1995).

З урахуванням впливу забруднення геологічного середовища на стан здоров'я населення виділено три зони: сприятливу, умовно сприятливу і несприятливу для проживання. Більша частина території досліджень розташована в сприятливій зоні – 70%, в умовно сприятливій – 18%, у несприятливій – 12%.

Ділянки зони, несприятливі для проживання населення, зосереджені здебільшого в межах великих населених пунктів, у місцях скупчення промислових підприємств, транспортних вузлів, рідше в межах агроландшафтів.

ВИСНОВКИ

Роботи з геологічного довивчення (ГДП-200) території аркуша М-35-ХVII (Житомир) та з підготовки до видання комплексу карт нової серії Держгеолкарти-200 дали змогу значно уточнити, а в деяких випадках повному вирішити деякі питання геологічної будови, історії розвитку, стратиграфії, петрографії, тектоніки та оцінки перспектив району на корисні копалини.

Основні результати досліджень зводяться до такого:

- 1) Створено новий комплект карт серії “Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000” на основі останніх кореляційних стратиграфічних схем, в яких узагальнено і систематизовано наявний фактичний матеріал попередніх досліджень, а також одержаних у процесі ГДП.
- 2) Уточнено розрізи, речовинний склад, рудоносність, умови залягання і межі поширення відкладів осадового чохла. Вперше на території досліджень виділено і вивчено товщі вуглистих глин верхнього міоцену та червоно-бурих глин пліоцену.
- 3) У межах вивченої території здійснено розчленування дністровсько-бузької серії раннього архею на тиврівську та березнинську (?) товщі.
- 4) Вперше в районі аркуша виділено інтрузивні гіпербазит-базитові породи нарцизівського та ультраметаморфічні утворення шереметівського комплексів раннього протерозою, а також гайворонського (?) комплексу раннього архею.
- 5) Виконано систематизацію дайкових базитів території досліджень і виділено диференційовані сили та недиференційовані базитові дайки прототрапової формації (прутівський комплекс), складені олівіновими толейтами, та сублужної габродолеритової формації (посткоростенський дайковий комплекс).
- 6) На основі аналізу геологічних та геофізичних матеріалів значною мірою уточнено межі Тетерівської та Красногірсько-Житомирської тектонічних зон.
- 7) Зроблено висновок про необхідність перегляду межі між Волинським і Подільським блоками (мегаблоками) при тектонічному районуванні докембрію УЩ. Найбільш обґрунтованою межею між цими структурами є Лізниківський розлом Тетерівської та Красногірсько-Перлявський розлом Красногірсько-Житомирської зон розломів.
- 8) У результаті геологічних, гідрогеологічних та геолого-екологічних досліджень створено схематичну карту екологічного стану геологічного середовища, виділено зони за умовами проживання населення.

виявлено джерела забруднення ґрунтів і вод. У межах території досліджень геолого-екологічний стан природного середовища в основному оцінюється неоднозначно. Найбільш напружена ситуація склалась у південно-східній частині міста Житомира, де ряд ділянок за результатами геолого-екологічних досліджень має несприятливий екологічний стан геологічного середовища для проживання населення; більша ж частина території характеризується сприятливим станом.

- 9) У пояснювальній записці наведено характеристику мінерально-сировинної бази району досліджень та виконано оцінку перспектив її розвитку.

У результаті геологічного довивчення території аркуша М-35-ХVІІ встановлено, що вона має досить складну складчасто-блокову будову і визначено різновиди порід, які приурочені до різних геологічних блоків. Аналіз матеріалів попередників, геофізичні та геологічні дослідження дає підстави виділити та значно уточнити розміщення складчастих структур і розривних порушень, з якими значною мірою пов'язані прояви і точки мінералізації багатьох корисних копалин. Але, незважаючи на одержані результати, потрібно зазначити, що деякі питання геологічної будови цього району та його рудоносності остаточно ще не вирішені і потребують додаткового вивчення. До таких проблемних, дискусійних і невирішених питань належать:

- межа між Подільським і Волинським блоками (мегаблоками);
- взаємовідношення утворень бердичівського, шереметівського та житомирського комплексів;
- стадійність становлення гранітів та базитів Коростенського плутону;
- стадійність становлення порід Букинського масиву;
- вікове положення прутівського комплексу;
- розчленування дністровсько-бузької серії та її взаємовідношення з тетерівською серією;
- взаємовідношення утворень новопетрівської світи і товщі вуглистих глин;
- розчленування четвертинних відкладів як у межах розвитку водно-льодовикових та льодовикових утворень, так і в межах поширення лесових порід.

Для вирішення цих питань необхідно виконати більш детальні геологічні та науково-дослідні роботи.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

ОПУБЛІКОВАНА

1. Аксаментова Н. В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса: Автореф. дис. докт. геол.- минерал. наук. – Минск, 1999. – 48 с.
2. Богачёв А. И. Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаносных и хромитосных интрузий // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы Карелии.– Петрозаводск (тр. ИГФМ АН СССР, вып.1), 1968. – С. 48–53
3. Борисенко Л. Ф., Тарасенко В. С., Проскурин Г. П. Рудоносные габброиды Коростенского плутона // Геол. рудн. месторожд. – 1980. – № 6. – С. 27–36.
4. Бухарев В. П. Анортозит-рапакивигранитная формация Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – Т. 43, № 4. – С. 30–40.
5. Бухарев В. П., Полянский В. Д. Классификация и формационная принадлежность габбро-долеритов Волинского блока Украинского щита // Геол. журн. – 1983. – Т.43, № 1. – С. 33–44.
6. Бухарев В. П., Полянский В. Д. Позднепротерозойская толеит-базальтовая прототраповая формация северо-западной части Украинского щита // Геол. журн. – 1986. – Т. 41, № 3. – С. 65–73.
7. Бухарев В. П. и др. Петрогенетическая классификация дайковых пород северо-западной части Украинского щита // Киев, ИГФМ АН УССР. – 1988.
8. Бухарев С. В. Интрузивные чарнокиты западной части УЩ // Геол. журнал – 1987.– Т. 47, № 3.– С. 32–45.
9. Веклич М. Ф. Палеогеоморфологія області Українського щита (мезозой і кайнозой). – К.: Наукова думка, 1966. – 120 с.
10. Веклич М. Ф. Палеозапчастість і стратотипи почвенних формацій верхнього кайнозоя. – К.: Наукова думка, 1982. – 208 с.
11. Веклич Ю. М. Про деякі палеогеографічні чинники розвитку ландшафтів // Фундаментальні географічні дослідження – стан, проблеми і напрями: Тез. доп. – К., 1994. – С. 32–34.
12. Вербицкий В. Н. Первичные аналоги метаморфизованных пород тетеревской серии и особенности их седиментогенеза // Ред. журн., Геол. журн. – К., 1981. – 21 с., 2. ил. библиогр., 22 назв. (Рукопись деп. в ВИНТИ 24.020 – 1981. – № 877 – 81. Деп.).
13. Верховляд В. М. Возрастные этапы формирования континентальной коры Волинского мегаблока Украинского щита в протерозое: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук.– К., 1988. – 22 с.
14. Верховляд В. М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование – 1995. – Вып. 21.– С. 34–47.
15. Галий С. А., Костенко Н. М., Стеценко Н. С. и др. Сульфидное медно-никелевое оруденение Прутовского массива // Докл. АН УССР. – 1989. – Б, № 5. – С. 7–10.
16. Галий С. А., Козут К. В., Котвицкий Л. Ф. и др. Сульфидная минерализация в базит-ультрабазитовых породах обрамления Букинского массива // Докл. АН СССР. – 1989.– Б, № 6 – С. 9–12.
17. Геология и металлогения докембрия Украинского щита // Комплект карт масштаба 1: 1 000 000. Объясн. зап. – К.: Мингео УССР, 1984. – Кн. 1. – 150 с.
18. Гойжевский А. А., Шевченко О. Е. Циклы мезо-кайнозойского осадконакопления на Украинском щите // Геол. журнал. – 1978 –Т. 38, № 6. – С. 1–9.
19. Гойжевский А. А. Мезо-кайнозойские блоковые структуры Украинского щита // Геол. журнал. – 1981.– Т. 41, № 4.– С. 20–31.
20. Гринченко В. Ф. Еволюційно-формаційна модель розвитку Волинського мегаблоку в докембрії: Автореф. дис. докт. геол.-мінерал. наук. – К., 1999. – 39 с.
21. Деркач С. С. та ін. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-XXIII (Бердичів). – К., 2002. –106 с.
22. Єсипчук К. Е., Шеремет Е. М., Зинченко О. В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1990. – 236 с.
23. Єсипчук К. Ю. та ін. Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000 аркуша М-35-ХVIII (Фастів). – К., 2003. – 120 с.
24. Зинченко О. В., Галабурда Ю. А., Гринченко В. Ф. и др. Минералого-геохимические и генетические особенности кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмитов) Луговского массива (Украинский щит) // Минерал. сборник ун-та. – 1986.
25. Колий В. Д., Забияка Л. И. К стратиграфии тетеревской серии (Волинский блок Украинского щита) // Геолог. журнал. – 1982. – Т. 32, № 3.– С. 103–109.

26. Колий В. Д. Формации и стратиграфия нижнепротерозойских образований Волынского геоблока (Украинский щит) // Геол. журнал. – 1983. – Т. 43, № 6. – С. 21–33.
27. Комаров А. Н., Прытков А. Н. Структура центральной части Волынского блока // Геол. журнал. – 1975. – Т. 35, № 4. – С. 12–16.
28. Комаров А. Н. Тектоно-метасоматические зоны – новый тип разрывных нарушений Волынского блока // Геолог. журнал. – 1978. – Т. 38, № 5. – С. 21–23.
29. Комаров А. Н., Прытков Ф. Я. Диафориты и натриевые метасоматиты Волынского блока. – К.: Наукова думка, 1980. – 276 с.
30. Коротенко Н. Е., Глухова Г. Н., Бака Н. Т. Житомирская область // Геологические памятники Украины. – К., 1985. – 156 с.
31. Костенко Н. М., Металиди В. С., Потемня М. Т. Оловоносные площади дорифейской складчатости в северо-западной части Украинского щита // Геология оловорудных месторождений СССР. В двух томах. Т. 2. Оловорудные месторождения СССР. Кн.2 – М.: Недра, 1986 – С. 172–176
32. Костенко Н. М., Котвицкий Л. Ф. Сульфидное медно-никелевое рудопроявление на Украинском щите // Докл. АН УССР – 1989. – Б, № 8. – С. 18–21.
33. Костенко М. М., Котвицкий Л. Ф. Сульфідне мідно-нікелеве зруденіння в північно-західній частині УЩ // Геол. журн. – 1989. – Т.49. – № 2. – С. 94–103
34. Костенко Н. М., Супруненко Н. С., Высоцкий Б. Л. Петрохимические особенности дайковых базитов северной части Украинского щита // Сов. геология. – 1990. – № 7. – С. 90–95.
35. Костенко Н. М. Геология никеленосных гипербазит-базитовых комплексов северо-западной части Украинского щита: Автореферат дис. канд. геол.-минерал. наук. – К., 1991. – 20 с.
36. Костенко М. М. Деякі проблемні питання будови, стратиграфії та магматизму докембрію Північно-Західного району Українського щита. – К., 2000. – С. 42–44.
37. Костенко М. М. Перспективи золото- та платиносності північно-західного району Українського щита // Тез. доп. І Наук.-виробн. наради геол.-зйомщ. України “Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200” – К., 2001 – С. 163–167.
38. Костенко М. М. та ін. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХІ (Коростень). – К., 2002. – 135 с.
39. Крывдык С. Г., Ткачук В. И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1990. – 408 с.
40. Лазаренко Е. К., Павлишин В. Н., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. – Львов: Вища школа, 1973 – 359 с.
41. Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). – Львов: Высшая школа, 1975. – 239 с.
42. Левковский Р. З. Рапакиви – Л.: Недра, 1975 – 223 с.
43. Літосфера Центральної і Східної Європи. Геотраверси IV, VI, VIII // Збірник статей – К.: Наукова думка, 1988.
44. Літосфера Центральної і Східної Європи. Геотраверси III, VII, IX // Збірник статей – К.: Наукова думка, 1993.
45. Лычак И. Л. Петрология Коростенского плутона. – К.: Наук. думка, 1983. – 248 с.
46. Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья. – Киев, Гос. университет, 1963. – 250 с.
47. Металиди В. С., Пархомчук В. Н., Костенко Н. М. Оловоносность северо-западного района Украинского щита // Геол. журн. – 1985. – Т. 45, № 5. – С. 40–46.
48. Метаморфизм Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1974. – 306 с.
49. Нечаев С. В., Сёмка В. А. Скарны Украины. – К.: Наук. думка, 1989. – 212 с.
50. Павлишин В. И., Зинченко О. В., Пархомчук В. Н. и др. Новые данные по минералогии танталонитобатов северо-западной части Украинского щита // Минерал. журнал. – 1984. – Т. 6, № 6. – С. 47–53.
51. Палиенко В. П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. – К.: Наук. думка, 1992. – 116 с.
52. Пастухов В. Г. Структурные особенности и геологические условия формирования габбро-лабрадоритовых массивов северо-западной части Украинского щита.: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – М., 1989. – 26 с.
53. Пастухов В. Г., Астахов К. П., Багинян М. К. и др. Геодинамическая карта Украины. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. – К., 1993. – 213 с.
54. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975.
55. Петрографічний кодекс України / Під ред. І. Б. Щербакова – К., 1999. – 81 с.
56. Пивовар И. С., Цапенко В. П., Цеха Г. С. и др. Минерально-сырьевая база строительных материалов Украинской ССР. Житомирская область. – К., 1989. – 812 с.

57. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. – Л.: Изд-во Ленинград. гос. ун-та, 1948. – 80 с.
58. Радзивилл А. Я. Днепровский буроугольный бассейн. – К.: Наукова думка, 1987.
59. Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1970. – 125 с.
60. Рябенко В. А. Особенности тектоники докембрия Украинского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук – К., 1971. – 41 с.
61. Сиворонов А. А., Жихарев А. П. Строение, состав и стратиграфическое положение биотит-роговообманково-сланцевой (метаандезитовой) формации тетеревского комплекса. Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембрия. – Львов: Высшая школа, 1981. – С. 75–83.
62. Скобелев В. М. Петрохимия и геохронология докембрийских образований северо-западного района Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1987. – 140 с.
63. Соколов В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона // Уч. зап. Львов. ун-та. – Сер. геол., 1947. – 6, вып. 5. – 40 с.
64. Соколовський І. Л. Закономірності розвитку рельєфу України. – К.: Наук. думка, 1975. – 216 с.
65. Соллогуб В. Б., Калюжская Л. Т., Чекунов А. В. Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований // Геофиз. сб. – 1968. – вып. 25.
66. Стратиграфічний кодекс України / Під ред. Ю. В. Тесленка. – 1999. – 40 с.
67. Тимофеев В. М. Разломно-блоковые структуры и их отражение в рельефе северо-западной части Украинского щита (на примере территории Коростенского плутона): Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – М.: МГУ, 1981.
68. Тяпкин К. Ф., Гонтаренко В. И. Системы разломов Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1990.
69. Шарков Е. В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования. // Изв. АН СССР. – Сер. геол., 1971. – № 12. – С. 66–74.
70. Шевчик А. Д. Критерии оценки экологического состояния геологической среды ДоУкрГИМР.
71. Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1976. – 269 с.
72. Щербак Н. П. и др. Главные этапы вулканической деятельности на территории Украины. // Изотоп. датир. процессов вулканизма и осадкообраз. – М., 1985. – С. 94–109.
73. Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Березин Б. З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1985. – 168 с.
74. Щербак Н. П. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – К.: Наук. думка. – 1989. – 144 с.
75. Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – вып. 21.
76. Ярошевский А. А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. // Геохимия – 1970. – № 5.

ФОНДОВА

77. Базилійська Л. М. и др. Отчёт по теме “Геолого-экономический обзор титановых месторождений УССР”. – 1983.
78. Береговенко А. И. и др. Детальная разведка Верхолужского месторождения лабрадорита в Черняховском районе Житомирской области УССР. – 1991.
79. Бернасовская О. Ф. и др. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на пьезокварц, выполненных в пределах Восточного контакта Володарско-Волынского массива основных пород с гранитоидами коростенского комплекса в 1970–1973 гг. – 1973.
80. Бернасовская О. Ф. и др. Отчёт о результатах поисково-ревизионных работ на редкие металлы, выполненных в пределах северо-западной части УЩ в Житомирской области УССР в 1973–1976 гг. – 1976.
81. Богданович П. Д. и др. Результаты сейсморазведочных работ в Коростенском районе северо-западной части УЩ. Отчёт сейсморазведочной партии за 1989–1993 гг. – 1993.
82. Бухарев В. П. и др. Геологическая карта юго-западной части Коростенского плутона масштаба 1 : 50 000. Планшеты: М-35-45-Б, - 45-Г, -45-В, -57-Б, -58-А. Отчёт ГСП-38 за 1964–1968 гг. – 1968.
83. Василенко И. И. Отчет торфоразведочной партии за 1989–1994 гг. «Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов масштаба 1:200 000 Житомирской области Украины». – 1994.
84. Винниченко П. В. и др. Отчёт партии № 49 по поисковым работам масштаба 1 : 50 000 – 1 : 25 000 на Соколовской площади за 1982–1986 гг. – 1986.

85. Вититнев И. К. и др. Отчёт о результатах общих поисков сульфидных медно-никелевых руд в центральной и северо-западной частях УЩ за 1978–1984 гг. – 1984.
86. Войновский А. С. и др. Отчёт по теме “Районирование территории деятельности ПГО “Севукргеология” по условиям проведения геохимических исследований на Украинском щите за 1980–1983 гг. – 1983.
87. Войновський А. С. та ін. Комплексна металогенічна карта України масштабу 1 : 500 000. – 1997.
88. Высоцкий Б. Л. и др. Поисковые работы на тантал в северо-западной части Украинского щита. Отчёт отряда по поискам редких металлов за 1981–1988 гг. – 1988.
89. Высоцкий Б. Л. и др. Поиски никеля в пределах Красногорско-Житомирской зоны и её обрамления (Прутовский и другие участки). Отчёт Северо-Западной партии ЖГРЭ за 1988–1994 гг. – 1994.
90. Газенко С. Д. и др. Отчет о геологопоисковых работах на бокситы, проведенных в пределах северо-западной части УЩ на территории Житомирской области. – 1966.
91. Гаркуша А. П. и др. Отчёт о результатах поисково-разведочных работ на воду для хозяйственно-питьевого водоснабжения пгт. Андрушевка Житомирской области УССР. – 1971.
92. Гаркуша А. П. и др. Отчёт о результатах предварительной и детальной разведки минеральных радоновых вод в районе г. Житомира Житомирской области УССР за 1976–1978 гг. – 1979.
93. Гейченко М. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья рек Случь и Тетерев. Отчёт поисково-съёмочной и Волинской геофизической партии о подготовке геофизической и геохимической основы с последующей геологической съёмкой масштаба 1 : 50 000 в Дзержинском районе в пределах листов М-35-68-Б, Г за 1987–1992 гг. – 1992.
94. Герасимчук Б. П. и др. Отчёт о результатах геолого-поисковых работ на сульфидный никель, проведённых Житомирской экспедицией в Житомирской области в 1956–1960 гг. – Кн. I, текст отчёта. – 1960.
95. Горбунов В. В. и др. Отчет о результатах поисков габбро и других пород пригодных для производства облицовочных изделий в Володарско-Волинском районе. – 1987.
96. Гурин П. И. и др. Отчёт Коростышевской партии № 49 за 1973–1976 гг. (Ягодинская площадь). – 1976.
97. Гурин П. И. и др. Отчёт по поисковым работам в центральной части Красногорско-Житомирского гранитизационного вала за 1975–1977 гг. – 1977.
98. Деренюк Н. Е. и др. Геологическая карта Букинского массива и его обрамления м-ба 1 : 50 000. Планшеты: М-35-69-А, Б, В, Г. (Отчёт ГСП за 1969–1973 гг.). – 1973.
99. Деркач С. С. та ін. Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Тетерів та Південний Буг. Звіт про проведення геологічного довивчення масштабу 1 : 200 000 аркуша М-35-XXIII (Бердичів) за 1992–2000 роки. Правобережна ГЕ. – 2000.
100. Дицун Н. П. и др. Результаты комплексных геофизических исследований по подготовке геофизической основы для геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 в пределах листов М-35-57-А, В, Г. Отчёт Волинской геофизической партии за 1975–1977 гг. – 1977.
101. Довгань Р. Н. и др. Отчёт о глубинном геологическом картировании масштаба 1 : 50 000 в пределах Кочеровской зоны (листы М-35-59-Б, В, Г, -71-А, В). – 1982.
102. Довгий М. Г. и др. Отчёт о поисках бурых углей в районе Коростышевского месторождения и о предварительной разведке Андрушевского месторождения в 1969–1972 гг. – 1972.
103. Довгий М. Г. и др. Отчёт о поисках бурых углей в южной части Гуйвинской депрессии, проведённых в 1974–1976 гг. – 1976.
104. Жилина Н. Н. и др. Отчёт о результатах поисков пресных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (с. Высокая Печь). – 1981.
105. Забияка Л. И. и др. Геологическая карта листов М-35-59-В, -71-А, В. Отчёт ГСП-39 Правобережной ГРЭ. – 1972.
106. Забияка Л. И. и др. Отчёт о комплексных геолого-геофизических исследованиях по глубинному геологическому картированию листа М-35-XXIII (Бердичев). – 1974.
107. Зинченко О. В. и др. Отчёт по теме «Геохимия, минералогия и поисково-оценочные критерии редкометального оруденения северо-западной части Украинского щита». – 1990.
108. Каминская Т. В. и др. Гидрогеологическая и инженерно-геологическая съёмка м-ба 1 : 50 000 для целей мелиорации на территории планшетов М-35-69-А, Б, В, Г. – 1992.
109. Камінська Т. В. та ін. Комплексна гідрогеологічна та інженерно-геологічна зйомка масштабу 1 : 50 000 з метою промислового будівництва на території аркушів М-35-58-В, Г; М-35-70-А, Б. – 1999.
110. Каневский А. Я. и др. Отчёт о результатах общих поисков и оценки сульфидных рудопоявлений в северо-западной и центральной частях Украинского щита за период с 1975 по 1976 гг. – Кн. I, текст отчёта. – 1976.

111. Ключков В. М. и др. Отчёт о результатах работ по глубинному картированию м-ба 1 : 200 000, проведённых в северо-западной части УЩ, на территории листа М-35-ХVII (Житомир) в 1975–1978 гг. – 1978.
112. Козицкий В. О. и др. Поиски и детальная разведка Човновского месторождения гранитов в Володарско-Волынском районе Житомирской области Украины. – 1995.
113. Козицкий В. О. и др. Поиски и детальная разведка Браженского-I месторождения лабрадорита в Черняховском районе Житомирской области Украины. – 1995.
114. Козлов Г. Г. и др. Отчёт о результатах общих поисков графита в северо-западной части УЩ (Буртынский участок и др.), проведённых в 1981–1984 гг. – 1984.
115. Колосовская В. А. и др. Составление геолого-прогнозной карты Украинского щита масштаба 1 : 200 000 на редкие металлы за 1977–1981 гг. – 1981.
116. Корицкий Б. Г. и др. Отчёт о результатах поисков природных столовых вод в Житомирской области (Коростенский, Овручский, Черняховский, Житомирский, Радомышльский, Бердичевский районы) за 1984–1987 гг. – 1987.
117. Костенко М. М. та ін. Геологічна будова та корисні копалини басейну верхньої течії р. Уж. Звіт геологозйомочного загону № 10 Житомирської КГРП і Правобережної геофізичної партії за 1991–1999 роки по геологічному довивченню масштабу 1 : 200 000 території аркуша М-35-ХI (Коростень). – 1999.
118. Котвицкий Л. Ф. и др. Отчёт по теме “Анализ и оценка выявленных ранее рудопроявлений и аномалий по северо-западной части УЩ в 1980–1982 гг. – 1982.
119. Котвицкий Л. Ф. и др. Отчёт по теме “Составление геологической карты кристаллического основания северо-западной части УЩ м-ба 1 : 200 000 в 1983–1985 гг. – 1985.
120. Котвицкий Л. Ф. и др. Составление карты вторичных процессов по северо-западной части УЩ в масштабе 1 : 200 000. – 1985.
121. Котвицкий Л. Ф. и др. Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 в пределах Букинского массива и его обрамления, листы М-35-69-А, Б, В, Г (с. п.). Отчёт ГСО-10 и Волынской геофизической партии за 1985–1990 гг. – 1990.
122. Кравченко В. В. и др. Отчёт о результатах предварительной разведке подземных вод для водоснабжения пгт. Червоноармейска Житомирской области УССР. – 1980.
123. Лабузный В. Ф. и др. Отчёт о групповой геологической съёмке масштаба 1 : 50 000 территории листов М-35-56-Б, Г; М-35-57-А, Б, Г. Отчёт комплексной ГСП за 1978–1982 гг. – 1988.
124. Лисицкий Г. Г. и др. Результаты комплексных геофизических и геохимических исследований по подготовке основ для геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 на площади листов М-35-70-А, Б, В, Г. (Отчёт Волынской и поисково-съёмочной партии за 1986–1989 гг.). – 1989.
125. Литвинчук Л. Н. Детальная разведка Вишняковского месторождения строительных песков в Володарско-Волынском районе Житомирской области УССР. – 1991.
126. Металиди В. С. и др. Отчет по теме: «Составление прогнозно-металлогенической карты м-ба 1:200 000 северо-западной части УЩ за 1986–1989 гг.». – 1989.
127. Мочалов А. Я. Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных на Волынском месторождении пьезокварца. – 1964.
128. Парфенюк В. А. Оценка и подсчет прогнозных ресурсов полезных ископаемых северо-западной части Украинского щита. – 1993.
129. Пастухов В. Г. и др. Составление тектонической карты Украинского щита м-ба 1 : 500 000, 1977–1980 гг. – 1980.
130. Пастухов В. Г. и др. Изучение разломно-блоковой тектоники докембрия Украинского щита и разработка методики картирования разрывных нарушений. – 1978.
131. Потебня М. Т. и др. Отчёт о результатах поисково-ревизионных работ на редкие металлы в пегматитах северо-западной части УЩ, выполненных на территории Житомирской, Ровенской и Хмельницкой областей УССР в 1972–1974 гг. – 1974.
132. Ролик А. Г. и др. Комплексная геологическая карта листов М-35-ХVII (Житомир). Отчёт геологосъёмочной партии №27 Житомирской ГРЭ по работам 1959–1961 гг. – 1961.
133. Рябенко В. А. и др. Геологическая карта листа М-35-ХХIII (Бердичев). – 1961.
134. Сметюхов В. Е. и др. Отчёт о результатах геолого-поисковых работ на бурый уголь, проведённых Житомирской экспедицией в бассейне среднего течения р. Тетерев в 1956–1960 гг. – 1960.
135. Строев В. М. и др. Отчёт по составлению аэрофотогеологических основ масштаба 1 : 200 000 северо-западной части УЩ по территории листов М-35-IV (ю. п.), VI (ю. п.), X, XI, XII, XVII, XVIII. – 1981.
136. Ткачук Н. Н. и др. Предварительная разведка подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения объекта Рея в Житомирской области УССР. – 1991.

137. *Хворов М. И. и др.* Геологическая карта листов М-35-46-Г, М-35-47-В, М-35-58-Б, В, Г, М-35-59-А. Отчёт ГСП-3 за 1966–1970 гг. – 1970.
138. *Хоренко И. П. и др.* Отчёт о результатах предварительной разведки минеральных радоновых вод для санатория им. XX съезда КПСС в районе г. Житомира Житомирской области УССР за 1986–1988 гг. – 1988.
139. *Чмыхал В. Н. и др.* Отчёт по теме «Комплексные палеогеоморфологические исследования с целью выявления перспективных площадей для постановки поисковых и разведочных работ на россыпи». – 1979.
140. *Швайберов С. К. и др.* Отчет о результатах общих поисков богатых остаточных и коренных титановых руд на Коростенском плутоне, проведенных в 1979–1985 гг. – 1985.
141. *Швайберов С. К. и др.* Поиски апатит-ильменитовых руд в СЗ части УЩ на Федоровском, Кривотинском, Давидковском, Рудня-Базарском, Володарско-Волинском и Чеповичском массивах основных пород. – 1989.
142. *Швайберов С. К. и др.* Поиски апатитовых руд в северо-западной части УЩ на Коростенском плутоне в границах Выдыбор-Фёдоровского, Давидковского, Паромовского, Словечанского и др. участков. – 1990.
143. *Швайберов С. К. та ін.* Розвідка апатит-ільменітових руд Федорівського родовища. – 2002.
144. *Швайберов С. К. и др.* Составление прогнозной карты на коренные руды титана по Коростенскому плутону в масштабе 1:100 000. – 1991.
145. *Щербина М. П. и др.* Глубинное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 территории листов М-35-56-Б, М-35-56-Г (с. п.), М-35-57-А (з. п.), М-35-57-В (с. п.). Отчёт геологосъёмочного отряда № 16 и Волинской геофизической партии за 1989–1994 гг. – 1994.
146. *Щербина М. П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения р. Тетерев. Отчёт Житомирской КГРП и Правобережной геофизической партии о групповой геологической съёмке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками территории листов М-35-70-А, Б, В, Г за 1990–1997 гг. – 1998.
147. *Щербина М. П. та ін.* Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Тетерів і Случ. Звіт геологосійомочної партії № 16 Житомирської ГЕ і Правобережної геофізичної партії за 1998–2002 рр. по геологічному довивченню масштабу 1 : 200 000 території аркуша М-35-XVII (Житомир). – 2002.
148. *Язвинский В. И. и др.* Отчет о результатах поисков коренных источников алмазов в северной части Украинского щита. – 1980.
149. *Яндюк Л. Н. и др.* Отчёт по поискам источников водоснабжения для сельскохозяйственных объектов в Володарско-Волинском районе Житомирской области за 1982–1984 гг. (II очередь). – 1984.
150. *Яндюк Л. Н. и др.* Предварительная разведка подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения объекта “Заречаны”. – 1991.

**Список родовищ і проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-ХVII “Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень”
масштабу 1:200 000**

Індекс клітки і номер на карті	Назва об’єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ				
ГОРЮЧІ ТВЕРДІ БУРЕ ВУГІЛЛЯ				
I–2–8	Вишняківське родовище, 1,7 км на схід від с. Вишняківка, на лівому березі р. Іршиця	Не розробляється	Буро- вугільний	Сметюхов В. Є. [134]
III–4–75	Коростишівське родовище, між селами Кмитів – Стрижівка, на лівому березі р. Тетерів	Вироблене	“	Радзівілл А. Я. [58]
III–4–77	Смоловський прояв, на Зх. околиці с. Смоловка, на лівому березі р. Рівець	Вугільний пласт північного нап-ряму, завширшки до 600 м, потужністю 1–8 м. Зольність змінюється в межах 27,9–43,7%; вологість – 54,1%; вміст сірки – 2,6%	“	Щербина М. П. [146]
IV–4–86	Андрушівське родовище, північно-західна околиця смт Андрушівка	Розробляється	“	Довгий М. Г. [102]
IV–4–87	Забарський прояв, 0,5 км на північний схід від с. Забара	Вугільний пласт лінзоподібної форми потужністю 1,0–9,0 м, середня – 5,0 м, зольність – 34,5%, вологість – 58,1%; вміст сірки – 2,7%	“	Щербина М. П. [146]
МЕТАЛИ				
КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ				
Нікель, мідь (платина, паладій)				
IV–2–82	Рудопрояр Железняки, 3 км на схід від с. Руденька	У породах перидотитпіроксенітової формації встановлені дві зони зрудніння з середнім вмістом нікелю 0,66%, міді – 0,015%, платини – до 0,31%, паладію – до 0,83%	Магматичний	Висоцький Б. Л. [89]
Титан				
I–2,3–1	Лівобережне розсипне родовище, на північ від с. Рижани, лівий берег р. Ірша	Не розробляється	Залишково- розсипний	Базалійська Л. М. [77]

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-2-10	Паромівське розсипне родовище, між сс. Паромівка, П'ятирічка і смт. Володарськ -Волинський	—“—	—“—	—“—
I-3-13	Межирічанське розсипне родовище (Ісаківська ділян- ка), північно - східна околи- ця с. Томашівка	Розробляється	—“—	—“—
I-3-15	Правобережне розсипне ро- довище, між сс. Рижани, Не- верівка, Волянщина, Хичів, правий берег р. Ірша	Не розробляється	—“—	—“—
I-3-17	Краснорічанське розсипне родовище, на східній око- лиці с. Небіж	—“—	—“—	—“—
I-3-23	Очеретянське розсипне ро- довище, між сс. Копанівка, Очеретянка, Браженка	—“—	Магматичний	—“—
I-4-27	Тростяницьке розсипне ро- довище, між сс. Осівка, Са- ли, басейн р. Тростяниця	—“—	—“—	—“—
Титан, фосфор				
I-3-19	Паромівське родовище, між сс. Паромівка, Краснорічка, Червоногранітне, Калинівка	Не розробляється	Магматичний	Швайберов С. К. [140]
I-4-32	Видибірське родовище, західна околиця с. Видибір	—»—	—»—	Швайберов С. К. [142]
I-4-34	Федорівське родовище, між сс. Федорівка – Стирти	—»—	—»—	—»—
РІДКІСНІ МЕТАЛИ				
Вольфрам				
IV-1-78	Прояв Лісний, 0,5 км на південь від с. Гвоздава	У жорстві кристалічних по- рід за даними хімічного ана- лізу встановлено вміст металу 0,123–0,221%, який пред- ставлений карбідом воль- фраму неясного генезису	Не встановлений	Щербина М. П. [147]
Ніобій, тантал				
II-1-37	Лугівський розсип, розташований на північно - західній околиці с. Великий Луг	Продуктивна товща – піски кварцові серед-ньою потужністю 3,5 м. Вміст колумбіту – від десятків до сотень г/м ³ . За даними хімічного аналізу колумбіт містить 64% Nb ₂ O ₅ і 9,4% Ta ₂ O ₅	Розсипний	Щербина М. П. [145]

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ Золото				
III-1-58	Прояв Годиха, на південно східній околиці однойменного села	В штуфній пробі, відібраній з катаклазованого зміненого (карбонатизація, біотитизація) середньозернистого габро, пробірно-спектральним аналізом встановлено 11,83 г/т золота	Магматичний	Висоцький Б. Л. [89]
РАДІОАКТИВНІ МЕТАЛИ Уран				
III-1-55	Прутівський прояв, 2,0 км на південний схід від с. Прутівка	У жилах і шліфах аплітопегматоїдних гранітів і кварц-мікроклінових пегматитів потужністю 0,3–2,0 м встановлено аномалії інтенсивністю 60–155 мкр/год. Рентгено-спектральним аналізом встановлено вміст урану – 0,113% і торію – 0,0013%	Урановий гідротермаль-нометасоматичний (?)	Висоцький Б. Л. [89]
III-1-56	Покостівський прояв, 4,2 км на північний схід від с. Віла	Аномальна радіоактивність інтенсивністю 100–425 мкр/год. Пов'язана з катаклазованими окварцьованими і метасоматично зміненими породами потужністю 0,4–5,1 м. Вміст урану становить 0,006–0,03%, торію – 0,003–0,009%. Мінералогічним аналізом у пробах встановлено уранініт, уранофан і уранові черні	—»—	Деренюк М. Ю. [98]
НЕМЕТАЛИ ГІРНИЧОРУДНА СИРОВИНА СИРОВИНА ОПТИЧНА ТА П'ЄЗООПТИЧНА <i>Кварц (моріон)</i>				
I-2-11	Дворищанське родовище, 1,0 км на північний схід від с. Дворище	Вироблене	Пегматитовий	Мочалов О. Я. [127]
ЕЛЕКТРО- ТА РАДІОТЕХНІЧНА СИРОВИНА <i>Графіт</i>				
II-1-38	Олізарівський прояв, 400 м на північний схід від с. Олізарка	Пачка графіт-біотитових гнейсів потужністю 4,0 м. Вміст мінералу – 9,7%	Графітовий метаморфічний	Ролік А. Г. [132]
III-2-60	Прояв Дениші, між сс. Денисі і Улянівка	Об'єднує три окремі прояви, пов'язані з гнейсами та плагіо-мігматитами з вмістом графіту від 1 до 7%, який представлений пластинками і лусочками роз-міром до 0,4 × 1,2 мм	Графітовий метаморфічний	Котвицький Л. Ф. [121]

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
СИРОВИНА ЮВЕЛІРНА (ДОРОГОЦІННЕ КАМІННЯ) <i>Берил звичайний, кришталь гірський (моріон), топаз</i>				
I-2-7	Вишняківське родовище, 1,0 км на схід від с. Виш- няківка	Вироблене	Пегмати- товий	Мочалов О. Я. [127]
СИРОВИНА ДЛЯ ОБЛИЦЮВАЛЬНИХ МАТЕРІАЛІВ (ДЕКОРАТИВНЕ КАМІННЯ) <i>Анортозит</i>				
II-4-51	Родовище Мика, 1,5 км на північний схід від с. Сло- бідка, правий берег р. Мика	Розробляється	Магматичний	Щербина М. П. [147]
<i>Габроанортозит</i>				
I-4-44	Торчинське родовище, 1,0 км на захід від Пд. околиці с. Торчин, лівий берег р. Руда	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
<i>Габро</i>				
I-2-3	Родовище Синій Камінь, східна околиця с. Рудня Шляхова, лівий берег р. Іршиця	—»—	—»—	Козицький В. О. [112]
I-2-6	Родовище Рудня Шляхова, східна околиця с. Рудня Шляхова, правий берег р. Іршиця	Вироблене	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-4-33	Луківське родовище, 0,5 км на північ від с. Торчин, лівий берег р. Верховужжя	Розробляється	—»—	Щербина М. П. [147]
I-4-36	Горбулівське родовище, 0,8 км на північний захід від с. Торчин, правий берег р. Верховужжя	Вироблене	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-47	Кам'янобрідське родо- вище, між сс. Торчин і Кам'яний Брід	Розробляється	—»—	—»—
II-4-45	Родовище Бистріївка, на північний захід від с. Кам'яний Брід	Розробляється	Магма- тичний	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-46	Родовище Лукове, 0,8 км на північ від мосту через р. Бистріївка в с. Кам'яний Брід	—»—	—»—	Щербина М. П. [147]
II-4-50	Сліпчицьке родовище, південна околиця с. Сліп- чиці, правий берег р. Бис- тріївка	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-52	Північно-Слобідське родо- вище, 1,0 км на північ від с. Слобідка	—»—	—»—	—»—

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
<i>Габралабрадорит</i>				
II-4-53	Слобідське родовище, 0,3 км на захід від с. Слобідка, правий берег р. Мика	Не розробляється	—»—	—»—
<i>Граніт</i>				
I-4-29	Родовище Нераж, М-35-58-Б, 2,0 км на північ від с. Нераж	Розробляється	—»—	Щербина М.П. [147]
<i>Лабрадорит</i>				
I-3-22	Родовище Браженка-I, південна околиця с. Браженка, правий берег р. Очеретянка	Не розробляється	—»—	Козицький В.О. [113]
I-4-35	Родовище Верховузьке, М-35-58-Б, південна околиця с. Горбулів	Розробляється	—»—	Береговенко О.І. [78]
II-4-48	Родовище Кам'яний Брід-I, 0,2 км на захід від с. Кам'яний Брід, на лівому березі р. Бистріївка	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-49	Головинське родовище, 1,5 км на північний захід від с. Головино, правий берег р. Бистріївка	—»—	—»—	—»—
ВОДИ ПІДЗЕМНІ ВОДИ <i>Мінеральні води</i>				
I-3-20	Топорищанський прояв, східна околиця с. Лізник	Водоносний горизонт тріщинної зони лізниківських гранітів. Вміст радону становить 7,2 нкюри/дм ²		Корицький Б.Г. [116]
II-3-40	Черняхівське родовище столових вод, північна околиця смт Черняхів	Розробляється		Корицький Б. Г. [116]
III-1-56	Прояв Віла, північно-східна околиця с. Віла	Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід. Концентрація радону становить 13 нкюри/дм ³		Котвицький Л. Ф. [121]
III-2-61	Прояв Дениші, 0,5 км на північ від однойменного села, лівий берег р. Тетерів	Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід. Експлуатується місцевим санаторієм		Клочков В. М. [111]
III-3-73	Житомирське родовище, південно-західна околиця м. Житомира, межиріччя рр. Тетерів – Кам'янка – Лісна	Розробляється		Хоренко І. П. [138]
<i>Прісні води</i>				
I-2-5	Родовище Рудня Шляхова, західна околиця однойменного села	Розробляється		Яндюк Л. Н. [149]

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-2-9	Родовище Малі Горошки, північно східна околиця сmt. Володарськ-Волинський	—»—		—»—
I-2-12	Володарсько-Волинське родовище, південно-захід- на околиця сmt. Воло- дарськ-Волинський	—»—		Гаркуша А. П. [92]
I-3-14	Родовище Рудня Фасова, південно-східна околиця однойменного села	—»—		Яндюк Л. Н. [149]
I-3-16	Родовище Жовтнівка, південно-східна околиця с. Жовтнівка	—»—		—»—
I-3-18	Неверівське родовище, північно-східна околиця однойменного села	—»—		—»—
I-4-28	Родовище Сали, центр однойменного села, тераса р. Тростяниця	—»—		Хоренко І. П. [138]
I-4-30	Родовище Селець, північно – східна околиця однойменного села, лівий берег р. Очеретянка	—»—		—»—
I-4-31	Родовище Стобня, південна околиця с. Карл Маркс	—»—		—»—
III-2-65	Родовище Висока Піч, 2,0 км на південь від одно- йменного села	Розробляється		Жиліна Н. Н. [104]
III-3-74	Зарічанське родовище, 1,5 км на захід від одно- йменного села, межиріччя рр. Тетерів і Гуйва	—»—		Яндюк Л. Н. [150]
IV-4-85	Андрушівське родовище, 1,0 км на південь від с. Стара Котельня, лівий берег р. Гуйва, долина струмка Звіринець	—»—		Гаркуша А. П. [91]

КОРИСНІ КОПАЛИНИ МІСЦЕВОГО ЗНАЧЕННЯ
НЕМЕТАЛИ
СИРОВИНА БУДІВЕЛЬНА
СИРОВИНА ДЛЯ БУТОВОГО КАМЕНЮ
Граніт

I-2-2	Родовище Човнова, 750 м на південний схід. від с. Човнова	Розробляється	Магматичний	Козицький В. О. [112]
I-2-4	Теренцівське родовище, 0,5 км на південь від с. Теренці, 0,5 км далі на південь переходить у Вишняківське родовище аналогічної будови	Вироблене	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-3-21	Лізниківське родовище, 0,5 км на південний захід від с. Лізник	Розробляється	—»—	—»—
I-3-24	Пекарщинське родовище, 0,6 км на південь від однойменного села	Не розробляється	—»—	—»—
I-4-25	Родовище Мирнянське-I, 0,5 км на пн. зах. від с. Мирне	Розробляється періодично місцевим населенням	—»—	—»—
I-4-26	Родовище Мирнянське, 0,5 км на північний захід від с. Мирне	Не розробляється	—»—	—»—
II-4-54	Родовище Забродьє, 1,0 км на південний схід від с. Забродьє	Розробляється періодично місцевим населенням	—»—	—»—
III-3-66	Родовище Соколова Гора-I, північно - західна частина м. Житомир, на південній околиці с. Соколова Гора, правий берег р. Кам'янка	Вироблене	—»—	—»—
III-3-68	Крошнянське родовище, північна частина м. Житомир, північно – західна околиця с. Крошня, правий берег струмка Крошенка	Вироблене	Магматичний	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-3-71	Родовище Соколова Гора-II, південна околиця однойменного села	—»—	—»—	—»—
III-3-72	Давидівське родовище, 0,5 км на південний схід від однойменного села, правий берег р. Лісна	Розробляється	—»—	—»—
IV-4-84	Іванківське родовище, східна околиця с. Іванків, правий берег р. Гуйва	Вироблене	—»—	—»—
<i>Гранодіорит</i>				
III-2-59	Покостівське родовище, 3 км на північний схід від однойменного села	Розробляється	—»—	Литвинчук Л. М. [125]
III-2-62	Тригир'ївське родовище, правий берег р. Тетерів, 0,5 км на південь від однойменного села	Вироблене	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-2-63	Родовище Новоруднянське-I, східна околиця с. Нова Рудня, правий берег р. Тетерів	—»—	—»—	—»—
III-2-64	Новоруднянське родовище, 0,5 км на південь від с. Нова Рудня	Розробляється періодично	—»—	—»—
<i>Мізматит</i>				
III-4-76	Левківське родовище, 3,5 км на Пн. Від с. Левків, лівий берег р. Тетерів	Відпрацьоване	Ультраметаморфічний	—»—
IV-1-80	Чуднівське родовище, південна околиця смт Чуднів	—»—	Метаморфічний	—»—

Індекс клітки і номер на карті	Назва об'єкта, його місце розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
IV-1-81	Родовище Колки (дві ділянки), 0,5 км на південний схід від однойменного села, правий берег р. Тетерів	Не розробляється	—»—	—»—
СИРОВИНА ЦЕГЕЛЬНО-ЧЕРЕПИЧНА <i>Глини</i>				
II-2-39	Червоноармійське родовище, східна околиця смт Червоноармійськ	Розробляється	Осадовий	—»—
II-3-41	Черняхівське родовище, Сх. околиця смт Черняхів	—»—	—»—	—»—
II-3-42	Троковицьке родовище, 0,5 км на північ від с. Троковичі	Не розробляється	—»—	—»—
II-3-43	Некрашинське родовище, 2,0 км на південний захід від с. Некраші	Не розробляється	Осадовий	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-3-67	Крошнянське родовище, північно-західна. околиця с. Крошня	Розробляється	—»—	—»—
III-3-69	Родовище Житомирське-II, 1,0 км на захід від с. Іванівка	Не розробляється	—»—	—»—
III-3-70	Іванівське родовище, південна околиця с. Іванівка	Розробляється	—»—	—»—
IV-1-79	Городищенське родовище, 0,8 км на південь від с. Городище	Не розробляється	—»—	—»—
IV-2-83	Рудня-Городищенське родовище, південна. Околиця однойменного села	—»—	—»—	—»—

Список родовищ і проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-ХVII "Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів"
масштабу 1:200 000

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ				
ГОРЮЧІ				
ТВЕРДІ				
Торф				
II-2-104	Родовище Печеринське, між селами Вільськ, Кашперівка, Новопіль, Щербини; межи-річчя Печеринки і Кам'янки	Не розробляється	Низинний біогенний	Василенко І. І. [83]
II-2-105	Родовище Дубовецьке, 1,0 км на південний захід від с. Щербини, в долині р. Печеринка	—»—	—»—	—»—
II-4-110	Родовище Троковичі, 0,5–12 км на схід від с. Троковичі, в межиріччі Мики і Свинолужки	—»—	—»—	—»—
III-3-121	Родовище Коденське, між сс. Станішівка, Озерне, Пряжів	—»—	—»—	—»—
III-3-123	Родовище Гуйвинське, 2,0 км на південний захід від с. Озерне, долина р. Коднянка	—»—	—»—	—»—
IV-1-134	Родовище Красновульське, 5 км на захід від смт. Чуднів, у долині р. Будичина	—»—	—»—	—»—
IV-1-135	Родовище Ібровське, 2 км на південь від с. Йосипівка, долина лівої притоки р. Тетерів	—»—	—»—	—»—
IV-2-138	Родовище П'ятківське, 1,0 км на захід від с. П'ятка; лівий берег р. П'яток	—»—	—»—	—»—
IV-2-139	Родовище Підволоченське, 1,5 км на захід від с. П'ятка, долина лівої притоки р. П'яток	—»—	—»—	—»—
IV-3-144	Родовище Пустохівське, між сс. Новий Солотвин і Великі Мошківці. Більша частина родовища розташована на території аркуша М-35-ХХIII	Не розробляється	Низинний осадово-діагенний	Василенко І. І. [83]
МЕТАЛИ				
КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ				
Титан				
I-4-97	Видибірський розсип, між сс. Жадьки, Браженка, Видибір	Не розробляється	Залишково-розсипний	Базалійська Л. М. [77]

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-4-98	Федорівський розсип, між сс. Федорівка, Стирти, Бежів, Корчівка	—»—	—»—	—»—
НЕМЕТАЛИ СИРОВИНА БУДІВЕЛЬНА Сировина скляна та фарфоро-фаянсова <i>Пісок кварцовий</i>				
III-1-111	Родовище Биківське (Брачківська ділянка), знаходиться в 3 км на захід від с. Соболівка	Законсервоване	Осадовий	Пивовар І. С. та ін. [56]
КОРИСНІ КОПАЛИНИ МІСЦЕВОГО ЗНАЧЕННЯ НЕ МЕТАЛИ Сировина піщано-гравійна <i>Пісок</i>				
I-1-88	Родовище Крем'янське, 1 км на північний захід від с. Крем'янка	Не розробляється	Осадовий	Лабузний В. П. [123]
I-2-91	Родовище Зубринське, східна околиця с. Зубринка	—»—	—»—	Бухарев В. П. [82]
I-3-95	Родовище Андріївське, 0,6 км на північ від с. Андріївка	Розробляється періодично	—»—	—»—
II-1-100	Родовище Довбиш-II, 800 м на південний захід від с. Довбиш	Не розробляється	—»—	Лабузний В. П. [123]
II-1-101	Родовище Іванівка, 3,0 км на південний схід від с. Довбиш	—»—	—»—	—»—
III-3-112	Родовище Альбінівське, західна околиця с. Тетерівка (Альбінівка)	Вироблене	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-3-113	Родовище Смолянське, Південно-східна околиця м. Житомир (Смолянка)	—»—	—»—	—»—
III-3-114	Родовище Слобідське, М-35-70-А, 5,0 км на південний схід від м. Житомир	—»—	—»—	—»—
III-3-116	Родовище Перлявське-I, 1,5 км на південний схід від с. Перлявка	Не розробляється	Осадовий	Щербина М. П. [146]
III-3-117	Родовище Тетерівське, 4 км на південь від с. Тетерівка	—»—	—»—	—»—
III-3-118	Родовище Новогуйвинське, східна околиця с. Новогуйвинське	—»—	—»—	—»—
III-3-119	Родовище Пряхівське-I, східна околиця с. Пряхів	—»—	—»—	—»—
III-3-120	Родовище Пряхівське-II, південна околиця с. Пряхів	—»—	—»—	—»—
III-3-122	Родовище Перлявське-II, 5,0 км на південь від с. Перлявка	—»—	—»—	—»—
III-4-124	Родовище Стрижівське, 1,0 км на південний захід від с. Стрижівка	—»—	—»—	—»—

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
III-4-125	Родовище Левківське-I, південна околиця с. Левків	Розробляється	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-4-127	Родовище Левківське-II, південно-західна околиця с. Левків	Не розробляється	—»—	Щербина М. П. [146]
III-4-128	Родовище Тарасівське, 2,0 км на північний схід від с. Тарасівка	Розробляється	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-4-129	Родовище Лісівщинське, 2,5 км на північ від с. Лісовщина	Не розробляється	—»—	Щербина М. П. [146]
IV-1-130	Родовище Дриглівське, пн. зх. околиця с. Дриглів	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
IV-3-141	Родовище Залізня, 1,0 км на пд. зх. від с. Залізня	—»—	—»—	Щербина М. П. [146]
IV-3-142	Родовище Троянівське, 2,0 км на північ від с. Троянів	—»—	—»—	—»—
IV-3-143	Родовище Гвоздава, Пн. Сх. околиця с. Гвоздава	—»—	—»—	—»—
Сировина цегельно-черепична <i>Суглинок</i>				
I-1-89	Сороченське (Барашівське) родовище, 1,0 км на пн. зх. від с. Сорочень	Відпрацьоване	Осадний	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-1-90	Ясинівське родовище, 0,5 км на південний захід від с. Ясинівка	Не розробляється	—»—	Лабунний В. П. [123]
I-2-92	Володарсько-Волинське родовище, східна околиця смт. Володарськ-Волинський	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-2-93	Родовище Рогівське, північна околиця с. Рогівка	Розробляється	Осадний	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-2-94	Родовище Давидівське, східна околиця с. Давидівка	Розробляється періодично	—»—	Бухарев В. П., [82]
I-4-96	Родовище Потіївське, Північно-західна околиця смт. Потіївка	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-1-99	Родовище Великолугівське, 6,0 км на схід від с. Великий Луг	—»—	—»—	—»—
II-2-102	Червоноармійське родовище, смт Червоноармійськ	—»—	—»—	—»—
II-2-103	Корчівське родовище, східна околиця с. Корчівка	—»—	—»—	—»—
II-3-106	Родовище Черняхівське-I, східна околиця смт. Черняхів	Вироблене	—»—	—»—
II-3-107	Черняхівське родовище, південно-західна околиця смт. Черняхів	—»—	—»—	—»—
II-3-108	Троковичське родовище, 0,5 км на північ від с. Троковичі	Не розробляється	—»—	—»—

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
II-4-109	Некрашинське родовище, 1,0 км на південний схід від с. Некраші	—»—	—»—	—»—
III-3-115	Станішівське родовище, 1 км на схід від с. Станішівка	Вироблене	—»—	—»—
III-4-126	Слобідське родовище, 1,0 км на північ від с. Слобода-Селець	Не розробляється	—»—	—»—
IV-1-131	Дриглівське родовище, південна околиця лівобережної частини с. Дриглів	—»—	—»—	—»—
IV-1-132	Будичанське родовище, південна околиця с. Будичани	Розробляється	—»—	—»—
IV-1-133	Новочуднівське родовище, 1,0 км на південь від с. Новочуднів	Не розробляється	—»—	—»—
IV-1-136	Чуднівське родовище, південно-східна околиця смт. Чуднів	Розробляється	—»—	—»—
IV-1-137	Ольшанське родовище, 3,0 км на південний схід від с. Ольшанка	—»—	—»—	—»—
IV-3-140	Городищенське родовище, 1,5 км на північ від с. Городище	Не розробляється	—»—	—»—
IV-4-145	Старокотельнянське родовище, південна околиця с. Стара Котельня	Розробляється	Осадовий	Пивовар І. С. та ін. [56]
IV-4-146	Андрушівське родовище, західна околиця смт Андрушівка	—»—	—»—	—»—

Список родовищ і проявів, показаних на аркуші М-35-ХVІІ "Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту"
масштабу 1:200 000

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЗАГАЛЬНОДЕРЖАВНОГО ЗНАЧЕННЯ				
МЕТАЛИ				
КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ				
Миш'як				
IV-4-178	Прояв Червоний Степок, 0,8 км на пн. від однойменного села	У корі вивітрювання гнейсів встановлено вміст металу до 0,12%	Гідротермальний	Щербина М. П. [146]
Нікель, мідь (золото, платина, паладій)				
III-1-169	Прутівський рудопрояв, північно-західна околиця с. Новопрутівка	Пов'язаний з габродолеритовою інтрузією. Рудне тіло складене двома зонами потужністю 3,0-20,0 м, які розташовані в екзо- і ендо- контактах з вміщуючими породами. Вміст нікелю – 0,3- 3,84%, міді – 0,1-2,88%, кобальту-0,022%. В інтервалах потужністю 1,0 м встановлено вміст золота близько 5 г/т та понад 5 г/т платини і паладію. В інших інтервалах такої ж довжини вміст платини становить 0,2 і 4,9 г/т	Магматичний	Висоцький Б.Л. [89]
IV-2-82	Рудопрояв Железняки, 3,0 км на схід від с. Руденька	У породах перидотит-піроксенітової формації встановлено дві зони зрудніння з середнім вмістом: Ni – 0,66%, Cu – 0,063%, Co – 0,015%, платини – до 0,31 г/т, паладію – до 0,83 г/т	Магматичний	Висоцький Б.Л. [89]
Титан				
I-4-159	Горчинське родовище, між сс. Моделів, Горбулів, Горчин	Не розробляється	Залишковий	Швайберов С.К. [142]
Титан, фосфор				
I-3-19	Паромівське родовище, між сс. Паромівка, Краснорічка, Червоногранітне, Калинівка	Не розробляється	Магматичний	Швайберов С.К. [140]
I-4-32	Видибірське родовище, західна околиця с. Видибір	—»—	—»—	Швайберов С.К. [142]
I-4-34	Федорівське родовище, між селами Федорівка – Стирти	—»—	—»—	—»—
РІДКІСНІ МЕТАЛИ				
Вольфрам				

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-1-149	Сороченський прояв, 1,3 км на північний захід від с. Сорочень	У метасоматично змінених кристалосланцях потужністю 3,0 м встановлено (за даними спектрального аналізу) 0,1% вольфраму, а також зростки білого кварцу з шеелітом	Шеелітовий, метасоматичний	Лабузний В. П. [123]
II-1-161	Прояв Березова Гать, 2,0 км на південний схід від однойменного села	Серед метасоматично змінених порід зустрінуто зони скарнів з вмістом WO_3 0,1–0,12%	Скарновий, шеелітовий	Щербина М. П. [145]
IV-1-78	Прояв Лісний, 0,5 км на південь від с. Гвоздава	У жорсткій кристалічній порід встановлено (за даними хімічного аналізу) вміст металу 0,123–0,221%, який представлений карбідом вольфраму неясного генезису	Не встановлений	Щербина М. П. [145]
III-1-58	Прояв Годиха, на південно-східній околиці однойменного села	У штуфній пробі з катаклазованого зміненого (карбонатизація, біотитизація) середньозернистого габро пробірно-спектральним аналізом встановлено 11,83 г/т золота	Магматичний	Висоцький Б. Л. [88]
РАДІОАКТИВНІ МЕТАЛИ				
Уран				
I-1-148	Киселівський прояв, між сс. Киселівка і Новоолександрівка	У двослюдяних гранітах і малопотужних жилах пегматитів інтенсивність радіоактивних аномалій становить 60–870 мкр/год, а вміст урану – від 0,01 до 0,07%. Мінералізація представлена кірочками наст-урану і уранових чернів по стінках тріщин	Гідротермально-метасоматичний	Лабузний В. П. [123]
I-1-150	Новоолександрівський прояв, с. Новоолександрівка	Мінералізація приурочена до двослюдяних грейзенізованих гранітів мікроклінізованих та окварцованих і представлена уранінітом і урановими чернями. Вміст урану становить 0,0115 – 0,24%	Гідротермально-метасоматичний	Лабузний В. П. [123]
I-1-153	Прояв Пуліно-Гута, північно-західна околиця однойменного села	У катаклазованих двослюдяних гранітах і пегматитах екзоконтактової частини Чернявського масиву з аномаліями інтенсивністю 50–220 мкр/год вміст урану становить 0,0012–0,0343%, торію – 0,0002–0,009%. Встановлено зерна уранініту та уранофану	—»—	—»—

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
II-1-160	Прояв Березова Гать, східна частина однойменного села	Аномалії інтенсивністю 60–204 мкр/год пов'язані з пегматитами, пегматоїдними гранітами та егірин-рибекіт-альбітовими метасоматитами. Вміст урану – до 0,006%, торію – 0,0025%. Встановлено невеликі зерна уранініту, а у водах – підвищену концентрацію радону	Метасоматичний	—»—
II-1-162	Прояв Слобідський, 0,7 км на північний схід від с. Слобідка	У пегматоїдних гранітах встановлено аномалії інтенсивністю 124–140 мкр/год і з вмістом урану 0,013–0,017%, які пов'язані з урановими чернями і уранінітом	Гідротермально-метасоматичний	Клочков В. М. [111]
II-2-165	Юлянівський прояв, на південний схід від однойменного села	В апліто-пегматоїдних гранітах і пегматитах з аномаліями інтенсивністю 105–210 мкр/год вміст урану досягає 0,027%; встановлено уранініт та уранові черні	—»—	Лабузний В. П. [123]
III-1-55	Прутівський прояв, 2,0 км на південний схід від с. Прутівка	У жилах і шлірах апліто-пегматоїдних гранітів і кварц-мікроклінових пегматитів потужністю 0,3–2,0 м встановлено аномалії інтенсивністю 60–155 мкр/год. Рентгено-спектральним аналізом встановлено вміст урану – 0,113%, торію – 0,0013%	—»—	Висоцький Б. Л. [89]
III-1-56	Покостівський прояв, 4,2 км на північний схід від с. Віла	Аномальна радіоактивність інтенсивністю 100–425 мкр/год пов'язана з катаклазованими окварцьованими і метасоматично зміненими породами потужністю 0,4–5,1 м. Вміст урану становить від 0,006 до 0,03%, торію – 0,003–0,009%. Мінералогічним аналізом встановлено уранініт, уранофан та уранові черні	Урановий гідротермально-метасоматичний (?)	Деренюк М. Ю. [98]
НЕМЕТАЛИ ГІРНИЧОРУДНА СИРОВИНА <i>Сировина оптична та н'єсооптична</i> <i>Кварц (моріон)</i>				
I-2-11	Дворищанське родовище, 1,0 км на північний схід від с. Дворище	Вироблене	Пегматитовий	Мочалов О. Я. [127]
<i>Електро- та радіотехнічна сировина</i> <i>Графіт</i>				

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
I-1-152	Теньківський прояв, 2,0 км на північний схід від с. Теньківка	Зрудніння приурочено до графіт-біотитових гнейсів та плагіомігматитів. Загальна потужність пласта досягає 200 м. Вміст графіту змінюється в межах 2,0–9,5%	Графітовий метаморфічний	Лабузний В. П. [123]
II-1-163	Неборівський прояв, східна околиця с. Неборівка	Представлений пластом графіт-біотитових гнейсів потужністю 19,2 м з вмістом графіту 8,8%	—»—	Ролік А. Г. [132]
II-1-164	Шереметівський прояв, 500 м на північний схід від с. Шереметів	Пласти гнейсів і плагіомігматитів сукупною потужністю 70–100 м містять 4–15% графіту	Графітовий метаморфічний	Лабузний В. П. [123]
II-1-38	Олізаровський прояв, 400 м на північний схід від с. Олізарка	У пачці графіт-біотитових гнейсів потужністю 4,0 м вміст графіту – 9,7%	—»—	Ролік А. Г. [132]
III-1-168	В'юнківський прояв, розташований поблизу с. В'юнки	У пласті, складеному перешаруванням гнейсів і мігматитів потужністю 4,0–26,0 м, вміст графіту становить від 4,14 до 8,12%	—»—	Котвицький Л. Ф. [121]
III-1-170	Костянтинівський прояв, на північ від с. Костянтинівка	Прояв представлений пластом перешарування гнейсів і мігматитів потужністю 3,5–11,0 м. Вміст графіту коливається від 4,02 до 7,75%	—»—	—»—
III-1-172	Прояв Годиха, північно-східна околиця с. Годиха	Прояв представлений трьома пластами потужністю 1,0–4,0 м, складеними корою вивітрювання мігматитів з вмістом графіту 3,09–4,59%	—»—	—»—
III-2-60	Прояв Дениші, між селами Дениші і Улянівка	Об'єднує три окремі прояви, які пов'язані з гнейсами та плагіомігматитами, з вмістом графіту від 1 до 7% у вигляді пластинок і лусочок розміром до 0,4 × 1,2 мм	—»—	—»—
IV-4-179	Вертокиївський прояв, між селами Вертокиївка і Миролюбівка	Представлений трьома лінзовидними тілами різної потужності серед гнейсів і мігматитів, вміст графіту коливається від 5,11 до 7,37%	Графітовий метаморфічний	Щербина М. П. [146]
IV-4-180	Антопільський прояв, між с. Антопіль і смт. Андрушівка	Зрудніння приурочено до гнейсів і плагіомігматитів, які складають три лінзовидних тіла різної потужності. Вміст крупнолускуватого графіту коливається від 1,08% до 7,8%	—»—	—»—
Сировина ювелірна (дорогоцінне каміння) <i>Берил звичайний, кришталь гірський, моріон, топаз</i>				
I-2-7	Вишняківське родовище, в 1,0 км на схід від с. Вишняківка	У розсипах відпрацьоване	Пегматитовий	Мочалов О. Я. [127]

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- проми- словий (генетич- ний) тип	Примітка (джерело інформації)
<i>Сировина для облицювальних матеріалів (декоративне каміння) Анортозит</i>				
II-4-51	Родовище Мика, 1,5 км на пн. сх. від с. Слобідка, правий берег р. Мика	Розробляється	Магмати- чний	Щербина М.П. [147]
<i>Габро анортозит</i>				
I-4-44	Торчинське родовище, М-35-58-Б, 1,0 км на захід від пд. околиці с. Торчин, лівий берег р. Руда	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
<i>Габро</i>				
I-2-3	Родовище Синій Камінь, східна околиця с. Рудня Шляхова, лівий берег р. Іршиця	—»—	—»—	Козицький В.О. [112]
I-2-6	Родовище Рудня-Шляхова, сх. околиця одноіменного села, правий берег р. Іршиця	Відпрацьоване	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-4-33	Луківське родовище, 0,5 км на північ від с. Торчин, лівий берег р. Верховужжя	Розробляється	—»—	Щербина М.П. [147]
I-4-36	Горбулівське родовище, 0,8 км на пн. зх. від с. Торчин, правий берег р. Верховужжя	Відпрацьоване	Магмати- чний	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-45	Родовище Бистріївка, на Пд. Зх. від с. Кам'яний Брід	Розробляється	—»—	Щербина М. П. [147]
II-4-46	Родовище Лукове, 0,8 км на північ від моста через р. Бистріївка в с. Кам'яний Брід	—»—	—»—	—»—
II-4-47	Кам'янобрідське родовище, між сс. Торчин і Кам'яний Брід	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-50	Сліпчицьке родовище, Пд. околиця с. Сліпчиці, правий берег р. Бистріївка	—»—	—»—	—»—
II-4-52	Північно-Слобідське родовище, 1,0 км на північ від с. Слобідка	—»—	—»—	—»—
<i>Габро лабрадорит</i>				
II-4-53	Слобідське родовище, 0,3 км на захід від с. Слобідка, правий берег р. Мика	Не розробляється	—»—	—»—
<i>Граніт</i>				
I-4-29	Родовище Нераж, 2,0 км на північ від с. Нераж	Розробляється	—»—	Щербина М.П. [147]

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
Лабрадорит				
I-3-22	Родовище Браженка-I, південна околиця с. Браженка, правий берег р. Очеретянка	Не розробляється	—»—	Козицький В. О. [113]
I-3-158	Федорівське родовище, південніше с. Паромівка	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-4-35	Родовище Верховужське, пд. околиця с. Горбулів	Розробляється	—»—	Береговенко О. І. [78]
II-4-48	Родовище Кам'яний Брід-I, 0,2 км на захід від с. Кам'яний Брід, на лівому березі р. Бистріївка	—»—	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
II-4-49	Головинське родовище, 1,5 км на пд. зх. від с. Головино, правий берег р. Бистріївка	—»—	—»—	—»—
СИРОВИНА БУДІВЕЛЬНА <i>Сировина фарфоро-фаянсова</i> <i>Каолін первинний</i>				
I-1-147	Киянське родовище, між сс. Киянка—Крем'янка	Не розробляється	Залишок	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-1-171	Червонохатківський прояв, 1,5 км на схід від с. Червоні Хатки	Каолінітова кора вивітрювання по пегматоїдних гранітах потужністю до 30,0 м	—»—	Котвицький Л. Ф. [121]
IV-1-175	Нікольський прояв, західна околиця однойменного села	Каолінітова кора вивітрювання гранітів і мігматитів потужністю 5,5–16,5 м, по хімічному складу аналогічна каолінам Глухівського родовища	—»—	—»—
ВОДИ ПІДЗЕМНІ ВОДИ <i>Мінеральні води</i>				
I-1-151	Прояв Зелена Поляна, колгоспний двір однойменного села	Горизонт тріщинних вод кристалічних порід з вмістом радону 24 нкюри/дм ³		Ролік А. Г. [132]
I-3-20	Топоришанський прояв, східна околиця с. Лізник	Водоносний горизонт тріщинної зони лізниківських гранітів. Вміст радону становить 7.2 нкюри/дм ³		Корицький Б. Г. [116]
II-1-160	Прояв Березова Гать, центр однойменного села, колгоспний двір	Тріщинна зона катаклазитів і лужних метасоматитів. Вміст радону 13–18 нкюри/дм ³		Лабузний В. П. [123]
II-3-40	Черняхівське родовище мінеральних столових вод, пн. околиця смт. Черняхів	Розробляється		Корицький Б. Г. [116]
III-1-57	Прояв Віла, північно-східна околиця с. Віла	Водоносний горизонт тріщинної зони кристалічних порід. Концентрація радону становить 13 нкюри/дм ³		Котвицький Л. Ф. [121]
III-2-61	Прояв Дениші, 0,5 км на північ від с. Дениші, лівий берег р. Тетерів	Водоносний горизонт кристалічних порід. Експлуатується місцевим санаторієм		Клочков В. М. [111]

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
III-3-73	Житомирське родовище, пд.-зх. околиця м. Житомир, межиріччя рр. Тетерів–Кам'янка–Лісна	Розробляється		Хоренко І. П. [138]
<i>Прісні води</i>				
I-2-5	Родовище Рудня Шляхова, зх. околиця однойменного села	Розробляється		Яндюк Л. Н. [149]
I-2-9	Родовище Малі Горошки, пн. сх. околиця смт. Володарськ-Волинський	—»—		—»—
I-2-154	Родовище Лиски, пд. зх. околиця с. Лиски	—»—		—»—
I-2-12	Володарсько-Волинське родовище, пд. зх. околиця смт. Володарськ-Волинський	—»—		—»—
I-2-156	Родовище Нове Життя, пн. околиця с. Солодирі	—»—		—»—
I-3-14	Родовище Рудня Фасова, пд. сх. околиця однойменного села	—»—		—»—
I-3-16	Родовище Жовтнівка, пд. сх. околиця с. Жовтнівка	—»—		—»—
I-3-18	Неверівське родовище, пн. сх. околиця однойменного села	—»—		—»—
I-3-157	Лізниківське родовище, північна околиця с. Лізник	—»—		—»—
I-4-28	Родовище Сали, центр однойменного села, тераса р. Тростяниця	—»—		Хоренко І. П. [138]
I-4-30	Родовище Селець, пн. сх. околиця однойменного села, лівий берег р. Очеретянка	—»—		—»—
I-4-31	Родовище Стівбня, пд. околиця с. Карл Маркс	—»—		—»—
II-3-166	Родовище Кручинець, сх. околиця с. Кручинець	—»—		—»—
II-3-167	Черняхівське родовище–І, між смт. Черняхів і с. Новосілка	—»—		Кравченко В. В. [122]
III-2-65	Родовище Висока Піч, 2,0 км на південь від однойменного села	Розробляється		Жиліна Н. Н. [104]
III-3-74	Зарічанське родовище, 1,5 км на захід від однойменного села, межиріччя рр. Тетерів і Гуйва	—»—		Яндюк Л. Н. [150]
III-3-174	Родовище Озерне, 6,0 км на Пд. Сх. від м. Житомир	—»—		Хоренко І. П. [138]

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого- промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
IV-2-176	Родовище Рудня-Городище, 5,0 км на Пд. Зх. від однойменного села	—»—		—»—
IV-3-177	Родовище Рея, між сс. Рея і Гвоздава	—»—		Ткачук Н. Н. [136]
IV-4-85	Андрушівське родовище, 1,0 км на південь від с. Стара Котельня, долина струмка Звіринець	—»—		Гаркуша А. П. [91]
КОРИСНІ КОПАЛИНИ МІСЦЕВОГО ЗНАЧЕННЯ НЕМЕТАЛИ <i>Сировина для будового каменю</i> <i>Граніт</i>				
I-2-2	Родовище Човнова, 750 м на пн. сх. від с. Човнова	Розробляється	Магматичний	Козицький В. О. [112]
I-2-4	Теренцівське родовище, 0,5 км на південь від с. Теренці, 0,5 км південніше переходить в Вишняківське родовище аналогічної будови	Відпрацьоване	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
I-2-155	Зубринське родовище, пд. околиця с. Зубринка	Не розробляється	—»—	—»—
I-3-21	Лізниківське родовище, 0,5 км на пд. зх. від с. Лізник	Розробляється	—»—	—»—
I-3-24	Пекаршинське родовище, 0,6 км на південь від однойменного села	Не розробляється	—»—	—»—
I-4-25	Родовище Мирнянське-І, 500 м на пн. зх. від с. Мирне	Розробляється періодично місцевим населенням	—»—	—»—
I-4-26	Родовище Мирнянське, 500 м на пд. сх. від с. Мирне	Не розробляється	—»—	—»—
II-4-54	Родовище Забродьє, 1,0 км на пн. сх. від однойменного села	Розробляється періодично місцевим населенням	—»—	—»—
III-2-173	Березівське родовище, сх. околиця однойменного села	Розробляється	Магматичний	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-3-66	Родовище Соколова Гора-І, пн. зх. частина м. Житомир, на південній околиці с. Соколова Гора, правий берег р. Кам'янка	Відпрацьоване	—»—	—»—
III-3-68	Крошнянське родовище, пн. зх. частина м. Житомир, пн. зх. околиця с. Крошня, правий берег струмка Крошенка	—»—	—»—	—»—

Індекс клітинки і номер на карті	Назва об'єкта і його розташування	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Примітка (джерело інформації)
III-3-71	Родовище Соколова Гора-II, пд. околиця однойменного села	—»—	—»—	—»—
III-3-72	Давидівське родовище, 0,5 км на пд. сх. від однойменного села, правий берег р. Лісна	Розробляється	—»—	—»—
IV-4-84	Іванківське родовище, сх. околиця с. Іванків, правий берег р. Гуйва	Відпрацьоване	—»—	—»—
<i>Гранодіорит</i>				
III-2-59	Покостівське родовище, 3 км на пн. сх. від однойменного села	Розробляється	—»—	Литвинчук Л. М. [125]
III-2-62	Тригир'ївське родовище, правий берег р. Тетерів, 0,5 км на південь від однойменного села	Відпрацьоване	—»—	Пивовар І. С. та ін. [56]
III-2-63	Родовище Новоруднянське-I, східна околиця с. Нова Рудня, правий берег р. Тетерів	—»—	—»—	—»—
III-2-64	Новоруднянське родовище, 0,5 км на пд. від с. Нова Рудня	Розробляється періодично	—»—	—»—
<i>Мігматит</i>				
III-4-76	Левківське родовище, 3,5 км на пд. від с. Левків, лівий берег р. Тетерів	Відпрацьоване	Ультра-мета-морфічний	—»—
IV-1-80	Чуднівське родовище, Пд. околиця смт. Чуднів	—»—	Магматичний	—»—
IV-1-81	Родовище Колки (дві ділянки), 0,5 км на пд. сх. від однойменного села, правий берег р. Тетерів	Не розробляється	—»—	—»—

Список пам'яток природи, показаних на "Схемі геологічних пам'яток"

№ п/п	Номер на схемі	Прив'язка об'єкта	Тип пам'ятки	Коротка характеристика	Джерела інформації та номери за списком літератури
1	2	3	4	5	6
1	94	С. Волянщина, правий берег р. Ірша	Палеонтологічний	Відслонення палеогенових пісковиків з залишками флори	Коротенко Н. Є., [30]
2	95	С. Лізник, південна околиця	Мінерало-петрографічний	Штучне відслонення (кар'єр) гранітів біотитових сублужних (лізниківських)	—»—
3	96	С. Головино, східна околиця	Мінерало-петрографічний	Штучне відслонення (кар'єр) габро олівін-піроксенових, сірих, середньозернистих	—»—
4	97	С. Головино, південна околиця	Мінерало-петрографічний	Штучне відслонення (кар'єр) лабрадоритів зеленувато-сірих, іризуючих	—»—
5	100, 101	Південно-західна околиця м. Житомир	Мінералопетрографічний, мальовничі форми земної поверхні	Відслонення гранітів житомирського типу у вигляді скель на берегах р.Тетерів (скеля "Чотири брати" (100), скеля Чацького (101))	—»—
6	102	Долина р. Тетерів між сс. Нова Рудня-Дениші	Мінерало-петрографічний, мальовничі форми земної поверхні	Прямовисні скелі вздовж берегів р. Тетерів, складені монцонітами, габро-монцонітами, гранодіоритами букинського комплекс	—»—
7	103	Скеля Крашевського в урочищі Шумське Житомирського району	Мінерало-петрографічний, мальовничі форми земної поверхні	Пірамідальний гранітний моноліт висотою 40–45 м на правому березі р. Тетерів	—»—
8	104	Урочище "Дівоча гора", на пн. сх. від с. Моделів Радомишльського району	Стратиграфічний, геоморфологічний	Крайове льодовикове утворення (пасмо) висотою 15–20 м, витягнуте з пн. сх. на пд. зх. Штучне відслонення (кар'єр) відкладів дніпровського зледеніння	Щербина М. П., [147]
9	105	В 1,0 км на пн. сх. від с. Бежів Черняхівського району	Стратиграфічний	Штучне відслонення (кар'єр) відкладів дніпровського зледеніння	—»—
10	106	с. Селянщина Черняхівського району, в 1,5 км на пд. сх. від околиці однойменного села	Мінералого-петрографічний	Штучне відслонення (кар'єр) граніт-порфірів коростенського комплексу	—»—
11	107	В 1,5 км на схід від с. Перлявка, Житомирський район	Геоморфологічний, мінерало-петрографічний, мальовничі форми земної поверхні	Русло р. Гнилоп'ять, водоспад Вчелька. Три уступи загальною висотою до 10 м, складені мігматитами шереметівського комплексу	—»—

№ п/п	Номер на схемі	Прив'язка об'єкта	Тип пам'ятки	Коротка характеристика	Джерела інформації та номери за списком лі- тератури
12	108	Ділянка р. Тетерів від с. Колки до центра смт. Чуднів	Мінерало-пет- рографічний, мальовничі форми земної поверхні	Прямовисні скелі вздовж берегів р. Тетерів, складені гранітами та мігматитами гранат-біотитовими берди- чівського комплексу	—»—
13	109	С. Слободище, правий берег р. Гни- лоп'ять	Стратигра- фічний	Відслонення товщі верхньо- четвертинних лесовидних суглинків	—»—

Щербина Михайло Павлович
Костенко Микола Михайлович
Георгін Борис Васильович
Черниш Сергій Іванович
Дроздецький Валерій Володимирович
Ковальчук Наталія Леонідівна

Державна геологічна карта України
Масштаб 1:200 000

Центральноукраїнська серія
М-35-ХVII (Житомир)

Редактор видання *А. А. Горячок*
Комп'ютерна верстка *Г. О. Акінфієв*
Комп'ютерна графіка *С. І. Зубрицька, Ю. А. Горячок, С. М. Кондрашова*
Коректор *М. В. Дроздецька*

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Державної геологічної служби Міністерства
екології та природних ресурсів України від 17.12.2003 р.
(протокол № 410).

Підписано до видання 22.12.2003 р.
Формат 60x84 1/8. Папір типовий. Тираж 150 примірників. Замовлення 3/04

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