



ДЕРЖАВНИЙ КОМІТЕТ 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-XXIV (СКВИРА)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Склали В. В. Зюльцле, З. М. Дорковська, М. К. Виходцев, В. В. Бондаренко, Г. Г. Гребнева,
С. М. Кулик, В. С. Костюченко, Д. Т. Бевза, Г. С. Сінкевич, Л. П. Нікіташ

Редактори Л. М. Степанюк, М. М. Дерій

Експерти НРР К.Ю.Єсипчук (ІГМР НАНУ), В.Я.Веліканов (УкрДГРІ)

УДК 550.8:528.(0.84.3М200)(477. 41/42)

Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-XXIV (Сквира). – Київ.: Державний комітет природних ресурсів України, Державна геологічна служба, Північне державне регіональне геологічне підприємство “Північгеологія”, 2005.

Автори:

В. В. Зюльцле (відповідальний виконавець), З. М. Дорковська, М. К. Виходцев,
В. В. Бондаренко, Г. Г. Гребнева, С. М. Кулик, В. С. Косточенко, Д. Т. Бевза,
Г. С. Сінкевич, Л. П. Нікіташ

Редактори:

Л. М. Степанюк, М. М. Дерій

У пояснювальній записці узагальнено геологічний матеріал, основою якого є результати геологічного довивчення площі аркуша М-35-XXIV (Сквира) масштабу 1:200 000, виконаного в 1998-2004 рр. Надається опис геологічної будови території аркуша, відображеної на геологічній карті і карті корисних копалин дочетвертинних утворень, геологічній карті і карті корисних копалин четвертинних відкладів та геологічній карті і карті корисних копалин кристалічного фундаменту. В записці дана також характеристика корисних копалин району, його мідргеології та еколого-геологічного стану.

З М І С Т

ВСТУП	7
1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ	7
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	9
Палеоархейська ератема.....	10
Дністровсько-бузька серія.....	10
Тиврівська товща.....	12
Березнинська товща.....	13
Дністровсько-бузька серія (нерозчленована).....	15
Неоархейська ератема.....	16
Володарсько-білоцерківська товща.....	16
Росинсько-тікицька серія.....	22
Мезозойська ератема.....	25
Крейдова система.....	25
Нижній відділ. Аптський-альбський ярус.....	25
Іршанська світа.....	25
Кайнозойська ератема.....	27
Палеогенова система.....	27
Еоценовий відділ.....	27
Бучацька серія.....	27
Київська світа.....	30
Харківська серія.....	32
Обухівська світа.....	32
Олігоценний відділ.....	32
Харківська серія.....	32
Межигірська світа.....	32
Полтавська серія.....	33
Берекська світа.....	33
Неогенова система.....	34
Міоценовий відділ.....	34
Полтавська серія.....	34
Новопетрівська світа.....	34
Товща строкатих глин.....	35
Пліоценовий відділ.....	36
Товща червоно-бурих глин.....	36
Четвертинна система.....	36
Плейстоценовий відділ.....	37
Еоплейстоценовий розділ.....	37
Нижньоеоплейстоценова ланка.....	37
Верхньоеоплейстоценова ланка.....	37
Неоплейстоценовий розділ.....	37
Нижньонеоплейстоценова ланка.....	37
Нижньо-середньонеоплейстоценова ланка.....	39
Середньонеоплейстоценова ланка.....	39
Верхньонеоплейстоценова ланка.....	42
Голоценовий відділ.....	44
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	45
Палеоархейська ера.....	47
Сабарівський інтрузивний комплекс.....	47
Мезоархейська ера.....	48
Літинський ультраметаморфічний комплекс.....	48
Неоархейська ера.....	50
Юрівський інтрузивний комплекс.....	50
Тетіївський ультраметаморфічний комплекс.....	52
Палеопротерозойська ера.....	54
Звенигородський ультраметаморфічний комплекс.....	54
Бердичівський ультраметаморфічний комплекс.....	55
Уманський ультраметаморфічний комплекс.....	57
Житомирський ультраметаморфічний комплекс.....	59
Метасоматичні і гідротермально-метасоматичні утворення.....	60

Мезозойська ера	61
Ударно-метаморфічні утворення	61
4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ	62
5. ТЕКТОНІКА	65
Докембрійський структурний поверх	65
Мезозойсько-кайнозойський структурний поверх	68
6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	70
Криптозойський етап	70
Фанерозойський етап	72
7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФООУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ	73
8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ	77
9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ	80
Горючі корисні копалини	80
Тверді горючі копалини	80
Вугілля буре	80
Торф	81
Металічні корисні копалини	81
Чорні метали	81
Залізо	81
Кольорові метали	82
Нікель	82
Мідь	83
Титан	83
Рідкісні метали	84
Тантал і ніобій	84
Вісмут	84
Цирконій	84
Благородні метали	84
Золото	84
Срібло	85
Рідкісноземельні метали	85
Радіоактивні метали	86
Уран	86
Торій	88
Неметалічні корисні копалини	88
Сировина нерудна для металургії	88
Сировина вогнетривка	88
Глина	88
Каолін вторинний	88
Сировина формувальна	89
та для огрудкування залізрудних концентратів	89
Глина бентонітоподібна	89
Пісок	89
Гірничорудна сировина	89
Сировина абразивна	89
Діамант технічний	89
Електро- та радіотехнічна сировина	89
Графіт	89
Сировина ювелірна	90
Діамант	90
Гірський кришталі	90
Опал благородний	91
Сировина будівельна	91
Сировина скляна та фарфоро-фаянсова	91
Каолін первинний	91
Пегматит (польовий шпат)	92
Сировина петрургійна та для легких наповнювачів бетону	92
Пеліканіт	92
Глина керамзитова	93
Сировина для бутового каменю	93

Граніт, мігматит	93
Сировина піщано-гравійна	93
Пісок	93
Сировина цегельно-черепична	94
Суглинок.....	94
Води.....	94
Підземні води.....	94
Води питні прісні.....	94
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	95
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА.....	96
ВИСНОВКИ.....	100
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	102
Опублікована.....	102
Фондова	103
ДОДАТОК 1. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIV “Геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень” масштабу 1:200 000	107
ДОДАТОК 2. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIV “Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів” масштабу 1:200 000.....	120
ДОДАТОК 3. Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIV “Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту” масштабу 1:200 000.....	125
ДОДАТОК 4. Каталог пам'яток природи.....	133

ТЕКСТОВІ СКОРОЧЕННЯ

ВГО.....	виробниче геологічне об'єднання
ВЕЗ.....	вертикальні електричні зондування
відсл.....	відслонення
ВО.....	виробниче об'єднання
в. п. п.....	витрати при прокалюванні
мГал.....	мілігал
нТл.....	нанотесла
ЗСР.....	зона сейсмічного районування
ГДП–200.....	геологічне довивчення площі масштабу 1:200 000
ГС.....	геологічне середовище
ГДК.....	гранично-допустимі концентрації
ДСТУ.....	Державний стандарт України
ЕГП.....	екзогенні геологічні процеси
ІГМР.....	Інститут геохімії, мінералогії і рудоутворення
ІГФМ.....	Інститут геохімії, фізики і мінералів
ІОЦ.....	інформаційно-обчислювальний центр
КЕП.....	комбіноване електричне комбінування
НСК.....	Національний стратиграфічний комітет
од. з.....	одиничні зерна
од. л.....	одиничні луски
св.....	свердловина
СПЗ.....	сумарний показник забруднення
СРК.....	структурно-речовинний комплекс
ст.....	станція
СФЗ.....	структурно-формаційна зона
УЩ.....	Український щит
σ	густина
κ	магнітна сприйнятливність
f	залізистість
T	модель напруженості магнітного поля
Z	вертикальна складова напруженості магнітного поля

ВСТУП

Територія аркуша М-35-XXIV (Сквира) охоплює суміжні райони Житомирської, Київської та Вінницької областей. У її межах знаходяться районні центри: м. Сквиря і м. Тетіїв та смт Володарка, Попільня, Ружин, Погребище. Асфальтовані шляхи зв'язують їх між собою та з обласними центрами. Через міста Сквиря та Ружин проходить автодорога державного значення Київ – Біла Церква – Вінниця. Поблизу північної рамки аркуша, через смт Попільня, проходить залізнична колія, яка зв'язує м. Київ зі ст. Жмеринка. Від неї прокладені залізничні колії до ст. Погребище, Тетіїв і Сквиря.

За рисами рельєфу район являє собою прильодовикову слабогорбисту лісостепову рівнину з абсолютними відмітками від 151 м на північному сході до 322 м на південному заході. Головною водною артерією є р. Рось у її верхній течії, основні другорядні водотоки представлені її притоками: рр. Кам'янка, Роставиця, Роська. Клімат району помірно континентальний з коливанням середньомісячної температури від 6,2° С в січні до 18,8° С в липні. Середньорічна кількість опадів становить 520 мм, висота снігового покриву звичайно не перевищує 25 см, ґрунт промерзає на глибину до 1 м. Вітри переважно північно-західного та західного напрямків, середня швидкість їх становить 3,9 м/с.

Основу економіки району становить агропромисловий комплекс. Чорноземні ґрунти і сприятливий клімат дозволяють отримувати значні врожаї пшениці, кукурудзи, цукрових буряків, овочів. Розвинуто також м'ясо-молочне тваринництво. Головними промисловими центрами району є Попільня, Ружин, Погребище, Сквиря, Володарка, в яких зосереджено більшість підприємств з переробки сільськогосподарської продукції, а також присутні дрібні підприємства легкої промисловості та ремонтно-механічні майстерні. Гірничодобувна промисловість представлена кар'єрами з видобутку каменю і піску та виробництва буту і щебеню.

У структурі Українського щита район досліджень охоплює північну частину зони стику Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків, границі яких відповідають межах одноіменних структурно-формаційних зон. Для району характерна триярусна будова. Кристалічний фундамент складений метаморфічними, ультраметаморфічними і магматичними структурно-речовинними комплексами архейського і протерозойського віку, сформованими протягом кількох тектонічних циклів. На денну поверхню породи фундаменту виходять лише в долинах водотоків. Кора вивітрювання кристалічних порід збереглася від повного розмиву поза долинами рік. Потужність її на деяких ділянках сягає більш ніж 100 м, середня потужність становить 10-15 м. На вододілах кристалічні породи та їх кора вивітрювання перекриті осадовими відкладами кайнозойського віку. Осадові породи мезозойського віку локалізовані в палеодолинах. Середня потужність покривного комплексу становить перші десятки метрів. Четвертинні відклади перекривають більш давні утворення на всій території аркуша, утворюючи чохол потужністю до 40-55 м.

Для складання комплексу карт використовувались результати робіт з ГДП-200, а також дані геологічних зйомок масштабів 1:200 000 та 1:50 000 минулих років [31; 35; 60; 67; 72]. Враховані також результати пошукових і розвідувальних робіт, виконаних у дослідженому районі. Повнота та якість сукупності цих даних дають змогу з достатньо високою достовірністю відобразити на картах особливості геологічної будови вивченої території.

У проведенні попередніх польових і камеральних робіт та в підготовці до видання комплексу геологічних карт та пояснювальної записки до них під керівництвом відповідального виконавця В. В. Зюльцле брали участь: М. К. Виходцев, З. М. Дорковська, В. В. Бондаренко, В. С. Костюченко, Г. Г. Гребнева, Л. П. Нікіташ, С. М. Кулик, В. М. Павлюк, Д. Т. Бевза, С. С. Деркач, С. В. Лафінчук, Г. С. Сінкевич, В. В. Корнев. Комп'ютерну побудову графічних матеріалів виконували Г. С. Сінкевич, М. М. Новікова, Ю. Г. Єгорцев. Пояснювальна записка складена В. В. Зюльцле та З. М. Дорковською. Комп'ютерний варіант пояснювальної записки створений Г. С. Сінкевич.

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

Геологічні дослідження в регіоні розпочалися у другій половині XIX століття. Вони обмежувалися вивченням окремих розрізів осадових порід і найбільш значних відслонень гранітоїдів. Систематичні маршрутні дослідження почали здійснюватися з початку минулого століття.

З кінця 50-х років XX століття розпочато систематичні геологознімальні роботи, які супроводжувалися площовими геофізичними дослідженнями. Першою такою роботою була геологічна зйомка масштабу 1:200 000, у результаті якої був вперше створений комплект геологічних карт аркуша М-35-XXIV [66]. Найвагомішим досягненням даної зйомки було виділення в комплексі порід кристалічного фундаменту більшості їх різновидів, відомих на даний час. У 60 – 70-х роках на переважній частині території аркуша були проведені геологознімальні роботи масштабу 1:50 000 [32; 78], якими уточнено геологічну будову цієї території в

цілому, оконтурено палеодолини з вугленосними відкладами бучацького віку, визначено площі розвитку головних різновидів порід кристалічного фундаменту, виявлено ряд проявів корисних копалин.

У цей же період виконувалися різноманітні за напрямками пошукові і розвідувальні роботи. Було здійснено пошуки бурого вугілля [63; 64; 84], залізних руд [56], радіоактивних металів [39; 40; 46; 51], розсіпних титано-цирконієвих руд [38; 41; 42; 49], нікелю [90], первинних і вторинних каолінів [82; 94], вогнетривких глин [58; 81; 93], дорогоцінного і кольорового каміння [80], розсіпних і корінних джерел алмазів [52; 53; 55; 74], підземних вод [30; 31; 36; 72; 88; 91; 92]. На частині з опошуканих проявів були виконані розвідувальні роботи різних стадій [62; 87]. У 80 – 90-х рр. проведено пошукові роботи на пеліканіти [98] і первинні каоліни [99] та продовжені пошуки корінних джерел алмазів [79]. У цей же період продовжувались роботи спеціалізованої експедиції з оцінки ураноносності території [47; 48; 70; 85]. У результаті проведення всіх видів геологорозвідувальних робіт на території аркуша виявлено родовища бурого вугілля, залізних руд, радіоактивних металів, розсіпних титано-цирконієвих руд, первинних і вторинних каолінів, пеліканітів, вогнетривких глин, підземних вод.

У 90-х роках минулого століття на території аркуша завершено геологорозвідувальні роботи масштабу 1:50 000 [73]. У результаті був детально розчленований осадовий чохол району, оконтурена палеодепресія з відкладами нижньої крейди. Для порід кристалічного фундаменту розроблено цілісну модель поетапного формування структурно-речовинних комплексів. Виявлено прояв уран-золото-срібних руд, переоцінено ряд проявів розсіпних титан-цирконієвих руд.

Для висвітлення геологічної будови району тією чи іншою мірою використані матеріали геологознімальних робіт, виконаних на суміжних площах [33; 34; 59; 61; 67; 68; 75; 100-103]. Враховувалися також результати робіт з підготовки до видання Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 суміжних аркушів М-35-ХVIII, М-35-ХХIII та М-36-ХIX.

Геологічна будова району і закономірності розміщення на його території корисних копалин знайшли відображення в ряді тематичних досліджень [4; 6; 60; 69; 89]. Умови формування порід кристалічного фундаменту вивченого району висвітлено в колективній праці науковців і виробничників [16]. Район басейну верхів'я р. Рось також вивчався дослідниками з наукових центрів. Співробітниками Львівського університету В. П. Кирилюком, А. А. Сівороновим, Г. І. Яценко в 70-х роках минулого століття була розроблена модель геологічної будови регіону на базі формаційного аналізу докембрійських комплексів [12; 14; 71; 76]. І. Б. Щербаків (ІГФМ АН УРСР) детально вивчав петрографію кристалічних порід району та ініціював виділення тетіївського комплексу ультраметаморфічних утворень [25]. У 70 – 80-х рр. співробітники ІГФМ АН УРСР О. Б. Фомін [23] та М. О. Ярошук [27; 28] брали активну участь у вивченні відповідно базит-ультрабазитових і залізрудних формацій. Під час проведення ГДП-200 вивченням U-Pb ізотопних систем порід району займалися наукові співробітники Л. М. Степанюк та А. М. Пономаренко (ІГМР НАНУ).

Вперше цілеспрямовані геофізичні дослідження на вивченій території почали виконувати з 1958 р. для забезпечення пошуків залізних руд. З цією метою була виконана аеромагнітна зйомка масштабу 1:50 000 [95], за результатами якої були складені карти ізодинам ΔT_a масштабу 1:50 000 всієї площі ГДП. Під час цих робіт у районі м. Володарка виявлено низку магнітних аномалій високої інтенсивності, природа яких пов'язана з наявністю тіл залізистих кварцитів у породах кристалічного фундаменту.

Завірку аномалій, виявлених аеромагнітною зйомкою, проводила Звенигородська партія № 41 Кіровської експедиції. Комплекс геофізичних досліджень включав магнітометричну зйомку масштабу 1:10 000 та профільну електророзвідку в модифікації КЕП. У результаті були отримані детальні карти Володарського, Північно-Березнянського та Рогізнянського родовищ залізистих кварцитів.

Паралельно з пошуковими роботами на залізо, з 1959 р. почалися геофізичні дослідження для забезпечення геологічних зйомок масштабів 1:200 000 та 1:50 000 [35]. Метою геофізичних досліджень було картування порід кристалічного фундаменту. Згідно з рекомендаціями, виданими в результаті цих досліджень, у районі с. Теліжинці низкою свердловин виявлені серпентиніти. Трохи пізніше геофізичною партією № 12/62 на Тетіївській і Теліжинській ділянках виконано магнітометричну зйомку масштабу 1:10 000 в комплексі з варіометричною та градієнтометричною.

Починаючи з 1962 р., геофізичні дослідження виконувалися, переважно, для забезпечення геофізичною основою геологічної зйомки масштабу 1:50 000. У 1962–1964 рр. Погребищенською, Сквирською та Попільнянською геофізичними партіями були виконані магнітометричні зйомки масштабу 1:25 000 на території аркушів М-35-83-Г, -84-А,В, -95-А,Б,Г [54; 65; 104]. Головним недоліком цих робіт була відсутність у комплексі досліджень гравірозвідки масштабу 1:50 000, що знизило їх геологічну ефективність. У результаті робіт за характером магнітного поля виділено Плисківську, Сквирську, Попільнянську та Погребищенську ділянки, перспективні для пошуків тіл ультрабазитів.

З 1967 р. геофізичні дослідження почали носити комплексний характер. Комплекс геофізичних методів включав гравірозвідку масштабу 1:50 000, магніторозвідку масштабу 1:25 000 та електророзвідку ВЕЗ масштабу 1:100 000. Завдяки комплексним геофізичним дослідженням Ружинської геофізичної партії 84/69 була закартована Плисківська граві-магнітна аномалія, природа якої зумовлена породами основного та ультраосновного складу [97]. Правобережною геофізичною партією при підготовці геофізичних основ для геологічної

зйомки масштабу 1:50 000 був виявлений унікальний Білилівський мінімум сили тяжіння імпактної природи [50].

Крім підрозділів ВГО "Північургеологія", у ці ж роки великі обсяги геофізичних досліджень з метою масових пошуків виконувало ВО "Кіровгеологія" [43; 57]. Комплекс робіт був представлений гравірозовідкою і магніторозвідкою масштабів 1:25000 і 1:50 000 відповідно, та електророзвідкою ВЕЗ масштабу 1:100 000. За результатами робіт складено карти фізичних полів масштабу 1:50 000, закартовано численні ділянки поширення лужних метасоматитів, перспективних на уранове зруденіння, та відкрито Південно-Березнянське родовище.

Крім наземних геофізичних досліджень, у 1984–1986 рр. ВГО "Північургеологія" на більшій частині площі ГДП виконала аеромагнітну зйомку масштабу 1:25 000 [96].

Останнім часом профільні геофізичні дослідження виконувалися для забезпечення геологічного довшення площ [73]. У період проведення ГДП-200 аркуша "Сквира" комплекс робіт включав гравіметричну зйомку масштабу 1:50 000 на аркушах, які не були підготовлені кондиційною основою.

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Комплекси порід, присутні на території аркуша М-35-XXIV (Сквира), складають три яруси і відрізняються як за своїм походженням, так і за поширенням. У розміщенні комплексів верхнього і нижнього ярусів існує зональність, обумовлена особливостями геологічного розвитку певної частини території. Фації четвертинних відкладів формувались в умовах Північно-Роської лесової рівнини льодовикових районів, Південно-Роської лесової рівнини позальодовикового району і Південно-Роської еолово-денудаційної рівнини. Структурно-речовинні комплекси кристалічного фундаменту сформовані в межах Подільської і Росинської структурно-формаційних зон і складені породними асоціаціями, характерними для Дністровсько-Бузького та Росинського-Тікицького мегаблоків. Дочетвертинні відклади формувались в умовах континентального або прибережно-морського режиму в єдиній структурно-формаційній зоні.

КАЙНОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

Четвертинна система

Голоценовий відділ

Елювіальні – eH

Алювіально-делювіальні відклади днищ балок – adH

Алювіальні відклади річкових долин – aH

Біогенні відклади – bH

Плейстоценовий відділ

Неоплейстоценовий розділ

Верхньонеоплейстоценова ланка

Делювіально-еолові відклади – dvP_{III}

Еолово-делювіальні та елювіальні відклади нерозчленовані – vd₁eP_{III}

Причорноморський кліматоліт – vdP_{III}рç

Дофінівський кліматоліт – eP_{III}df

Деснянський ступінь – a¹P_{III}ds

Бузький, дофінівський та причорноморський кліматоліти нерозчленовані – vdP_{III}bg-рç

Бузький кліматоліт – vdP_{III}bg

Вільшанський ступінь – a²P_{III}vl

Трубізький та вільшанський ступені нерозчленовані – a²⁻³P_{III}tb-vl

Прилуцький, удайський та витачівський кліматоліти нерозчленовані – edP_{III}pl-vt

Трубізький ступінь – a³P_{III}tb

Середньонеоплейстоценова ланка

Черкаський ступінь – a⁴P_{II}çr

Тясминський кліматоліт – vdP_{II}ts

Кайдацький кліматоліт – edP_{II}kd

Дніпровський кліматоліт – P_{II}dn

Завадівський кліматоліт – edP_{II}zv

Нижньо-середньонеоплейстоценова ланка

Лубенський, тигігульський та завадівський кліматоліти нерозчленовані – ed, vdP_{I-II}lb-zv

Нижньонеоплейстоценова ланка

Нерозчленовані алювіальні відклади – aP_I

Тилігульський кліматоліт – l, vdP_{1tl}
Лубенський кліматоліт – edP_{1lb}
Сульський кліматоліт – vdP_{1sl}
Широкинський і мартоносський кліматоліти нерозчленовані – ed, vdP_{1sh-mr}
Мартоносський кліматоліт – edP_{1mr}
Приазовський кліматоліт – vdP_{1pr}
Широкинський кліматоліт – edP_{1sh}

Еоплейстоценовий розділ

Верхньоеоплейстоценова ланка
Елювіально-делювіальні і еолово-делювіальні відклади – ed, vdE_{II}
Нижньоеоплейстоценова ланка
Березанський кліматоліт – vdE_{1br}

Неогенова система

Пліоценовий відділ

Товща червоно-бурих глин – $N_2\check{c}b$

Міоценовий відділ

Товща строкатих глин – N_1sg

Полтавська серія

Новопетрівська світа – N_1np

Палеогенова система

Олігоценний відділ

Полтавська серія

Берекська світа – P_3br

Харківська серія

Межигірська світа – P_3mz

Еоценовий відділ

Харківська серія

Обухівська світа – P_2ob

Київська світа – P_2kv

Бучацька серія – $P_2b\check{c}$

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

Крейдова система

Нижній відділ. Антський-альбський ярус

Іршанська світа – K_1ir

НЕОАРХЕЙСЬКА ЕРАТЕМА

Росинсько-тікицька серія – AR_3rt

Володарсько-білоцерківська товща – AR_3vb

ПАЛЕОАРХЕЙСЬКА ЕРАТЕМА

Дністровсько-бузька серія (нерозчленована) – AR_1db

Березинська товща – AR_1br

Тиврівська товща – AR_1tv

ПАЛЕОАРХЕЙСЬКА ЕРАТЕМА

Дністровсько-бузька серія – AR_1db

Метаморфічні породи дністровсько-бузької серії є найдавнішими утвореннями дослідженого району. Вони відіграють роль субстрату для ультраметаморфічних порід літинського та бердичівського комплексів у межах Подільської структурно-формаційної зони і збереглися серед них переважно у вигляді дрібних (до перших сотень метрів) останців. Більш крупні останці, а тим більше поля цих утворень, зустрічаються лише зрідка. Ще рідше метаморфічні породи дністровсько-бузької серії складають певні структури або фрагменти структур.

Більшість супракрystalльних утворень тею чи іншою мірою гранітизована, і навіть у межах крупних останців і полів у свердловинах (особливо структурних) фіксується чергування метаморфічних і ультраметаморфічних порід. Тому на геологічній карті контури утворень дністровсько-бузької серії відображають ділянки їх переважного поширення.

До складу дністровсько-бузької серії входять піроксенові кристалосланці і плагіо-гнейси та глиноземисті гнейси і плагіогнейси. Другорядними членами супракрустальної асоціації є кальцифіри і залізисто-кременисті породи, а також діафторовані різновиди піроксенових кристалосланців і плагіогнейсів (амфіболів і діопсид-амфіболові кристалосланці, амфіболів плагіогнейси та амфіболіти).

Метаморфічні породи дністровсько-бузької серії на території Подільської СФЗ утворюють два сталі породні парагенезиси (формації), в першому з яких провідними є двопіроксенові і гіперстеневі кристалосланці, а в другому – плагіогнейси гранат-біотитові, часто з кордієритом. Другорядними членами цих парагенезисів є: для першого – гранатвміщуючі піроксенові кристалосланці і плагіогнейси та гранат-біотитові плагіогнейси, а типоморфними є кальцифіри та залізисто-кременисті породи; для другого – графітвміщуючі і силіманітвміщуючі плагіогнейси та гнейси, а також піроксенові кристалосланці і плагіогнейси.

Перший породний парагенезис характерний для останців, які залягають серед чарнокітоїдів літинського комплексу, і утворює разом з ним єдину плутоно-метаморфічну формацію. Згідно з стратиграфічною схемою породи цього парагенезису складають тиврівську товщу. Другий породний парагенезис утворює розріз супракрустальних останців і пачок, які залягають серед гранітоїдів бердичівського комплексу. Склад цих останців і пачок відповідає складу березнинської товщі. Парагенезиси супракрустальних утворень, для яких неможливо впевнено визначити провідні різновиди і які переважно діафторовані, на геологічній карті віднесені до нерозчленованої дністровсько-бузької серії.

Співвідношення породних парагенезисів тиврівської і березнинської товщ на даний час залишається дискусійним. На вивченій території, як і за її межами, не існує незаперечних доказів положення цих товщ у розрізі дністровсько-бузької серії.

Глиноземисті метаморфічні породи, які є другорядними членами асоціації порід тиврівської товщі, практично не відрізняються за своїм складом від глиноземистих порід березнинської товщі. Піроксеновміщуючі метаморфічні породи, які залягають серед порід березнинської товщі, звичайно мають ознаки діафторезу в умовах амфіболітової фації. Від відповідних різновидів, які складають тиврівську товщу, вони відрізняються пониженою основністю плагіоклазу, нижчою магнезіальністю ортопіроксену, іншим складом амфіболу (сильно-зелена рогова обманка на відміну від світлозabarвленої).

Фізичні властивості головних породних різновидів тиврівської товщі значно різняться. Густина (σ) плагіогнейсів і кристалосланців характеризується інтервалом значень від 2,7 до 3,2 г/см³, а магнітна сприйнятливості ще ширшим інтервалом – від 0 до $> 10\,000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Середня щільність двопіроксенових і амфібол-двопіроксенових кристалосланців становить 3,02 г/см³, кристалосланців діопсидових – 2,84 г/см³. Магнітна сприйнятливості цих порід головним чином обумовлена вмістом магнетиту і становить для амфібол-двопіроксенових кристалосланців близько 5800, для ортопіроксенових кристалосланців – біля 3150 од. СІ, а для діопсидових кристалосланців характерний бімодальний розподіл значень – від 200 до 1000 і від 1500 до $10\,000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ.

Глиноземисті плагіогнейси березнинської товщі є слабомагнітними породами з вузьким інтервалом значень магнітної сприйнятливості ($0-200 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ). Середні значення її для найбільш поширених гранат-біотитових плагіогнейсів становить $18,5 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. За густиною ці плагіогнейси наближаються до піроксенових кристалосланців ($\sigma_{\text{ср.}} = 2,8$ г/см³).

За петрохімічними характеристиками піроксенові кристалосланці обох товщ належать до метаморфізованих метавулканітів [59]. На діаграмі $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ фігуративні точки двопіроксенових кристалосланців розміщуються в секторі основних порід на границі полів базальтоїдів і сублужних основних порід. Ортопіроксенові кристалосланці на цій же діаграмі виявляють себе більшою мірою як середні за складом аповулканіти.

За даними ряду авторів [12; 14], петрохімічні характеристики глиноземистих порід дністровсько-бузької серії свідчать про їх осадове походження. Але такому висновку протирічать підвищений вміст глинозему і натрію, більш характерний для кори вивітрювання кислих порід, та порівняно високий вміст заліза і магнію, що зближує ці метаморфічні породи з кислими вулканітами. Такий варіант походження глиноземистих метаморфічних порід узгоджується з характером розрізу деяких їх пачок, до складу яких часто входять явні аповулканіти як середнього, так і основного складу (піроксенові плагіогнейси та кристалосланці).

Тим не менш, факти метаморфо-метасоматичного перетворення піроксенових кристалосланців і плагіогнейсів з утворенням ряду: гранатвміщуючі піроксенові кристалосланці і плагіогнейси – гранат-біотитові плагіогнейси з реліктами піроксену – гранат-біотитові плагіогнейси – свідчать про можливість виникнення глиноземистих плагіогнейсів і таким шляхом. Подібні перетворення цілком можливі в умовах кремнієво-натрієвого метасоматозу на етапі гранітизації метаморфічних порід при РТ-параметрах амфіболітової фації. У процесі таких перетворень гранат виникає за рахунок ортопіроксену і основного плагіоклазу, а біотит з'являється при підвищенні потенціалу калію на завершальному етапі гранітизації. Але даний шлях формування глиноземистих метаморфічних порід, скоріше за все, прийнятний лише для незначних за розмірами останців супракрустальних утворень. Наявність потужних, значної протяжності пачок глиноземистих плагіогнейсів, без ознак присутності реліктових зерен піроксену в їх складі, свідчить про можливість існування різних за походженням, але ідентичних за складом супракрустальних утворень.

У геохімічному відношенні різновиди піроксенвміщуючих порід дністровсько-бузької серії практично не відрізняються, лише в двопіроксенових кристалосланцях відзначається порівняно знижений вміст стронцію. Усі різновиди за набором і вмістом елементів у цілому відповідають геохімічним характеристикам основних вулканітів. У гранітизованих різновидах піроксенвміщуючих кристалосланців і плагіогнейсів зростає вміст Zr, TR при зниженні вмісту інших елементів сидерофільної групи, крім Pb та Cu. Порівняно з піроксенвміщуючими породами глиноземисті плагіогнейси збагачені халькофільними елементами, дуже значним є збільшення вмісту Zr, Ta, TR. У їх гранітизованих різновидах помітно знижується вміст свинцю і міді та зростає вміст олова.

Вік супракрystalальних утворень дністровсько-бузької серії в районі Верхнього Побужжя детально вивчався Л. М. Степанюком [59]. Модельне датування валових проб із цих утворень Sm-Nd методом виявило досить широкий інтервал значень (млрд років): по CHUR від 2,06 до 3,08, по DM від 2,42 до 3,86. Для двопіроксенових кристалосланців з околиць м. Вінниці по циркону встановлений вік в 2,73 млрд років [24]. Істотне коливання значень ізотопних дат свідчить як про найдавніший у вивченому районі вік даних порід, так і про їх еволюцію, синхронну етапам метаморфічних та ультраметаморфічних їх перетворень.

Тиврівська товща – AR₁tv

Супракрystalальні утворення тиврівської товщі мають незначне поширення на тій частині Подільської СФЗ, що знаходиться в межах вивченої території. Вони зафіксовані в свердловинах і в деяких відслоненнях у південно-західній частині аркуша серед полів чарнокітоїдів літинського комплексу. Метаморфічні породи складають, здебільшого, дрібні пластоподібні або лінзовидні останці потужністю від кількох десятків сантиметрів до перших десятків метрів і протяжністю від перших метрів до кількох сотень метрів. Лише зрідка картується більш крупні пачки різною мірою гранітизованих метаморфічних порід. Потужність їх за геофізичними і частково геологічними даними досягає 500-600 м, а протяжність – 1-2 км. У геофізичних полях такі пачки відображаються позитивними аномаліями магнітного поля ($\Delta Z_a = 500-1000$ нТл), а в полі сили тяжіння вони не знаходять адекватного відображення.

Головними породними різновидами в розрізі супракрystalальних утворень тиврівської товщі є двопіроксенові і амфібол-двопіроксенові кристалосланці та ортопіроксенові плагіогнейси і кристалосланці. Зазначені різновиди зустрічаються як в асоціації, всі разом, так і у вигляді комбінації двох або трьох із них. Потужності прошарків кожного з них дуже різняться і, як правило, не перевищують перших десятків метрів. Здебільшого вони становлять кілька метрів. Спостерігаються взаємопереходи двопіроксенових і амфібол-двопіроксенових кристалосланців в ортопіроксенові і амфібол-ортопіроксенові та ортопіроксенових плагіогнейсів у кристалосланці. Чіткі згідні контакти частіше характерні для гіперстенових або діопсидових плагіогнейсів, які залягають серед двопіроксенових кристалосланців. Кристалосланці мають чіткі, рівні або слабозвивисті контакти з чарнокітоїдами, що їх вміщують. Інколи в приконтактовій зоні кристалосланців спостерігається укрупнення зернистості, і з'являються плямисті скупчення зерен плагіоклазу, а на контактах з чарнокітами – і зерен калішпату. Для ортопіроксенових плагіогнейсів характерні приконтактові перехідні зони, які являють собою чергування згідних смуг плагіогнейсового і ендербітового складу потужністю від кількох сантиметрів до кількох десятків сантиметрів. Вони звичайно мають розпливчасті контакти.

Амфібол-двопіроксенові кристалосланці характеризуються широким діапазоном коливань кількісних співвідношень головних мінералів: плагіоклазу (15-55 %), ортопіроксену (5-18 %), клінопіроксену (1-30 %), амфіболу (від 2-3 до 10 %). Внаслідок цього виник спектр різновидів: від двопіроксенових кристалосланців, з дуже незначним вмістом амфіболу, до суто амфібол-двопіроксенових, з переважанням у складі ортопіроксену або клінопіроксену. Перемінний вміст плагіоклазу обумовлює значне коливання меланократовості кристалосланців.

Плагіоклаз в амфібол-двопіроксенових кристалосланцях відповідає складу олігоклаз-андезину і андезину. Ортопіроксен із залізистістю 40-42 мол. % представлений гіперстеном. Краї його зерен біотитизовані, вони нерідко заміщуються глинистими мінералами групи смектиту. Клінопіроксен за своїми оптичними властивостями відповідає саліту. Зерна його часто утворюють гломеробластові скупчення, нерідко заміщуються роговою обманкою. Амфібол представлений роговою обманкою двох морфогенетичних типів. До першого відноситься жовтувато-бурого кольору рогова обманка, сингенетична з піроксенами. Рогова обманка другого типу є мінералом пізнішої генерації, має зелене забарвлення і облямовує зерна піроксенів, заміщуючи їх (у першу чергу – клінопіроксен).

Вторинними мінералами в описуваних кристалосланцях є біотит (1-3 %) червонувато-коричневого кольору, який заміщує ортопіроксен; кварц (до 5 %), який виявляє агресивність до головних мінералів, калішпат (од. з.), який утворює міжзернові плівки. Акцесорні мінерали представлені апатитом (2-3 %), цирконом (од. з.), сфеном (0-од. з.), монацитом (0-од. з.), магнетитом (1-2 %), піритом (од. з.), піротином (од. з.).

Діафторованими аналогами (діафторитами) амфібол-двопіроксенових кристалосланців є амфіболіти, як правило, з реліктами зерен клінопіроксену. Вони часто асоціюють із біотит-амфіболовими кристалосланцями і плагіогнейсами, які є кінцевими продуктами процесу діафторинних метаморфо-метасоматичних перетворень амфібол-піроксенових кристалосланців дністровсько-бузької серії в умовах РТ-параметрів низьких ступенів амфіболітової фації.

Плагіоклаз у діафоритах відповідає складу олігоклаз-андезину і олігоклазу. *Клінопіроксен* представлений салітом і має реліктовий вигляд. *Амфібол* має синьо-зелене забарвлення, характерне для рогової обманки метаморфічних порід, сформованих в умовах низьких ступенів амфіболітової фації. На регресивний характер рогової обманки, крім реліктів саліту в ній, вказують також плямисті релікти жовтувато-бурої рогової обманки. *Біотит* жовтувато-коричневого і бурого забарвлення є мінералом більш пізньої генерації, ніж синьо-зелена рогова обманка, і заміщує її. *Кварц* у відносно слабо діафторованих різновидах кристалосланців і в амфіболітах присутній у вигляді нерівномірно розподілених дрібних ізометричних зерен. У діафоритах із підвищеним вмістом кварцу (внаслідок інтенсивного окварцування) він утворює агрегати зерен видовженої, іноді прожилковидної форми. Синхронним із процесом окварцування є процес калішпатизації порід. У слабо змінених породах *калішпат* представлений яснорешітчастим мікрокліном, який на ділянках інтенсивного кремнієво-калієвого метасоматозу псевдоморфно заміщує плагіоклаз. Діафорити характеризуються підвищеним вмістом *апатиту* (до 2-3 %), *магнетиту* (до 5 %), іноді титаномагнетиту.

Ортопіроксенові кристалосланці і плагіогнейси відрізняються між собою лише вмістом кварцу і дещо відмінним кількісним співвідношенням інших головних мінералів. Крім того, плагіогнейси нерідко вміщують гранат. Вміст головних мінералів коливається в доволі широких межах. Макроскопічно породи зеленувато-сірі, дрібнозернисті або дрібно-середньозернисті, сланцюваті, смугасті. Головними мінералами є: плагіоклаз – 35-50 %, кварц – від од. з.-5 % у кристалосланцях і до 10-20 % у плагіогнейсах, ортопіроксен – 15-30 % (у гранатвміщуючих різновидах – од. з.-8 %), біотит – од. л.-5 %.

Плагіоклаз як в кристалосланцях, так і в плагіогнейсах відзначається високою основністю: від лабрадорбітовніту № 67-69 до бітовніту № 85. *Ортопіроксен* представлений блідо-рожевим бронзитом із залізистістю біля 25 мол. %. *Кварц* у безгранатових різновидах присутній у вигляді зерен ізометричної і неправильної форми або у вигляді краплевидних проростань в ортопіроксені. *Гранат* представлений блідо-рожевим альмандином.

Типоморфними акцесорними мінералами описуваних кристалосланців і плагіогнейсів є *апатит*, *циркон*, *магнетит*, *графіт*. Зустрічаються також *ільменіт* і *пірит*. Характерною рисою цих порід є відсутність серед акцесоріїв сфену та монациту.

У діафторованих різновидах плагіогнейсів і кристалосланців зберігаються реліктові зерна ортопіроксену, який інтенсивно заміщується кумінгтонітом. Останній поступово переходить в рогову обманку. Плагіоклаз у процесі діафторезу розкислюється. В інтенсивно діафторованих різновидах зникає ортопіроксен, а кумінгтоніт зустрічається лише у вигляді безбарвних плям у зернах рогової обманки, вміст якої значно зменшується внаслідок біотитизації. Діафорити граничного ступеню діафторезу мають склад біотит-роговообманкового кристалосланцю або роговообманково-біотитового плагіогнейсу.

У діафторованих різновидах кристалосланців і плагіогнейсів *ортопіроксен* представлений гіперстеном. У діафоритах присутній безбарвний *кумінгтоніт*, який заміщується світло-жовтувато-зеленою *роговою обманкою* із залізистістю біля 30 мол. %. *Біотит* в діафоритах виявляє широкий діапазон залізистості: від 39 до 47 мол. %. *Плагіоклаз* при діафторезі розкислюється до складу андезину, андезин-олігоклазу і олігоклазу.

Другорядними, але типовими членами асоціації порід тиврівської товщі є залізисто-кременисті та карбонатні породи. Перші представлені кварцитами і кристалосланцями ортопіроксен-магнетитовими, які інколи вміщують клінопіроксен. Спостерігаються переходи кристалосланців у кварцити за рахунок збільшення вмісту кварцу. Метасоматичні процеси призводять до появи гранатвміщуючих і амфіболвміщуючих різновидів такої подібного складу. Залізисто-кременисті породи утворюють згідні лінзоподібні прошарки серед кристалосланців та плагіогнейсів і часто мають поступові переходи до них за рахунок контактних зон, в яких поступово зменшується вміст кварцу і магнетиту. Потужність прошарків звичайно коливається від кількох десятків сантиметрів до перших метрів, інколи досягає 8-10 м. Карбонатні породи у вивченому районі розкриті поодинокими свердловинами. Представлені вони кальцифірами олівін-діопсидовими, часто серпентинізованими і скарнованими. Зазначені породи утворюють лінзоподібні прошарки потужністю до 1 мм, інколи в одному розрізі з залізисто-кременистими породами. Контакти їх чіткі, часто звивисті. Кальцифіри на контактах із гранітоїдами завжди мають оторочки скарнових і колоскарнових порід.

Березнинська товща – AR₁br

Метаморфічні породи березнинської товщі є досить поширеними утвореннями серед гранітоїдів бердичівського комплексу, хоча здебільшого зустрічаються у вигляді незначних за розмірами останців. Потужність останців рідко перевищує перші метри, їх протяжність тільки іноді досягає кількох десятків метрів. На вивченій території закартовано лише декілька значних за площею ділянок із переважним розвитком плагіогнейсів цієї товщі. Найбільш вивченою з цих ділянок є структура в районі с. Зарудинці, складена глиноземистими породами.

Значних масштабів пачки глиноземистих метаморфічних порід в магнітному полі фіксуються слабконтрастними аномаліями перемінного знаку (-400 – +400 нТл). У гравітаційному полі такі пачки в здебільшого не знаходять адекватного відображення. Лише у випадках значної вивітралості цих порід, особливо інтенсивної в зонах тектонічних порушень, такі пачки фіксуються локальними мінімумами сили тяжіння.

Головними породними різновидами товщі є група глиноземистих метаморфічних порід. Найбільш поширені з них гранат-біотитові плагіогнейси, іноді кордієритвміщуючі, інколи з перемінним вмістом графіту. Менш поширеними є графіт-біотитові плагіогнейси та кінцигітоподібні високоглиноземисті біотитові "гнейси" з перемінним вмістом кордієриту, силіманіту і графіту. Гранат-біотитові гнейси складають більшість незначних за розмірами останців, які зустрічаються серед гранітоїдів бердичівського комплексу. Графіт-біотитові плагіогнейси і кінцигітоподібні гнейси лише зрідка фіксуються в таких останцях, але домінують у розрізах закартованих фрагментів плікативних структур у районі с. Зарудинці.

У цьому районі отриманий майже повний розріз північного крила субширотної підковоподібної в плані структури (наймовірніше, антиформи). Профілем похилих свердловин (3704, 3705, 3706) розкрита товща метаморфічних порід потужністю близько 450 м, яка, простягаючись субширотно, падає на північ під кутами 60-70°. Вона досить чітко поділяється на три пачки (з півночі на південь): пачка графіт-біотитових та графіт-гранат-біотитових плагіогнейсів з прошарками графіт-силіманіт-біотитових плагіогнейсів загальною потужністю біля 100 м; пачка графіт-біотитових плагіогнейсів та кінцигітоподібних графіт-біотитових гнейсів і кристалосланців із перемінним вмістом кордієриту та силіманіту потужністю біля 150 м; пачка графіт-біотитових і графіт-гранат-біотитових плагіогнейсів з прошарками графіт-силіманіт-біотитових плагіогнейсів та амфібол-біотитових плагіогнейсів і кристалосланців загальною потужністю біля 200 м.

На західному замиканні структури під час ГДП пробурений профіль із 5 картувальних свердловин (0137-0141), якими розкрита товща гранат-біотитових і графіт-біотитових, часто кордієритвміщуючих плагіогнейсів потужністю до 600 м. Мінімальна потужність графітвміщуючих плагіогнейсів на цій ділянці структури може становити біля 100 м, максимальна, з урахуванням даних електророзвідувальних робіт, – до 400 м. Детальний розріз глиноземистої товщі в межах замкової частини структури по вертикальних свердловинах встановити неможливо. Для цієї ділянки характерне досить пологі кути залягання порід товщі: від 35 до 60°, здебільшого – 40-45°. Практично невідомим залишається розріз південного крила структури, де пробурена всього одна картувальна свердловина (3695). Вона розкриває графіт-біотитовий плагіогнейс, гнейсовидність якого орієнтована під кутами 45-85° (у середньому гнейс залягає під кутом біля 70°). З урахуванням даних електророзвідувальних робіт, при такому куті падіння мінімальна потужність графітвміщуючих гнейсів на південному крилі має становити приблизно 150 м.

Глиноземисті породи березнинської товщі за своїми петрографічними особливостями поділяються на гранат-біотитові плагіогнейси (іноді з кордієритом і андалузитом), кордієрит-силіманіт-біотитові плагіогнейси і гнейси з перемінним вмістом гранату і графіту та графіт-біотитові плагіогнейси. Макроскопічно всі різновиди мають сіре забарвлення, часто плямисте за рахунок рожевих вкраплень гранату або білих скупчень силіманіту. Структура порід дрібнозерниста, рідше тонкозерниста, а структура силіманітвміщуючих різновидів – середньо-дрібнозерниста. Текстура порід гнейсовидна, а в різновидах зі значним вмістом графіту і силіманіту – сланцувата. Мінеральний склад порід характеризується постійною присутністю кварцу, плагіоклазу та біотиту (з перемінним кількісним співвідношенням мінералів). У гранат-біотитових і графіт-біотитових плагіогнейсах сумарний вміст кварцу і плагіоклазу становить 70-80%, у високоглиноземистих гнейсах, що містять кордієрит і силіманіт, він, як правило, не перевищує 30%, а головним салічним мінералом у них є калішпат. Вміст останнього у високоглиноземистих різновидах досягає 50%, іноді – 70-80%. Паралельно зі збільшенням вмісту калішпату помітно зменшується вміст плагіоклазу і гранату (аж до повного зникнення останнього). Калішпат веде себе агресивно по відношенню до плагіоклазу, на стику з яким виникають мірмекіти, спостерігаються зонки грануляції, іноді розвивається фіброліт або дрібнолускуватий мусковіт. Вміст плагіоклазу в плагіогнейсах становить 20-50%, а у високоглиноземистих гнейсах він знижується до 5-15%. Вміст кварцу в породах коливається від 15 до 30%, біотиту – від 3-5% до 15-20% (максимальний вміст в гранат-біотитових плагіогнейсах). Вміст гранату, кордієриту і силіманіту в глиноземистих гнейсах і плагіогнейсах звичайно не перевищує 10-15%, часто знижуючись до 1-5%. При цьому збільшення вмісту кордієриту і силіманіту корелюється зі зменшенням вмісту гранату. Характерно, що силіманіт притаманний мігматизованим гнейсам.

Плагіоклаз має різну основність залежно від парагенезису. В асоціації із малозалістим біотитом, гранатом і кордієритом він представлений олігоклаз-андезином, а в інших парагенезисах – олігоклазом. У високоглиноземистих гнейсах зерна плагіоклазу різною мірою кородовані, часто присутні у вигляді реліктів серед зерен калішпату. Калішпат в гранат-біотитових плагіогнейсах фіксується лише в асоціації з кордієритом. У його зернах відсутня решітчаста структура, але іноді присутні пертити. У високоглиноземистих гнейсах калішпат представлений решітчастим мікрокліном з веретеноподібними і стрічковими пертитами. Кварц у плагіогнейсах явно метаморфогенний. У високоглиноземистих гнейсах зерна кварцу часто утворюють скупчення, серед яких фіксуються реліктові кородовані зерна інших мінералів. Останнє свідчить про метасоматичне походження цієї генерації кварцу (можливо, також внаслідок перекристалізації метаморфогенного кварцу).

Біотит у усіх різновидах має червонувато-коричневий або оранжево-коричневий колір. У парагенезисі з гранатом і кордієритом його залізистість становить 23-26 мол.%, в інших асоціаціях вона досягає 42-45 мол.%. Гранат у глиноземистих породах представлений блідо-рожевим альмандином, залізистість якого коливається в досить широких межах: від 55 до 75 мол.%. Мінімальна залізистість характерна для дрібних

зерен. Порфіробластам гранату властива підвищена залізистість. *Кордіерит* у свіжому вигляді зустрічається лише зрідка, макроскопічно він голубуватого кольору, під мікроскопом його зерна безбарвні або жовтуваті. Залізистість кордіериту близька до 22 мол. %. *Силіманіт* характерний для мігматизованих високоглиноземистих гнейсів. *Графіт* майже постійно спостерігається у всіх різновидах глиноземистих метаморфічних порід. Вміст його коливається в широких межах: від од. л. до 5-10 %.

Акцесорні мінерали в глиноземистих метаморфічних породах представлені *рутилом* (який є типоморфним для високоглиноземистих гнейсів), *апатитом*, *цирконом* (зональним, із вираженими ядрами), *монацитом* (крім графіт-біотитових плагіогнейсів), *піритом*, *піротином*, *магнетитом*.

Діафторез найбільш розповсюджених гранат-біотитових плагіогнейсів у кінцевому результаті веде до виникнення біотитових плагіогнейсів із поодинокими, кутастою форми, реліктовими зернами гранату і підвищеним (до 35-40 %) вмістом бурувато-зеленого біотиту. Округлі реліктові форми гранату в діафторитах заповнені дрібнозернистим агрегатом кварцу і біотиту. Реліктовий гранат виявляє підвищену залізистість (до 86,7 %). Залізистість біотиту, при цьому, залишається майже незмінною. Салічні мінерали в процесі діафторезу суттєвих змін не зазнають. Зате в діафторитах фіксується підвищений вміст апатиту (2-3 %).

Найбільш характерною ознакою діафторезу високоглиноземистих гнейсів є наявність агрегатних скупчень фібrolіту. Він розвивається по польових шпатах і біотиту, утворює видовжено-волокнисті агрегати сноповидної форми або щіткоподібні агрегати тонкогочастих коротких зерен, розміщених по периферії зерен кордіериту і на стику зерен польових шпатів.

Другорядними членами асоціації порід березнинської товщі є піроксенвміщуючі метаморфічні породи. Від порід того ж складу, які складають розріз тиврівської товщі вони відрізняються лише особливостями мінерального складу, обумовленими їх діафторезом в умовах високої амфіболітової фації. Прошарки піроксенвміщуючих кристалосланців та плагіогнейсів серед глиноземистих метаморфічних порід Подільської СФЗ фіксуються багатьма авторами [5; 11; 12; 14; 37; 59; 71].

Дністровсько-бузька серія (нерозчленована) – AR₁ db

На геологічних картах як нерозчленовані показані деякі останці і пачки супракрустальних утворень дністровсько-бузької серії, які залягають серед гранітоїдів бердичівського комплексу. Вони, здебільшого, характеризуються строкатим складом, часто діафторовані, через що неможливо визначити провідний тип породного парагенезису і приналежність розрізу, або його частин, до тієї чи іншої товщі. Це особливо стосується недостатньо вивчених останців або пачок, розкритих поодинокими свердловинами.

Провідними породними різновидами таких пачок є піроксенові (переважно діопсидові) кристалосланці, здебільшого інтенсивно амфіболізовані, та гранат-біотитові плагіогнейси. Другорядними членами таких асоціацій виступають клінопіроксенвміщуючі амфіболіти і ортопіроксенвміщуючі гранат-біотитові плагіогнейси, а також біотит-амфіболові кристалосланці і біотитові плагіогнейси. Більшість цих різновидів є, по суті, діафторитами. У складі пачок, віднесених до нерозчленованої дністровсько-бузької серії, фіксуються незначних масштабів лінзи кальцифірів і залізисто-кремнистих порід.

Параметри найкрупніших пачок цієї асоціації метаморфічних порід досягають значних величин. Протяжність їх становить 4-10 км, ширина досягає 1-2 км. Породи в їх межах виявляють переважно круте падіння (70-90 °). Потужність прошарків кожного з породних різновидів коливається в дуже широких межах – від кількох сантиметрів до кількох десятків метрів. Залягають пачки серед гранітоїдів бердичівського комплексу. У магнітному полі значні за параметрами пачки метаморфічних порід відображаються інтенсивними магнітними аномаліями (> 800 нТл), які часто супроводжуються інтенсивними від'ємними аномаліями, що облямовують контакти пачок. У гравітаційному полі супракрустальні асоціації строкатого складу фіксуються найбільш інтенсивними в межах Подільської СФЗ локальними аномаліями сили тяжіння (1-2 мГал).

Прикладом відносно вивченої крупної структури строкатого складу, метаморфічні породи якої віднесені до нерозчленованої дністровсько-бузької серії, є Плисківська синформна структура. Розміщена вона в межах Брусилівської шовної зони. У плані структура має овальну, видовжену в широтному напрямку форму, з параметрами 3,6×2,0 км. Розрізи свердловин свідчать про круте (75-90 °) падіння порід в межах структури. Структурно-пошуковими свердловинами, пробуреними на її західному замиканні, встановлено круте падіння породних пачок на схід до центру структури [83].

Центральна частина Плисківської синформи складена амфіболітами (часто клінопіроксенвміщуючими) з прошарками гранат-амфіболових кристалосланців і гранат-біотитових плагіогнейсів. Потужність цієї частини розрізу структури становить біля 400-500 м. Навколо ядерної частини синформи простежується пачка біотитових і гранат-біотитових плагіогнейсів, нерівномірно гранітизованих, із переходом в плагіомігмати і плагіограніти. Потужність пачки становить 400-500 м. У межах північної, західної і південної частин структури напівкільце утворює пачка, складена переважно амфіболітами з прошарками гранат-біотитових плагіогнейсів і згідними тілами серпентинізованих ультрабазитів. Потужність пачки досягає 400 м. До неї із заходу прилягає пачка порід, яку складають амфіболіти, гранат-біотитові плагіогнейси і кальцифіри. На північному і південному флангах синформи з розрізу даної пачки поступово зникають кальцифіри і амфіболіти, замінюючись біотитовими плагіогнейсами. На сході зовнішня пачка структури представлена в основному

глиноземистими плагіогнейсами, в тій чи іншій мірі гранітизованими. Потужність пачки на західному замиканні структури не перевищує 400 м, а на південному і східному флангах досягає 800 м.

НЕОАРХЕЙСЬКА ЕРАТЕМА

Володарсько-білоцерківська товща – AR₃vб

На території вивченого району, в межах Росинської структурно-формаційної зони, знаходиться декілька структур, складених супракрystalальними утвореннями, які включають залізисто-кременисті породи. У магнітному полі їм відповідають висококонтрастні магнітні аномалії, об'єднані в Володарську групу аномалій. Розрізи цих структур, згідно з діючою "Кореляційною хроностратиграфічною схемою..." (2003 р.), відповідають об'єму володарсько-білоцерківської товщі і є стратотиповими.

Головними породними різновидами товщі є залізисто-кременисті породи і амфіболіти, що інколи вміщують клінопіроксен, а другорядними, але типовими для розрізу товщі – карбонатні і карбонатно-силікатні породи та діопсидові, різною мірою амфіболізовані, кристалосланці. У розрізі товщі також наявні біотитові і гранат-біотитові плагіогнейси, які утворюють поодинокі прошарки незначної потужності.

У межах західної частини Росинської СФЗ типові для володарсько-білоцерківської товщі породи фіксуються не тільки в структурах Володарської групи магнітних аномалій. Доволі значні пачки діопсидвміщуючих амфіболітів із прошарками діопсидових кристалосланців, карбонатних і залізисто-кременистих порід та глиноземистих плагіогнейсів картується на півночі вивченої території у районі смт Попільня, поблизу сіл Маркова Волиця, Великі Лісівці та Андрушки. Як і аналогічні породи структур Володарської групи магнітних аномалій, залягають вони серед плагіогранітоїдів звенигородського комплексу (різною мірою мікроклінованих) і гранітоїдів уманського комплексу. Поодинокі пачки амфіболітів і амфіболових кристалосланців із прошарками карбонатних або залізисто-кременистих порід зустрічаються на деяких ділянках у центральній і північно-східній частинах території аркуша "Сквира".

Можливим є ширше розповсюдження утворень володарсько-білоцерківської товщі, але слабка вивченість більшості пачок метаморфічних порід, за відсутності в них типоморфних породних різновидів цієї товщі, не дозволяє впевнено ідентифікувати розрізи, складені амфіболітами і амфіболовими кристалосланцями. Тому пачки (останці), складені даними породами, які картується за межами висококонтрастних магнітних аномалій, переважно віднесені до утворень росинсько-тікицької серії.

Положення метаморфічних порід володарсько-білоцерківської товщі в розрізі супракрystalальних утворень Росинської СФЗ на даний час не встановлене. Постанова архейської комісії НСК України від 19.01.2005 р. "Про розміщення товщі в кореляційній хроностратиграфічній схемі на одному рівні з росинсько-тікицькою серією" не вирішує проблеми, оскільки залишає невизначеним співвідношення даних стратонів. На жаль, у межах Росинської СФЗ не виявлено розрізи, де були б суміщені породи, що їх складають. Ситуацію ускладнює відсутність петрологічних критеріїв, які б дозволили однозначно розрізнити характерні і для володарсько-білоцерківської товщі, і для росинсько-тікицької серії амфіболіти та амфіболові кристалосланці. Тому вирішення проблеми співвідношення стратонів шляхом кореляції розрізів розрізнених свердловин не є коректним методом.

Єдиним очевидним (хоча і побічним) доказом того, що породи володарсько-білоцерківської товщі можуть знаходитись в основі розрізу супракрystalальних утворень Росинської СФЗ, є більш високий ступінь метаморфізму цих порід порівняно з породами росинсько-тікицької серії. На це вказують часта присутність клінопіроксену в амфіболітах і амфіболових кристалосланцях володарсько-білоцерківської товщі та наявність у стратотипових розрізах Володарської групи магнітних аномалій двопіроксенових кристалосланців [14;27;28]. Враховуючи широкі рамки стабільності ортопіроксену в розрізах, де присутні залізисті породи, наведені вище ознаки, як і розрахунки РТ-параметрів метаморфізму, свідчать про прогресивний метаморфізм порід володарсько-білоцерківської товщі в умовах високого ступеня амфіболітової фації [16]. Метаморфічні породи росинсько-тікицької серії за всіма ознаками формувались в умовах середнього ступеня амфіболітової фації [16;75].

Пачки, складені породами володарсько-білоцерківської товщі, утворюють ешелоновані смуги протяжністю до 2-5 км і загальною потужністю до 1 км. Внутрішня будова таких смуг доволі складна. Пачки як по простяганню, так і вхрест до нього, розмежовані ультраметаморфічними утвореннями звенигородського, уманського і, меншою мірою, тетіївського комплексів. Ці пачки являють собою тіла, які моноклінально залягають серед них і виклинюються як по простяганню, так і по падінню, часто зміщені по тектонічних зонах. Потужність їх коливається в широких межах – від кількох метрів до кількох десятків метрів. Серед ультраметаморфічних порід, які розмежовують пачки, спостерігаються і менші за параметрами останці супракрystalальних утворень, переважно амфіболітів і амфіболових кристалосланців, інколи біотитових або гранат-біотитових плагіогнейсів. Потужність таких останців становить 5-50 см. Породний склад більш потужних пачок супракрystalальних утворень, як правило, багатокomпонентний. У них часто спостерігаються чергування амфіболітів і амфіболових кристалосланців (інколи діопсидвміщуючих) та прошарки карбонатних або

залізно-кременістих порід. Пачки залізно-кременістих порід, у свою чергу, нерідко вміщують прошарки амфіболітів і амфіболових кристалосланців (рис. 2.1).

Належним чином оцінити петрофізичні особливості головних породних різновидів володарсько-білоцерківської товщі не дозволяє відсутність достатньо представницької вибірки їх фізичних характеристик. Поодинокі заміри фізичних параметрів зразків цих порід свідчать про близькість їх петрофізичних характеристик до характеристик аналогічних за петрографічним складом метаморфічних порід росинсько-тікицької серії.

Брак даних про хімічний склад порід володарсько-білоцерківської товщі (здебільшого метаморфогенно змінених) обмежує можливість висвітлення їх петрохімічних характеристик. Положення кількох фігуративних точок слабо змінених амфіболітів цієї товщі на діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [73] можна трактувати як зміщення складу цих порід відносно утворень росинсько-тікицької серії до ареалу пікробазальтів із мінімальним рівнем лужності.

Обмеженість вибірки даних спектрального аналізу по незмінених або слабо змінених породних різновидах володарсько-білоцерківської товщі дозволяє лише наближено оцінити особливості їх геохімічної природи. Роговообманкові кристалосланці володарсько-білоцерківської товщі, порівняно з амфіболітами цієї товщі, характеризуються дещо вищим вмістом міді, срібла та нікелю і дещо нижчим вмістом хрому і марганцю. Від кристалосланців росинсько-тікицької серії кристалосланці володарсько-білоцерківської товщі відрізняються дещо нижчим вмістом скандію і фосфору, дещо більшим – кобальту, помітно вищим вмістом нікелю, міді, срібла, олова, германію і значно вищим – марганцю. Амфіболіти володарсько-білоцерківської товщі, порівняно з амфіболітами росинсько-тікицької серії, характеризуються дещо нижчим вмістом свинцю, дещо вищим вмістом скандію, олова, срібла, цинку, нікелю, титану, помітно вищим – германію і значно вищим вмістом кобальту, хрому, ванадію та марганцю. Для залізистих кварцитів характерний різко підвищений вміст фосфору (приблизно вдвічі вищий кларкових значень).

Найбільш розповсюдженими з утворень володарсько-білоцерківської товщі є амфіболіти. Для них характерна, на відміну від амфіболітів росинсько-тікицької серії, відсутність ознак належності до порід орторяду і часта присутність у складі реліктових зерен діопсиду. Складається враження, що їх формування відбувалось внаслідок діафорезу амфібол-клінопіроксенових кристалосланців в умовах середніх ступенів амфіболітової фації. Такий висновок підсилюється наявністю серед амфіболітів прошарків амфіболізованих діопсидових кристалосланців. Біотит-роговообманкові кристалосланці, які часто асоціюють з амфіболітами, теж часто виглядають як похідні породи, сформовані за рахунок амфіболітів або амфібол-діопсидових кристалосланців.

Контакти між вказаними породними різновидами носять характер поступових переходів. З ультраметаморфічними породами амфіболіти і кристалосланці, як правило, мають згідні з їх смугастістю, доволі чіткі контакти. Лише для малопотужних останців цих порід характерні чіткі, звивисті, часто бухтоподібні контури. Нерідко на контактах із гранітоїдами уманського комплексу спостерігаються реліктоподібні біотитові оторочки. В ендоконтактових зонах метаморфічних порід зустрічаються гнізда і вкрапленики зерен калішпату. На контактах із плагіогранітоїдами звенигородського комплексу та з діоритами і діоритовидними породами тетіївського комплексу інколи з'являються перехідні зони потужністю 2-10 см, які мають вигляд меланократового плагіомігматиту зі згідними смужками діоритового або плагіогранітного складу потужністю 0,5-1 см. Більш інтенсивно мігматизовані амфіболіти і кристалосланці контактують з ультраметаморфічними утвореннями через зони грубосмугастих плагіомігматитів і мігматитів потужністю в кілька десятків сантиметрів.

У зонах тектонічних порушень амфіболіти і кристалосланці різною мірою епідотизовані, часто окварцовані, мікроклінізовані, рогова обманка в них заміщується амфіболами актиноліт-тремолітового ряду. У результаті по цих породах інколи утворюються метасоматити епідот-амфіболового складу з перемінним вмістом розкисленого плагіоклазу, мікрокліну і кварцу.

Кристалосланці діопсидові (різного ступеня амфіболізації) макроскопічно зеленувато-сірі, більш інтенсивно амфіболізовані різновиди – до темно-сірих, дрібнозернисті, масивні. Головні мінерали: плагіоклаз – 35-60 %, діопсид – 10-35 %, рогова обманка – від 2-4 до 10 %, біотит – від од. з-3 % до 10-15 % (в окварцованих різновидах), кварц – від од. з-3 % до 10 %, мікроклін – від 0-5 % до 10 %. Вторинні мінерали представлені серицитом, карбонатом (од. з-2 %); акцесорні мінерали – сфеном (од. з-2 %), апатитом (од. з-2 %), цирконом, ільменітом (часто лейкоксенізованим), титаномagnetитом (з каймами титаноморфіту), піритом (од. з.), магнетитом.

Плагіоклаз – андезин № 40-46 утворює зерна з двійниками і без них. У мікроклінізованих різновидах плагіоклаз буває оточений мірмекітовими каймами, нерідко заміщується мікрокліном, залишаючись у реліктах. *Діопсид* присутній у блідо-зеленуватих або безбарвних зернах. Як правило, він інтенсивно амфіболізований, часто має реліктовий вигляд "очок". *Рогова обманка* має синювато-зелене забарвлення, оточує зерна діопсиду, псевдоморфно його заміщує. *Біотит* має вигляд лусочок і пластинок жовтувато-коричневого або бурувато-коричневого кольору.

Діафорити по діопсидових амфіболізованих кристалосланцях мають вигляд діопсидвміщуючих амфіболітів або кристалосланців. Візуально – від зеленувато-темно-сірих до зеленувато-чорних, часто тонкосмугасті

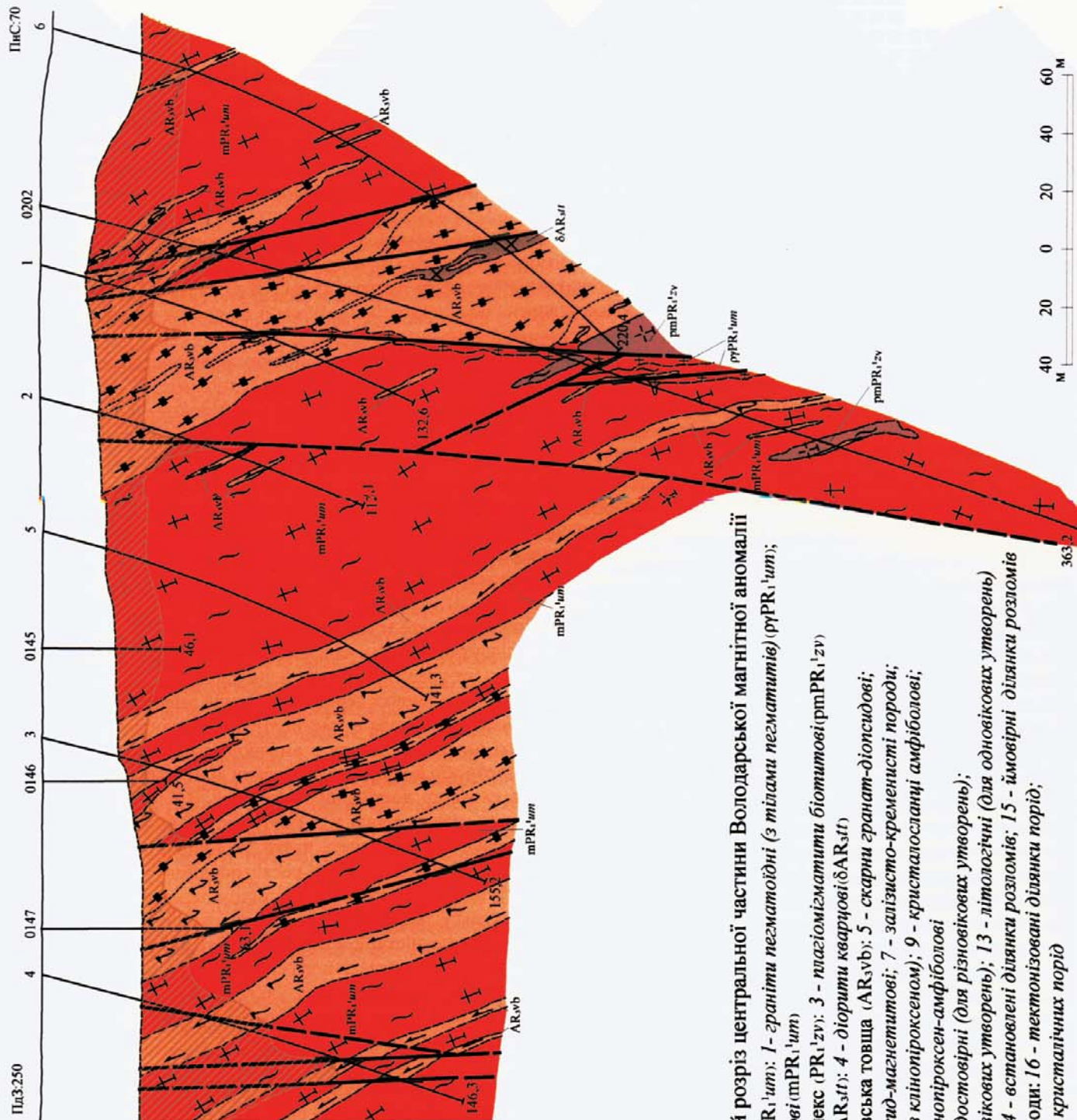
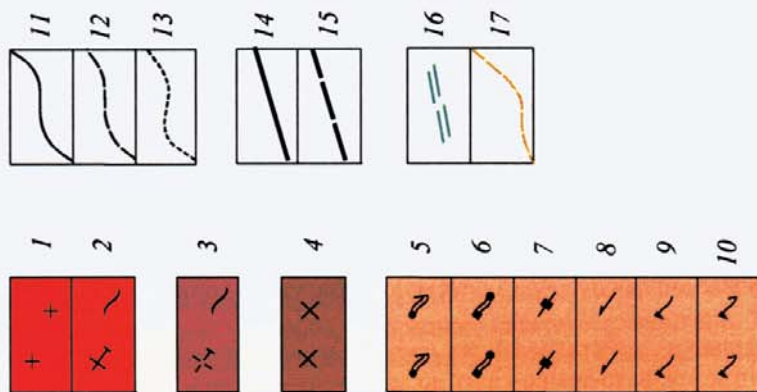


Рис. 2.1 - Геологічний розріз центральної частини Володарської магнітної аномалії

Уманський комплекс (PR₁'um); 1 - граніти пегматодіні (з тілами пегматитів) (ррPR₁'um);
 2 - мігматити біотитові (mPR₁'um)
 Звенигородський комплекс (PR₁'zv); 3 - плагіомігматити біотитові (pmPR₁'zv)
 Тетіївський комплекс (AR₃ft); 4 - діорити кварцові (δAR₃ft)
 Володарсько-білоцерківська товща (AR₃vb); 5 - скарни гранат-діопсидові;
 6 - скарни гранат-діопсид-магнетитові; 7 - залізисто-кременисті породи;
 8 - амфіболіти (інколи з клінопіроксеном); 9 - кристалосланці амфіболові;
 10 - кристалосланці клінопіроксен-амфіболові
 Геологічні границі: 11 - достовірні (для різновікових утворень);
 12 - ймовірні (для різновікових утворень); 13 - літологічні (для одновікових утворень)
 Розривні порушення: 14 - встановлені ділянки розломів; 15 - ймовірні ділянки розломів
 Змінені кристалічні породи: 16 - тектонізовані ділянки порід;
 17 - кора вивітрювання кристалічних порід



або з паралельною текстурою, нерідко масивні. У діафторованих різновидах різко знижується кількість діопсиду (до 1-10 %) і різко підвищується вміст рогової обманки (до 35-60 %), поряд з якою іноді зустрічається кумінгтоніт (від 1-3 до 7-10 %), кількість плагіоклазу майже не змінюється (40-50 %), біотит (0-15 %) зустрічається спорадично, лише в тектонічно напружених ділянках (як синкінематичний, агресивний до рогової обманки).

Рогова обманка зберігає голубувато-зелений колір лише поблизу реліктів діопсиду, а в основному має синьо-зелене, іноді бурувато-зелене забарвлення, з плеохроїзмом до світло-зеленого або жовтувато-зеленого. *Діопсид* блідо-зеленуватий, майже безбарвний, часто присутній в реліктах у роговій обманці. Поряд зі свіжим діопсидом зустрічаються релікти його форм, повністю заміщені голубуватою роговою обманкою, інколи симплектитами кварцу або кумінгтонітом. *Кумінгтоніт* світло-жовтуватий, із полісинтетичними двійниками.

Амфіболіти макроскопічно темно-сірі до чорних, дрібнозернисті, масивної або неясносланшоватої текстури. Рідше зустрічаються нерівномірнозернисті, середньо-дрібнозернисті амфіболіти, з порфіровидною структурою і зі світло-сірим плагіоклазом таблитчастої форми в порфіробластах. Мігматизовані та гранітизовані різновиди амфіболітів – неясносмугасті, іноді з польовошпатовими та кварцовими прожилками. Головні мінерали – рогова обманка (40-65 %) і плагіоклаз (35-55 %), другорядні – діопсид (0-3 %), біотит (0-5 %), кумінгтоніт (0-5 %). Вторинні мінерали: серицит, пеліт, карбонат (0-од. з.), епідот (від 0-од. з. до 3 %). Акцесорні мінерали: апатит тонкопризматичний до голчастого, рідше овальної форми (навколо рогової обманки або у вигляді включень у ній, іноді по тріщинах), ільменіт (до 1 %) овальної і овально-кутастої форми, іноді лейкоксенізований, титаномagnetит з каймами титаноморфіту і магнетит у зернах неправильної форми (асоціюють з роговою обманкою).

Рогова обманка синьо-зелена по Ng, рідше темно-зелена, іноді зі слабким буруватим відтінком. У гранітизованих амфіболітах по роговій обманці розвивається біотит, її зерна проростають краплевидним кварцом, плагіоклазом, мікрокліном, збільшуються їхні розміри. *Діопсид* переважно має вигляд блідо-зеленуватих або безбарвних кородованих реліктів у роговій обманці. Часто він повністю заміщений кумінгтонітом, іноді карбонатизований. *Кумінгтоніт* блідо-жовтуватий до безбарвного, в основному здвійникований, успадковує форму діопсиду, звичайно заміщується роговою обманкою. *Плагіоклаз* – переважно андезин № 36-40, іноді лабрадор № 52. Плагіоклаз, що утворює порфіробласти, – з простими двійниками, зональний. *Біотит* коричневий, буруватий, агресивний до рогової обманки та плагіоклазу. *Кварц* зустрічається рідко, в основному у вигляді включень краплевидної і неправильної форми в головних мінералах. В інтенсивно біотитизованих амфіболітах часто збільшується вміст кварцу (до 10-20 %) і паралельно зменшується кількість рогової обманки (до 25-30 %). Породи приймають вигляд плагіогнейсів або, за відсутності кварцу, кристалосланців.

Залізисто-кременисті породи володарсько-білоцерківської товщі здебільшого представлені залізисто-силікатними кварцитами, серед яких у вигляді прошарків різної потужності зустрічаються залізисті кварцити, залізисто-силікатні кристалосланці та, значно рідше, ітабірیتی. За складом присутніх силікатів розрізняються амфібол-магнетитові і амфібол-піроксен-магнетитові різновиди залізисто-кременистих порід. Макроскопічно це ясносмугасті темно-сірі породи, часто з зеленуватим відтінком. Смугастість їх обумовлена чергуванням смужок силікатно-магнетит-кварцового складу з суттєво кварцовими смужками, які характеризуються незначним вмістом силікатів і магнетиту. По простяганню ці смужки змінюють потужність (від 1-2 мм до 0,5-1 см) і часто виклинюються. Контури їх переважно чіткі і рівні. Прошарки з пониженим вмістом кварцу часто мають хвилясті, інколи бухтоподібні контакти. Потужність їх варіює від кількох міліметрів до кількох сантиметрів. Мінеральний склад смужок і прошарків може змінюватись і по простяганню, і по падінню. У межах силікатно-магнетит-кварцових смужок і малокварцових прошарків (особливо на їх контактах) спостерігається спорадична вкрапленість дрібних рожевих зерен гранату (альмандину).

Потужність пачок залізисто-кременистих порід коливається в широких межах – від кількох десятків сантиметрів до кількох десятків метрів. Максимальна потужність зафіксована в районі м. Володарка – біля 60 м (св. 0202). Протяжність цих пачок рідко перевищує кілька сотень метрів.

Контакти залізисто-кременистих порід із прошарками або пачками амфіболітів та кристалосланців, як правило, згідні. При цьому, приконтатові зони перших збагачуються амфіболом, а других – магнетитом. З ультраметаморфічними утвореннями залізисто-кременисті породи мають чіткі, дуже звивисті, бухтоподібні контакти. У гранітоїдах поблизу контактів часто спостерігаються вкраплення або гніздоподібні скупчення зерен магнетиту, нерідко разом з амфіболом.

У залізисто-кременистих породах часто спостерігається мікроскладчастість, плейчатість, що надає смугастості візерунковий характер. Також нерідко відмічаються мікрозсуви по тріщинах з амплітудою 5-20 мм. У зонах тектоно-метасоматичного перетворення фіксується брекчіювання порід, укрупнення зерен силікатів і магнетиту, сегрегація кварцу в плямистої форми виділення, заміщення піроксенів, рогової обманки і кумінгтоніту амфіболами актиноліт-тремолітового ряду.

Згідно з класифікацією [20], на території проведених робіт виділяються залізисто-силікатні кварцити і кристалосланці, залізисті кварцити та ітабірیتی, а також багаті залізни (магнетитові) руди. Залізисто-силікатні кристалосланці і кварцити, а також залізисті кварцити та ітабірیتی візуально відрізняються між собою лише

інтенсивністю забарвлення і відтінками темно-сірого і зеленувато-сірого кольорів (залежно від співвідношення головних породоутворюючих мінералів: кварцу, магнетиту і силікатів). За складом силікатів розрізняють амфібол-піроксен-магнетитові і амфібол-магнетитові різновиди. Останні більш дрібнозернисті і смугасті. Для амфібол-піроксен-магнетитових характерна середньозерниста структура, неясно виражена смугастість або її повна відсутність. Різновиди в розрізі тісно пов'язані взаємопереходами.

Співвідношення головних мінералів в різновидах залізисто-кременистих порід коливається в широких межах: кварц – 30-50 % (дуже рідко – до 70 %), магнетит – 15-40 %, ортопіроксен – 5-25 %, клінопіроксен – 0-25 %, амфіболи – від од. з. до 50 %, біотит – од.з.-5 %, гранат – 0-од. з. Акцесорні мінерали представлені апатитом (од. з.-1 %), піритом (од. з.), піротином (од. з.). Схожість морфологічного вигляду мінералів вищевказаної групи порід дозволяє нам дати їх сумісну петрографічну характеристику з виділенням наявних відмінностей.

Ортопіроксен представлений ферогіперстеном, іноді евлітом, з ясным плеохроїзмом від зеленого по Ng до жовтувато-рожевого по Nr. Заміщується кумінгтонітом, рідше – синьо-зеленою роговою обманкою, містить вrostки дрібнозернистого магнетиту і кварцу. *Клінопіроксен* – світло-зелений саліт ($f = 66$ мол. %), часто кородований кварцом, із включеннями магнетиту і кварцу. *Кумінгтоніт* зустрічається частіше, ніж рогова обманка, розвивається по піроксенах. *Грюнерит* ($f \approx 70$ мол. %) у зернах, кородованих кварцом, заміщується синьо-зеленою роговою обманкою. *Рогова обманка* розвивається по піроксену, іноді по кумінгтоніту і грюнериту; забарвлена в жовтувато-зелений і синьо-зелений колір. *Гранат-альмандин* – світло-рожевий.

Серед вищеохарактеризованих залізисто-силікатних кристалосланців і кварцитів, а також ітабіритів і залізистих кварцитів широко розвинена метасоматична перекристалізація з утворенням більш крупнозернистих таконітоподібних порід, складених піроксенами (50-80 %), іноді гранатом (од.з.-10 %), скупченнями кварцу (до 20 %) і магнетиту (до 10 %). Вони звичайно локалізуються, як і таконіти, по краях залізистих пластів або у вигляді пропластків у них, і є їх складовою частиною; часто фіксуються на контактах з амфіболітами або мігматитами. Візуально породи переважно нерівномірностернисті, середньозернисті і крупнозернисті, масивні або з ледь помітною, неясною смугастістю. Більш крупнозернисті мають дуже мінливий склад і нерівномірний розподіл мінералів, із різким коливанням кількісних співвідношень у межах невеликих ділянок.

Піроксени представлені *гіперстеном* або *діопсидом*, які містять пойкилітові вrostки кварцу, магнетиту, іноді гранату. *Гіперстен* із різким плеохроїзмом від зеленого по Ng до рожевого по Nr, по тріщинах заміщується кумінгтонітом. *Діопсид* світло-зеленуватий без помітного плеохроїзму. По ньому розвивається синьо-зелена рогова обманка, рідше – кумінгтоніт. *Плагіоклаз* (0-10 %) разом з амфіболами виповнює міжзернові проміжки піроксенів. *Кварц* (од. з.-20 %), крім дрібнозернистих включень у піроксенах, також утворює скупчення зерен різноманітної форми. *Біотит* (0-10 %) бурувато-коричневий, розвивається по піроксенах, іноді по амфіболах. *Гранат* (0-10 %) – альмандин рожевого кольору. Рідко спостерігається в самостійних зернах, переважно зустрічається тільки в пойкилітових вrostках у піроксенах. *Магнетит* (1-10 %) присутній, в основному, у вигляді пойкилітових вrostків у піроксенах.

Магнетитові руди є складовою частиною залізистих кварцитів, серед яких вони залягають у вигляді прошарків та ліній невеликої протяжності і потужності. Макроскопічно руди темно-сірі до чорних, середньозернисті, масивні, іноді неясносмугасті. Руди складені в основному магнетитом (65-95 %), невеликою кількістю кумінгтоніту (5-35 %), іноді піроксену (0-5 %) і кварцу (0-10 %). В одиничних зернах зустрічаються сульфіди: пірит (од. з.), включений у нерудні мінерали, піротин із вrostками халькопіриту (од. з., інколи до 8 %). У вивітрілих рудах зустрічається сидерит.

Магнетит представлений ідіоморфними кристалами октаедричного габітусу та зернами овально-округлої форми, а також зростками, які часто переходять у суцільну масу. Проміжки між ними заповнені *кумінгтонітом* або *піроксеном*, які приймають форму цих проміжків. *Кварц* зустрічається в окремих зернах і скупченнях, які мають вигляд прошарків у бідніших на залізо рудах. *Сидерит* утворює кайми навколо магнетиту.

Карбонатні та карбонатно-силікатні породи є другорядними, але характерними членами породної асоціації володарсько-білоцерківської товщі. Головними їх різновидами є олівінові та клінопіроксенові кальцифіри, інколи зустрічаються олівінвміщуючі мармури. Усі вони певною мірою скарновані, часто переходять у магнезіальні скарни. Важливим різновидом карбонатно-силікатних порід є утворення, які переважають на ділянці “Рогізна” (св. 0201) і подекуди виявлені на інших ділянках території. Відповідно до “Петрографічного кодексу України” [20] вони віднесені до вапнисто-силікатних сланців. Характерною рисою вапнисто-силікатних сланців є різко знижений вміст карбонатів і наявність у складі широкого спектру силікатів – індикаторів метаморфо-метасоматичних процесів: мікрокліну, кварцу, амфіболів актиноліт-тремолітового ряду, скаполіту. Дані мінерали пербувають у явній нерівновазі з основним плагіоклазом, кальцитом та діопсидом, які часто присутні у формі реліктів і зникають на ділянках найбільш інтенсивного метасоматичного перетворення. На цих ділянках порода є, по суті, метасоматитом, найчастіше біотит-кварц-мікроклінового складу, з перемінним співвідношенням головних мінералів та з реліктами інших мінералів вихідних карбонатно-силікатних порід.

Вапнисто-силікатним породам (сланцям) властива тонко-дрібнозерниста структура, тонкосмугаста текстура. У шліфах часто спостерігаються ознаки тектонізації. У розрізі св. 0201 вони знаходяться в тісній асоці-

ації зі скарнованими кальцифірами та магнезійними скарнами, які мають вигляд реліктових прошарків. З іншої сторони, вапнисто-силікатні породи постійно переходять у метасоматити і вторинні кварцитовидні породи. Чергування всіх цих різновидів безсистемне, потужності їх дуже незначні – від перших сантиметрів до перших метрів. Контакти вапнисто-силікатних порід з кальцифірами мають різний характер: спостерігаються як згідні, з загальною смугастістю порід розпливчасті контакти, так і хвилясті, чіткіші і незгідні контакти. Останні більш характерні для контактів із магнезійними скарнами.

За сумою ознак вапнисто-силікатні породи слід, очевидно, розглядати як метасоматично змінені, поперечно тектонізовані карбонатні і силікатно-карбонатні породи. Не виключено також, що в первинних розрізах карбонатних порід володарсько-білоцерківської товщі існували прошарки субкарбонатних мергелистих утворень.

Загальна потужність пачок карбонатних і карбонатно-силікатних порід коливається від кількох до 20-30 метрів. Найпотужніші пачки зафіксовані в розрізі однієї з магнітних аномалій Володарської групи на ділянці "Рогізна". Тут вони залягають в єдиному розрізі з амфіболовими і діопсидовими кристалосланцями та залізними кварцитами, утворюючи разом з ними моноклінальну структуру. Контакти амфіболітів і кристалосланців з кальцифірами згідні, чіткі, слабо хвилясті. З магнезійними скарнами вони часто мають характер поступових переходів через навколоскарнові породи (особливо з діопсидовими кристалосланцями). Зустрічаються також чіткі, звивисті, бухтоподібні контакти. Такі ж контакти спостерігаються у скарнів з ультраметаморфічними утвореннями. Безпосередні контакти кальцифірів з ними не зафіксовані.

Карбонатно-силікатні і карбонатні породи володарсько-білоцерківської товщі представлені:

- 1) кальцифірами і мармурами олівінвміщуючими;
- 2) кальцифірами клінопіроксен-кальцитовими – продуктами регресивного метаморфізму більш високотемпературних силікатно-карбонатних порід;
- 3) вапнисто-силікатними сланцями – продуктами метаморфо-метасоматичної переробки тектонізованих кальцифірів, в тому числі, і скарнованих.

Кальцифіри олівінвміщуючі макроскопічно сірі, плямисті (завдяки більш темним зеленувато-чорним скупченням фемічних мінералів), середньо-дрібнозернисті, масивної або неясно-смугастої текстури. Породи на 60-70 % складені карбонатами: мутнуватим *кальцитом* і чистим, прозорим *доломітом*, які утворюють неправильні або більш-менш ізометричні зерна однакових розмірів. Зерна обох бувають здвійниковані, відрізняються різними кутами і різкішою псевдоабсорбцією у доломіту.

У міжзернових проміжках карбонатів і в пойкилітових вrostках міститься *олівін* (10-25 %). Мінерал розбитий тріщинами, по яких нерідко розвивається тонковолокнистий жовтувато-світло-зелений хризотил, що утворює петлі, в комірках яких залишаються кородовані релікти олівіну. З ними часто асоціюють новоутворений блідо-рожевий, з плеохроїзмом до безбарвного, *флогопіт* (до 5 %), а також *воластоніт*, іноді безбарвний *тремоліт* (0-6 %).

Мармури з олівіном відрізняються від кальцифірів більш світло-сірим забарвленням і лейкократовим виглядом. Порода на 90-92 % складена карбонатами (переважно *кальцитом*, меншою мірою – *доломітом*). У зонках катаклазу мінерали роздроблені, з деформованими двійниками, хвилястим погасанням. Карбонати містять пойкилітові вrostки дрібнозернистого *олівіну* (~ 2 %), частково або повністю серпентинізованого, відносно ідіоморфні призми безбарвного *тремоліту* (~ 4 %) і лускуватий блідо-зеленуватий (слабо хлоритизований) *флогопіт* (од. л.). На стику зерен кальциту і фемічних мінералів (особливо в зонках катаклазу) відмічається дрібнозернистий *магнетит* (1 %) і *пірит* (од. з.).

Поблизу зон тектонічного напруження карбонатні породи змінені не тільки процесами регресивного метаморфізму, але і метасоматичними процесами. В олівінових кальцифірах *доломіт* повністю заміщується *кальцитом*, *форстерит* – *діопсидом*, з'являються *флогопіт*, *гранат*, *скаполіт*, *польові шпати*, *кварц*. Подальші зміни обумовлюють появу *амфіболів* актиноліт-тремолітового ряду і *паргаситу*, які заміщують клінопіроксен. При більш низькотемпературному метасоматозі має місце серпентинізація і хлоритизація.

Кальцифіри клінопіроксен-кальцитові візуально нерівномірнозернисті (переважно дрібно-середньозернисті), колір їх змінюється від світло-сірого до зеленувато-сірого або жовтувато-сірого, текстура масивна до неясносмугастої, часто плямиста. Мінеральний склад: кальцит – 48-70 %, клінопіроксен – 15-35 %, плагіоклаз – 0-10 %, мікроклін – 0-7 %, скаполіт – 0-10 %, гранат – 0-2 %, кварц – 0-5 %, епідот – 2 %, сфен – од. з. 3 %, апатит – 0-од. з., пірит – 0-од. з., магнетит – 0-од. з.

Кальцит присутній у зернах із полісинтетичними двійниками (часто в двох напрямках) і спайністю, мутнуватих, іноді деформованих. *Клінопіроксен* – світло-зелений саліт, зерна якого містять вrostки кальциту, кварцу, плагіоклазу, сфену, іноді обростають каймами гранату і кальциту. *Тремоліт* утворює безбарвні зерна, часто з ознаками деформацій. Звичайно вони заміщують клінопіроксен і часто мають вигляд реліктів серед серпентину. *Флогопіт* блідо-жовтуватий, часто розщеплений карбонатом. Звичайно утворює вrostки в карбонатах. *Плагіоклаз* представлений андезином № 37-40. *Мікроклін* присутній у вигляді зерен із решітчастою структурою, агресивних до плагіоклазу, скаполіту, діопсиду і кальциту. *Скаполіт* близький до мейоніту. *Кварц* утворює зерна з включеннями апатиту. *Гранат* часто знаходиться у взаємних проростаннях з карбона-

том. *Епідот* асоціює з гранатом, часто спостерігається в кайомках навколо діопсиду. *Серпентин* представлений хризотилом і серпофітом.

Вапнисто-силікатні сланці. Макроскопічно породи сірі і зеленувато-сірі, дрібнозернисті, неясносмугастої, рідше масивної текстури. Часто спостерігається широкий діапазон коливань розміру мінералів: від 0,02-0,4 до 2,5 мм. Характерною особливістю мінерального складу є полімінеральність, постійна присутність карбонатів у значно меншій кількості, ніж силікатів (на відміну від кальцифірів). Карбонати, як правило, нерівномірно розподілені між силікатними мінералами. Мінеральний склад сланців: плагіоклаз – 15-50 %, мікроклін – від 0-5 до 20 %, кварц – 0-25 %, клінопіроксен – 20-50 %, рогова обманка – 0-40 %, карбонати – від 2-5 до 20 %, скаполіт – 0-10 %, гранат – від 0-5 до 20-25 %, епідот – 0-5 %, воластоніт – 0-3 %. В акцесорних кількостях присутні сфен, апатит, магнетит, пірит.

Плагіоклаз – переважно лабрадор № 65-70. На ділянках із мікрокліном склад змінюється до андезину і навіть альбіт-олігоклазу. Містить вrostки піроксену, кварцу, рогової обманки, сфену та апатиту. *Мікроклін* – у свіжих зернах, часто з чіткою решітчастою структурою, агресивний до плагіоклазу. *Кварц* утворює ксеноласти, кородує інші породоутворюючі мінерали. *Клінопіроксен* представлений діопсидом блідо-зеленого кольору, досить інтенсивно карбонатизований, амфіболізований (аж до реліктового вигляду), містить вrostки сфену. *Амфіболи* представлені *роговою обманкою*, *паргаситом* і групою *тремоліт-актиноліту*, які нерідко проростають гранатом, містять включення кварцу, магнетиту і сфену. *Карбонат* представлений кальцитом.

Гранат-альмандин присутній у вигляді скупчень дрібних зерен, які асоціюють із карбонатами, а також у вигляді кайомок навколо рогової обманки або включень у ній. *Скаполіт* утворює скупчення зерен, агресивних до плагіоклазу. *Воластоніт* присутній у вигляді стовбчастих кристалів. *Епідот* “фісташкового” кольору або майже безбарвний, заміщує фемічні мінерали, рідше – плагіоклаз.

Росинсько-тікицька серія – AR₃₇t

Супракрystalні утворення росинсько-тікицької серії в дослідженому районі представлені в основному амфіболітами, роговообманковими кристалосланцями та біотит-роговообманковими плагіогнейсами, інколи – плагіогнейсами біотитовими, які зрідка містять гранат. За своїм генезисом як амфіболіти, так і більшість кристалосланців та плагіогнейсів є метасфузидами. Про первинно-магматичне походження даних метаморфічних порід свідчить відповідність їх хімічного складу основним вулканітам, а також реліктові структури і текстури вивержених порід спостерігаються в деяких шліфах. Біотитові плагіогнейси переважно є діафторованими аналогами роговообманкових кристалосланців, і лише деякі з них (особливо гранатвміщуючі), можливо, формувались у процесі метаморфізму осадових порід або древніх кір вивітрювання. У цілому, утворення росинсько-тікицької серії в формаційному плані складають апобазитову метаморфічну формацію.

Метаморфічні породи росинсько-тікицької серії зустрічаються, як правило, у вигляді невеликих за розмірами останців, які залягають серед гранітоїдів або діоритовидних порід. Звичайно потужність таких останців становить від кількох сантиметрів до кількох метрів, протяжність – від перших десятків сантиметрів до кількох десятків метрів. Лише зрідка спостерігаються пачки порід потужністю в десятки і сотні метрів і протяжністю понад 1 км. Більшість таких крупних останців сконцентрована в зоні стику Бердичівського і Білоцерківського тектонічних блоків (у межах Брусилівської шовної зони).

Потужні пачки порід росинсько-тікицької серії фіксуються в магнітному полі аномаліями інтенсивністю 300-1000 нТл. Вони здебільшого мають північно-західне простягання. Падіння порід невитримане, а кути падіння коливаються в широких межах (20-80 °), але переважають кути 40-60 °.

Найбільш вивченою є одна з крупних пачок метаморфічних порід, виявлена картувальними та структурно-пошуковими свердловинами на території аркуша М-35-84-Г між сс. Трушки і Яблунівка. Складена вона роговообманково-біотитовими кристалосланцями і плагіогнейсами, серед яких зустрічаються прошарки і лінзи амфіболітів. Пачка являє собою дугоподібну в плані моноклінальну структуру північно-західного простягання з падінням на північний схід під кутами 40-50 °. Структура ускладнена флексуроподібним згином. Протяжність пачки становить понад 4 км, ширина – до 800 м, потужність – біля 500 м.

Дрібні останці утворень росинсько-тікицької серії складені, як правило, однією або, рідше, двома породними різновидами. В останньому випадку звичайно спостерігаються парні породні асоціації: амфіболітів із кристалосланцями біотит-роговообманковими або даних кристалосланців із роговообманково-біотитовими плагіогнейсами. Останні також асоціюють із біотитовими плагіогнейсами. У більш крупних останцях можлива присутність всіх цих породних різновидів, але амфіболіти і плагіогнейси дуже рідко контактують між собою і, як правило, розділяються прошарками кристалосланців різної потужності. Контакти між членами цих породних парагенезисів звичайно розпливчасті, з зонами переходу.

Петрографічне вивчення метаморфічних порід росинсько-тікицької серії свідчить про формування більшості біотит-роговообманкових кристалосланців за рахунок амфіболітів, а роговообманково-біотитових плагіогнейсів – за рахунок і амфіболітів, і кристалосланців, унаслідок розкислення плагіоклазу, біотитизації і наступного окварцювання вихідних порід. При цьому, етап перетворення амфіболітів у кристалосланці, очевидно, відповідає етапу формування діоритів і діоритовидних порід тетіївського комплексу, а етап утворення плагіогнейсів співпадає, напевно, з етапом формування плагіогранітоїдів звенигородського комплексу. Принаймні, не зафіксовано випадків залягання останців плагіогнейсів серед діоритів або діоритовидних порід.

Петрохімічні і геохімічні характеристики кристалосланців і плагіогнейсів також свідчать про їх похідну від амфіболітів природу. Таким чином, ці породні різновиди росинсько-тікицької серії є, по суті, високотемпературними метасоматично зміненими діафоритами по амфіболітах. Але, можливо, деяка частина кристалосланців і плагіогнейсів виникла за рахунок прогресивного метаморфізму більш кислих фацій вулканітів.

У більшості останців супракрустальних утворень росинсько-тікицької серії спостерігаються різної інтенсивності процеси гранітизації і гідротермально-метасоматичного перетворення. При цьому, кожному етапу ультраметаморфічних і постультраметаморфічних процесів відповідають конкретні зміни складу метаморфічних порід. Формування діоритів і діоритовидних порід викликало часткове перетворення амфіболітів в кристалосланці і деяку біотитизацію самих амфіболітів. Під час становлення плагіогранітоїдів відбувалася мігматизація кристалосланців, яка супроводжувалася перетворенням їх у плагіогнейси. Формування двопольовошпатових гранітоїдів призвело до мікроклінізації метаморфічних порід, яка найбільше торкнулась плагіогнейсів. На всіх етапах ультраметаморфізму відбувається послідовне розкислення плагіоклазу, аж до появи (при мікроклінізації) альбітових кайм навколо його зерен. На цьому ж етапі метаморфічні породи зазнають інтенсивної біотитизації (біотит II генерації). Постультраметаморфічні гідротермально-метасоматичні процеси викликали окварцування, альбітизацію, епідотизацію та хлоритизацію супракрустальних утворень і обумовили перетворення частини з них в метасоматити перемінного складу.

Характер контактів утворень росинсько-тікицької серії з породами, що їх вміщують, залежить, в основному, від складу тих і інших. З двопольовошпатовими гранітоїдами контакти майже всіх різновидів метаморфічних порід чіткі, часто різкі, а з мігматитами, крім того, ще й, як правило, згідні. Виняток становлять плагіогнейси, які здебільшого калішпатизовані, і тому границі їх останців часто розпливчасті. З плагіогранітами та плагіомігматитами чіткі контакти мають практично всі породні різновиди, але контакт плагіогнейсів із плагіогранітами часто являє собою перехідну зону різної потужності, представлену тонкосмугастим плагіомігматитом. Серед плагіомігматитів останці метаморфічних порід майже завжди мають згідні контакти. Контакти кристалосланців та амфіболітів із діоритами, як правило, чіткі, а з діоритовидними породами переважно розпливчасті.

Породи росинсько-тікицької серії характеризуються досить широким діапазоном петрофізичних властивостей. Особливо це стосується значень магнітної сприйнятливості, які коливаються в межах $0-3000-4\pi \cdot 10^6$ од. СІ (в тому числі і в межах одного породного різновиду). Пояснюється це значним коливанням вмісту як магнетиту, так і темноколірних силікатів. Через це навіть потужні пачки з широким набором різновидів в магнітному полі відображаються аномаліями різної інтенсивності. Найбільш інтенсивні аномалії відповідають крупним останцям (пачкам), складеним переважно амфіболітами та кристалосланцями. Густина супракрустальних порід зумовлена їх петрографічним складом, її значення здебільшого знаходяться в інтервалі $2,7-2,9 \text{ г/см}^3$. Амплітуда і розміри локальних аномалій сили тяжіння визначаються як складом метаморфічних порід, що їх спричинили, так і параметрами тіл.

Петрохімічні характеристики супракрустальних утворень росинсько-тікицької серії свідчать про їх апобазальтоїдну природу. На діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [73] переважна більшість фігуративних точок їх складу розміщується вздовж лінії розділу базальтів і трахібазальтів або андезитів і трахіандезитів, тобто вздовж лінії розділу сублужних і толейтових базальтоїдів. При цьому, вміст SiO_2 в амфіболітах коливається в широких межах (46-56 %, інколи до 59 %), а в кристалосланцях і плагіогнейсах він ближчий до вмісту кремнезему в андезитових вулканітах (50-61 %). Така ж закономірність характерна для вмісту суми лугів: для амфіболітів – переважно від 3 до 5,5 %, інколи – від 1,5 до 6,5 %; для кристалосланців та плагіогнейсів – від 5 до 6,5 %, інколи – від 4 до 7,5 %. Зміщення складів кристалосланців та плагіогнейсів у бік більшої кислотності і лужності визначається кількома факторами: складом вихідного вулканіту, ступенем діоритизації і гранітизації, масштабами процесів привносу-виносу кремнезему та лугів на етапах ультраметаморфічних і постультраметаморфічних перетворень.

Симптоматично, що точка середнього складу континентального толейту на діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [73] тягнє до центру ореолу фігуративних точок амфіболітів. Але деякі з них наближені до точок середніх складів океанічного і олівінового толейтів. Така ж закономірність характерна і для розміщення фігуративних точок амфіболітів на діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{F}-\text{MgO}$ [73]. На ній точка середнього складу континентального толейту знаходиться в центрі ореолу переважної більшості фігуративних точок амфіболітів. Зміщення точок у бік більшої залізистості пояснюється підвищенням вмістом магнетиту в відповідних пробах.

На діаграмах $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{F}-\text{MgO}$ і $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ [73] переважна більшість точок складу супракрустальних утворень росинсько-тікицької серії знаходиться, відповідно, в полях лужних базальтів або суттєво калієвих вулканітів та поміж точками середніх складів олівінових або толейтових базальтів і толейтових андезитів. Зміщення у бік більшої лужності фігуративних точок кристалосланців та плагіогнейсів відносно точок складу амфіболітів пояснюється як складом вихідних вулканітів, так і зміною хімічного та мінералогічного складу амфіболітів в ході їх перетворення в кристалосланці і плагіогнейси.

У геохімічному відношенні амфіболіти різко виділяються серед різновидів супракрустальних порід росинсько-тікицької серії за мінімальними середнім вмістом ряду елементів: фосфору, цинку, міді, нікелю, кобальту, хрому, ванадію, титану, марганцю. Максимальний середній вміст цих самих елементів фіксується в

роговообманково-біотитових плагіонейсах. Лише середній вміст свинцю в амфіболітах вищий, ніж в інших породних різновидах, а мінімальний його вміст встановлений у роговообманкових кристалосланцях. Середній вміст інших елементів практично ідентичний, або дуже близький, у всіх різновидах супракрystalльних утворень росинсько-тікицької серії.

Ортоамфіболіти візуально темно-сірі до чорних із зеленуватим відтінком, дрібнозернисті, здебільшого рівномірнотзернисті, масивної текстури, нерідко порфіровидні, що обумовлено гломеробластовими скупченнями рогової обманки та порфіробластами плагіоклазу. У гранітизованих різновидах спостерігаються смуги та плями, збагачені польовими шпатами. Особливістю складу ортоамфіболітів є постійна присутність поряд з роговою обманкою (35-55 %) і плагіоклазом (40-60 %) помітної кількості біотиту (від 7-10 до 25 %) і кварцу (від од. з. до 5-15 %). Другорядні мінерали представлені мікрокліном (од. з.-7 %), кумінгтонітом (од. з.); вторинні – мінералами групи епідоту, хлоритом, серицитом, каолінітом, мінералами групи смектиту, карбонатом; акцесорні – апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом, титаномагнетитом (од. з.-3 %), сульфідами (од. з.-5 %).

Плагіоклаз у рівномірнотзернистих різновидах представлений олігоклазом або олігоклаз-андезином № 22-36 і в багатьох шліфах зберігає “діабазову” орієнтацію. Плагіоклаз основної маси порфіровидних різновидів має більш кислий склад (олігоклаз № 22-29). Плагіоклаз вкраплеників утворює таблитчасті зерна з зональним погасанням. Характерними є пойкилітові вrostки рогової обманки, біотиту і краплевидного кварцу, які концентрично розміщені в центральній частині зерен або по їх периферії. Основність плагіоклазу вкраплеників змінюється від андезину № 40-43 до олігоклаз-андезину № 32-36. У центрі деяких із них спостерігаються релікти зміненого серицитизацією лабрадору № 50, які мають іншу оптичну орієнтацію, ніж периферійні частини зерен. У різновидах з гломеробластовою структурою плагіоклаз має найбільш кислий склад (олігоклаз № 16-22), зерна його часто нездвійниковані.

Рогова обманка у всіх різновидах ортоамфіболітів синьо-зелена. Розподіл її в негранітизованих різновидах більш-менш рівномірний, у меланократових вона часто орієнтована субпаралельно, в порфіровидних різновидах зустрічається лише в основній масі, у гломеробластових входить здебільшого в склад гломеробласт, а в основній масі зустрічається значно рідше.

Біотит бурий, із зеленуватим відтінком різної інтенсивності, зустрічається майже у всіх різновидах ортоамфіболітів у вигляді дрібних лусок і пластинок, в асоціації з роговою обманкою і самостійно, веде себе агресивно (як метасоматичний) або має вигляд сингенетичного. Останній, можливо, утворився за рахунок ефузивів підвищеної лужності, що підтверджується результатами хімічних аналізів.

Кварц двох морфогенетичних типів: метаморфогенний (до 5 %) та метасоматичний (до 10-15 %). Метаморфогенний кварц дрібнозернистий (0,05-0,2 мм), у порфіровидних різновидах знаходиться в основній масі, в аподіабазових – у кустих проміжках, утворених плагіоклазом. Метасоматичний кварц розподілений нерівномірно, утворює скупчення ксенобласт (0,5-1,5 мм), які кородують і заміщують головні мінерали.

Кумінгтоніт слабо плеохроє від блідо-жовтого до безбарвного, має тонкі полісинтетичні двійники. **Мікроклін** (явно метасоматичний) просторово асоціює з кварцом, у помітній кількості (до 10-20 %) зустрічається лише в гранітизованих різновидах, де мають місце лінзовидно-смугасті сегрегації рогової обманки і плагіоклазу, і де останній заміщується аж до реліктового вигляду решітчастим мікрокліном. **Епідот** світлофісташкового кольору зустрічається у вигляді реакційних кайм навколо рогової обманки або зерен ортиту.

Кристалосланці роговообманково-біотитові візуально темно-сірі, дрібнозернисті, більш-менш рівномірнотзернисті, сланцюваті, іноді смугасті, рідше масивні породи. На відміну від ортоамфіболітів, у них не спостерігаються гломеробласти рогової обманки і порфіробласти плагіоклазу. Головні мінерали: плагіоклаз – до 50 %, рогова обманка – від 15-18 до 25-30%, біотит 37-70%; другорядні: кварц – од. з.-5 %, мікроклін – од. з.-5 %; вторинні: епідот – од. з.-3 %, хлорит – 0-3 %, серицит, каолініт і мінерали групи смектиту; акцесорні: апатит, сфен, циркон, релікти форм ортиту, магнетит, титаномагнетит, сульфід (пірит).

Плагіоклаз, представлений олігоклазом № 16-29. **Рогова обманка** утворює призматичні зерна синьо-зеленого забарвлення. Часто має реліктовий вигляд серед біотит-кварц-плагіоклазових агрегатів. **Біотит** присутній у двох генераціях: бурий виглядає як сингенетичний із роговою обманкою; зелений розвивається по роговій обманці, псевдоморфно заміщує її.

Мікроклін має метасоматичне походження. Найкрупніші його ксенобласти вміщують релікти плагіоклазу та кольорових мінералів. **Кварц** зустрічається у вигляді поодиноких дрібних зерен або утворює скупчення разом із плагіоклазом (до якого він агресивний). Асоціює також із зеленим біотитом II генерації. **Епідот** асоціює з усіма мінералами.

Плагіогнейси роговообманково-біотитові і біотитові поділяються на порфіровидні (так звані „очкові”) і рівномірнотзернисті. Порфіровидність обумовлена наявністю більш крупних (2,0-5,0 мм) світло-сірих табличок („очок”) плагіоклазу на фоні тонко-дрібнозернистої, темно-сірої основної тканини, а також (або) присутністю гломеробластових скупчень рогової обманки і біотиту округлої форми зеленувато-чорного кольору. Орієнтація „очок” субпаралельна або безладна. Рівномірнотзернисті різновиди – тонко-дрібнозернисті, з гнейсовидною текстурою. Для гранітизованих плагіогнейсів характерні збільшення зернистості, смугаста, іноді плямиста текстура. Головні мінерали: плагіоклаз – 35-50 %, кварц – 15-35 %, мікроклін – од. з.-20 %, рогова

обманка – від 0-од. з. до 15-18 %, біотит – 15-40 %; вторинні: епідот, серицит, хлорит; акцесорні: сфен – від од. з. до 3-5 %, апатит – од.з-3 %, циркон – од. з., ортит – 0-од. з, магнетит – 0-2 %, титаномагнетит – 0-3 %.

Плагіоклаз у рівномірнотзернистих різновидах представлений олігоклазом № 20-29. У гранітизованих плагіогнейсах його основність знижується до 16-22 мол. % *Ап*, збільшується розмір зерен, краї яких кородовані або гранульовані, з'являються мірмекітові структури і плагіоклаз заміщується мікрокліном. В "очкових" різновидах плагіогнейсів плагіоклаз основної тканини здебільшого аналогічний плагіоклазу рівномірнотзернистих плагіогнейсів. Крім того, зустрічаються зерна більш основного плагіоклазу (олігоклаз-андезин № 29-36), яким властива "діабазова" орієнтація. Плагіоклаз "очок" представлений андезином № 29-40 з прямою зональністю, з простими або, рідше, полісинтетичними двійниками. У гранітизованих різновидах основність периферії "очок" знижена до 22-29 мол. % *Ап*. *Кварц* утворює в усіх негранітизованих різновидах дрібні зерна. У гранітизованих плагіогнейсах зерна його мають більші розміри і в асоціації з польовими шпатами концентруються в смугах і гніздах, виявляючи при цьому агресивність до плагіоклазу і кольорових мінералів. *Рогова обманка* синьо-зеленого кольору, з залізистістю 47-51 мол. %. *Біотит* двох генерацій: метаморфогенний і вторинний. Перший – бурий, жовтувато-бурий і коричнювато-бурий. Вторинний біотит бурувато-зеленого і зеленого забарвлення виникає в мікроклінізованих різновидах, заміщує зерна рогової обманки і січе плагіоклаз. *Мікроклін* присутній переважно в плагіогнейсах дрібних останців, метасоматичний за походженням. У слабо змінених плагіогнейсах він утворює міжзернові плівки і дрібні ксенобласти. У гранітизованих різновидах його самостійні зерна мають решітчасту структуру і активно заміщують плагіоклаз. *Епідот* аналогічний описаному в кристалосланцях.

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА КРЕЙДОВА СИСТЕМА

Нижній відділ. Аптський-альбський ярус Іршанська світа – K_{1ir}

Відклади нижньої крейди мають обмежене поширення і спостерігаються переважно в північно-східній частині району досліджень. Приурочені вони до найнижчих ділянок Яблунівсько-Фастівської палеодепресії, основна частина якої на півночі виходить за межі території (рис. 2.2). Нижня крейда представлена палеонтологічно охарактеризованими породами апт-альбського ярусу (іршанська світа), які з розмивом залягають на корі вивітрювання кристалічних порід або безпосередньо на кристалічному фундаменті; перекриваються вони породами бучацької серії, київською і обухівською світами, осадками неогену. Ерозійна границя сучасного поширення утворень нижньої крейди проходить на гіпсометричному рівні 130,0-153,0 м, подекуди досягає позначки 160,0 м. Це свідчить про нерівну докрейдову поверхню кристалічного фундаменту, де чергуються припідняті і опущені тектонічні блоки, залежно від чого змінюються літологічний склад і потужності нижньокрейдових порід.

Виділяються дві фації континентальної групи: руслової та озерно-болотна і субконтинентальна – прибережно-морська. Відклади руслової фації приурочені до найбільш понижених частин Яблунівсько-Фастівської палеодепресії, де вони представлені переважно аловіально-пролювіальними різнозернистими пісками. Піски кварцові, з польовим шпатом, сірі, світло-сірі, середньо-грубозернисті до гравелистих, нерідко каоліністі, вуглисті.

Найбільш детально і повно розріз руслової фації розкритий св. 4 поблизу с. Безугляки (знизу доверху).

1. Пісок кварцовий, сірого або світло-сірого кольору, грубозернистий, із домішкою каолінового матеріалу, з уламками кварцу і прошарками піщаних глин – 9,5 м.

2. Глина піщана, каолінітова, сірого кольору, в'язкувата, безкарбонатна – 2,0 м.

Середня потужність пісків руслової фації – 17,9 м. За даними гранулометричного аналізу піщані відклади руслової фації характеризуються перевагою фракції 1,0-0,1 мм, що становить 70-90 %. У важкій фракції присутні ільменіт, циркон рутит, пірит, гранат, турмалін. Легка фракція складена з кварцу, польового шпату, вуглистої речовини. Глини руслової фації досить піщаністі, сірого, бурувато-сірого кольору, каолінітові, безкарбонатні, нерідко з домішкою вуглистої речовини і рештками вуглефікованої рослинності.

Озерно-болотна фація переважно складена вторинними каолінами, які є корисною копалиною для Пищиківського родовища, та каоліністими і вуглистими глинами. Залягають вторинні каоліни на каоліністих пісках і глинисто-піщаних породах, рідше на корі вивітрювання кристалічних порід. Потужність вторинного каоліну досягає 18,4 м.

Окрім Пищиківського родовища, вторинні каоліни на території досліджень розкриті окремими свердловинами, де їх потужність досягає 13,4 м. Каоліністі і вуглисті глини зустрічаються досить рідко, часто перешаровуються з каоліністими пісками і вторинними каолінами. Глини сірі, темно-сірі, безкарбонатні, в'язкі, жирні, з домішкою вуглистої і каолінистої матеріалу. Потужність їх становить не більше 2,9 м.

Поблизу с. Пищики св. 993 розкритий такий розріз відкладів озерно-болотної фації (знизу доверху):

1. Пісок кварцовий, сірий, грубозернистий до гравелистого, каоліністий – 5,7 м.

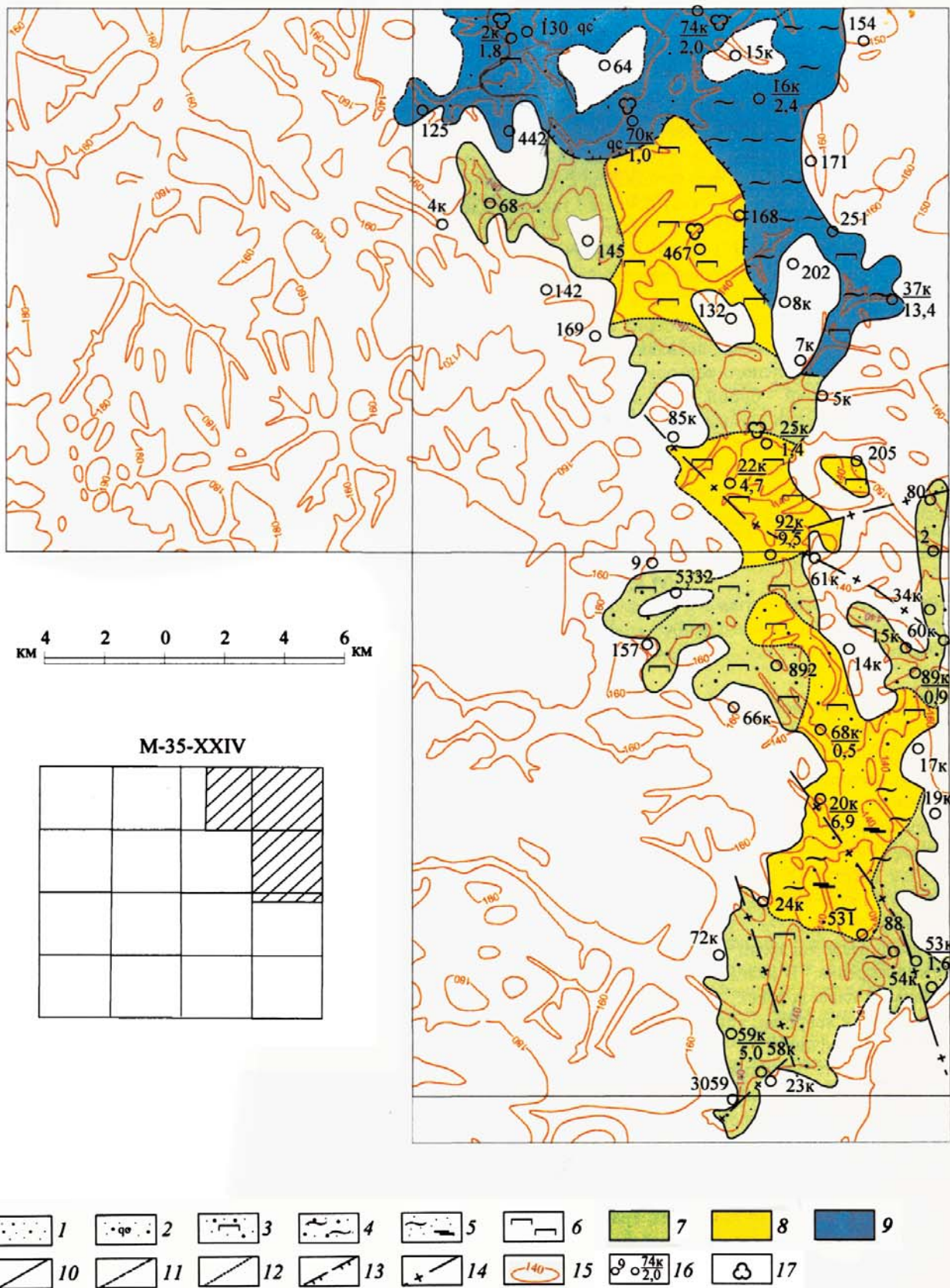


Рис. 2.2 - Літолого-фаціальна карта відкладів іршанської світи аркуша М-35-XXIV(Сквира)

1 - піски кварцові середньозернисті, грубозернисті і крупнозернисті; 2 - піски глауконіт-кварцові різнозернисті
 3 - піски кварцові каоліністі; 4 - глини алевритисті; 5 - глини піщанисті, вуглисті; 6 - вторинні каоліни;
 фації: 7 - руслова; 8 - озерно-болотна; 9 - прибережно-морська;
 геологічні границі: 10 - достовірні; 11 - ймовірні; 12 - фаціальні;
 13 - розповсюдження прибережно-морських відкладів;
 14 - розривні порушення, неотектонічно активізовані;
 15 - ізогіпси поверхні кристалічного фундаменту і кори вивітрювання;
 16 - свердловини та їх номери (в знаменнику - потужність відкладів);
 17 - знахідки спори та пилку

2. Глина вуглиста, темно-сіра, щільна, безкарбонатна, з домішкою каолінової речовини, горизонтально-шарувата – 0,9 м.

3. Глина вуглиста, темно-сіра до чорної, щільна, жирна, з рештками вуглефікованої рослинності, з прошками грубозернистого піску – 0,7 м.

4. Каолін вторинний жовтувато-білого до білого кольору, жирний на дотик, щільний, з окремими необкатаними зернами кварцу – 5,0 м.

Прибережно-морські фації і відклади мілкового моря мають обмежене поширення і спостерігаються тільки на півночі території. Південна границя їхнього поширення проходить у районі сс. Малополовецьке – Сидори. Залягають прибережно-морські відклади, в основному, на корі вивітрювання кристалічних порід і породах докембрію. Перекриваються бучацькою серією, київською і обухівською світами.

Літологічно прибережно-морські відклади представлені пісками, інколи глинами і вторинними каолінами. Піски кварцові з глауконітом і польовим шпатом, темно-сірі до чорних із зеленуватим відтінком, різнозернисті, середньо-крупнозернисті, досить глинисті, з домішкою вуглистої і каолінистої матеріалу, слюди, безкарбонатні. Уламки кварцу в них досягають 1-3 см в поперечнику, мають необкату, кутасту або овальну форму. Місцями піски мають грубу горизонтальну шаруватість, яку утворюють прошарки алевритистих, тонкопилуватих глин і глинистого бурого вугілля.

Глини алевритисті, піщані, сірувато-зелені, мергелеподібні, інколи каолінові. Вміщують глауконіт і гідрослюди. Вторинні каоліни, які залягають у нижній частині розрізу під пісками, сірувато-білі, кварцвміщуючі, з поодинокими зернами глауконіту. Гранулометричний склад пісків прибережно-морської фації аналогічний піскам континентальної фації, за виключенням глауконіту, вміст якого в охарактеризованих пісках набагато вищий.

Характерний розріз відкладів прибережно-морської фації розкритий св. 130 поблизу с. Пилипівка (знизу доверху):

1. Каолін вторинний, сірувато-білого кольору, щільний, із зернами кварцу і глауконіту – 12,4 м.

2. Пісок кварцовий з глауконітом, сірий, середньо-крупнозернистий, із домішкою каолінистої речовини, з кутасто-обкатаними зернами кварцу – 9,5 м.

Вік порід, віднесених до аптського-альбського ярусу (іршанська світа), визначений споро-пилковими спектрами із вторинних каолінів і вуглистих глин. Встановлені наступні види спори і пилку: сімейство папоротників – *Gleichenia rotula* – 0,3 %, *Gl. carinata* (Bolch.) – 0,7 %, *Gl. laetus* (Bolch.) – 1,0-1,7 %, *Gl. umbonato* (Bolch.) – 0,4 %, *Gl. angulato* (Bolch.) – 0,5 %; сфагнові мохи – *Sphagnumsporides simplex* (Bolch.) – 0,2 % [32].

КАЙНОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

На території робіт осади кайнозою представлені бучацькою серією, київською, обухівською, межигірською і берекською світами палеогенової системи, а також новопетрівською світою, товщею строкатих і червоно-бурих глин неогену.

Утворення палеогенової системи, порівняно з породами неогену, мають досить обмежене поширення, крім бучацької серії, яка приурочена до чітко виражених у кристалічному фундаменті палеодепресій. Обухівська, межигірська і берекська світи спостерігаються лише в північно-східній частині території. На окремих ділянках вони, в результаті частих розмивів, повністю відсутні. Осади неогенової системи поширені повсюди, крім сучасних річок і їх притоків, де вони повністю розмиті.

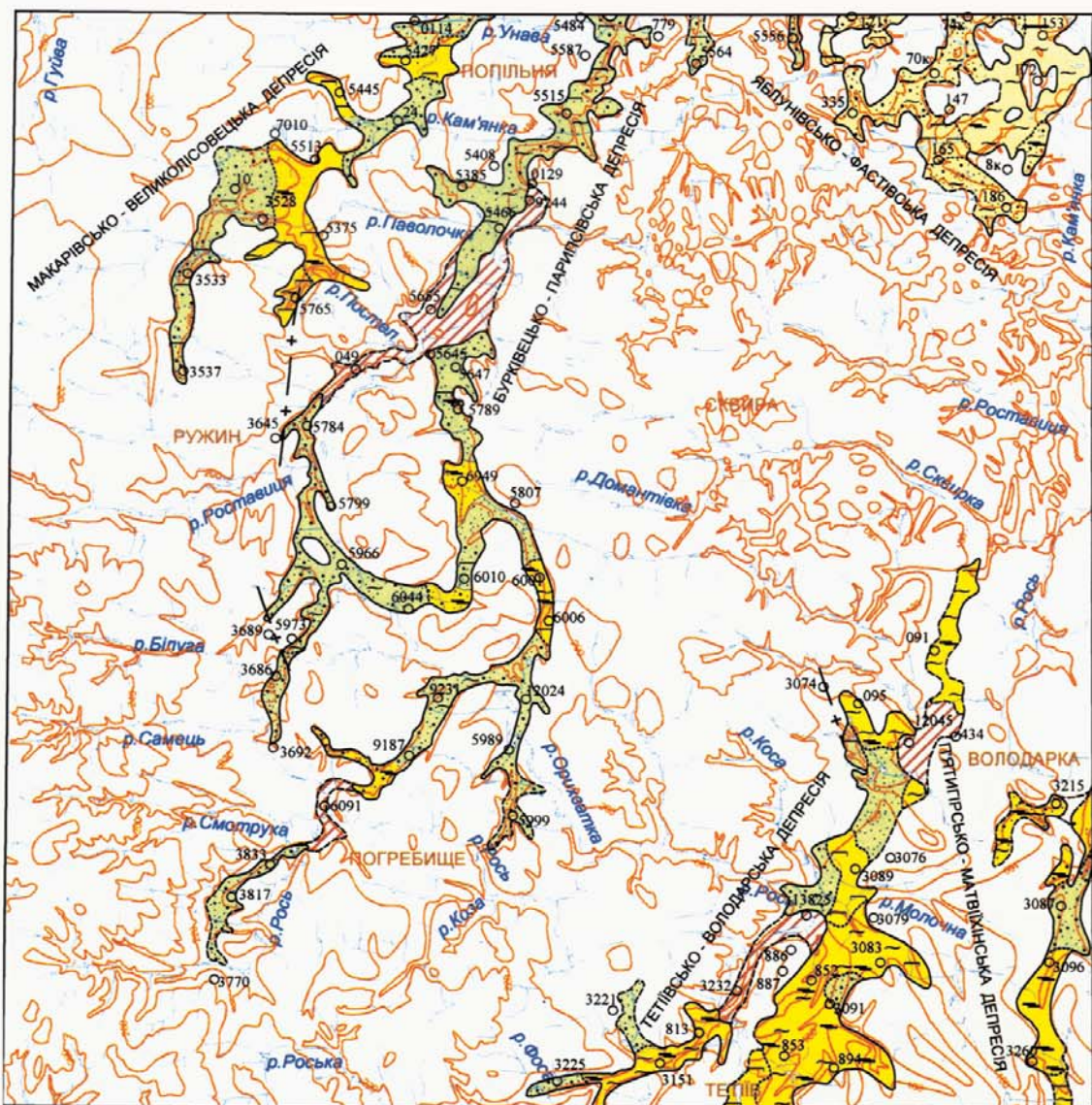
ПАЛЕОГЕНОВА СИСТЕМА

Еоценовий відділ

Бучацька серія – P₂b^c

Порівняно з іршанською світою нижньої крейди, вона має досить широке поширення і приурочена, в основному, до крупних палеодепресій у корі вивітрювання кристалічних порід, серед яких найбільш відомі (рис. 2.3): Макарівсько-Великолісовецька (на північному заході), Бурківсько-Парипська, Тетіївсько-Володарська і П'ятигірсько-Матвіївська (на південному сході), а також Яблунівсько-Фастівська (на північному сході) [111, 115, 139, 168, 179]. Субмеридіональний напрямок відомих палеодолин-депресій відображає конфігурацію річкової системи бучацького часу, але зовсім не успадковується сучасними річками, які здебільшого мають субширотний напрямок. Бучацька серія залягає на корі вивітрювання кристалічних порід, а в північно-східній частині району – на нижньокрейдових утвореннях. Нерідко в підшві бучацьких відкладів зустрічаються слабо обкатані уламки молочно-білого кварцу. Наявність у підшві грубоуламкового матеріалу свідчить, що його перенесення відбувалось на незначну відстань.

У покрівлі бучацької серії найчастіше залягає новопетрівська світа, в окремих випадках – породи палеогену, а в місцях розмивів останніх – більш молоді міоценові і четвертинні утворення. На денну поверхню відклади бучацького віку не виходять, а зустрічаються лише в розрізах багатьох свердловин на глибині від 5,0 до 78,2 м. Потужність їх коливається від 0,3 до 40,0 м, у середньому становить 10-15 м.



км 5 0 5 10 15 км



Рис. 2.3 - Літолого-фаціальна карта відкладів буцацької серії аркуша М-35-XXIV (Сквира)

1 - піски кварцові середньозернисті; 2 - піски різнозернисті; 3 - піски різнозернисті каоліністі;
 4 - піски вуглисті; 5 - глини алевритисті піщаністі; 6 - глини вуглисті каоліністі; 7 - вугілля буре,
 8 - вторинні каоліни; 9 - ділянки розмиву буцацьких відкладів;
 фації: 10 - руслова; 11 - озерно-болотна; 12 - алювіально-озерна (дельтова);
 границі між літологічними різновидами: 13 - достовірні; 14 - ймовірні; 15 - фаціальні;
 16 - розривні порушення неотектонічно активізовані;
 17 - ізогіпси поверхні кристалічної основи і кори вивітрювання; 18 - свердловини та їх номери

Генетично бучацька серія представлена русловими-алювіальними, озерно-болотними і субконтинентальними фаціями, які утворилися в річках, озерах і болотах бучацької рівнини. У розрізі бучацької серії беруть участь різнозернисті кварцові, вуглисті піски, вторинні каоліни, каолінітові і вуглисті глини, буре вугілля, інколи пісковики.

Руслова фація бучацької серії представлена переважно середньо-крупнозернистими кварцовими пісками, які виповнюють найглибші ділянки всіх палеодепресій. Грубозернисті піски нерідко переходять у середньодрібнозернисті, які перешаровуються з малопотужними лінзами бурого вугілля, вуглистих глин, вторинних каолінів і каолінітових глин кварцитовидних пісковиків. Загальна потужність алювіальних і алювіально-пролювіальних відкладів у цілому по території досягає 14,4 м. Поблизу с. Парипси св. 5515 розкритий такий розріз руслової фації (знизу доверху).

1. Пісок кварцовий темно-сірий, переважно крупнозернистий, з уламками білого кварцу, горизонтально-шаруватий, із рештками вуглефікованих рослин – 1,2 м.

2. Пісок кварцовий, жовтувато-сірий, крупнозернистий до гравелистого – 6,8 м.

Піски кварцові, польовошпатово-кварцові, з домішкою каолінистого матеріалу, нерідко з галькою кварцу. Піщаний матеріал переважно слабообкатаний і невідсортований. Різномізернистість пісків і їх слабка відсортованість фіксується в багатьох гранулометричних аналізах, які вказують на переважання у складі піску частинок розміром 0,25-0,071 мм (5-60 %), фракції частинок крупніших 0,25 мм складають до 40 %, менших 0,071 мм – 2,7-11,5 % [72]. Легка фракція пісків представлена переважно кварцом (89-97 %), польовим шпатом (1-4,5 %), мусковітом, біотитом. У важкій фракції присутні титанвміщуючі мінерали, інколи пірит, марказит, рідко зустрічаються силіманіт, турмалін, ставроліт, гранат [31;72]. За даними мінералогічного аналізу, вміст циркону в пісках коливається від 0,6 до 1,4 кг/м³, вміст умовного ільменіту досягає 9,2 кг/м³ [72]. Фауністичних решток у пісках не знайдено.

Пісковики в розрізі бучацької серії мають дуже обмежене поширення, зустрічаються серед різномізернистих пісків, інколи утворюють малопотужні прошарки і залягають безпосередньо на кристалічній основі. Пісковики сірі до темно-сірих, різномізернисті до темно-сірих, переважно середньо-крупнозернисті, міцні до зливних. У пісковиках зустрічаються вуглефіковані рештки рослинності. Потужність пісковиків коливається від 0,3 до 1,3 м. Порода складена з обкатаних, кутасто-обкатаних і кутастих зерен кварцу, зцементованих опаловим цементом.

Озерно-болотна фація бучацької серії складена переважно бурим вугіллям, вуглистими глинами і глинистими пісками. Буре вугілля часто розділяється дрібнозернистим піском і вуглистою глиною на два і навіть три пропластки. Найбільш витриманий пласт бурого вугілля спостерігається в межах Макарівсько-Великолісовецької палеодепресії, де його потужність досягає 8,1 м. У межах Бурківсько-Парипської і Тетіївсько-Володарської палеодепресій буре вугілля зустрічається в найнижчих локальних ділянках, потужність його коливається від 2 до 6-8 м. Вугільний пласт у південно-східній і центральній частинах вивченої території не має чіткої будови і дуже часто по простяганню переходить у вуглисті глини і піски. На окремих ділянках пласт бурого вугілля залягає безпосередньо на корі вивітрювання кристалічних порід.

Буре вугілля часто перекривається дрібно-середньозернистим піском, вторинним каоліном і вуглистою глиною. Вугілля буре, світло-буре, однорідне, землястої будови, з рештками вуглефікованої рослинності, зернами кварцу, конкреціями і стяжіннями піриту і марказиту. Глибина залягання бурого вугілля коливається від 13,5 до 48,2 м. У 4 км на схід від м. Тетіїв у св. 911 [87] розкритий розріз озерно-болотних фацій (знизу доверху).

1. Пісок кварцовий, світло-сірий, тонкозернистий, нерівномірно вуглистий – 3,4 м.

2. Вугілля буре, легке, прошарками тонкопіщанисте, горизонтальноверстувате, з рештками вуглефікованої рослинності – 7,8 м.

3. Пісок кварцовий, жовтувато-сірий із бурим відтінком, дрібнозернистий, прошарками середньо-крупнозернистий, зерна кварцу напівобкатані – 13,6 м.

Піски нерідко у вигляді малопотужних лінз і прошарків зустрічаються у вуглистих глинах і бурому вугіллі, а також в каолінітових глинах.

Вуглисті глини поширені в межах всіх відомих палеодепресій. Вони залягають у вигляді самостійних горизонтів, а також у вигляді лінз і прошарків. Глини сірі, темно-сірі, бурувато-сірі до чорних, щільні, піщанисті, слюдисті, горизонтальношаруваті, з рештками вуглефікованої рослинності. Потужність глин сягає 10,3 м. Глинисті частинки складають 69,9 %, алевритові – 16,2 %, піщані – 13,8 %. У складі глин переважають глинисті мінерали (каолініт, монтморилоніт, галуазит).

Вторинні каоліни і каолінітові глини досить поширені в межах усіх палеодепресій, окрім Тетіївсько-Володарської палеодепресії, де вони відсутні. Залягають вони на пісках, вуглистих глинах, інколи на бурому вугіллі, перекриваються пісками новопетрівської світи, строкатими глинами і відкладами четвертинної системи. На окремих ділянках вторинні каоліни залягають на грубозернистих пісках і корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту. Потужність вторинних каолінів і каолінітових глин коливається від 0,8 до 6,6 м. Порода сірі, світло-сірі, жовтувато-сірі до темно-сірих, слюдисті, нерідко вуглисті, з домішкою зерен кварцу, досить часто в них зустрічаються лігнітизовані рештки рослинності і дрібні скупчення марказиту. Вторинні

каоліни і каолінітові глини перешаровуються з малопотужними лінзами кварцових вуглистих тонкозернистих пісків. За результатами термічного і електронно-мікроскопічного аналізів, вторинні каоліни і каолінітові глини представлені здебільшого каолінітом. Гранулометричний склад порід такий: піщана фракція становить 2,56 %, алевритова – 2,86 %, глиниста – 94,5 % [31]. Хімічний склад вторинних каолінів: SiO_2 – 59,2 %, Al_2O_3 – 33,6 %, Fe_2O_3 – 1,47 %, TiO_2 – 2,97 %, K_2O – 1,21 %, в.п.п. – 13,26 %. Вторинні каоліни характеризуються високою вогнетривкістю і можуть використовуватися для виготовлення вогнетривів і шамоту.

У північно-східній частині дослідженої території розповсюджені субконтинентальні відклади лагун і дельт, які залягають на осадках крейди і корі вивітрювання кристалічних порід. Потужність їх змінюється від 0,8 до 5,0 м. Субконтинентальні відклади представлені пісками з лінзами глин і пісковиків. Піски глауконіто-кварцові, темно-сірі до бурувато-сірих із зеленуватим відтінком, тонко-дрібнозернисті до середньозернистих, безкарбонатні, невідсортовані, з домішкою слюдистого матеріалу, з зернами польового шпату і темноколірних мінералів. За даними мінералогічного аналізу, важка фракція представлена ільменітом, цирконом, який складає $1,2 \text{ кг/м}^3$, рутилом, гранатом. У легкій фракції присутні кварц, глауконіт, глинисті частинки. Глини і пісковики у вигляді лінз залягають у товщі пісків і аналогічні за складом іншим пісковикам і глинам, описаним у розрізі бучацької серії.

Найбільш повний розріз субконтинентальної (дельтової) фації розкритий св. 254 поблизу с. Сидори (знизу доверху).

1. Пісок кварцовий, світло-сірий із бурим відтінком, дрібнозернистий, глинистий, із поодинокими зернами глауконіту і рудних мінералів – 4,0 м.

2. Глина вуглиста, з домішкою каолінітового матеріалу, щільна, в'язка – 1,0 м.

У споро-пилкових спектрах (палінологи А. К. Коломійцева, Т. Б. Губкіна) переважає пилкок покритонасінних рослин, з-поміж яких домінують тропічні і субтропічні теплолюбні форми, які становлять у загальному флористичному наборі від 10 до 18,5 %, а також пилкок сімейств восковникових, каштанів, верескових. Часто зустрічається пилкок тутових – *Moraceae* (0,4-7,5 %), сумахових – *Anacardiaceae* (0,4-2,5 %), падубових – *Agnifoliaceae* (р. піддуб – *Ilex*) (0,4-2,0 %), пальмових – *Palmas* (0,5-1,5 %), сапотових – *Sapotaceae* (1,6-24,0 %), нісових – *Nyssaceae* (0,5-2,8 %) [31,35,72]. Крім того, спостерігаються поодинокі спори пилку аралієвих – *Araliaceae* (0,4-1,0 %), протейних – *Proteaceae* (1,0-1,2 %) і інших. Голонасінні представлені, в основному, пилком сосни і ногоплідника. Виявлені споро-пилкові комплекси за складом і їх процентним вмістом типові для середньооеценових утворень України.

Київська світа – P₂kv

У межах дослідженої території київська світа має досить обмежене поширення. Найбільші площі вона займає в пониженой північно-східній частині району, де представлена прибережно-морськими, глибоководними мергелистими і глинистими породами. У межах західної і центральної частин території, які відносно припідняті, київські відклади збереглися лише в окремих депресивних заглибленнях. Таке нерівномірне поширення київської світи обумовлене нерівною докиївською поверхнею і частими розмивами, які відбувалися в пізніші періоди.

Київська світа залягає на корі вивітрювання кристалічних порід або на континентальних відкладах бучацького віку, в окремих випадках на породах крейдової системи. Виходів на денну поверхню київська світа не має, але розкрита багатьма свердловинами. У покрівлі київської світи залягають, в основному, відклади верхнього палеогену, а за їх відсутності – утворення четвертинного і неогенового віку. Глибина залягання київської світи коливається від 17,0 до 66,0 м. У межах західної і південно-західної частини території її потужність змінюється від 0,1 до 4,5 м, в окремих випадках досягає 7,7 м (св. 3508). В північно-східній частині території, в районі сс. Строків – Голуб'ятин, вона досягає 8,0-9,5 м (св. 5508).

Виділяються глибоководна та мілководна фації київської світи, які, як у горизонтальному плані, так і у вертикальному розрізі, змінюють одна одну або зустрічаються окремо.

У межах північно-східної частини території поширена глибоководна фація, представлена, здебільшого, піщано-глинистими утвореннями (піски, пісковики, мергелісті глини, мергелі, алеврити і лінзи опок). Найбільш повний розріз глибоководної фації розкритий св. 70к в районі с. Триліси (знизу доверху):

1. Глина мергелиста, темно-зеленувато-сіра, в'язка, пісна, піщаниста, з поодинокими зернами кварцу і глауконіту – 4,5 м.

2. Мергель темно-зелений, щільний, легкий, карбонатний, із домішкою тонкокварцового матеріалу – 2,5 м.

Глини мергелісті залягають як разом з мергелями, так і окремо від них. Глини щільні, в'язкі, грубопилуваті, грудкуваті до аморфних, горизонтальношаруваті, з домішкою тонкокварцового матеріалу і зерен глауконіту, інколи з тонкими (до 10 см) прошарками ніздрюватого мергелю з кальцинованими формами губок і форамініфер. Потужність глини коливається від 0,2 до 4,5 м. За даними електронно-мікроскопічного і термічного аналізів [32], глини складені з частинок монтморилоніту і каолініту. Фауністично глини в даному районі не охарактеризовані, але асоціюють у розрізі з фауністично охарактеризованими опоками і опокovidними породами. Мергелі часто з глауконітом, глинисті, слабо карбонатні, нерідко озалізнені, щільні, слюдисті, потужністю від 2,0 до 5,1 м.

Піски зустрічаються як окремо, так і в асоціації з іншими різновидами порід. Вони кварцові з глауконітом, зеленувато-сірі до темно-зелених, переважно дрібно-середньозернисті, глинисті, слюдисті, з незначним вмістом рудних мінералів, із лінзочками глауконітової глини. Потужність їх сягає 9,4 м. У підшві пісків нерідко зустрічаються уламки темно-сірого кварцу розміром 3-4 см. Фауністичних решток піски на дослідженій території не містять і відносяться до київської світи тільки на основі їх стратиграфічного положення щодо фауністично охарактеризованих опок і піщано-глинистих відкладів.

Пісковики кварцові зустрічаються досить рідко і переважають у північно-східній частині даного району. Вони зеленувато-сірі, глауконіто-кварцові, різнозернисті, слюдисті, слабо карбонатні, ніздрюваті, на глинисто-фосфоритовому цементі. Уламковий матеріал становить 55-58 %. Потужність пісковиків не перевищує 1,8 м.

Опоки і опоківидні породи зустрічаються переважно в північно-східній частині району, крім того, їхні острівки збереглися в центральній, південній і південно-західній частинах території. Вони залягають на мергелистих глинах і мергелях, а також на корі вивітрювання кристалічних порід, перекриваються пісками неогену, інколи мергелистими глинами. Глибина залягання опок і опоківидних порід коливається від 18,6 до 63,6 м. Потужність їх змінюється від 0,1 до 2,5 м. Породи білі, сірувато-білі, озалізовані, щільні, легкі, слюдисті, аморфні, з дрібними зернами кварцу і глауконіту, з відбитками і ядрами пелеліпод, спікул губок, коралів, морських їжаків, мшанок. Кластичний матеріал представлений кварцом (від 5 до 15 %) і органічними рештками (від 25 до 65 %). Мікрофауна, виявлена в опоках, складена простішими форамініферами, спікулами губок, радіоляріями. В опоках у незначній кількості зустрічаються глауконіт, мусковіт, біотит, плагіоклаз, мікроклін. Цемент в опоках представлений опалово-кременистою речовиною. Хімічний склад опоки: SiO_2 – 73,9 %, Al_2O_3 – 0,15 %, Fe_2O_3 – 0,57 %, FeO – 0,51 %, TiO_2 – 0,13 %, K_2O – 6,81 %, CaO – 1,18 %, MgO – 0,30 %, Na_2O – 2,53 % [31]. Опоки і опоківидні породи, які охарактеризовані фауністично, у розрізі київської світи є чітким маркуючим горизонтом.

Алеврити залягають на корі вивітрювання кристалічних порід фундаменту, перекриваються пісками новопетрівського віку. Потужність їх сягає 4,6 м. Алеврити сірувато-світло-жовті, світло-сірі, кварцові, слюдисті, тонкопщанисті, горизонтальношаруваті; за складом – монтморилоніт-каолінітові. У них відмічаються малопотужні прошарки тонкокварцового піску з невеликою кількістю рудних мінералів і глауконіту. За даними гранулометричного аналізу, в алевритах переважають алевритові і глинисті частинки. У легкій фракції присутні кварц, польовий шпат, кальцит, глауконіт. У важкій фракції переважають титанвміщуючі мінерали, сидерит, гетит, дистен, силіманіт та інші.

На слабо припіднятих північній, центральній і південній частинах території, де київське море було мілке, поширені відклади мілководної фації, представлені пісками і піщано-глинистими утвореннями, часто перешарованими. Піски кварцові, глауконіто-кварцові, сірі, темно-сірі з зеленуватим відтінком, із поодинокими зернами темноколірних мінералів, польового шпату, різнозернисті від середньо- до грубозернистих, слюдисті, глинисті, з малопотужними лінзами і прошарками зеленуватих глин. Потужність пісків коливається від 0,5 до 9,4 м. Вони зустрічаються як окремо, так і в комплексі з іншими літологічними різновидами порід.

Типовий розріз відкладів мілководної фації київської світи розкритий св. 8507 у районі с. Араповка (знизу доверху).

1. Пісок кварцовий із глауконітом, жовтувато-бурий до сірувато-зеленого, дрібно-середньозернистий – 7,7 м.
2. Пісок глауконіто-кварцовий, світло-зелений, середньозернистий із прошарками грубозернистого – 4,3 м.

За даними гранулометричного аналізу, в пісках переважають фракції 0,5-0,05 мм, які в сумі становлять біля 86 %. Важкі мінерали концентруються у фракції 0,1-0,01 мм, де представлені ільменітом, лейкоксеном, рутилом і іншими мінералами, які в сумі становлять 45 %. Легка фракція складена кварцом (93 %) і польовим шпатом (3,8 %) [67].

Глини сірі, зеленувато-сірі, темно-сірі, алевритисті, переважно монтморилонітові, деколи каолінітові, слюдисті. Зустрічаються в перешаруванні з пісками, інколи самостійно. Потужності їх невеликі: від 1-2 до 4-5 м. Крім того, фрагментарно зустрічаються і вторинні каоліни, слабо озалізовані, з уламками кварцу. Потужність вторинного каоліну не перевищує 3,0 м.

За даними К. О. Ніколаєвської [32], палеонтологів І. С. Пійяр і Л. П. Гончарук [67], у мергелях, опоках і алевритах визначені наступні види фауни: *Chlamys solen* (Dech.), *Ch. bellicostatus* (Wood), *Ch. var orientalis* (Sok.), *Ostrea cf. collifera* (Lamk.), *Crassatella barboti* (Sok.). Встановлена мікрофауна: *Uvigerina castellata* (Moros.), *Textularia haneri*, *Globigerina bulloides* (Orb.), *Bolivina antegressa* (Sub.), *Anomalina granoca* (Hant.).

Положення охарактеризованих відкладів у стратиграфічному розрізі, наявність мергельно-глинистої пачки і опок, які багаті на знахідки фауни і мікрофауни, характерні для київського регіорусу, дозволяє віднести їх до київської світи еоцену.

Харківська серія Обухівська світа – P_{2ob}

Порівняно з київською, обухівська світа має незначне поширення. Найчастіше її відклади зустрічаються в північно-східній частині території робіт. У межах центральної частини території обухівська світа має локальне поширення у вигляді острівків, а в південній і західній частинах району її відклади повністю відсутні. На денну поверхню обухівські відклади не виходять, вони виявлені тільки в розрізах багатьох свердловин.

Залягають вони на київській світі і бучацькій серії, подекуди – на відкладах нижньої крейди та корі вивітрювання кристалічних порід. Покрівлею їм служать межигірська, берекська і новопетрівська світи, а в місцях їх відсутності – пліоцен-четвертинні утворення. Максимальна потужність обухівської світи становить 11,7 м (св. 74к, с. Пилипівка), середня – 4,1 м. Світа представлена мілководною фацією неглибокого моря, у складі якої переважають піски глауконіт-кварцові, з лінзами глауконіт-кварцових опокоподібних пісковиків, глини алевритові та алеврити.

Найпотужніший розріз відкладів мілководного моря розкритий св. 74к поблизу с. Королівка (знизу доверху).

1. Глина алевритиста, зеленувато-сіра, щільна, легка, безкарбонатна – 3,0 м.
2. Алеврит тонкокварцовий, блідо-зеленувато-сірий, слюдистий, безкарбонатний – 0,5 м.
3. Пісок кварцовий із глауконітом, різнозернистий, дрібно-середньозернистий, глинистий із прошарками алевритистої глини – 2,6 м.
4. Пісок поліміктовий, грубозернистий, зерна основних мінералів напівобкатані – 0,8 м.
5. Глина алевритиста, зеленувато-сіра, легка, ущільнена, горизонтально-шарувата – 1,7 м.

Піски – найбільш поширені породи в розрізі обухівської світи. Переважають вони тільки в північно-східній частині території. Піски сірі, жовтувато-сірі з зеленуватим відтінком, глауконіто-кварцові, дрібнозернисті до середньозернистих, слабо глинисті, відмиті, сипучі, слюдисті, безкарбонатні. Від пісків межигірської світи відрізняються своєю зернистістю, наявністю каолінітового матеріалу, більшим вмістом гідролюди.

У гранулометричному складі пісків переважають фракції 1-0,5 мм, їхній вміст коливається від 6,7 до 27,9 %; вміст кварцу у фракції 1-0,5 мм – 40 % і вище, польового шпату – від 0,3 до 17,3 %. У важкій фракції переважають рудні мінерали: ільменіт, рutil, циркон, дистен, лейкоксен, глауконіт. Сумарна кількість їх досягає 12,7 %. У пісках деколи відмічається підвищена концентрація деяких рудних мінералів. Так, вміст циркону сягає 5,0 кг/м³, а умовного ільменіту – 35,2 кг/м³ (св. 43к, с. Безпечна).

Палінологічно піски обухівського віку характеризуються наявністю форм: *Pinus n/p Diploxylon* – 5 %, *P.n/p Haploxylon* – 10 %, восковникових – *Myricacea* – 20 %, каштану – *Castanea sp.* – 51 %, сумахових – *Anacardiaceae* – 1 %, каштаноподібних – *Castanopsis sp.* – 2 %, піддубових – *Lex* – 1 %, аралієвих – *Araliaceae* – 1 %, сапотових – *Sapotaceae* – 1 %, верескових – *Ericaceae* – 3 %. Рештки мікрофітопланктону: *Hystrihasphaeridae* (часто), *Deflandrea phosphoritica sup.sp.*, *phosphoritica cooks* (часто), характерні для відкладів обухівської світи (палеонтолог Губкіна Т. Б.).

У розрізі глауконіт-кварцових пісків інколи зустрічаються малопотужні лінзи і прошарки пісковиків, потужністю від 1,5 до 3,2 м (св. 73к). Пісковики зеленувато-сірі, глауконіт-кварцові, дрібнозернисті, на глинистому і опаловому цементі. Тип цементації контактово-поровий, структура пісковиків псамітова. Кварц і польові шпати мають кутасто-обкатані зерна, кварц складає 40-45 %, а глауконіт – 17-20 %. Споро-пилкові спектри показали, що в пісковиків набір спори і пилку аналогічний тому, що і в глауконіт-кварцових пісках.

У розрізі обухівської світи, поряд з пісками, значне місце займають алевритисті глини, які переважно приурочені до нижньої частини розрізу. Глини зеленувато-сірі, ущільнені, слюдисті, з зернами кварцу і глауконіту, безкарбонатні, нерідко з горизонтальною шаруватістю, озалізнені. Потужність їх коливається від 0,5 до 8,5 м (св. 76к). У складі глин переважають глинисті мінерали, які в сумі складають близько 75 %, із них присутні нонтроніт, бейделейт та іліт. У споро-пилкових спектрах глин домінує асоціація пилку, аналогічна тій, що в пісках.

Алеврити в розрізі обухівської світи зустрічаються досить рідко. Вони білувато-сірі, зеленувато-сірі, слюдисті, тонкопіщані, ущільнені, безкарбонатні, нерідко озалізнені, з горизонтальною тонкою окремістю, з відбитками рослинності. Потужність алевритів змінюється від 0,5 до 4,8 м. Споро-пилковий спектр алевритів аналогічний тому, що спостерігається в глинах так і пісках. Це ще раз підтверджує їх належність до осадків обухівської світи палеогену.

Олігоценний відділ Харківська серія Межигірська світа – P_{3mz}

Вперше була виділена в північно-східній частині території при геологічній зйомці м-бу 1:50 000 [67]. Вона чітко простежується в стратиграфічному розрізі осадової товщі району і розміщується між породами обухівської і берекської світи. Межигірська світа поширена переважно в північно-східній частині території робіт, де фіксується в розрізах багатьох свердловин. Межигірські утворення мають незначні площі поширення в районі сіл Голуб'ятин – Триліси, на інших ділянках району вони залягають у вигляді невеликих острівів. У

межах південної і західної частин території межигірські відклади відсутні. Можливо, вони зазнали тут повного розмиву, або на цих ділянках не було сприятливих умов для їхнього утворення. Підставою для виділення в розрізі межигірської світи є стратиграфічне положення глин берекської світи, які є маркуючим горизонтом між пісками новопетрівської і межигірської світ.

Типовий розріз прибережно-морської фації межигірської світи розкритий св. 44к поблизу с. Кожанка (знизу доверху).

1. Пісок кварцовий із поодинокими зернами глауконіту, сірувато-жовтий, різнозернистий, переважно дрібно-середньозернистий – 1,4 м.

2. Пісок кварцовий із поодинокими зернами польових шпатів, сизувато-сірий, дрібнозернистий, із домішкою вуглистої речовини – 12,6 м.

Межигірська світа часто залягає на обухівській і київській світах, а в місцях їх відсутності – незгідно залягає на корі вивітрювання і кристалічних породах. Перекривається межигірська світа олігоцен-міоценовими відкладами, в окремих місцях – глинами верхньоміоценового віку. Потужність межигірської світи коливається від 0,5 (св. 75к) до 14,0 м (св. 44к).

На території досліджень межигірська світа представлена в основному пісками. Піски сірі, бурувато-сірі, нерідко з зеленуватим відтінком, досить неоднорідні, різнозернисті, переважно дрібно-середньозернисті, інколи глинисті, з поганою відсортованістю матеріалу, грубоверстуваті, місцями забарвлені гідроокисами заліза.

За даними гранулометричного аналізу, у складі охарактеризованих пісків переважають фракції 0,25-0,01 мм, вміст яких коливається від 55 до 83,3 %, вміст глинистих і мулистих частинок змінюється від 13,4 до 42 %. Важка фракція характеризується підвищеним вмістом ільменіту, циркону, лейкоксену, рутилу. Легка фракція представлена переважно кварцом, глауконітом і польовим шпатом. Порівняно з пісками новопетрівського віку, піски межигірської світи мають загалом менші концентрації циркону та ільменіту, і в них відсутні перспективні прояви. Піски за генетичним походженням є прибережно-морськими відкладами, які в прильній морській зоні частково збагачувалися титан-цирконієвими мінералами.

Палеонтологічно пухкі піщани відклади не охарактеризовані, але за їх чітким стратиграфічним положенням у розрізі осадових порід та літологічними і морфологічними ознаками вони віднесені до межигірської світи олігоценного віку.

Полтавська серія **Берекська світа – F_{3br}**

Як і межигірська, берекська світа на даній території має незначне розповсюдження. Вона поширена переважно в північно-східній частині території, а на інших ділянках району збереглася у вигляді острівків. Виходів на денну поверхню берекська світа не має.

Берекська світа залягає на нерівній поверхні межигірської, обухівської, інколи київської світ, а в місцях розмивів – на породах нижньої крейди і корі вивітрювання кристалічних порід.

У покривлі берекської світи часто залягають піски новопетрівського віку, деколи строкаті і червоно-бурі глини. Потужність її коливається від 0,1 (св. 14к) до 6,5 м (св. 71к). Виділяється переважно прибережно-морська фація.

Найбільш повний розріз прибережно-морської фації мілкого моря розкритий св. 71к поблизу с. Єлизаветівка (знизу доверху).

1. Глина вуглиста, темно-сіра, щільна, важка, з домішкою каолінітового і вуглистою матеріалу – 0,5 м.

2. Пісок кварцовий, кремово-бурій до темно-сірого, дрібнозернистий – 6,0 м.

Глини переважають над пісками, і потужність їх коливається від 0,2 до 5,0 м (св. 130). Глини коричнево-сірі, сірі до зеленувато-сірих, щільні, в'язкі, жирнувато на дотик, вуглисті, нерідко каоліністі, слюдисті, з домішкою тонк кварцового піску, з гніздами вторинного каоліну. У гранулометричному складі вуглистих глин алевритова і глиниста фракції досягають 92,6 %. Важка фракція представлена цирконом, рутилом, сфероном, лейкоксеном, дистеном. У легкій фракції переважають кварц, гідрослюди і польовий шпат.

У розрізі берекської світи піски займають другорядне місце і залягають у верхній частині розрізу у вигляді малопотужних лінз. Середня потужність лінз піску – біля 1 м. Найбільша потужність піску (6,0 м) розкрита св. 71к. Піски кварцові з польовим шпатом, зеленувато-сірі, бурувато-сірі, різнозернисті, від дрібно- до середньозернистих, досить глинисті, слюдисті, вуглисті, невідсортовані, нерівномірно озалізовані, горизонтальношаруваті, з прошарками глин. Мінералогічний склад пісків: кварц – 80-96 %, польовий шпат – 0,6-17 %, гідрослюди – 2-5 %. Важка фракція представлена лейкоксеном, ільменітом, цирконом, рутилом, дистеном.

Наведений нижче збіднений споро-пилковий спектр (палінолог Т. Б. Губкіна) характеризується перевагою пилку голонасінних рослин, серед яких домінують пилки таксодієвих – *Taxodiaceae* – 16 %, сосни – *Pinus n/p*, *Diploxylon* і *n/p Haploxylon* – 28 %, парасолькової сосни – *Sciadopitites* – 1 %. Серед покритонасінних переважає пилка сумахових – *Anacardiaceae* – 15 %, восковникових – *Myricaceae* – 3 %, зустрічається також пилка дуба – *Quercus sp.* – 1 %, тутових – *Moraceae sp.* – 0,5 %, каштанів – *Castanea sp.* – 1 %, гікори – *Carya sp.* – 1 %, вільхи – *Alnus sp.* – 1 %.

Мікрофітопланктон: часто – *Hystrichosphaeridae*, інколи – *Peridinea* (*Deflandrea Phosphoritika sub.sp.*), *Wetzeliella*, *Filicales*.

Охарактеризований споро-пилковий спектр дуже схожий на споро-пилкові спектри берекської світи палеогену інших територій України. Це дозволяє авторам трактувати ці утворення як відклади берекської світи верхнього палеогену. Наявність рештків мікрофітопланктону свідчить про прибережно-морські умови накопичення даних осадків.

НЕОГЕНОВА СИСТЕМА

Серед утворень дочетвертинного комплексу неогенові відклади найбільш поширені. Вони суцільним чохлам покривають усю територію, крім долин прарічок і їх притоків, водно-льодовикових долин і долин сучасних річок, де вони зазнали сильної ерозії і повністю відсутні. Для неогенових відкладів, у цілому, характерний строкатий фаціальний склад: фації мілкого моря, прибережно-морські; субконтинентальні до континентальних: озерні, елювіально-делювіальні. Геолого-стратиграфічний розріз неогену представлений нижнім-середнім міоценом – новопетрівською світою, верхнім міоценом – товщею строкатих глин, пліоценом – товщею червоно-бурих глин.

Міоценовий відділ

Полтавська серія

Новопетрівська світа – N_{1np}

Поширена на всій території досліджень, у східній і центральній її частинах утворює великі площі, а в межах припіднятої західної частини залягає у вигляді острівних полів. Новопетрівська світа повністю відсутня на крайньому південному заході території, а також у глибоких водно-льодовикових долинах, де її відклади були розмиті в четвертинний час.

Новопетрівська світа в багатьох відслоненнях виходить на денну поверхню. Найпотужніші виходи її зафіксовані в долинах річок Рось, Роставиця і їх притоків (відсл. 365, 366, 170 – сс. Голуб'ятин, Строків; відсл. 133, 212, 187 – район с. Капустинці; відсл. 1377, 939 – сс. Скибинці, Лобачів та ін.).

Залягає світа в основному на нерівній поверхні кори вивітрювання кристалічних порід, у північно-східній і центральній частинах району – на еоценових і олігоценічних утвореннях. Перекривається вона молодими міоцен-пліоценовими утвореннями і породами четвертинного віку. Загальна потужність новопетрівської світи досягає – 30,8 м (с. Гопчиця). Виділяються дві фації субаквально-морської групи: прибережно-морська і субконтинентальна.

Субконтинентальна фація характерна для західної і південно-західної частин території, поширена у вигляді невеликих полів, окремі ділянки яких обмежені неотектонічними порушеннями. Вона представлена пісками кварцовими, сірими, темно-сірими, зеленувато-сірими, різнозернистими, дрібно-середньозернистими до крупнозернистими, із гравійними прошарками. Піски невідсортовані, з різною обкатаністю зерен основних мінералів, горизонтально- і косошаруваті, з поодинокими зернами глауконіту і уламками кварцу. Шаруватість у пісках часто підкреслюється перемінною інтенсивністю озалізнення, зміною гранулометричного складу і перемінним вмістом рудних мінералів.

Типовий розріз субконтинентальних відкладів, розкритий св. 3513 поблизу с. Арапівка, представлений піском кварцовим, світло-сірим, різнозернистим, глинистим. Нерідко в низах крупнозернистих пісків спостерігаються дрібнозернисті піски з домішкою вуглистої речовини, які, у свою чергу, перешаровуються з каолінітовими глинами, потужність яких не перевищує 2,6 м. Глини сірі, бурувато-сірі, жирні, каолінітові, слабо вуглисті, в'язкі, з нечіткою горизонтальною шаруватістю, місцями піщанисті.

Потужність пісків змінюється від 3-5 до 8-9 м. Гранулометричний склад охарактеризованих пісків показує, що піски глинисті, з вмістом глинистих частинок до 26 %, частинки фракції 5-2 мм становлять 0,22 %, середньозернисті і грубозернисті частинки (2-0,25 мм) – 53,4 %, тонкозернисті і дрібнозернисті – 20,5 % [32;73]. Легка фракція складена із кварцу (60-94 %) і польового шпату (3-40 %), присутні також глауконіт, графіт, мусковіт. У важкій фракції наявні ільменіт, циркон, рутил, лейкоксен, монацит, пірит, марказит, глауконіт.

Охарактеризовані вище піски і глини за даними паліолога Губкіної Т. Б. спор і пилку не містять. Їх віднесено до новопетрівської світи на основі споро-пилкового комплексу (за даними паліолога А. К. Коломійцевої), визначеного в аналогічних відкладах на території аркуша (М-35-ХVIII-Фастів) і віднесеного до нижнього міоцену [33].

Найбільш розповсюджені відклади прибережно-морської фації, які утворюють широкі поля. Вони розкриті в багатьох піщаних кар'єрах у районі сіл Голуб'ятин, Строків, Капустинці. Представлені відклади пісками кварцовими, світло-сірими, сірими, жовтувато-сірими, переважно тонко-дрібнозернистими до середньозернистими. Піски сипучі, з чіткою горизонтальною, інколи косою шаруватістю, яка обумовлена різними за гранулометричним складом і концентрацією рудних мінералів прошарками піску. Піски мають неоднорідне забарвлення, озалізнені, деколи з домішкою каолінітового і глинистого матеріалу. Потужність їх здебільшого змінюється від 1,5 до 16,5 м, максимальна сягає 28,3 м. Нерідко в пісках відмічаються зерна глауконіту і польового шпату, поява яких пов'язана з розмивом і перевідкладенням порід палеогену. Глинисті мінерали

в пісках ідентифіковані рентгено-структурним аналізом. Представлені вони каолінітом, монтморилонітом і гідрослюдами [73].

Піски прибережно-морської фації є продуктивною товщею для промислових концентрацій циркону та ільменіту, які утворюють Тарасівське родовище (Щербаківська ділянка), Північно-Голуб'ятинський і Золотухівський розсипи, де високі концентрації рудних мінералів знаходяться у відмитих дрібнозернистих кварцових пісках.

Серед пісків новопетрівської світи зустрічаються лінзи і прошарки каолінітових глин, вторинних каолінів і пісковиків. Потужність глин і вторинних каолінів коливається від 0,1 м до 4,0 м, потужність пісковиків у середньому становить 0,1-0,5 м, максимальна – 5,5 м. Глини каолінітові і вторинні каоліни світло-сірі, сірі, жовтувато-сірі, жирні, в'язкуваті, відмучені, з поодинокими кутастими зернами кварцу, місцями горизонтальношаруваті, слабо озалізнені. Пісковики займають значно менші площі і зустрічаються серед пісків у вигляді малопотужних лінз. Вони кварцові, слабо зцементовані, глинисті, світло-сірі, сірі, деколи вохристо-жовті, бурувато-сірі, озалізнені, на карбонатно-глинистому і опалово-карбонатному цементі [32].

Фауністично і палинологічно новопетрівська світа на вивченій території не охарактеризована. Але за своїм стратиграфічним положенням між товщею строкатих глин і утвореннями палеогену вона віднесена, згідно з діючою схемою УМСК, до нижньо-середнього міоцену.

Товща строкатих глин – N₁sg

Породи цієї товщі на вивченій території мають значне поширення. Строкаті глини приурочені до древнього неогенового плато і його схилів, у сучасному рельєфі це вододіли і їх схили. У долинах рік Унави, Кам'янки, Роставиці, Росі, Роськи, Сквирки, Березянки та ін., а також у похованих водно-льодовикових і прохідних долинах строкаті глини повністю розмиті. На крутих схилах долин річок і їх притоків строкаті глини часто утворюють малопотужні виходи на денну поверхню. Потужність глин у відслоненнях не перевищує 2,5 м.

Строкаті глини залягають на пісках новопетрівської світи, а в місцях її розмивів – на відкладах еоцен-олігоценового віку, в окремих випадках – на корі вивітрювання кристалічних порід. Перекриваються строкаті глини товщею червоно-бурих глин, на схилах вододільного плато на них залягають різні за літологічним складом породи четвертинного віку. Контакт строкатих глин із червоно-бурими часто поступовий, чіткий до розпливчатого, інколи неясно виражений.

Потужність глин строкатої товщі коливається в межах від 0,2 до 17,2 м, на окремих ділянках потужність досягає 25,4 і 38,5 м.

Товща представлена переважно глинами, але нерідко в низах товщі спостерігаються прошарки глинистих пісків. Глини характеризуються строкатістю забарвлення, неоднорідним складом, зміною кількісного вмісту глинистих мінералів. Тому у найбільш повних розрізах товщі строкатих глин можна спостерігати різні за забарвленням і складом різновиди глин. Верхню і середню частини товщі формують найбільш поширені різновиди строкатих глин. Нижню частину товщі складають бентонітоподібні і сухарикові глини, які зустрічаються досить спорадично, а також строкаті глинисті піски і пісковики.

Глини верхньої частини товщі бурувато-сірі, жовтувато-зеленувато-сірі, жовтувато-сірі, з частими бурувато-жовтими, іржаво-темно-червоними, червоно-малиновими плямами, розпливами гідроокисів заліза, місцями з коричнювато-чорними примазками марганцевих сполук. Глини щільні, в'язкі, важкі, жирні, злегка піщані, зливної будови, з раковистим зломом і з дзеркалами зсуву. В основній масі глини безкарбонатні, але вміщують дрібні (2-3 мм) уламки кременисто-карбонатних скупчень.

Глини в середній частині товщі бурувато-жовті, сірувато-жовті до яскраво-жовтих, з коричнювато-червоним відтінком, у цілому, рівномірно забарвлені. Вони дуже щільні, важкі, в'язкі, досить пластичні, жирні на дотик (до маслянистих), із глянцевагим блиском на площинах тріщин висихання, масивні, зливної будови, безкарбонатні, слабо піщані, з частими залізо-марганцевими бобовинками.

Глини нижньої частини товщі переважно зеленувато-сірі, сірі, попелясто-сірі, сизувато-сірі з фіолетовим відтінком. Для них характерна найбільш строката пігментація яскравими вишнево-червоними і малиновими плямами та розпливами гідроокисів заліза і окисів марганцю. Глини щільні, важкі, в'язкі, жирнуваті, пластичні, з горіхувато-призматичною структурою і масивною будовою, безкарбонатні, з крупнораковистим зломом і чіткими площинами дзеркал зсуву. Крім того, вони досить піщані, з незначним вмістом залізо-марганцевих бобовин, карбонатні скупчення в них зустрічаються рідко.

У гранулометричному відношенні строкаті глини характеризуються широкими межами коливання вмісту частинок різних фракцій. Вміст глинистих частинок змінюється в межах від 51,3 до 69,2 %, алевритових – від 8,9 до 22,9 %. Вміст піщаної фракції в глинах досягає 21,7 %.

При співставленні даних гранулометричного аналізу строкатих глин видно, що для глин нижньої частини товщі характерний підвищений вміст піщаних фракцій, тоді як у глинах верхньої товщі помітне збільшення вмісту алевритових частинок. За даними рентгеноструктурного і термічного аналізів, глини в основному представлені монтморилонітом, із домішкою каолініту, гідрослуди і кварцу [35].

Окремими свердловинами на півдні території, у районі сіл Чолновиця і Дзюньків розкриті бентонітові глини, які переважно приурочені до нижньої частини строкатої товщі. Потужність бентонітових глин коли-

вається від 0,6 до 6,9 м. За результатами термічного аналізу, бентонітові глини складені переважно монтморилонітом, каолінітом, палигорськітом і галузитом. За даними хімічного аналізу, у бентонітових глинах міститься в 2 рази більше глинозему (до 25,9 %), порівняно з іншими різновидами строкатих глин, і набагато менше СаО (до 0,61 %). У складі бентонітових глин вміст глинистих частинок досягає 84,6 %, алевритових – 11,7 %, вміст піщаної фракції не перевищує 2,89 %. Бентонітові глини використовуються як корисна копалина, придатна для вогнетривів.

Серед строкатих глин зустрічаються і строкатого забарвлення глинисті піски. Піски кварцові, з зернами польових шпатів бурувато-сірі, сизувато-сірі, пігментовані гідрокислами заліза, переважно середньодрібнозернисті, невідсортовані, часто глинисті, слюдисті, з грубою верстуватістю. Зерна основних мінералів напівовальні, кутасті, слабо обкатані. У гранулометричному складі пісків переважають дрібно- і середньозернисті фракції, вміст яких досягає 51,1 і 19,0 % відповідно, вміст грубозернистих частинок не перевищує 0,1 %, крупнозернистих – 0,43 %, тонкозернистої фракції – 8,8 %, алевритових частинок – 0,84 %, глинистих – 19,8 %.

Палеонтологічно строкаті глини не охарактеризовані, тому питання віку і генетичного походження цих відкладів залишаються відкритими. Той факт, що товща строкатих глин пов'язана поступовими переходами з відкладами, що залягають вище і нижче, свідчить на користь тісного зв'язку часу утворення цих порід. Можна припустити, що формування товщі строкатих глин відбувалося протягом верхнього міоцену. У генетичному відношенні ці відклади можна розглядати як осадки лагун і водних басейнів, що утворилися внаслідок регресії ранньо-середньоміоценового (полтавського) моря.

Пліоценовий відділ

Товща червоно-бурих глин – N₂бв

На території досліджень товща червоно-бурих глин має острівне поширення і приурочена до найбільш високих частин вододільних плато. Червоно-бурі глини зустрічаються нерідко у відслоненнях, які розміщені на схилах долин річок, крупних балок і ярів. Вони повністю відсутні у водно-льодовикових і прохідних (похованих) долинах, інколи – і на схилах вододілів, що пояснюється інтенсивною ерозійною діяльністю вод Дніпровського льодовика, які розмивали глинисті відклади.

Залягають червоно-бурі глини на товщі строкатих глин (з якими вони мають поступові переходи), а в місцях їх відсутності – на пісках новопетрівської світи, і дуже рідко – на більш древніх породах. Перекриваються глини переважно відкладами еоплейстоцену і неоплейстоцену, інколи породами голоцену.

Глини в нижній частині товщі характеризуються різноманітним забарвленням: від червоно-бурого до бурувато-сірого, з іржаво-вохристими гідроморфними плямами і розводами гідрокислів заліза. В стані природної вологості глини щільні, важкуваті до середніх, в'язкі, з горіхувато-дрібнопризматичною структурою, з нечітким раковистим зламом і дзеркалами ковзання, інколи з тріщинами висихання. Вони в цілому безкарбонатні, але вміщують дрібні карбонатні скупчення, кількість яких збільшується в підшві товщі. Крім того, глини мають дрібні бобовинки марганцево-залізистих сполук.

У середній частині товщі глини світло-жовті, жовтувато-сірі, сизувато-сірі і бурувато-світло-сірі, з повторним гідроморфізмом, середні, важкуваті, ущільнені, дрібно- і тонкопіщанисті, пісні, в'язкуваті, частково карбонатні. Завершують товщу глини сірувато-бурі, коричнювато-бурі, сірувато-коричневі з нечітким червонуватим відтінком, важкуваті, ущільнені, в'язкі, слабо пластичні. Загальна потужність червоно-бурих глин коливається від 1,0 до 13,3 м. За даними гранулометричного аналізу, глини характеризуються підвищеним вмістом піщаних фракцій – до 23,8 %, глинисті частинки становлять 50,5 %, алевритові – 25,7 %. За даними хімічного, мінералогічного і гранулометричного аналізів, червоно-бурі глини за складом близькі до строкатих глин. На відміну від останніх, вони вміщують значно менший відсоток піщаної фракції і більший – алевритової. У червоно-бурих глинах спостерігається більший вміст гетиту-гідрогетиту, ніж у строкатих глинах.

Для червоно-бурих глин характерна властивість при температурі 1100-1150° С скупчуватися в гранули, інколи за наявності органічних добавок (солярове масло, буре вугілля), внаслідок чого вони набувають дрібнопористої структури і невеликої питомої ваги [53] та можуть використовуватися як керамзитова сировина.

Фауністично і палінологічно глини не охарактеризовані. Оскільки червоно-бурі глини поширені в контурах розповсюдження строкатих глин, то вони, вірогідно, є продуктами вивітрювання останніх. Це підтверджується схожістю зовнішнього вигляду і будови цих глин, а також поступовими переходами, що існують між ними. Утворення глин проходило у віковому інтервалі від раннього до пізнього пліоцену.

ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА

Згідно зі схемою районування четвертинних відкладів, район робіт розташований як у льодовиковій, так і в позальодовиковій зоні північних лесових районів Українського Полісся. Вивчення четвертинних відкладів на території показало, що тут мають місце всі стратиграфічні кліматоліти – від голоценового до березанського (еоплейстоцен) включно, які відповідають легенді “Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, Центральноукраїнська серія фанерозойських утворень”. Повного розрізу четвертинних порід не виявлено, часто в розрізі відсутні лесовидні кліматоліти. Четвертинний покрив в районі досліджень має нерівномі-

рне поширення і перемінну потужність, яка коливається від 0,1-2 до 53 м (св. 5753, Північно-Роська лесова розчленована рівнина).

Четвертинні відклади представлені трьома великими групами фацій: субаеральна, субаквальна і водно-льодовикова. Субаеральна фація складена лесовидними і озерно-еолово-делювіальними суглинками, вкопними ґрунтами; субаквальна – алювіальними утвореннями. Водно-льодовикова фація (флювіогляціальні, озерно-льодовикові і гляціальні) представлена суглинками, супісками і пісками.

Плейстоценовий відділ

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

Еоплейстоценовий розділ

Представлений нижньоєоплейстоценовою і верхньоєоплейстоценовою ланками, серед яких найбільш чітко виділяється березанський кліматоліт.

Породи еоплейстоцену не мають виходів на денну поверхню і розкриті свердловинами в районі Південно-Роської лесової сильно розчленованої рівнини, де вони представлені еолово-делювіальними та елювіально-делювіальними відкладами загальною потужністю до 10 м.

Нижньоєоплейстоценова ланка

Березанський кліматоліт – E_{1br} . Еолово-делювіальні відклади (vdE_{1br}) мають острівне розповсюдження і приурочені до найбільш піднятих ділянок древнього плато. Повністю відсутні вони у водно-льодовикових і сучасних долинах, а також у межах моренно-зандрової рівнини, де розмиті талими водами Дніпровського льодовика.

Залягають відклади на товщі червоно-бурих глин, з якими нерідко пов'язані поступовими переходами, інколи на строкатих глинах; перекриваються глинами крижанівського кліматоліту або нижньочетвертинними відкладами. Еолово-делювіальні відклади представлені глинами сизувато-сірими, бурувато-жовтувато-сірими, палево-світло-бурими, щільними, важкими, середньогрудкуватої структури, з дрібними, рідше крупними карбонатними конкреціями. Потужність коливається від 0,5 до 4,3 м.

Фауністично глини не охарактеризовані. Утворення їх проходило в умовах еолово-делювіальних процесів при вивітрюванні більш древніх порід, у холодних і вологих кліматичних умовах.

Верхньоєоплейстоценова ланка

Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади (ed, vdE_{II}) складають крижанівський та іллічівський кліматоліти і мають дуже обмежене поширення. Ці відклади розкриті поодинокими свердловинами на найбільш підвищених, слабо еродованих ділянках плато в районі сіл Триліси, Яхни, Красноліси у вигляді відокремлених острівців овальної форми. Залягають згідно на товщі червоно-бурих глин, а зі стратиграфічним переривом – на строкатих глинах і пісках новопетрівської світи неогену; перекриваються породами нижньоєоплейстоценового віку. Потужність їх змінюється від 1 до 5 м.

Представлені глинами і важкими суглинками, червонувато-бурими і темно-бурувато-сірими до сірих. Глини щільні, в'язкі, пісні, середньогрудкуватої структури часто піщанисті, з дрібними карбонатними включеннями, забарвлені гідроксидами заліза і марганцю. У мінералогічному відношенні глини найбільше схожі на строкаті глини міоценового віку. Важка фракція глин представлена гетитом, гідрогетитом, ільменітом, дистеном, силіманітом, цирконом; у легкій фракції переважають кварц та польовий шпат. Положення глин у стратиграфічному розрізі, їх типове червоно-буре забарвлення і літологічний склад є критеріями для віднесення їх до еоплейстоцену.

Неоплейстоценовий розділ

Представлений нижньою, середньою і верхньою ланками. Відклади його досить поширені.

Нижньоєнеоплейстоценова ланка

Широкинський кліматоліт – P_{1sh} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{1sh}), порівняно з еоплейстоценовими утвореннями, мають значно ширше поширення і розкриті свердловинами на підвищених ділянках плато, рідше – на його схилах. У глибоких долинах річок і балок вони виходять на денну поверхню.

Залягають вкопні ґрунти широкинського кліматоліту, здебільшого, на бурих і червоно-бурих глинах пліоцену, рідше – на строкатих глинах міоцену. Перекриваються мартоносськими вкопними ґрунтами і еолово-делювіальними суглинками приазовського кліматоліту, а також дніпровськими озерно-льодовиковими суглинками.

Представлені вони товщею суглинків бурих, червонувато-бурих, місцями сірувато-бурих, які в нижній частині розрізу часто переходять у пісні глини. Суглинки важкі, аморфні, інколи грудкуваті, гідроморфні, переважно безкарбонатні, але з поодинокими кременистими конкреціями до 1 см в поперечнику. Потужність відкладів змінюється від 1,0 до 6,8 м. Гранулометричний склад суглинків характеризується вмістом алевритових і глинистих часток – 39,2 і 36,5 % відповідно, піщаних часток – 23,4 %.

Фауністично відклади не охарактеризовані, спор і пилку не виявлено. У генетичному відношенні їх можна вважати елювіально-делювіальними утвореннями, які розвивалися на бурих, червоно-бурих і строкатих глинах.

Приазовський кліматоліт – P_{1pr} . Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1pr}) у даному районі розкриті свердловинами переважно в центральній і східній частинах. Залягають приазовські суглинки на викопних ґрунтах широкинського кліматоліту, рідше – на червоно-бурих глинах пліоцену і пісках новопетрівської світи неогену, перекриваються мартоноськими викопними ґрунтами. Глибина залягання змінюється від 9,0 до 31,9 м і залежить від геоморфологічних рівнів, на яких проходило накопичення даних відкладів.

Візуально відклади приазовського кліматоліту представлені лесовидними суглинками світло-жовтувато-сірими з зеленуватим відтінком, середніми до важких, різною мірою озалізненими, щільними, безкарбонатними, але з доволі частими карбонатними скупченнями. Потужність відкладів незначна і коливається від 0,1 до 3,7 м. Вміст глинистих часток в складі еолово-делювіальних суглинків становить 43,5 %, алевритових – 56,5 %.

Мартоноський кліматоліт – P_{1mr} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{1mr}) зустрічаються в позальодовиковій зоні, переважно на підвищених ділянках плато і його схилах. У моренно-зандровій рівнині (льодовиковій зоні), в долинах сучасних річок і водно-льодовикових долинах ці відклади розмиті.

Викопні ґрунти представлені бурими, коричнево-бурими суглинками, щільними, важкими, грудкуватої структури, слабо карбонатними в основній масі, з окремими скупченнями і розводами вапнякового матеріалу. Потужність їх змінюється від 1,0 м (св. 170) до 6,0 м (св. 3792) і в середньому становить 2,0-2,5 м.

За даними гранулометричного аналізу, у складі цих відкладів переважає глиниста і алевритова частки – 41,3 і 20,7 % відповідно. За даними мінералогічного аналізу, у важкій фракції домінують ільменіт і гранат, у меншій кількості – циркон і турмалін; легка фракція на 97,7 % складена кварцом.

Порівнюючи морфологічну характеристику мартоноського ґрунту з сучасними ґрунтами, можна зробити висновок, що викопний ґрунт за своїми властивостями близький до сучасних червоноземних ґрунтів, формування яких проходить в умовах досить вологого і жаркого клімату.

Широкинський, приазовський та мартоноський кліматоліти нерозчленовані. Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади ($ed_{1vdP_{1sh-mr}}$) залягають у вигляді окремих ізометричних ділянок. Виділення цих нерозчленованих відкладів проводилося в районах, де відсутні лесовидні суглинки приазовського кліматоліту.

Здебільшого вони залягають на червоно-бурих глинах пліоцену, рідше – на строкатих глинах міоцену і відкладах крижанівського кліматоліту, перекриваються лесовидними суглинками тилігульського кліматоліту або лубенським викопним ґрунтом. Викопні ґрунти представлені суглинком червонувато-коричневим, коричневим і темно-сірим з буруватим відтінком. Суглинок важкий, щільний, грубогрудкуватий, практично безкарбонатний, із бобовинками залізо-марганцевих скупчень. Потужність його змінюється від 1,0-2,0 до 5,0 м.

За даними споро-пилкового аналізу, переважає пилок сосни – *Pinus sylvestris*, берези – *Betula sect. (Alba)*, вільхи – *Alnus glutinosa*, ялини – *Picea*, широколистяних: дуба – *Quercus robur*, в'яза – *Ulmus campestris*, липи – *Tilia platyphyllos*, верби – *Salix* і калини – *Viburnum*. На зволжених і заболочених ділянках росли підмаренник болотний, рогіз широколистяний, щитовник, плауни.

Формування даних відкладів, як і мартоноських викопних ґрунтів, проходило в умовах вологого і помірного кліматів.

Сульський кліматоліт – P_{1sl} . Еолово-делювіальні відклади (vdP_{1sl}) зустрічаються досить рідко і приурочені до вододілів і схилів древнього плато, де вони збереглися у вигляді невеликих острівців у районі сіл Руда, Шамраївка, Кононівка, Зозів, Олександрівка. Залягають на викопних ґрунтах мартоноського кліматоліту, перекриваються лубенськими елювіально-делювіальними відкладами.

Еолово-делювіальні відклади сульського кліматоліту представлені суглинком світло-бурувато-палевим, палево-темно-жовтим, ущільненим, середнім до важкого, безкарбонатним, із дрібними включеннями гідроксидів заліза і марганцю. Потужність його змінюється від 0,5 до 3,6 м. Склад суглинків характеризується наявністю в них 20-30 % пелітових, 40-50 % алевритових і 20-30 % тонкопіщанистих часток. Спорово-пилковий спектр вказує на підвищений вміст пилку трав'янистої рослинності, що росла в холодному кліматі.

Лубенський кліматоліт – P_{1lb} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{1lb}) мають доволі значне поширення на вододільних ділянках і схилах плато, де розкриті великою кількістю свердловин. На денну поверхню відклади виходять у нижній частині схилів глибоко врізаних річкових долин і крутих балок.

Залягають переважно на лесовидних суглинках сульського кліматоліту або на мартоноських викопних ґрунтах, рідше – на пліоценових глинах. Перекриваються, в основному, суглинками тилігульського кліматоліту або середньонеоплейстоценовими утвореннями.

Елювіально-делювіальні відклади представлені складно побудованим викопним ґрунтом, у якому виділяється один, рідше два горизонти. Візуально, це суглинок коричнево-бурий, до темно-бурого, щільний, середній до важкого, оглинений, дрібногрудкуватий, із плямами озалізнення і залізо-марганцевими бобовинками. В інших випадках суглинок чорноземовидний, темно-бурувато-сірий із коричневатим відтінком,

щільний, важкий, оглинений до глини пісної. Потужність елювіально-делювіальних відкладів лубенського кліматоліту досить витримана і змінюється від 1,2 до 4,6 м.

У спорово-пилковому спектрі переважає пилок дерев – 55-57 %, кущів і трав – 30-31 %, спори – 12,3 %. Склад спори і пилку свідчить про помірно теплий, частково субтропічний клімат і лісово-лучний ландшафт.

Тилігульський кліматоліт – P_{tl} . Озерні (IP_{tl}) та еолово-делювіальні відклади (vdP_{tl}) у межах території досить поширені і тісно взаємопов'язані. На карті четвертинних відкладів вони об'єднані в один горизонт (I, vdP_{tl}).

Озерні відклади (IP_{tl}) приурочені до понижених ділянок післялубенського рельєфу. На денну поверхню виходять у нижній частині схилів, у відслоненнях і глинищах, у долинах сучасних річок розмиті. Залягають відклади на різновікових утвореннях нижньочетвертинного, неогенового і палеогенового віку, в поодиноких випадках – на корі вивітрювання, але частіше – на викопних ґрунтах лубенського кліматоліту. Перекриваються відкладами дніпровського і завадівського кліматолітів, рідше – одновіковими еолово-делювіальними утвореннями. Представлені озерні відклади зеленувато-голубувато-сірими суглинками, ущільненими, легкими до середніх, пористими, пилуватими, дрібногрудкуватої структури, з дрібнораковистим зломом, плямами і скупченнями вапнякового матеріалу. Потужність їх коливається від 0,3 до 17,7 м (св. 3691). Формування даних відкладів проходило в озерних басейнах холодної перигляціальної зони степу.

Еолово-делювіальні відклади (vdP_{tl}) поширені у вигляді невеликих ділянок, в окремих відслоненнях виходять на денну поверхню.

Літологічно еолово-делювіальні відклади представлені суглинками жовтувато-палевого, сірувато-жовтого кольору, щільними, середніми, пористими, грубопилуватими, дрібногрудкуватої структури, на окремих ділянках горизонтальноверствуватими з тонкоплитчастою окремістю, карбонатними, з плямами гідроокисів заліза. Потужність їх коливається від 1,5 до 6,3 м.

За даними гранулометричного аналізу, лесовидний суглинок на 80 % складається із глинистих і алевритистих часток і на 20 % – із тонкопіщанистих.

Нижньонеоплейстоценові нерозчленовані алювіальні відклади (aP_1) на території мають незначне поширення. Приурочені виключно до нижньонеоплейстоценових долин, вироблених праріками. Залягають алювіальні відклади на кристалічних породах, переважно на їх корах вивітрювання, в окремих випадках – на пісках бучацької серії. Перекриваються підморенними суглинками і пісками, в окремих випадках на них залягають верхньонеоплейстоценові алювіальні відклади. Представлені алювіальні відклади переважно пісками жовтувато-сірого кольору, крупнозернистими до гравелистих, горизонтальноверствуватими, з галькою кристалічних порід розміром до 3-5 см. Максимальна потужність відзначається в долині р. Роставиці біля с. Трубіївка і досягає 17,7 м. Середня не перевищує 3-5 м. За даними гранулометричного аналізу, переважають піщанисті частки розміром 0,5-0,2 мм (43,5 %) і гравійні – 2,0-1,0 мм (11,5 %), досить високий вміст часток розміром більше 5,0 мм – 5,4 %. У важкій фракції переважають ільменіт, дистен, силіманіт і турмалін. Легка фракція представлена кварцом і до 10-15 % польовим шпатом, інколи мусковітом.

У споро-пилковому спектрі переважає пилок покритонасінних рослин, зокрема пилок дерев: дуба – *Quercus* і в'яза – *Ulmus*, сережкоцвітих сімейства березових – *Betula*, іноді спостерігається пилок каштану – *Castanea* і горіха – *Juglans*.

Нижньо-середньонеоплейстоценова ланка

Лубенський, тилігульський та завадівський кліматоліти нерозчленовані Елювіально-делювіальні та еолово-делювіальні відклади (ed, vdP_{tlb-zv}) мають локальне поширення, виділяються тільки в межах Південно-Роської сильно розчленованої лесової рівнини і позамасштабно показані на крутих схилах долин. Залягають вони на сульських лесовидних суглинках і мартоносських викопних ґрунтах, рідше – на верхньопліоценових глинах. Перекриваються озерно-льодовиковими суглинками дніпровського кліматоліту.

Вони представлені темно-коричневими, бурими і червонувато-бурими важкими суглинками з нечіткими ознаками лубенських і завадівських ґрунтів. У цілому, для ґрунтів характерне більш строкате червоно-буре до коричневого забарвлення нижніх проверстків і більш сіре, бурувато-сіре – верхніх. Потужність нерозчленованих відкладів коливається від 1,0-2,0 до 4,0-5,0 м. Тилігульські лесові суглинки повністю перероблені процесами ґрунтоутворення. Ґрунти гідроморфізовані, і їх важко розпізнати за генетичними ознаками.

Середньонеоплейстоценова ланка

Серед відкладів ланки найбільш поширені завадівський і дніпровський кліматоліти.

Завадівський кліматоліт – P_{Izv} . Елювіально-делювіальні відклади (edP_{Izv}) з-поміж середньонеоплейстоценових ґрунтів найбільш розповсюджені, вони плащеподібно покривають усі вододіли і їх схили. Відсутні у водно-льодовикових долинах, а також у найбільш глибоких врізах балок і долинах сучасних рік. У нижній частині крутих схилів глибоко врізаних долин виходять на денну поверхню. Залягають завадівські ґрунти майже завжди на тилігульських відкладах, рідше – на нижньонеоплейстоценових викопних ґрунтах, перебиваються повсюди утвореннями дніпровського кліматоліту. Потужність їх у повних розрізах досить витримана і становить 2,5-3,0 м, максимальна – 9,1 м (св. 3764).

Елювіально-делювіальні відклади представлені товщею з одного-двох, рідше трьох горизонтів викопного ґрунту. Найбільш повний розріз розкритий у свердловині 24к (с. Яблунівка), де наявні (знизу доверху):

– нижній підгоризонт – суглинок коричнево-бурий, бурий, щільний, слабо оглинений, дрібногрудкуватий, із нечітким черепкоподібним зламом, потужністю до 0,4 м;

– середній підгоризонт – суглинок коричнево-бурий до темно-бурого, щільний, важкий, оглинений, дрібногрудкуватий, із нечітким черепкоподібним зламом, потужністю до 0,4 м;

– верхній підгоризонт – суглинок коричнево-жовто-бурий із червонувато-бурим відтінком, щільний, середній до важкого, дрібногрудкуватий до землисто-грудкуватого, слабо карбонатний, із плямами обвохрення окисами марганцю. Потужність відкладів не перевищує 2,2 м.

Споро-пилкові спектри представлені переважно пилком дерев – 80-90 %: здебільшого сосни і ялини – *Picea*, рідше дуба – *Quercus*, берези – *Betula*, граба – *Carpinus*. Спори представлені справжніми сфагновими мохами – *Sphagnus perites*. Такий характер споро-пилкового спектру дозволяє припустити, що під час формування даних відкладів на території росли сосново-ялинові ліси з окремими ділянками широколистяної і степової рослинності. Клімат був помірний, відносно сухий.

Дніпровський кліматоліт – $P_{II}dn$. Відклади дніпровського кліматоліту становлять іноді до 50-60 % усього розрізу четвертинних утворень. На вивченій території вони представлені різними генетичними типами, серед яких виділяються: озерно-льодовикові, водно-льодовикові надморенні, водно-льодовикові підморенні та моренні відклади в області поширення дніпровського льодовика, а також озерно-льодовикові та еолово-делювіальні відклади в прильодовиковій області.

Еолово-делювіальні та озерно-льодовикові відклади нерозчленовані ($vd,lgP_{II}dn$) виділяються в межах поза-льодовикової області Південно-Роської лесової сильно розчленованої рівнини. Вони зустрічаються на плато та схилах, а у багатьох відслоненнях виходять на денну поверхню. Дані відклади залягають на нижньонеоплейстоценових утвореннях, деколи – на завадівському викопному ґрунті, іноді – на строкатих глинах неогену. Перекриваються нерозчленованими верхньонеоплейстоценовими еолово-делювіальними та елювіально-делювіальними утвореннями. Представлені суглинками палево-жовтими, жовтувато-світло-сірими, зеленувато-сірими, легкими, щільними, середньопилуватими, слюдистими. На окремих ділянках горизонтальноверстуваті, тонкопіщанисті, у нижній частині розрізу з прошарками супіску і кременисто-карбонатними конкреціями. Потужність відкладів коливається в широких межах – від 2-3 до 36,8 м.

За даними гранулометричного аналізу, суглинки містять 56,8 % алевритових і 42,8 % глинистих часток. У суглинках зустрічається велика кількість тонкостінних моллюсків, серед яких виділяються як наземні, так і прісноводні види, вік яких визначається як середньонеоплейстоценовий.

Озерно-льодовикові, льодовикові та водно-льодовикові відклади ($lg,g,fP_{II}dn$) об'єднані в один горизонт для відображення в масштабі на геологічній карті четвертинних відкладів малопотужних горизонтів дніпровського кліматоліту, який включає різні генетичні типи. Характеристика окремих типів утворень і умов їх залягання наведені в тексті.

Водно-льодовикові підморенні відклади ($fP_{II}dn^i$) значно менше поширені, ніж озерно-льодовикові утворення, і зустрічаються переважно у водно-льодовикових долинах. На денну поверхню часто виходять у відслоненнях на схилах долин річок, балок і ярів. Залягають вони, здебільшого, на озерно-льодовикових підморенних суглинках, рідше – на строкатих глинах міоцену і пісках новопетрівської світи неогену, а в деяких випадках – на корі вивітрювання кристалічних порід. Перекриваються підморенні флювіогляціальні відклади переважно моренними або надморенними озерно-льодовиковими суглинками, а в місцях їх розмиву – верхньонеоплейстоценовими лесовидними суглинками.

Водно-льодовикові підморенні відклади представлені сірими, жовтувато-сірими, різнозернистими пісками, часто шаруватими за рахунок різного забарвлення, глинистості і крупності кластичного матеріалу. Потужність їх не витримана і змінюється від 0,5 (св. 32к) до 28,3 м (св. 67к), у середньому – 7,0 м.

Мінералогічний склад пісків характеризується значною різноманітністю. У важкій фракції переважають ільменіт, дистен, гранат, циркон, турмалін. Легка фракція складається переважно з кварцу і польових шпатів, в одиничних зернах зустрічається кальцит, глауконіт, опал, біотит.

Озерно-льодовикові підморенні відклади ($lgP_{II}dn^i$) розповсюджені практично всюди в межах поширення дніпровського льодовика; відсутні в розрізах першої та другої надзаплавних терас, заплав річок і днищ балок, де вони розмиті. На денну поверхню озерно-льодовикові відклади виходять у відслоненнях на схилах річкових долин і балок.

Залягають на завадівських викопних ґрунтах і нижньонеоплейстоценових утвореннях, рідше – на глинах неогену, а у водно-льодовикових долинах та на їх схилах підшоною їм служать піски новопетрівської світи, рідше – кристалічні породи. Перекриваються підморенні озерно-льодовикові відклади здебільшого моренними суглинками, рідше – флювіогляціальними пісками і надморенними суглинками, інколи – верхньонеоплейстоценовими утвореннями.

Відклади представлені сірувато-світло-жовтими, жовтувато-зеленувато-сірими, зеленувато-голубувато-сірими, тонкопилуватими, ущільненими, тонкопіщанистими, слюдистими суглинками, місцями горизонтальноверстуватими, часто з вохристо-іржавими плямами гідроокисів заліза. В основі товщі часто спостеріга-

ються овально-обкатані зерна кварцу і польового шпату, присипки на площинах нашарування світло-сірого тонкозернистого піску. Потужність даних відкладів коливається від 0,2 до 46,0 м (св. 5748). Максимальна потужність відмічається в межах водно-льодовикових долин Північно-Роської лесової розчленованої рівнини.

Гранулометричний склад підморенних озерно-льодовикових відкладів характеризується високим вмістом алевритистих часток – 30,4-49,2 %, глинисті частки становлять 48,9-66,8 %, піщані – 0,18-14,2 %. У підморенних суглинках зустрічається велика кількість черепашок наземної і прісноводної фауни, яка К. О. Ніколаєвською визначається як середньочетвертинна. Зважаючи на забарвлення порід, наявність у них фауни і горизонтальної верстуватості, можна сказати, що вищеописані відклади утворилися в озерних басейнах, які існували в період наступу дніпровського льодовика.

Льодовикові (гляціальні) відклади (gP₁₁dn) дніпровського льодовика широко поширені в межах території робіт. Відсутні тільки в заплавах річок і їх притоків, у днищах балок і ярів, а також у розрізах надзаплавних терас і деяких прохідних долин, де вони були розмиті в кінці середньонеоплейстоценового і верхньонеоплейстоценового часу. Повністю відсутні моренні відклади в південно-західній частині території, яка в дніпровський час була прильодовиковою областю.

Залягають гляціальні відклади на підморенних водно-льодовикових та озерно-льодовикових утвореннях, рідше – на нижньонеоплейстоценових породах і строкатих глинах неогену. Перекриваються переважно надморенними суглинками і пісками, інколи – верхньонеоплейстоценовими викопними ґрунтами. Контакти моренних відкладів з іншими породами завжди чіткі. У зв'язку з цим, льодовикові відклади є чітким маркуючим горизонтом при розчленуванні середньоплейстоценових утворень.

Моренні відклади представлені червонувато-бурими, бурими, сірувато-бурими, іноді зеленувато-бурувато-сірими, грубими на дотик, ущільненими, піщанистими суглинками. У суглинках іноді наявні лінзи і прошарки різнозернистого піску, уламки і валуни кристалічних порід різного петрографічного складу, уламки кременів і вапняків. Потужність льодовикових утворень не витримана і коливається від 0,4 (св. 27к) до 17,0 м (104к), середня – 7,5 м.

Серед льодовикових відкладів чітко виділяється абляційна і донна морени.

Абляційна морена складена суглинком червонувато-бурим, бурым, щільним, грубопіщаним, в'язким, із великою кількістю крупних уламків і валунів кристалічних порід.

У нижній частині розрізу морена (донна) представлена суглинком бурувато-жовтувато-сірим, ущільненим, більш піщаним, із значно меншою кількістю уламків і валунів кристалічних порід і підвищеним вмістом дрібнозернистої фракції.

Гранулометричний склад моренних суглинків несталий, співвідношення піщаної і глинистої фракції часто змінюється. У важкій фракції гляціальних відкладів присутні: ільменіт, циркон, рогова обманка, лейкоксен, гідрогетит, гранат; у складі легкої фракції переважають кварц, польовий шпат, кальцит, у незначній кількості – глауконіт, гідролюда. У моренних відкладах відмічаються прояви циркону (із вмістом до 1,014 кг/т) і знахідки золота (до 1 знака).

Надморенні водно-льодовикові відклади (fP₁₁dn⁵) зустрічаються лише в межах льодовикової області і мають незначне поширення на плато і його схилах. Зустрічаються вони як у вигляді окремого горизонту, так і прошарками серед озерно-льодовикових надморенних суглинків.

Залягають вони на розмитій поверхні льодовикових утворень, рідше – на підморенних озерно-льодовикових відкладах і дочетвертинних утвореннях. Перекриваються надморенними озерно-льодовиковими суглинками, інколи верхньонеоплейстоценовими породами.

Представлені пісками кварцовими, рідше польовошпатово-кварцовими, жовтувато-світло-сірими, світло-жовтими, різнозернистими, переважно дрібнозернистими, глинистими, часто шаруватими, з рідкими уламками кристалічних порід розміром до 1-3 см. Шаруватість у пісках обумовлена різним гранулометричним складом, забарвленням і глинистістю окремих прошарків.

Гранулометричний склад надморенних пісків подібний до підморенних і відрізняється від них лише вмістом глинистих часток (до 37,2 %) і значно меншим вмістом часток більших 0,5 мм. Потужність флювіогляціальних відкладів змінюється від 0,5 (св. 5890) до 12,8 м (св. 3049), у середньому – 3-5 м.

Надморенні озерно-льодовикові відклади (lgP₁₁dn⁸) не мають широкого поширення і зустрічаються рідше, ніж підморенні. Залягають переважно на моренних суглинках, рідше – на надморенних водно-льодовикових пісках. Перекриваються переважно лесовидними суглинками бузького кліматоліту, або прилуцьким викопним ґрунтом.

Відклади представлені суглинками сірувато-світло-жовтими і жовтувато-сірими, з зеленуватим відтінком, тонкими, ущільненими, слабо слюдистими, горизонтальнотонковерстуватими, часто з плямами обвохрення гідроокисами заліза і карбонатними скупченнями, місцями з тонкими прошарками і лінзами дрібно-середньозернистого кварцового піску. Максимальна потужність суглинків сягає 18,6 м.

За гранулометричним складом вміст глинистих часток у суглинках становить 43,8-55,0 %, алевритових – 44,0-54,2 %, піщаних – 1,0-1,9 %. Спор і пилку в цих відкладах не виявлено. У товщі надморенних озерно-льодовикових відкладів виявлені черепашки молюсків, вік яких визначається Ніколаєвською К.О. як середньочетвертинний.

Кайдацький кліматоліт – $P_{11}kd$. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{11}kd$) обмежено поширені і зустрічаються у вигляді окремих острівків у середніх частинах схилів вододільного плато Північно-Роської лесової розчленованої рівнини. Середня потужність кайдацьких викопних ґрунтів становить 1-2 м. Залягають вони переважно на озерно-льодовикових, рідше водно-льодовикових, надморенних відкладах дніпровського кліматоліту, перекриваються тясминськими суглинками або прилуцькими ґрунтами. Викопний ґрунт представлений суглинком сірим, темно-бурим, щільним, карбонатним, оглиненим, горіхуватої структури, з плямами обвохрення гідроокисами заліза і марганцю. Середня потужність відкладів сягає 2 м.

Тясминський кліматоліт – $P_{11}ts$. Еолово-делювіальні відклади ($vdP_{11}ts$) мають дуже обмежене розповсюдження і розкриті поодинокими свердловинами в районі сс. Кривошійці, Кононівка, Тхорівка. Залягають тясминські породи на озерно-льодовикових надморенних відкладах, рідше – на кайдацькому викопному ґрунті, перекриті прилуцькими викопними ґрунтами. Еолово-делювіальні відклади представлені суглинком палево-жовтим, палево-жовтувато-сірим, пилюватим, легким, однорідним за складом, макропористим з ознаками гідроморфізму, дрібногрудкуватої структури, із значною кількістю карбонатів у формі трубочок. Середня потужність викопних ґрунтів становить 0,5-0,8 м, максимальна – 2 м.

Черкаський ступінь – $P_{11}čg$. Алювіальні відклади четвертої надзаплавної тераси ($a^4P_{11}čg$) виділені в прихвилових частинах долини р. Рось у районі сс. Фастівка, Фесюри, Яблунівка, Мала Михайлівка, Пищики.

Залягають алювіальні відклади черкаського ступеня на озерно-льодовикових і флювіогляціальних відкладах дніпровського кліматоліту, рідше – на нижньонеоплейстоценових утвореннях, корі вивітрювання кристалічних порід; перекриваються бузьким лесовидним суглинком. Алювіальні відклади представлені пісками і суглинками піщанистими. Піски польовошпатово-кварцові, жовтувато-бурувато-сірі, дрібнозернисті, з обкатаними зернами основних мінералів, глинисті, слабо слюдисті, з примазками гідроокисів заліза і окисів марганцю. Суглинки яскраво-жовті, жовті, ущільнені, легкі, піщанисті, слюдисті, тонкопилюваті, з прошарками тонкозернистого піску. Потужність відкладів незначна і становить 0,4-6,5 м.

Верхньонеоплейстоценова ланка

Трубизький ступінь – $P_{11}tb$. Алювіальні відклади третьої надзаплавної тераси ($a^3P_{11}tb$) доволі розповсюджені по долинах крупних річок. Вони беруть участь у будові третьої надзаплавної тераси рр. Рось, Роставиця, Кам'янка, Сквирка.

Залягають відклади здебільшого на кристалічних породах і їх корах вивітрювання, а на ділянках, де сучасні долини вкленені в давньочетвертинні палеодолини, – на нижньонеоплейстоценових або дочетвертинних утвореннях. Перекриваються майже повсюди еолово-делювіальними суглинками бузького горизонту і лише на окремих ділянках – верхньонеоплейстоценовими викопними ґрунтами.

Представлені відклади третьої надзаплавної тераси як пісками, так і суглинками. Піски польовошпатово-кварцові, кварцові, жовтувато-світло-сірі, різнозернисті, переважно дрібнозернисті, у нижній частині тераси до гравелистих, з уламками кварцу, кременів і кристалічних порід розміром до 2-3 см. Піски мають горизонтальну або косу шаруватість, обумовлену різним гранулометричним складом і глинистістю прошарків піску. Суглинки зеленувато-сірі з жовтуватим відтінком, ущільнені, легкі до середніх, пористі, тонкопилюваті. Середня потужність алювіальних відкладів становить 3-5 м.

За даними мінералогічного аналізу, у важкій фракції пісків переважають ільменіт, циркон, епідот і цоїзит; у легкій фракції домінує кварц. Піски мають підвищені концентрації рудних мінералів. Вміст колективного концентрату в алювіальних пісках досягає 13 кг/м³, вміст циркону – до 3,2 кг/м³.

Прилуцький, удайський та витачівський кліматоліти нерозчленовані – $P_{11}pl-vt$. Елювіально-делювіальні відклади ($edP_{11}pl-vt$) в межах території робіт представлені викопним ґрунтом, який зустрічається практично повсюди, крім долин сучасних річок і балок, а також північно-західної частини району.

Залягають нерозчленовані елювіально-делювіальні відклади на утвореннях дніпровського кліматоліту, рідше – на тясминських лесовидних суглинках або кайдацьких викопних ґрунтах. Перекриваються лесовидними суглинками бузького кліматоліту.

Нерозчленовані відклади в нижній частині розрізу представлені суглинком коричнювато-бурим, темно-бурим до чорного, гумусованим, ущільненим, грудкуватим, із карбонатною міцелією. Верхня частина товщі представлена буроземовидним викопним ґрунтом жовтувато-бурим, сірувато-бурим, ущільненим, пористим, грудкуватим, середнім, карбонатним, озалізненим. Потужність нерозчленованих відкладів змінюється від 0,5 до 4,5 м.

За даними споро-пилкового аналізу, в ґрунтах переважає пилок деревних рослин, вміст якого досягає 67,8 %. У складі пилку деревних порід найбільше пилку сосни і берези, менше вільхи, ялини, широколистяних дерев. Пилок трав'янистих представлений складноцвітними – *Asteraceae*, *Brassicaceae* – капустою, селеговими – *Apiaceae*, цикорієвими – *Cichoriaceae* і лободовими – *Chenopodiaceae*. Вміст спори коливається від 0,3 до 28,1 %.

Трубизький та вільшанський ступені нерозчленовані – $P_{11}tb-vl$. Алювіальні відклади другої та третьої надзаплавних терас ($a^{2-3}P_{11}tb-vl$) виділяються тільки в межах верхньонеоплейстоценових прохідних долин рр. Кам'янки і Унави в районі сіл Почуйки – Чернявка та Кожанка – Романівка. Залягають вони здебільшого на

кристалічних породах докембрію або їх корах вивітрянню, подекуди – на алювії нижньонеоплейстоценового віку, перекриваються вони сучасними алювіальними або елювіальними утвореннями.

Алювіальні відклади представлені піском кварцевим і польвошпатово-кварцевим, жовтувато-сірим, світло-сірим, різнозернистим, різною мірою глинистим, із лінзами і прошарками суглинка зеленувато-сірого, легкого, піщанистого.

Вільшанський ступінь – P_{III}^{VI} . Алювіальні відклади другої надзаплавної тераси ($a^2P_{III}^{VI}$) широко поширені в долинах крупних річок території. Залягають переважно на породах кристалічної основи, а в місцях, де долини річок мають незначний вріз, – на породах середньо-нижньонеоплейстоценового віку, а також утвореннях неогенової і палеогенової систем. Перекриваються еолово-делювіальними суглинками бузького кліматоліту і малопотужним сучасним ґрунтом.

Алювіальні відклади представлені пісками кварцевими, польвошпатово-кварцевими, жовтувато-сірими, світло-сірими до сірих, різнозернистими, від дрібнозернистих до гравелистих. Піски слабо відсортовані, різною мірою глинисті, з горизонтальною, інколи косою шаруватістю. Часто в пісках зустрічаються прошарки і лінзи суглинок. Суглинки жовтувато-сірі, зеленувато-сірі, легкі, піщані, іноді гумусовані. Потужність відкладів у середньому становить 8-10 м.

За даними мінералогічного аналізу, у важкій фракції пісків сильно переважають ільменіт і гранат, у легкій домінує кварц. З відкладами другої надзаплавної тераси пов'язані родовища будівельних пісків.

Бузький кліматоліт – P_{III}^{Bg} . Еолово-делювіальні відклади (vdP_{III}^{Bg}) найбільш поширені породи верхньонеоплейстоценового віку. Вони суцільним чохлам покривають вододіли і їх схили, а також у вигляді покривних суглинок залягають на різних терасових рівнях, відсутні лише в межах заплав річок і днищ балок, а також на крутих схилах річкових долин.

Залягають еолово-делювіальні відклади на породах верхньо-середньонеоплейстоценового віку, перекриваються переважно сучасними ґрунтами, для яких вони служать субстратом, рідко – малопотужними викопними ґрунтами дофінівського кліматоліту.

Відклади бузького кліматоліту представлені лесовидними суглинками жовтувато-палевого, палевого, світло-палевого кольору. Суглинки легкі до середніх, пористі, карбонатні, пилюваті, слабо слюдисті. Потужність відкладів доволі витримана і становить в основному 3-6 м, досягаючи в окремих випадках 12,3 м. З лесовими суглинками пов'язані родовища цегельно-черепичної сировини.

Бузький, дофінівський та причорноморський кліматоліти нерозчленовані – $P_{III}^{Bg-p\check{c}}$. Еолово-делювіальні відклади ($vdP_{III}^{Bg-p\check{c}}$) мають незначне поширення, виділяються лише на найбільш припіднятих ділянках сучасних вододілів завдяки тому, що на окремих ділянках у верхній частині розрізу лесовидних суглинок спостерігаються малопотужні ембріональні викопні ґрунти. Незначна потужність і обмежене поширення відкладів не дає змоги розділити їх на самостійні кліматоліти. Залягають відклади на викопних ґрунтах верхньонеоплейстоценового віку, перекриваються голоценовими елювіальними утвореннями.

Літологічно нерозчленовані еолово-делювіальні відклади за гранулометричним складом подібні до еолово-делювіальних суглинок бузького кліматоліту. Окремі прошарки у верхній частині розрізу зачеплені ґрунтотворними процесами. Потужність незначна і не перевищує 5 м.

Десянський ступінь – P_{III}^{Ds} . Алювіальні відклади першої надзаплавної тераси ($a^1P_{III}^{Ds}$) мають незначне поширення в межах долин рр. Рось, Роставиця, Кам'янка, Унава, Сквирка, Гуївка. Залягають вони, як правило, на кристалічних породах докембрію або їх корах вивітрянню. Перекриваються здебільшого сучасним ґрунтом, рідше – сучасними алювіальними відкладами.

Відклади представлені пісками та суглинками. Піски кварцові, рідше польвошпатово-кварцові, жовтувато-сірі та світло-сірі, переважно дрібнозернисті, глинисті, горизонтально-, рідше косошаруваті, у верхній частині розрізу часто озалізовані. Суглинки зеленувато-сірі, світло-сірі, легкі, пилюваті, ущільнені, слабо слюдисті, з уламками черепашок молюсків, із плямами озалізовання. Потужність відкладів змінюється від 1 до 16 м. Дані мінералогічного аналізу показали, що у важкій фракції пісків переважають ільменіт, епідот, цоїзит, циркон. Легка фракція представлена, в основному, кварцом і польовим шпатом.

Дофінівський кліматоліт – P_{III}^{df} . Елювіальні відклади (eP_{III}^{df}) мають незначне поширення у вигляді невеликих полів, які приурочені переважно до підвищених ділянок вододілів. Залягають на лесовидних суглинках бузького кліматоліту. Перекриваються сучасними ґрунтами, рідше – лесовидними суглинками причорноморського віку. Породи представлені викопними ґрунтами бурого, бурувато-сірого кольору, ущільнені, пористі, легкосуглинисті, дрібноземлисті, карбонатні, з кротовинами. Потужність їх не перевищує 1 м.

Причорноморський кліматоліт – $P_{III}^{p\check{c}}$. Еолово-делювіальні відклади ($vdP_{III}^{p\check{c}}$) причорноморського кліматоліту, як і дофінівські, обмежено поширені і приурочені до високих ділянок вододілів.

Залягають на викопних ґрунтах дофінівського кліматоліту, з якими часто утворюють прошарки гумусного лесовидного суглинка, перекриваються сучасними ґрунтами. Еолово-делювіальні відклади представлені суглинками легкими, пористими, тонкопилюватими, лесовидними, сірувато-жовто-бурого кольору, які як у нижній, так і у верхній частинах розрізу перероблені ґрунтотворними процесами. Потужність суглинок не перевищує 1,5 м. Через малу потужність і незначне поширення відклади причорноморського кліматоліту

окремим горизонтом на карті четвертинних відкладів не показані. Вони входять до складу бузько-причорноморського об'єданого кліматоліту.

Верхньоєоценові еолово-делювіальні та елювіальні відклади (vd,eP_{III}) виділяються в південно-західній частині території робіт у межах Південно-Роської лесової сильнорозчленованої рівнини. Об'єднання їх в один горизонт зумовлене тим, що неможливо показати його окремі складові на крутих схилах річкових долин і днищ балок.

Залягають утворення на еолово-делювіальних і озерно-льодовикових відкладах дніпровського кліматоліту, перекриваються сучасними ґрунтами.

В основі товщі залягають викопні ґрунти прилуцько-витачівського кліматолітів, представлені вони суглинком жовто-бурим, коричнювато-темно-бурим ущільненим, пористим, грудкуватим, карбонатним. Потужність викопних ґрунтів становить 0,5-3,5 м.

Вище по розрізу залягають лесовидні суглинки жовтувато-сірого, палево-жовтого кольору, тонкопилюваті, ущільнені, пористі, легкі до середніх, карбонатні, з плямами обвохрення гідроокисами заліза. В окремих випадках верхня частина розрізу має більш піщанистий склад. Потужність відкладів невтримана і змінюється від 0,5 до 17,9 м, у середньому становить 6-8 м. У загальних рихлах для відкладів даної товщі характерна значна перевага еолово-делювіальних утворень над елювіальними.

Верхньоєоценові делювіально-еолові відклади (dvP_{III}) на території робіт мають обмежене поширення і виділяються лише в північно-західній частині території в межах розповсюдження флювіогляціальних відкладів дніпровського льодовика. Утворення їх пов'язане з перевиюванням середньоєоценових водно-льодовикових пісків, на яких вони залягають і з якими часто мають поступовий перехід. Унаслідок подібності гранулометричного складу порід, нижня границя делювіально-еолових відкладів проводиться досить умовно.

Делювіально-еолові відклади представлені пісками кварцовими, сірувато-світло-жовтими, жовтувато-сірими, тонко-дрібнозернистими, відсортованими, з домішкою пилюватих часток, із добре обкатаними зернами кварцу. Потужність відкладів незначна і не перевищує 3 м.

Мінералогічний склад делювіально-еолових пісків одноманітний і залежить від складу підстеляючих пісків. У важкій фракції переважають ільменіт, дистен, силіманіт, турмалін, гранат, циркон. Легка фракція складена з кварцу, польового шпату і незначної кількості кальциту.

Голоценовий відділ

Голоценові, або сучасні, утворення на території робіт досить поширені і представлені різними генетичними типами, серед яких виділяються елювіальні, алювіально-делювіальні, алювіальні і біогенні відклади.

Алювіально-делювіальні відклади (adH) приурочені до днищ балок і ярів, які не мають постійних водотоків, а також до присхилових частин долин річок.

Залягають дані відклади на різновікових утвореннях, залежно від глибини врізу яружно-балкової мережі, перекриваються сучасними ґрунтами. Алювіально-делювіальні відклади представлені суглинками сірувато-бурими, бурими, пористими, піщанистими, гумусними, часто з плямами гідроокисів заліза. Потужність відкладів незначна і складає 1-3 м.

Алювіальні відклади заплав (aH) – досить поширений тип сучасних утворень, вони виповнюють русла і заплави річок та їх притоків.

Залягають алювіальні відклади переважно на кристалічних породах або на жорсткій корі вивітряння. У верхів'ях річок, де глибина врізу невелика, підшою їм служать підморенні озерно-льодовикові суглинки, рідше – дочетвертинні породи. Перекриваються вони дерново-глеєвими та чорноземнолучними ґрунтами, а на заболочених ділянках заплав – торфопо-мулистими ґрунтами або торфом. У складі сучасних алювіальних відкладів виділяються дві фації – руслова і заплавна, які не витримані як по простяганню, так і на глибину, і часто змінюють одна одну.

Русловий алювій представлений пісками польовошпатово-кварцовими, бурувато-сірими, темно-сірими, різнозернистими, слабо відсортованими, горизонтально- і косошаруватими, часто глинистими.

Заплавний алювій складений переважно мулистими суглинками, піщано-мулистими відкладами, рідше – дрібнозернистими глинистими пісками темно-сірого, зеленувато-сірого, голубувато-сірого забарвлення. Піски горизонтальношаруваті, гумусні, з рештками рослин і уламками черепашок молюсків. Потужність алювіальних відкладів змінюється від 1 до 10 м. Із сучасними алювіальними відкладами пов'язані родовища будівельних пісків. У них також відмічаються прояви цирконію, рідкоземельних елементів, золота і алмазів.

Біогенні відклади (bH) приурочені до заплав рр. Кам'янка, Роставиця, Унава, Гуйва, Оріхова і представлені торфом, рідше торфяно-мулистими породами. Залягають торфи здебільшого на сучасних алювіальних відкладах. Торф бурий, темно-бурий, сірувато-коричневий, іноді бурувато-сірий, слабо ущільнений, із великою кількістю коренів і стебел рослин, осоковий, очеретяно-осоковий, із черепашками молюсків, в окремих прошарках сильно мулистий і часто переходить у торф'яно-мулисті відклади.

Потужність біогенних відкладів не витримана і змінюється від 0,5 до 6 м, у середньому – 1,5-2 м. Із сучасними біогенними відкладами пов'язані родовища торфу, який використовується місцевим населенням як паливо і органічне добриво.

Елювіальні відклади (eH) поширені практично повсюди і суцільним чохлам покривають поверхню території. Грунтотворні процеси значною мірою залежать від клімату, рельєфу, складу материнських порід. На основі цих факторів виділяються різні типи сучасних ґрунтів.

Дерново-підзолисті ґрунти розвинуті переважно на річкових терасах і на окремих ділянках вододілів, де на поверхню виходять флювіогляціальні піски і піщанисті моренні суглинки, які є для них субстратом.

Сірі лісові ґрунти, часто опідзолені, мають незначне поширення і зустрічаються в основному під покривом широколистяних лісів на лесових породах. Найбільше поширення в межах території мають ґрунти чорноземного типу, розвинуті на лесовидних суглинках. Зустрічаються чорноземи як глибокі, так і неглибокі, малогумусні, на окремих ділянках опідзолені, оглесні.

У межах заплав річок і у днищах балок розвинуті лучно-чорноземні, лучні і лучно-болотні типи ґрунтів. Потужність сучасних елювіальних відкладів незначна і в середньому становить 0,8-1,0 м, досягаючи інколи 2,8 м (св. 81к).

Техногенні утворення – (tH) зустрічаються переважно в місцях життєдіяльності людини і мають обмежене поширення. До них належать осадки водосховищ, насипи автомобільних та залізничних доріг, відвали кар'єрів. Літологічний склад їх досить різноманітний, потужність – 0,6-4 м.

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Район досліджень складний для розшифровки геологічної будови насамперед тому, що він охоплює стик Волинської, Подільської і Росинської структурно-формаційних зон. Складна історія розвитку цього регіону обумовлює широкий набір структурно-речовинних комплексів, насамперед ультраметаморфічного походження. Вони часто примхливо поєднані в смузі стику Подільської та Росинської СФЗ, що є характерною рисою Брусилівської шовної зони.

Нестратифіковані докембрійські утворення вивченого району поділяться на 4 групи: 1 – інтрузивні утворення, представлені базитами та ультрабазитами сабарівського і юрівського комплексів; 2 – асоціація ультраметаморфічних порід, які певною мірою успадковують мінеральний склад метаморфічного субстрату або є реоморфічними утвореннями, і представлені чарнокітоїдами літинського комплексу, діоритами та діоритовидними породами тетіївського комплексу, гранітоїдами звенигородського і бердичівського комплексів; 3 – паліогенно-метасоматичні утворення, представлені гранітоїдами уманського комплексу і, незначною мірою, гранітоїдами житомирського комплексу; 4 – метасоматичні та гідротермально-метасоматичні утворення завершальної фази заклочної стадії колізійного етапу формування докембрійського фундаменту.

Особливе місце в геологічній будові району досліджень належить ударно-метаморфічним утворенням. Вони складають Білилівську структуру ударно-метеоритного походження.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКА ЕРА

Житомирський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹zt

Уманський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹um

Бердичівський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹bd

Звенигородський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹bd

НЕОАРХЕЙСЬКА ЕРА

Тетіївський ультраметаморфічний комплекс – AR₃tt

Юрівський інтрузивний комплекс – AR₃jr

МЕЗОАРХЕЙСЬКА ЕРА

Літинський ультраметаморфічний комплекс – AR₂lt

ПАЛЕОАРХЕЙСЬКА ЕРА

Сабарівський інтрузивний комплекс – AR₁sb

У межах Подільської СФЗ тіла, складені габроїдами і зміненими ультрабазитами, віднесені до сабарівського комплексу (AR₁sb) досить умовно, оскільки не існує достатніх доказів нижньоархейського віку цих утворень ні у вивченому районі, ні за його межами. Обмежена кількість геохімічної і петрохімічної інформації про ці породи виключає можливість коректної їх кореляції з базит-ультрабазитами інших комплексів, характерних для західної і південно-західної частини УЩ. Не виключено, що формування тіл базит-ультрабазитів сабарівського комплексу відбувалося синхронно зі становленням верхньоархейських базит-

ультрабазитів Росинської СФЗ (юрівський комплекс) та Голованівської шовної зони (капітанівсько-деренюхінський комплекс).

Ультраметаморфічні утворення Подільської СФЗ віднесені до літинського (AR_2/t) та бердичівського (PR_1^1/bd) комплексів. Серед чарнокітоїдів літинського комплексу виділяються смугасті різновиди близькі до ендербіт-мігматитів Середнього Побужжя і (більш поширені) масивні антипертитові ендербіти. Дослідження останніх років [22; 59] дають підстави припустити, що перші були утворені в ранньому археї і належать до гайворонського комплексу, а другі були сформовані за рахунок реоморфічного перетворення перших на рубежі архею і протерозою. За даними Л. М. Степанюка [22], масивні чарнокітоїди Вернього Побужжя були сформовані в кінці палеопротерозою. Плагіогранітоїди бердичівського комплексу мають ознаки подвійного походження: як за рахунок ультраметаморфізму гранатвміщуючих метаморфічних порід дністровсько-бузької серії, так і в результаті реоморфічного перетворення смугастих чарнокітоїдів літинського комплексу. Наступний етап розвитку регіону, який відзначався впливом кремнієво-калієвого метасоматозу на сформовані раніше ультраметаморфічні утворення, призвів до появи чарнокітів і двопольовошпатових гранітоїдів.

Палінгенно-метасоматичне походження в межах Подільської СФЗ мають пегматоїдні граніти та пегматити. Гідротермально-метасоматичні утворення в межах даної СФЗ проявлені слабо – в основному, це малопопулярні кварцові жили.

Найбільш ранніми з нестратифікованих утворень Росинської СФЗ є метагаброїди і змінені ультраосновні породи юрівського комплексу (AR_3/jr). Для них характерна інтенсивна амфіболізація, яка призводить до частого перетворення габроїдів у габро-амфіболіти, а ультрабазитів у тремоліти та антофіліти.

У межах Росинської СФЗ чітко проявлена етапність формування ультраметаморфічних і палінгенно-метасоматичних утворень. Найбільш ранніми з них є кварцові діорити і діоритовидні породи тетіївського комплексу (AR_3/it), субстратом для яких служили амфіболіти (амфіболіти кристалосланці) володарсько-білоцерківської товщі і, можливо, росинсько-тікицької серії. Час утворення порід тетіївського комплексу є дискусійним, оскільки реперною датою для його визначення є вік двопольовошпатових гранітоїдів пегматоїдного вигляду з відслонення в районі сс. Дзюньків-Обозівка (відсл. 32), серед яких зустрічаються тінюві останці плагіогранітоїдів. Згідно з дослідженнями ізотопних співвідношень в ортиті, цирконі, апатиті і сфені з цих гранітоїдів, верхня вікова межа їх формування становить 2,44 млрд років [24]. Породи тетіївського комплексу здебільшого мають вигляд останців серед плагіогранітоїдів звенигородського комплексу і гранітоїдів уманського комплексу. Усі вони, навіть найбільш крупні "масиви", виявляють ознаки перетворення в плагіогранітоїди і, в тій чи іншій мірі, зачеплені мікроклінізацією та окварцуванням. Серед плагіогранітоїдів нерідко відмічаються "тінюві" смуги і плями з характерними для діоритів рисами мінерального складу і структурно-текстурними особливостями.

На основі спостережень співвідношення діоритів і плагіогранітоїдів у районі досліджень, плагіогранітоїди вивченої території віднесені до більш пізніх, порівняно з утвореннями тетіївського комплексу, ультраметаморфічних порід звенигородського комплексу (PR_1^1/zv). Правомірність такого висновку підтверджується результатами вивчення цирконів з аподіоритових плагіогранітоїдів, розкритих під час проведення ГДП-200 свердловиною 0201. Прямим методом визначення ізотопного складу свинцю встановлено, що вік реліктового циркону становить близько 2,05-2,07 млрд років.

Підтвердженням протерозойського віку формування плагіогранітоїдів звенигородського комплексу є також характер їх співвідношення з плагіогранітоїдами бердичівського комплексу. Дані попередніх дослідників [32; 37] і дослідження на ділянках поєднання ультраметаморфічних порід цих комплексів (профіль свердловин у районі с. Парипси) свідчать про наявність поступових переходів між плагіогранітоїдами з характерними ознаками їх приналежності до того чи іншого з комплексів. Плагіогранітоїди звенигородського комплексу, очевидно, формувались також безпосередньо за рахунок біотитових і амфібол-біотитових плагіогнейсів, які переважно є діафторованими та окварцованими аналогами амфіболітів і кристалосланців росинсько-тікицької серії.

Гранітоїди уманського комплексу (PR_1^1/um) в межах Росинської СФЗ формувались за рахунок плагіогранітоїдів звенигородського комплексу. Реоморфічні перетворення відбувалися внаслідок процесів кремнієво-калієвого метасоматозу, широко проявлених в межах СФЗ. На деяких ділянках палінгенез попередньо змінених плагіогранітоїдів призводив до виникнення магматичних розплавів, із яких формувались автохтонні порфіровидні граніти, а в зонах тектонічних порушень – пегматоїдні граніти та пегматити. Реоморфічними є, очевидно, і гранітоїди житомирського комплексу (PR_1^1/zt).

Наприкінці заключної стадії колізійного етапу в межах Росинської СФЗ досить широке розповсюдження отримали метасоматичні та гідротермально-метасоматичні утворення, приурочені до зон тектонічних порушень. На вивченій території найбільш поширеними різновидами процесів гідротермально-метасоматичного змінення раніше сформованих порід є окварцування, мікроклінізація та альбітизація.

ПАЛЕОАРХЕЙСЬКА ЕРА

Сабарівський інтрузивний комплекс – AR₁ sb

До складу комплексу входять ультрабазити, габроїди та похідні від них породи, тіла яких залягають серед метаморфічних порід дністровсько-бузької серії і ультраметаморфічних утворень літинського та бердичівського комплексів. Зустрічаються також піроксеніти, часто серпентинізовані.

Ультрабазити, представлені перидотитами і апоперидотитовими серпентинітами, частково тремолітизованими, утворюють на вивченій території два масиви в районі сіл Білашки та Дергани. Перший розкритий кількома свердловинами, розміри його становлять 400 на 800 м. Приурочений він до тектонічного порушення, яке з заходу обмежує Звездаль-Заліську зону розломів. Морфологія масиву не вивчена. Окрім ультрабазитів, у межах масиву виявлені також піроксеніти та горнблендити. Масив у районі с. Дергани зафіксований лише однією свердловиною (3598), тому його параметри, відображені на геологічній карті, гіпотетичні. Ультрабазити у свердловині представлені різною мірою серпентинізованим перидотитом.

Габроїди комплексу представлені норитами, габро та габро-норитами, які утворюють дрібні міжпластові тіла і, зрідка, більш-менш значні масиви протяжністю кілька сотень метрів. Тіла приурочені до зон тектонічних порушень. Габроїди часто амфіболізовані, з переходами в габро-амфіболіти.

Фізичні властивості ультрабазитів доволі мінливі внаслідок наявності змінених різновидів. Значення їх густини коливається від 2,87 до 2,5 г/см³. Магнітна сприйнятливість дуже невитримана: від 100-200 до 2000-3000·4π·10⁻⁶ од. СІ. У фізичних полях масиви майже не знаходять адекватного відображення. Лише в магнітному полі їм відповідають незначні локальні підвищення його інтенсивності на фоні від'ємних значень поля ΔZа.

За фізичними властивостями габроїди – високомагнітні і щільні породи: їх магнітна сприйнятливість становить 6000-20000·4π·10⁻⁶ од. СІ, а густина коливається від 2,9 до 3,2 г/см³. Значні за розмірами масиви габроїдів в магнітному полі, як правило, відображаються висококонтрастними позитивними аномаліями, часто поєднаними з від'ємними аномаліями. Такі масиви здебільшого знаходять відображення і на карті локальних аномалій сили тяжіння, де їм відповідають ділянки підвищених, інколи дуже інтенсивних (> 3 мГал) значень поля σ_{га}.

У геохімічному відношенні породи комплексу слабо вивчені. У цілому вміст елементів у них відповідає нормативному для цього класу порід. Вони проявляють чітко виражену халькофільно-сидерофільну спеціалізацію.

Ультраосновні породи на території робіт мають обмежене розповсюдження і представлені, в основному, перидотитами (гарцбургітами) та апоперидотитовими серпентинітами.

Перидотити (гарцбургіти) макроскопічно зеленувато-чорні, сірувато-чорні, середньо-дрібнозернисті, масивні, тріщинуваті. Тріщини заліковані серпентиновими, карбонатними і опал-халцедон-кварцовими прожилками. Головні мінерали: форстерит – близько 30 % і ромбічний піроксен – 55-60 %; другорядні: амфібол – од. з. – 5 %, флогопіт – приблизно 1 %; вторинні: серпентин – від 3-5 до 7 %, карбонати – од. з. – 7 %, тальк – од. з., джеферизит – од. з.; акцесорні: шпінель – 2-3 % (в амфіболізованих різновидах – до 5-7 %), магнетит (пиловидний), сульфід (пірит, іноді піротин).

Форстерит (7-8 мол. % Fe SiO₄) – безбарвний внаслідок інтенсивного заміщення серпентином, часто має вигляд реліктів у комірках петель, утворених хризотилом. **Ромбічний піроксен** представлений енстатитом, заміщується тремолітом і серпентином. **Амфібол** актиноліт-тремолітового ряду – безбарвний до блідо-зеленуватого. **Шпінель** представлена плеонастом зеленувато-бурого кольору. Деякі зерна мають зональне забарвлення: в центрі – зелені, по периферії – жовтувато-буруваті. Шпінель асоціює, в основному, з ортопіроксеном. **Серпентин** двох морфогенетичних типів: I – представлений хризотилом, серпофітом і баститом, заміщує форстерит і ортопіроксен; II – більш пізній, представлений антигоритом, вивпнює тріщини і має вигляд жилок потужністю 1,0-1,5 мм.

Апоперидотитові серпентиніти на 60-85 % складені серпентином. Макроскопічно зеленувато-сірі до поточно-зелених, щільні, масивні, переважно без реліктів первинних структур.

Серпентин представлений хризотилом, антигоритом, серпофітом і баститом. **Хризотил** блідо-зелений, перпендикулярноволокнистої або паралельноволокнистої будови, розвивається по багатьох тріщинах при руйнуванні форстериту, зумовлюючи появу характерних петельчастих структур. У комірках петель утворюються аморфний **серпофіт**, або листувато-волокнистий чи лускуватий **антигорит**. По ортопіроксену псевдоморфно розвивається пластинчастий **бастит** блідо-зеленого кольору. Аналогічний бастит частково заміщує і амфібол, який по тріщинах заміщується також хризотилом і дрібнозернистим карбонатом. У реліктах зустрічаються **форстерит**, **ортопіроксен** і **амфібол**, аналогічні охарактеризованим раніше в перидотитах.

Основні породи представлені амфіболізованими піроксенітами (вебстеритами), горнблендитами і габро-норитами (іноді амфіболовими).

Вебстерити амфіболізовані, макроскопічно зеленувато-чорні, середньо-дрібнозернисті, масивної, рідко такситової текстури. Головні мінерали: ортопіроксен – 30-50 %, клінопіроксен – 3-5 %; вторинні: амфібол – 30-70 %, серпентин – від 2-3 до 10 %, карбонат – од. з. – 20 %; акцесорні: шпінель – від од. з. – 1 до 5-7 %, магнетит – од. з.

Ортопіроксен – гіперстен (32-34 мол. % FeSiO_3); світло-рожевий по Np і блідо-зелений по Ng, іноді росте амфіболом, заміщується серпентином, містить шпінель. *Клінопіроксен* – діопсид блідо-зелений, неплеохроюючий, має вигляд реліктів серед серпентину, заміщується карбонатом. Окремі зерна амфіболізовані, часто заміщені повністю (зберігаються лише реліктові форми). *Амфібол* належить до актиноліт-тремолітового ряду, має невисоку (близько 18-20 мол. %) залізистість, утворює блідо-зелені до безбарвних зерна. *Серпентин* представлений переважно *баститом* і *антигоритом*, значно рідше зустрічається *хризотил* (на відміну від перидотитів). *Карбонат* розвивається по діопсиду у вигляді дрібнозернистого агрегату, який заповнює комірки решітки, утвореної хризотилом, а також має прожилкову форму. *Шпінель* – зелений плеонаст, зустрічається у вигляді включень у гіперстені або у формі полідрічних зростань.

Алопіроксенітові серпентиніти просторово асоціюють з власне піроксенітами і пов'язані з ними поступовими переходами. Кількість *серпентину* в них зростає до 60-80 %, збільшується кількість карбонатів. Головними мінералами є *антигорит* і *бастит*. Їх морфологічний вигляд схожий на описаний вище. *Діопсид* і *гіперстен* або зустрічаються в реліктах, або не зберігаються зовсім і тоді в серпентинітах спостерігаються лише кородовані релікти *амфіболу*, іноді дрібнолускуватий *хлорит* (по флогопіту), *карбонат* прожилковий і в реліктах форм *клінопіроксену*.

Горнблендіти являють собою амфіболізовані піроксеніти, які на 70-90 % складені роговою обманкою, а також містять діопсид (5-20 %), гіперстен (од. з-10 %), плагіоклаз (од. з-5 %). Іноді зустрічаються кварц (од. з), мікроклін (од. з.), біотит (од. з.). Акцесорні мінерали представлені апатитом, сульфідами, магнетитом. Візуально породи зеленувато-чорні, нерівномірнотекстуристі, дрібно-середньотекстуристі, неяснопорфіровидні, масивної текстури.

Рогова обманка утворює крупні порфіробласти і розміщені між ними агрегати дрібнозернистих призматичних зерен. Порфіробласти часто мають плямисте забарвлення: буре – у центральній частині, голубувато-зелене – по периферії зерен та навколо реліктів піроксену, які наповнюють рогову обманку. *Гіперстен* – з яким плеохроїзмом від зеленуватого по Ng до рожевого по Np. Має таку ж, як і в піроксенітах, залізистість (32-34 мол. % FeSiO_3). *Діопсид* – безбарвний, більш дрібнозернистий, ніж гіперстен. *Плагіоклаз* представлений андезином, який утворює плямисто-зональні зерна з реліктами основного плагіоклазу. За походженням плагіоклаз явно метасоматичний.

Габро-норити візуально темно-сірі, середньотекстуристі і середньо-крупнотекстуристі, масивної текстури. Амфіболові різновиди габро-норитів інколи порфіровидні, завдяки наявності крупних (до 1-2 см) чорних призм рогової обманки, мають темно-зелений відтінок. До складу габро-норитів входить ортопіроксен (від 5-15 до 40 %), клінопіроксен (5-20 % і більше) і плагіоклаз (45-55 %). В амфіболових габро-норитах присутня також зеленувато-бура рогова обманка (5-45 %), іноді зустрічаються біотит (од. з.- 7 %) і кварц (од. з. –15 %). Акцесорні мінерали представлені: магнетитом (3- 5 %) і апатитом.

Ортопіроксен (20-25 мол. % FeSiO_3) блідо-рожевий по Np і безбарвний до блідо-зеленуватого по Ng, іноді заміщується біотитом ($f = 42-47$ мол. %). *Клінопіроксен* представлений діопсидом ($f = 5-16$ мол. %), блідо-зелений, неплеохроюючий. Заміщується роговою обманкою ($f = 37$ мол. %), рідше біотитом. *Плагіоклаз* – лабрадор № 52 утворює табличчасті зерна з нечіткими “вісячими” двійниками клиноподібної форми. Крупніші зерна містять пойкилітові вросання піроксенів. *Рогова обманка* розвивається за рахунок піроксенів, має зеленувато-бурий колір і утворює самостійні алотриоморфні зерна та порфіробласти призматичної форми. У порфіробластах спостерігаються включення піроксенів і плагіоклазу.

Габро-амфіболіти виникають унаслідок амфіболізації габро-норитів. Візуально вони темніші, ніж габро-норити, зеленувато-чорні, дрібно-середньотекстуристі і середньотекстуристі, масивної, рідше, неясно-сланцюватої текстури.

У габроамфіболітах майже повністю зникають *піроксени*, зустрічаються лише їх дрібні кородовані релікти або реліктові форми. *Плагіоклаз* (35-65 %) розкислюється до андезину № 40-42, а поблизу гранітних прожилків – до олігоклаз-андезину № 29-30. Він частково зберігає реліктову алотриоморфну форму і має плямисто-зональне погасання (завдяки реліктам лабрадору). Новоутворена синьо-зелена *рогова обманка* (35-65 %) має залізистість 41-43 мол. %. Форма частини зерен рогової обманки нагадує форму заміщеного нею піроксену. Рогова обманка заміщується бурим *біотитом* (од. л.-3 %) лускуватої форми ($f = 37$ мол. %). У катаклавованих габроамфіболітах у вигляді гранобластових агрегатів зустрічається вторинний *кварц*.

МЕЗОАРХЕЙСЬКА ЕРА

Літинський ультраметаморфічний комплекс – AR₂It

Літинський комплекс об'єднує чарнокітоїди району досліджень. Найпоширенішим різновидом чарнокітоїдів є ендербіти. Калішпатвіщуючі чарнокітоїди утворюють ряд від чарноендербітів до чарнокітів і пов'язані взаємними переходами як між собою, так і з ендербітами. На геологічній карті поля їх поширення позначені індексом чарноендербітів. У межах вивченої території чарнокітоїди концентруються в її південно-західній частині, займаючи незначні площі (від 1-2 кв. км до 30 кв. км) серед гранітоїдів бердичівського комплексу. У магнітному полі цим площам відповідають ділянки підвищеного фону. Аномалії сили тяжіння в

контурах площ розвитку чарнокітоїдів пов'язані з ділянками концентрації останців метаморфічних порід тиврівської товщі.

Ендербіти комплексу доволі мінливі за своїми структурно-текстурними характеристиками: спостерігаються як неясносмугасті різновиди, часто з тінювою гнейсовидністю, переважно дрібно-середньозернисті, так і масивні, середньозернисті або крупно-середньозернисті, більш лейкократові. Зустрічаються і мігматитовидні грубосмугасті різновиди, в яких меланосома представлена піроксеновими кристалосланцями. Вони характерні для зон контакту ендербітів із крупними останцями метаморфічних порід. Чарнокіти і чарноендербіти – здебільшого масивні, середньозернистими або крупно-середньозернистими породи.

За своїми фізичними властивостями чарнокітоїди, залежно від їх насичення магнетитом, поділяються на слабомагнітні ($\chi = 20-200 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ) і магнітні ($\chi = 200-2000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ), а залежно від вмісту калішпату їх густина змінюється від 2,6 до 2,9 г/см³ (середні значення для гнейсовидних ендербітів – 2,8 г/см³, для лейкократових ендербітів – 2,7 г/см³). Переважають різновиди з магнітною сприйнятливістю $0-200 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ і густиною 2,65-2,8 г/см³. Площам розвитку чарнокітоїдів відповідає підвищеної інтенсивності магнітне поле, що пояснюється, насамперед, концентрацією в їх межах останців метаморфічних порід.

Співвідношення різновидів чарнокітоїдів спостерігаються в розрізі окремих свердловин і свідчать про взаємні переходи між ними. При цьому відмічається, що калішпатвміщуючі різновиди часто приурочені до тектонічних зон із тілами пертитових пегматоїдних гранітів. Це може свідчити на користь анатектичного або метасоматичного походження двопольовошпатових чарнокітоїдів за рахунок калішпатизації ендербітів.

У петрохімічному відношенні доволі чітко розмежовуються гнейсовидні ендербіти, відносно лейкократові масивні ендербіти і двопольовошпатові різновиди чарнокітоїдів. На діаграмі (Na₂O+K₂O)-SiO₂ [59] гнейсовидні ендербіти займають поле між фігуративними точками кварцових діоритів та гранодіоритів, масивні ендербіти зміщені в бік більшої кремнекислотності, а двопольовошпатові – в бік підвищеної лужності.

Геохімічні особливості різновидів чарнокітоїдів також чітко проявлені в ряду ендербіт – чарнокіт закономірним зниженням вмісту хрому, нікелю, кобальту і ванадію відповідно до зростання вмісту калішпату. Калішпатизація ендербітів супроводжується підвищенням вмісту рідкісноземельних елементів, фосфору, барію, меншою мірою – цинку і молібдену.

Ізотопний вік антипертитових ендербітів літинського типу з околиць смт. Літин за даними І. М. Лісної [15] становить біля 2,8 млрд років. Л. М. Степанюк [22] після дослідження цирконів цієї ж проби зробив висновок про відповідність цієї дати віку субстрату, а вік самих ендербітів визначає датою 2,06 млрд років. За даними досліджень ендербітів Літинського кар'єру Sm-Nd методом, їх модельний вік по CHUR-DM становить 3,49-3,65 млрд років, а вік ендербітів з Іванівського кар'єру – 2,55-2,73 млрд років.

Згідно з класифікацією чарнокітоїдів [20], серед порід даної групи виділяються ендербіти, чарноендербіти, чарнокіти і монцонорити. Найбільш поширеними є ендербіти. Виділені різновиди знаходяться в тісній просторовій асоціації і пов'язані між собою поступовими взаємопереходами.

Макроскопічно породи дрібно-середньозернисті і середньо-крупнозернисті до пегматоїдних, характеризуються чергуванням ділянок різної зернистості. Текстура масивна або смугаста (остання часто тінюва). Колір залежить від співвідношення польових шпатів: плагіоклазові різновиди зеленувато-сірі, двопольовошпатові рожево-сірі, обидва з голубуватим кварцом. За вмістом фемічних мінералів породи переважно лейкократові, рідше, мезократові.

При переході від субстрату (піроксенових кристалосланців) до ендербітів зростає вміст і крупність зерен плагіоклазу, зменшується кількість піроксенів і рогової обманки, з'являються кварц і калішпат (у вигляді антипертитів). Головні мінерали ендербітів: плагіоклаз-антипертит – 40-60 %, гіперстен – від 1-3 до 12-15 %, кварц – 25-50 %, біотит – од. л. – 10-15 %; другорядні: діопсид – 0-3 %, амфібол – 0-3 %, калішпат в антипертитах і поодиноких міжзернових плівках; акцесорні мінерали: апатит, циркон, ільменіт – од. з.-2 %, магнетит, сульфіді; вторинні: мінерали групи смектиту, карбонат (од. з.), хлорит (од. л.).

У монцоноритах вміст плагіоклазу підвищується до 70-80 %, вміст кварцу знижується до 2-15 %, вміст гіперстену становить від 2 до 18 %, зникає діопсид, зустрічається рогова обманка, у незначній кількості присутній біотит (од. л.-2 %). Калішпат має той же вигляд, що і в ендербітах. Акцесорні мінерали представлені апатитом і магнетитом.

Чарноендербіти відрізняються приблизно однаковим вмістом плагіоклазу і кварцу (не більше 40 %), вміст калішпату не перевищує у складі 10 %, відсутні діопсид і амфібол.

Для чарнокітів характерним є високий вміст самостійних зерен калішпату (від 20 до 50 %), зменшення, порівняно з ендербітами, вмісту плагіоклазу-антипертиту (до 20-35 %), кварцу (до 10-35 %), гіперстену (до 1-3 %, зрідка – до 7 %).

Плагіоклаз-антипертит – головний мінерал чарнокітоїдів. Склад його змінюється від андезину № 32-40 в ендербітах до олігоклазу № 20-25 у багатих на калішпат різновидах. Плагіоклаз постійно виявляє ознаки деформацій. Характерною є постійна наявність антипертитів (від 1-2 до 20 % площі зерна) прямокутної та квадратної форми. Калішпат ендербітів і монцоноритів представлений лише антипертитами і міжзерновими плівками. У чарноендербітах з'являється невелика кількість дрібних ксенобласт (за рахунок плівок). Лише в чарнокітах мінерал інтенсивно розвивається, заміщуючи плагіоклаз "агрегатів дроблення". Склад його змі-

юється від мікроклін-пертиту до ортоклазу. Кварц з'являється уже на початкових стадіях ендербітизації кристалосланців, але значного вмісту досягає у ендербітах і чарнокітах. Характерною особливістю кварцу є голубуватий колір у штуфах.

Гіперстен ($f = 35-42$ мол. %) утворює зерна часто з сильно кородованими краями і з плеохроїзмом від світло-зеленого по Ng до світло-рожевого по Nr. Заміщений глинистими мінералами гіперстен впізнається за характерними реліктами форм і вторинними продуктами. Діопсид зустрічається в ендербітах лише на початковій стадії ендербітизації. Має вигляд блідо-зелених зерен, близьких за формою і розмірами до гіперстену, асоціює з ним або включений у зерна плагіоклазу. Біотит червонувато-коричневий, асоціює з гіперстеном, іноді заміщуючи його по краях і вздовж тріщин.

НЕОАРХЕЙСЬКА ЕРА

Юривський інтрузивний комплекс AR₃ jr

Юривський комплекс складають апоперидотити (в основному змінені) та різною мірою метаморфізовані габроїди. Змінені ультрабазити представлені переважно антофілітовими і антофіліт-тремолітовими породами або тремолітитами, рідше окременілими і озалізненими серпентинітами, а також їх гіпергенно зміненими, звичайно карбонатизованими різновидами. Зустрічаються горнблендити. Габроїди зазнали метаморфізму в умовах середніх і високих ступенів амфіболітової фації, і тому об'єднують широкий спектр порід: від різновидів, які майже зберегли вигляд і склад вихідних габроїдів різною мірою амфіболізованих, до ортоамфіболітів із ледве помітними ознаками габрової структури. Як ультрабазити, так і габроїди утворюють тіла невеликих розмірів, здебільшого приурочені до зон глибинних розломів. У морфологічному плані вони являють собою, вірогідно, дайкоподібні або силоподібні малі інтрузії.

Змінені ультрабазити утворюють тіла, потужність яких становить кілька десятків метрів і протяжність – перші сотні метрів, і контакти яких мають круте падіння. Лише декілька найкрупніших масивів мають більші параметри: масив у районі с. Великі Єрчики – 500-600 м × 100-150 м; масив в районі с. Каленна – 1000 м × 400 м; масив в районі с. Чепіжинці – 750 м × 200 м. Більшість тіл ультрабазитів приурочені до тектонічних порушень, які оперяють глибинні розломи або залягають безпосередньо в осьових зонах глибинних розломів. Ультрабазити нерідко утворюють серії зближених дрібних тіл, які трасують тектонічні порушення. Контакти тіл здебільшого тектонічно ускладнені, але в цілому згідні з заляганням порід, що їх вміщують.

Тіла габроїдів фіксуються на всій території Білоцерківського блока (у межах аркуша "Сквира"), однак концентрація їх спостерігається в зонах глибинних розломів. Приурочені вони, в основному, до тектонічних порушень третього-четвертого порядку. Розміри тіл сильно варіюють: потужність – від кількох метрів до перших сотень метрів, протяжність – від перших десятків метрів до кількох сотень метрів. Контакти тіл звичайно чіткі і різкі з гранітоїдами, дещо розпливчасті, але в цілому згідні з метаморфічними породами (особливо у габроамфіболітів).

Петрофізичні властивості змінених ультрабазитів характеризуються широким спектром значень: $\sigma = 2,08-2,92$ г/см³; $\alpha = 17-1800 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Тому у фізичних полях не спостерігається закономірної приуроченості тіл ультрабазитів до певних аномальних зон. Метагаброїди є найбільш щільними з-поміж порід району ($\sigma = 2,96$ г/см³), а магнітній сприйнятливості більшості з них властиві значення від 50 до $1000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Лише для різновидів, збагачених магнетитом, магнітна сприйнятливість становить понад $3000 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Однак здебільшого через незначні розміри тіла габроїдів не відображаються у фізичних полях.

Змінені ультрабазити на петрохімічних діаграмах приурочені до полів ультраосновних порід [73], за винятком окременілих та інтенсивно метаморфізованих різновидів. Метагаброїди за своїми петрохімічними характеристиками в цілому відповідають складу нормального габро [73]. На діаграмі (Na₂O+K₂O)-SiO₂ фігуративні точки метагаброїдів перекривають ареал фігуративних точок амфіболітів у частині найменш лужних складів і за межами цього ареалу займають поле з більш високими значеннями СаО (в основному за рахунок більш основного складу плагіоклазу). Перекриття ареалів фігуративних точок амфіболітів (метаефузивів) і метагаброїдів пояснюється частковим розкисленням плагіоклазу при метаморфізмі вихідних габро.

В геохімічному відношенні різновиди метагаброїдів за середнім вмістом близькі більшості елементів. Помітна різниця характерна лише для середнього вмісту фосфору, цинку, свинцю, міді, нікелю, кобальту, хрому, ванадію, титану. Відносно слабо метаморфізовані габроїди характеризуються максимальним середнім вмістом цинку, міді, хрому, кобальту і мінімальним – фосфору, свинцю, титану, ванадію. Інтенсивно амфіболізовані габроїди відрізняються мінімальним середнім вмістом цинку і максимальним – нікелю та ванадію. Для гранітизованих різновидів метагаброїдів властивий максимальний середній вміст фосфору, свинцю, титану і мінімальний – міді, нікелю, кобальту та хрому.

Перидотити (гарцбургіти) макроскопічно темно-сірі до чорних, середньозернисті, масивної текстури. Мінеральний склад: олівін ~ 40 %, ортопіроксен ~ 15 %, тремоліт ~ 20 %, хризотил ~ 8 %, флогопіт ~ 7 %, нонтроніт ~ 10 %, акцесорний гранат – од. з., магнетит ~ 5 %, піротин – од. з.

Олівін присутній у безбарвних тріщинуватих зернах. По тріщинах розвивається блідо-зеленувато-жовтий тонковолокнистий хризотил. Він часто виходить за межі зерен олівину і продовжує розвиватись по зернах

ортопіроксену і тремоліту, що контактують із ним. *Ортопіроксен*, представлений гіперстеном, утворює короткопризматичні зерна, які інтенсивно заміщуються тремолітом. Заміщення супроводжується виділенням тонкодисперсного магнетиту. По тремоліту розвивається флогопіт. *Флогопіт* світло-рожевий із плеохроїзмом до безбарвного, іноді з плямами зеленуватого кольору.

Серпентиніти макроскопічно темно-зелені, щільні, тонкозернисті до крипнокристалічних, масивні, часто пронизані сіткою тонких прожилків карбонату і кварцу. Мінеральний склад: хризотил – 40-50 % (інколи – до 80 %), антигорит – 10-35 %, серпофіт – 10-18 %, релікти олівіну – 0-5 %, тремоліт – од. з. 5 %, флогопіт – од. л. 8 %, брусит – 0-7 %, магнетит. У гіпергенно змінених різновидах присутні: карбонат – 5-10 %, кварц – 0-8 %, халцедон і опал, джеферизит – від 0-3 до 7 %.

Хризотил утворює петлі і вузькі смуги поперечноволокнистої і повздовжньоволокнистої структури з розміром “комірок” петель близько 0,1-0,3 мм. Колір його блідо-зеленуватий, жовтувато-зеленуватий. Хризотил розвивається по тріщинах в олівіні, тремоліті і піроксенах. *Серпофіт* прихованокристалічний, ізотропний, іноді переходить у тонколистуватий антигорит. Часто містить тонкодисперсний або тонкозернистий магнетит. *Антигорит* утворює агрегати блідо-зеленого кольору, які заміщують ортопіроксен. *Тремоліт* має вигляд безбарвних кородованих уламків реліктових призматичних зерен. *Олівін* зустрічається в серпентиніті у вигляді безбарвних кородованих реліктів (у “комірках” петель, утворених хризотилом). *Флогопіт* лускуватої і пластинчастої форми, інтенсивно хлоритизований, із включеннями дрібнозернистого магнетиту і скупченнями рудного пилу. *Брусит* утворює безбарвні широкі луски, розщеплені по спайності карбонатами і водними мінералами. Розвивається по серпентину.

Тремоліти макроскопічно зеленувато-сірі, сірі, з шовковистим блиском, дрібнозернисті, сланцюватої, паралельної або масивної текстури. Мінеральний склад: тремоліт – 45-70 %, іноді до 100 %, джеферизит – до 25 %, гідробіотит – 0-5 %, флогопіт – 0-3 %, халцедон – 0-15 %, карбонат – од. з. 65 %, глинисті мінерали групи смектиту, тальк – від 5 до 12-70 %, кварц – від 0-18 до 30 %, халцедон – 0-15 %, магнетит – 2-5 %, пірит – 0-1 %.

Тремоліт утворює субпаралельно орієнтовані зерна з ясно вираженою спайністю. *Джеферизит* зелений по Ng, до безбарвного по Nr, часто деформований. *Гідробіотит* брудно-бурувато-зелений, майже чорний по Ng, до бурувато-жовтого по Nr, заміщується гідрохлоритом. *Флогопіт* безладно орієнтований, часто розщеплений по спайності і хлоритизований. *Кварц* часто розвивається по тріщинах спайності в тремоліті, розбиває його зерна на окремі блоки або має вигляд прожилків (часто сумісно з халцедоном). *Халцедон* присутній у вигляді криптозернистого агрегату або радіально-променистих утворень. *Сидерит* мікрозернистий, бурувато-жовтий. Розвивається по тріщинах у тремоліті, ділянками майже повністю його заміщує.

Антофілітові породи макроскопічно світло-зеленуваті, середньо-крупнозернисті, сланцюватої текстури.

Антофіліт у найбільш свіжих породах становить від 70 до 85 %, а у найбільш змінених – не перевищує 7-10 %, і його зерна мають тоді реліктовий вигляд. *Сидерит* має вигляд суцільних мас мікрозернистої, в окремих ділянках – оолітової структури. *Гідрослюди* представлені синювато-зеленим *гідробіотитом* і голубувато-світло-зеленим *гідрохлоритом*. Іноді їх кількість досягає 15-20 %.

Метаморфізовані габродіабази макроскопічно зеленувато-чорні, крупнозернисті, масивні, іноді з порфіривидною текстурою. Головні мінерали: плагіоклаз – 50-55 %, олівін – 3-10 %, ортопіроксен – 15-25 %, клінопіроксен – від од. з. 5 % до 15 %, рогова обманка – до 5 %; вторинні: амфіболи тремоліт-актинолітового ряду – 20-25 %, біотит ~ 3 %, серпентин – 2-4 %, гідрослюди – 3-4 %, карбонат – 0-2 %; акцесорні: апатит, сульфід, магнетит.

Плагіоклаз двох морфогенетичних типів: I – лабрадор-бітовніт присутній у вигляді лейст, згрупованих у скупчення, і поодиноких зерен, розміщених “діабазово”; II – андезин-лабрадор №46-42 має вигляд кайм навколо лабрадор-бітовніту, регенерує краї його зерен, а також утворює жилки, плями, гнізда, при розростанні яких лабрадор-бітовніт має вигляд реліктів у ньому. Сумісне знаходження плагіоклазів обох типів у межах одного зерна обумовлює плямисто-зональне погасання.

Олівін (f ~28 мол. %) присутній у вигляді поодиноких самостійних алотриоморфних зерен і чисельних, більш дрібних пойкилітових проростань в ортопіроксені, рідше – в роговій обманці. На стику олівіну з роговою обманкою спостерігаються кайомки ортопіроксену. Олівін виглядає як сингенетичний з плагіоклазом I-го типу і ортопіроксеном.

Ортопіроксен – блідо-рожевий гіперстен (f = 46-48 мол. %). Пойкілітові вростання в ньому утворюють не тільки лейсти плагіоклазу, але й олівін, іноді клінопіроксен.

Клінопіроксен – блідо-зелений діопсид (f = 19-20 мол. %) із проростаннями жовто-бурої рогової обманки. Інтенсивно заміщується (аж до псевдоморфоз) синьо-зеленою роговою обманкою.

Рогова обманка двох типів: I – жовто-бура (більш рання, можливо, магматогенна), з залізистістю 24-25 мол. %; II – синьо-зелена, явно більш пізня, з залізистістю 42-44 мол. %, завжди агресивна до піроксенів.

Біотит двох морфологічних типів: I – оранжево-коричневий і жовто-коричневий, заміщує ортопіроксен і жовто-буру рогову обманку, міститься у вростках в плагіоклазі; II – блакитно-світло-зелений, заміщує синьо-зелену рогову обманку.

Габронорити макроскопічно темно-зеленувато-сірі до чорних, середньо-крупнозернисті, масивної текстури. Головні мінерали: рогова обманка – 45-53 %, олівін – понад 1 %, ортопіроксен ~ 4 %, клінопіроксен – 10-15 %, плагіоклаз ~ 35 %; акцесорні: циркон – од. з., апатит – од. з., ільменіт, пірит ~ 1 % (у зростках з ільменітом), піротин – більше 2 %, хроміт – од. з.; вторинні: бастит – до 1 %, глинисті мінерали.

Рогова обманка бурувато-зелена, з пойкилітовими проростаннями плагіоклазу, піроксенів, олівіну. *Плагіоклаз* – андезин до андезин-лабрадору ($N_g=1,558-1,564$), утворює зерна з прямою зональністю і чіткими двійниками. *Ортопіроксен* представлений гіперстеном. Мінерал світло-зелений по N_g із плеохроїзмом до світло-рожевого по N_p , часто має вигляд включень у роговій обманці. *Клінопіроксен* – діоксид світло-зелений, включений у рогову обманку. *Олівін* безкольоровий, тріщинуватий, у поодиноких зернах округлої форми.

Габроамфіболіти макроскопічно середньо-крупнозернисті, темно-сірі до чорних, масивної або неяснопаралельної текстури. Головні мінерали: рогова обманка – 35-55 %, плагіоклаз – 35-67 %, біотит – 2-15 %, кумінгтоніт – до 6 %, кварц – до 7 %; акцесорні: сфен, апатит, магнетит, ільменіт, пірит; вторинні: епідот.

Рогова обманка утворює зерна з нерівними краями, проростає плагіоклазом, кварцом, містить включення рудних мінералів, часто розвивається по кумінгтоніту. *Плагіоклаз* – андезин-лабрадор, пелітизований, карбонатизований, епідотизований. *Біотит* розвивається по роговій обманці. *Кумінгтоніт* присутній у вигляді реліктових тонкопризматичних зерен серед рогової обманки. *Кварц* має вигляд проростань у плагіоклазі і роговій обманці.

Горнблендити – макроскопічно зеленувато-чорні, темно-зелені, середньо-дрібнозернисті, масивні, іноді сланцюваті породи.

Рогова обманка становить 70-85 % маси породи. Під мікроскопом вона синьо-зеленого або бурувато-зеленого кольору. Спорадично в проміжках зерен рогової обманки або в проростаннях у ній зустрічається *плагіоклаз* (0-3 %), іноді слабо мікроклінований. *Кварц* наявний у вигляді ксенобласт або прожилковидних скупчень. *Біотит* (до 4-5 %) коричневого і оранжево-коричневого кольору, нерідко хлоритизований.

Тетіївський ультраметаморфічний комплекс – AR₃ tt

Комплекс об'єднує діорити (в основному, кварцові), діоритовидні породи та змінені різновиди цих порід – гранодіорити і тоналіти. Зазначені породи поширені на всій території Росинської СФЗ, яка входить до вивченого району, але значні за розмірами тіла і масиви їх зустрічаються здебільшого в межах площ переважного розвитку плагіогранітоїдів звенигородського комплексу.

Характерними для вивченої території є незначних розмірів (від перших метрів до кількох десятків метрів) тіла (останці) утворень тетіївського комплексу, особливості яких, як правило, залежать від складу порід, що їх вміщують. Серед плагіогранітоїдів звенигородського комплексу ці останці звичайно представлені кварцовими діоритами і діоритовидними породами, які мають розпливчасті “тіньові” контакти з поступовими переходами діоритів у роговообманкові плагіограніти, а діоритовидних порід у роговообманкові плагіомігматити. Поблизу контактів серед плагіогранітоїдів часто відмічаються тіньові плямисті останці діоритів і діоритовидних порід розміром від кількох до десятків сантиметрів у поперечнику. Серед гранітоїдів уманського комплексу дрібні останці порід тетіївського комплексу частіше складені гранодіоритами і тоналітами. У більш крупних із них інколи спостерігаються тіньові ділянки, складені кварцовими діоритами, та чергування смуг і плям плагіогранітного і кварц-діоритового складу.

Значних розмірів “масиви”, представлені діоритами і діоритовидними породами, досягають 1,5-2 км в поперечнику. У магнітному полі їм відповідають аномалії ΔZ_a інтенсивністю понад 150-450 нТл. Інтенсивність аномалій залежить від ступеня їх метаморфо-метасоматичних перетворень у процесі формування утворень звенигородського і уманського комплексів. Контури “масивів” досить умовні, оскільки відсутні детальні перетини їх контактів. Вони, як свідчать наявні фрагменти, являють собою перехідні зони різної потужності, складені як діоритами і діоритовидними породами, так і породами, що їх вміщують. Для приконтаткових зон “масивів”, які залягають серед гранітоїдів уманського комплексу, характерні також ділянки гранодіоритового або тоналітового складу. Більш-менш крупні тіла порід тетіївського комплексу часто вміщують останці амфіболітів або кристалосланців.

За своїми петрофізичними характеристиками породи тетіївського комплексу ближчі до метаморфічних порід росинсько-тікицької серії, ніж до ультраметаморфічних утворень звенигородського комплексу. Серед породних різновидів комплексу найбільша густина у діоритів (2,85 г/см³), найменша – у тоналітів і гранодіоритів (2,70 г/см³). Найбільш магнітними різновидами є діоритовидні породи ($\delta = 532 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ), найменш магнітними – тоналіти і гранодіорити ($\delta = 341 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ). Але в цілому для всіх різновидів характерний широкий діапазон значень магнітної сприйнятливості. Значення густини порід тетіївського комплексу дозволяють припустити, що максимуми гравітаційного поля на карті локальних аномалій δg_a , які не відповідають природі закартованих на поверхні геологічних об'єктів, насправді відображають наявність нижче рівня ерозійного зрізу крупних “масивів”, складених діоритами і насичених останцями метаморфічних порід. Це припущення є основою для умовного зображення на геолого-геофізичних розрізах тіл і масивів даних утворень, не розкритих ерозійним зрізом.

За петрохімічними характеристиками діорити і діоритовидні породи близькі до амфіболітів і кристалосланців росинсько-тікицької серії [73]. На діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ їх фігуративні точки знаходяться в основному у полі діоритів і кварцових діоритів та частково у полі кварцових монзонітів. Гранодіорити і тоналіти, зважаючи на їх "гібридну" природу, характеризуються більш широким діапазоном вмісту кремнезему і лугів. Фігуративні точки цих порід на діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ зміщені в бік більшої кислотності та лужності, порівняно з точками діоритів і діоритовидних порід. Це підтверджує дані петрографічних досліджень про утворення гранодіоритів і тоналітів за рахунок діоритів і діоритовидних порід внаслідок їх кремнієво-лужного метасоматичного зміння.

У геохімічному відношенні породи тетіївського комплексу в цілому близькі до плагіогранітоїдів звенигордського комплексу, але помітно відрізняються від останніх за середнім вмістом фосфору, марганцю, хрому і титану. Найбільше відрізняються за середнім вмістом хрому та марганцю діорити і діоритовидні породи, для яких характерний максимальний вміст, близький до вмісту хрому та марганцю в породах росинсько-тікицької серії.

Площі розвитку порід тетіївського комплексу на геологічній карті і розрізах позначені як складені переважно діоритами, оскільки цей породний різновид найбільш поширений серед порід комплексу. Наявність юхідних різновидів: тоналітів і гранодіоритів – фіксується на карті ознаками процесів мікроклінізації та окрашування.

Кварцові діорити і діоритовидні породи візуально темно-сірі, середньозернисті, середньокрупнозернисті, масивні, іноді неяснопорфіровидні. Для діоритовидних порід, характерні середньодрібнозерниста структура і тіньова смугастість. Кварцові діорити вміщують 55-60 % плагіоклазу, 5-15 % кварцу, 15-18 % (інколи до 30 %) рогової обманки, 10-15 % біотиту. Діоритоподібні породи відрізняються меншою кількістю кварцу (до 5 %) і більшою меланократовістю. І в тих, і в інших іноді зустрічається калішпат (од. з. 3-3 %). Вторинні мінерали: епідот – од. з. 4 %, хлорит – до 5-8 %, серицит, мінерали групи смектиту – 0-5 %, каолініт – 0-2 %. Акцесорні мінерали: апатит, сфен, циркон, сульфід, магнетит.

Плагіоклаз утворює порфіробласти середнього складу (андезин № 40-46) із зональним погасанням, а також різного розміру незональні зерна. Незональні зерна становлять основну масу порфіровидних різновидів і є головними складовими рівномірнозернистих діоритів і діоритоподібних порід. *Рогова обманка* в усіх різновидах синьо-зелена, розподілена нерівномірно, у вигляді поодиноких зерен або їх скупчень. *Біотит* двох морфогенетичних типів: бурий, плямистий, іноді бурувато-коричневий ($f = 52$ мол. %) та зеленувато-бурий ($f=37-41$ мол. %). Асоціює з роговою обманкою або самостійно заповнює проміжки між зернами плагіоклазу. Зеленувато-бурий біотит агресивний до рогової обманки, іноді утворює на її місці скупчення. Біотит кородується кварцом, заміщується хлоритом та епідотом. *Кварц* кородує і частково заміщує плагіоклаз і рогову обманку, зустрічається в них також у вигляді симплектитів, мірмекітів та краплевидних проростань. *Мікроклін* метасоматичного характеру, має плямисто-решітчасту структуру. *Епідот* фісташково-блідо-зелений, часто згрупований у скупчення, в яких присутні зеленувато-бурий біотит, плагіоклаз, кварц, сфен, магнетит і релікти рогової обманки.

Гранодіорити і тоналіти роговообманково-біотитові та біотитові візуально сірі та рожево-сірі, перемінної меланократовості, дрібно-середньозернисті, масивної текстури. У тоналітів іноді спостерігається тіньова смугастість і плямистість. У гранодіоритах вміст плагіоклазу становить 35-40 %, кварцу – 20-35 %, калішпату – 15-20 % і темнокольорових мінералів – близько 15-20 %. Тоналіти відрізняються підвищеним вмістом плагіоклазу (40-60 %) і нижчим – калішпату (15-10 %) і кварцу (15-20 %). У тоналітах превалують лейкократові і мезократові різновиди (приблизно 10 % і 10-25 % вмісту фемічних мінералів відповідно). Вторинні мінерали: група епідоту, хлорит, мусковіт, серицит, пелітоморфні частки і глинисті мінерали груп смектиту і каолініту. Акцесорні мінерали: апатит, циркон, сфен (0-1 %), змінений ортит (од. з. 3-3 %), магнетит (од. з. 1-1 %), пірит (від 0-од. з. до 3 %). Морфологічний вигляд головних мінералів гранодіоритів і тоналітів схожий.

Плагіоклаз – від олігоклазу № 22-28 до олігоклаз-андезину № 29-40 (більш характерний для гранодіоритів). В олігоклаз-андезині відмічається неяснозональне погасання.

Калішпат – метасоматичний решітчастий мікроклін, який утворює міжзернові плівки, кайми навколо плагіоклазу, антипертити заміщення, ксенобласти, а також самостійні зерна.

Рогова обманка синьо-зелена, утворює зерна з кородованими краями, розподілена нерівномірно.

Біотит – трьох морфогенетичних типів: I – темно-бурий і коричнювато-бурий ($f \sim 51$ мол. %), веде себе як сингенетичний із роговою обманкою; II – зеленувато-бурий, тих же розмірів, що I-й, агресивний до рогової обманки, іноді містить її релікти; III – голубувато-зелений, має вигляд реакційних каймок на стіку біотиту I-го типу з плагіоклазом або утворює тонколускуваті агрегати.

Кварц двох типів: I – нерівномірнозернистий, кородує плагіоклаз і фемічні мінерали; II – дрібнозернистий, у мірмекітових і симплектитових структурах.

Мусковіт розвивається по плагіоклазу, в тріщинах у мікрокліні, по краях і вздовж спайності в біотиті.

Епідот безбарвний і блідо-фісташковий, розвивається по плагіоклазу.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКА ЕРА

Звенигородський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹ зв

До звенигородського комплексу в дослідженому районі віднесені плагіограніти та плагіомігматити біотитові, інколи з роговою обманкою. Різновиди, які вміщують рогову обманку, здебільшого тяжіють до ділянок, насичених останцями діоритів, діоритовидних порід і супракрустальних утворень. На переважній частині території Росинської СФЗ, що входить до вивченого району, плагіогранітоїди звенигородського комплексу утворюють, здебільшого, незначні за площею ділянки і дрібні останці серед гранітоїдів уманського комплексу. Значні площі розповсюдження плагіогранітоїдів лише в межах аркушів М-35-83-Б,Г; -84-А,Б,Г. Характерною рисою плагіогранітоїдів є їх мікроклінізація різної інтенсивності, але наявна на усіх ділянках і площах поширення.

Дрібні останці плагіогранітоїдів звенигородського комплексу в полях розвитку гранітоїдів уманського комплексу зустрічаються майже в кожному крупному відслоненні і в багатьох свердловинах. Вони являють собою смуги, лінзи, плямисті відокремлення різної конфігурації. Через мікроклінізацію останці мають розпливчасті контакти. Розміри їх становлять від кількох сантиметрів до кількох, інколи кількох десятків метрів. Розміри останців не дозволяють відобразити їх на геологічній карті. Більших масштабів ділянки поширення плагіогранітоїдів мають на карті вигляд плям і смуг шириною від перших сотень метрів до перших кілометрів і довжиною від кількох сотень метрів до кількох кілометрів. Площі переважного поширення плагіогранітоїдів досягають перших сотень квадратних кілометрів.

Плагіограніти і плагіомігматити тісно асоціюють і часто переходять один в один. Це часто спостерігається у відслоненнях і свердловинах. Інколи вдається виділити ділянки переважання того чи іншого різновиду, але їх масштаби не дозволяють відобразити ці ділянки на карті. Тому різновиди плагіогранітоїдів зображаються на геологічній карті в одному контурі, як плагіомігматити.

Контакти між плагіогранітами і плагіомігматитами переважно мають вигляд поступових переходів через неясносмугастих різновид плагіомігматиту. Навіть у випадку візуально встановлених чітких контактів, при вивченні їх під мікроскопом плагіограніт у приконтактовій зоні звичайно виявляє тінюву смугастість. Тінюва смугастість часто спостерігається і на більш-менш масштабних ділянках, складених плагіогранітами. У плагіомігматитах із більш чіткою смугастістю меланосома звичайно має розпливчасті границі, часто виклинується по простяганню. Потужність смужок меланосоми, як правило, варіює від кількох міліметрів до кількох сантиметрів.

Плагіогранітоїди звенигородського комплексу майже повсюди тією чи іншою мірою мікроклінізовані. Інтенсивність мікроклінізації залежить від їх просторової близькості до тіл або площ, складених гранітоїдами уманського комплексу, вона помітно зростає в зонах тектонічних порушень, насичених жилами пегматитів. Дрібні останці плагіогранітоїдів у середньому мікроклінізовані інтенсивніше, ніж плагіогранітоїди, які складають великі поля. При нерівномірній мікроклінізації плагіомігматитів виникають своєрідні "полімігматити". У такому разі частина смуг лейкосоми стає двопольовошпатовою, а інша її частина, а також смуги меланосоми змінюються слабо або взагалі не мікроклінізуються. Часто смуги двопольовошпатового складу в таких полімігматитах мають пегматоїдний вигляд. У плагіогранітоїдах мікроклінізація інколи має характер порфіробласту. У такому разі основна маса породи нерідко зберігає склад плагіограніту.

Ділянкам переважного розвитку плагіогранітоїдів відповідає магнітне поле мозаїчного вигляду інтенсивністю від 100-250 до 400-500 нТл. Верхня і нижня границі цих значень магнітного поля приблизно відповідають контурам площ переважного поширення ультраметаморфічних утворень тетіївського, звенигородського і уманського комплексів. Ділянки розвитку плагіогранітоїдів в гравітаційному полі чітко не відображаються. Локальні аномалії сили тяжіння різної форми і амплітуди фіксують наявні тіла діоритів, метаморфічних і основних порід. Значення густини і магнітної сприйнятливості плагіогранітоїдів звенигородського комплексу майже не відрізняються від значень для гранітоїдів уманського комплексу. Тому переважна приуроченість перших до ділянок інтенсивного магнітного поля пояснюється, ймовірно, більшою насиченістю плагіогранітоїдів останцями діоритів та метаморфічних порід з підвищеною магнітністю.

У петрохімічному відношенні плагіогранітоїди за своїми лужно-кислотними характеристиками займають проміжне положення між діоритами та гранітами [73]. Вміст SiO₂ у них коливається від 60 до 67%, у мікроклінізованих різновидах досягає 70%. Сума лугів у плагіогранітоїдах становить 5-7%, у їх мікроклінізованих різновидах досягає 8,5%.

У геохімічному відношенні плагіогранітоїди звенигородського комплексу близькі до порід тетіївського комплексу. Помітно відрізняються вони лише за середнім вмістом фосфору, хрому, марганцю і титану. Середній вміст цих елементів у плагіогранітоїдах менший. При цьому, мінімальні значення характерні для різновидів, які не вміщують рогову обманку. Характерним для плагіогранітоїдів є також нижчий, ніж у діоритах і діоритовидних породах тетіївського комплексу, вміст цинку.

Плагіограніти мають більш-менш рівномірне забарвлення в сірих тонах, середньозернисту, рідше крупнозернисту структуру, масивну текстуру. **Плагіомігматити** виявляють неоднорідність забарвлення і структурно-текстурну неоднорідність, завдяки численним реліктам плагіогнейсового та амфіболітового складу, що часто мають вигляд темно-сірої або темно-зеленої, дрібнозернистої масивної або гнейсовидної палеосоми і

поступово переходять через середньозернисту смугасту неосому (контрастно забарвлену у світлі і темні тони) до тінювих небулітів, а ті, також поступово, – до масивних плагіогранітів.

Головні мінерали плагіогранітів: плагіоклаз – 45-60 %, кварц – 20-30 %, біотит – від 1-2 % у лейкократових різновидах до 15-20 % в меланократових (переважно 3-7 %), рогова обманка – 0-5 %; вторинні: мікроклін – 0-5 %, мусковіт – 0-3 %, епідот – од. з. 3 %, хлорит – 0-1 %; акцесорні: апатит – од. з. 2 %, циркон – од. з., ортит – од. з. У плагіомігатитах більш низький вміст плагіоклазу (35-45 %), поряд із біотитом (10-20 %) частіше зустрічається рогова обманка (5-8 %). Серед акцесорних майже постійно зустрічаються сфен і рудні мінерали: магнетит, титаномагнетит і пірит.

Плагіоклаз у плагіогранітах представлений олігоклазом № 20-25, а в плагіомігатитах переважно олігоклаз-андезином № 25-35. В останніх спостерігається неяснозональне погасання. Плагіоклаз заміщується мікрокліном, іноді на стику з ним містить мірмекіти кварцу.

Мікроклін утворює міжзернові плівки, антипертити, кайми, дрібнозернисті ксенобласти, неправильної форми зерна, які часто містять релікти плагіоклазу. Мікроклін переважно решітчастий, іноді з пертитами веретеноподібної форми, ще рідше невпорядкований.

Кварц у плагіогранітах утворює ксеноморфні зерна, які розміщені більш-менш рівномірно або утворюють скупчення. У плагіомігатитах кварц двох морфологічних типів: I – метаморфогенний (у палеосомі), дрібнозернистий; II – метасоматичний (у складі лейкосоми), утворює ксенобласти або скупчення зерен, містить лусочки біотиту і кородовані релікти плагіоклазу.

Біотит бурий, іноді жовтувато-бурий або коричнювато-бурий, часто плямистий, з більш темною периферійною частиною пластинок. Дрібнолускуватий біотит зустрічається в палеосомі плагіомігатитів і в небулітах. Середньо-крупнолускуватий біотит спостерігається в мезократових і меланократових плагіогранітах та в меланосомі плагіомігатитів. У мікроклінізованих, окварцованих та альбітизованих плагіогранітах біотит хлоритизований, мусковітизований, епідотизований.

Рогова обманка зустрічається в меланосомі смугастих плагіомігатитів в асоціації з біотитом, іноді в небулітах. Колір синьо-зелений, аналогічний кольору рогової обманки з амфіболітів, кристалосланців і плагіогнейсів. Заміщується біотитом, частково плагіоклазом і кварцом (аж до “скелетних” форм).

Бердичівський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹bd

Основними різновидами ультраметаморфічних порід комплексу є плагіограніти та плагіомігатити гранат-біотитові, інколи кордієритвміщуючі. Меншою мірою, але також широко розповсюджені калішпатвміщуючі гранітоїди з перемінним вмістом гранату, часто безгранатові, інколи з кордієритом. До складу комплексу входять також апліто-пегматоїдні граніти та пегматити. Найменш поширеними є гіперстенвміщуючі породні різновиди – вінницити. Як правило, вони зустрічаються в зоні контакту гранітоїдів бердичівського комплексу з чарнокітоїдами літинського комплексу. Розповсюдження плагіогранітоїдів і двопольовошпатових гранітоїдів має закономірність: калішпатвміщуючі різновиди переважно приурочені до східної, крайової частини Подільської СФЗ у межах Брусилівської шовної зони і часто фіксуються поза її межами поблизу тектонічних порушень. Але навіть серед полів поширення двопольовошпатових різновидів дещо переважають плагіогранітоїди з перемінним, часто зниженим вмістом гранату. Тому нанесена на геологічну карту фаціальна границя переважного розповсюдження гранат-біотитових плагіогранітоїдів і площ із широким розвитком двопольовошпатових різновидів є досить умовною. Вона в цілому співпадає з контурами площ понижених значень сили тяжіння, оскільки збільшення вмісту калішпату призводить до зменшення вмісту гранату або його зникнення. Різновидам порід бердичівського комплексу відповідає від’ємне спокійне магнітне поле (фонові значення).

У структурно-текстурному відношенні однаково розповсюджені як масивні, так і неясносмугасті (“тінюві”) різновиди гранітоїдів бердичівського комплексу. У будь-якому відслоненні і навіть свердловині можна спостерігати поступові переходи між цими різновидами. Зустрічаються мігатити з чіткою диференціацією на лейкосому і меланосому. Меланосома має потужність 1-5 см і за складом відповідає плагіогнейсу гранат-біотитовому, часто кордієритвміщуючому, інколи з силіманітом. Такі мігатити більш характерні для зон контакту гранітоїдів з крупними останцями глиноземистих метаморфічних порід, або виникають при їх мігатизації. Плагіогранітоїди переважно мають середньозернисту або дрібно-середньозернисту структуру, а двопольовошпатові гранітоїди – здебільшого крупно-середньозернисту структуру з порфіробластами гранату (інколи калішпату). У ясносмугастих мігатитах лейкосома часто має пегматоїдний вигляд і містить гнізда або шліровидні скупчення зерен гранату, кордієриту і силіманіту в різних комбінаціях.

Контакти плагіогранітоїдів комплексу з останцями глиноземистих плагіогнейсів, як правило, розпливчасті і здебільшого мають характер поступових переходів через тінюві плагіомігатити. Із піроксеновими плагіогнейсами і особливо з кристалосланцями контакти більш чіткі. У приконтактних зонах із ними плагіогранітоїди часто містять гіперстен, кількість якого зменшується з віддаленням від останця цих порід. Для двопольовошпатових гранітоїдів характерні чіткіші, часто хвилясті контакти з метаморфічними породами. Особливо це притаманно грубосмугастим мігатитам на ділянках мігатизації крупних останців глиноземистих метаморфічних порід.

Серед апліто-пегматоїдних гранітів бердичівського комплексу переважають пегматоїдні граніти. Аплітоїдні різновиди переважно є перехідними породами в приконтактових зонах тіл пегматоїдних гранітів. Часто спостерігаються переходи пегматоїдних гранітів у пегматити. Усі різновиди цієї групи порід утворюють малопотужні жиллоподібні тіла, прожилки, гнізда. Потужність їх коливається від кількох сантиметрів до перших метрів, протяжність зрідка перевищує перші десятки метрів. Контакти пегматоїдних гранітів з гранітоїдами бердичівського комплексу здебільшого мають характер поступового переходу, з зонами калішпатизації плагіоклазових різновидів в екзоконтактах. Контакти аплітоїдних гранітів і пегматитів частіше чіткі, нерідко хвилясті, але і в їх екзоконтактах спостерігається калішпатизація плагіогранітоїдів та ендербітів. Із метаморфічними породами всі різновиди цієї групи порід практично завжди мають чіткі, різко окреслені контакти, часто з реститовими оторочками біотиту. Для мінерального складу цих порід характерний незначний вміст зерен ортопіроксену в тілах, які січуть чарнокітоїди, і гранату, інколи кордієриту, в тілах, які залягають серед гранітоїдів бердичівського комплексу.

За своїми фізичними властивостями ультраметаморфічні утворення бердичівського комплексу відрізняються від інших порід району вузьким і дуже стійким діапазоном параметрів магнітності і значною диференціацією густини. Магнітна сприйнятливість знаходиться в інтервалі значень $0-200 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ, а середні значення для різновидів варіюють від 15,8 до $38,7 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Найвищі значення густини характерні для плагіогранітоїдів гранат-біотитових ($\sigma_{\text{сеп.}} = 2,8 \text{ г/см}^3$) і вінніцитів ($\sigma_{\text{сеп.}} = 2,75 \text{ г/см}^3$), дещо меншу густину мають калішпатизовані різновиди гранат-біотитових плагіогранітоїдів ($\sigma_{\text{сеп.}} = 2,7 \text{ г/см}^3$), а найменшу – двопольовошпатові гранітоїди з мінімальним вмістом гранату ($\sigma_{\text{сеп.}} = 2,66 \text{ г/см}^3$) і апліто-пегматоїдні граніти ($\sigma_{\text{сеп.}} = 2,63 \text{ г/см}^3$).

Хімічний склад порід бердичівського комплексу досить невтриманий [59]. Особливо це стосується вмісту в них SiO_2 (60-70 %) і K_2O (1-6 %). На діаграмі $(\text{N}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ фігуративні точки плагіогранітоїдів утворюють витягнутий по осі SiO_2 ореол у полях кварцових діоритів і гранодіоритів із рівнем лужності 4-5,5 %, а фігуративні точки їх калішпатизованих різновидів так само розкидані по осі SiO_2 при більш високому рівні лужності (5,5-7 %). Пегматоїдні граніти та пегматити за своїм хімічним складом займають проміжне положення між низьколужними і сублужними гранітами, наближаючись до лейкогранітів.

У геохімічному відношенні плагіогранітоїди бердичівського комплексу близькі до діоритів-гранодіоритів, мають вміст сидерофільних елементів на рівні їх кларкових значень у цих породах, але з дещо підвищеним вмістом Cu, Mo, Ga, Li, Zr, Rb. У калішпатизованих різновидах плагіогранітоїдів спостерігається збільшення вмісту останніх і зниження вмісту сидерофільних елементів [37]. Для них також характерний підвищений вміст рідкісноземельних елементів церієвої групи. Різко збільшується вміст елементів цієї групи в пегматоїдних гранітах і пегматитах комплексу [37].

Ізотопний вік ультраметаморфічних утворень бердичівського комплексу детально вивчений М. П. Щербаким [24]. Датування уран-торій-свинцевим методом по монациту та циркону дали опорні значення віку в інтервалі 2,04-2,4 млрд років. Вивчення модельного віку вінніциту, проведене Л. М. Степанюком [22] Sm-Nd методом, дало такі результати (у млрд років): 2,06 (CHUR) і 2,3 (ДМ).

Вінніцити макроскопічно сірі, середньо-крупнозернисті, з підвищеним (до 20-25 %) вмістом бузково-рожевого гранату, з блакитним кварцом і нерівномірно розподіленим гіперстеном призматичної форми, котрий переважно повністю перетворений у глинисті мінерали групи смектиту. Текстура масивна, поблизу останців іноді смугаста. Головні мінерали: плагіоклаз – 20-55 %, калішпат – од. 3-35 %, кварц – 25-45 %, гранат – до 20-25 %, гіперстен – до 3-7 %, біотит – од. л.-10 %; акцесорні: циркон, монацит, графіт, сульфід, рідше – апатит, анатаз, ільменіт, в одиничних шліфах – шпінель.

Плагіоклаз представлений олігоклазом, який утворює зерна без двійників або з невиразними двійниками. На стику з калішпатом спостерігаються мірмекіти, характерні антипертити.

Калішпат у вінніцитах плагіогранітного складу зустрічається лише в антипертитах і міжзернових плівках, а у вінніцитах гранітного складу утворює самостійні зерна, які містять характерні дрібнотаблитчасті пертити і мають, переважно, неупорядковану структуру.

Кварц розподілений у породах нерівномірно. Під мікроскопом він має вигляд агрегатного або утворює гранульовані ксенобласти, ускладнені структурними деформаціями.

Гранат під мікроскопом майже безбарвний або з ледь помітним світло-бузковим відтінком, на відміну від бердичівських гранітів, із менш різко вираженою шагреневою поверхнею. За комплексом аналізів гранат відноситься до піральспітового ряду (f – до 65 мол. %).

Біотит (f \approx 43 мол. %) червоно-коричневий або оранжево-коричневий, утворює скупчення, що асоціюють, в основному, з гранатом.

Гіперстен зустрічається у вигляді дрібних, кородованих реліктів серед глинистих мінералів групи смектиту або фіксується по характерних реліктових формах, повністю виповнених останніми. Релікти зберігають чіткий плеохроїзм від світло-зеленого по Ng до рожевого по Nr.

Гранітоїди гранат-біотитові за мінеральним складом поділяються на плагіоклазові і двопольовошпатові, за вмістом фемічних мінералів – на біотитові і двослюдяні. Усі вони містять гранат та іноді кордієрит. За

комплексом ознак (склад і структурно-текстурні особливості) серед них виділяються плагіограніти і плагіо-мігматити, а також граніти і мігматити.

Візуально плагіограніти вирізняються “очками” світло-сірого плагіоклазу, розділеними “перегородками” із чорного біотиту або кварц-біотитового агрегату. Структура їх середньо-крупнозерниста, текстура масивна. Граніти мають на окремих ділянках порфіровидний вигляд. Порфіробласти розміром близько 1 см представлені рожевим і рожево-сірим калішпатом, дуже рідко – плагіоклазом. Мігматити і плагіомігматити відрізняються смугастою і тіньовою текстурами. Смугаста текстура обумовлена наявністю кварц-польовошпатової лейкосоми і меланосоми з перемінним вмістом гранату, біотиту, рідше, кордієриту, силіманіту, андалузиту. Тіньова текстура типова для небулів, в яких границя між смугами дуже розпливчата. Під мікроскопом породи відрізняються за морфологічним виглядом головних мінералів.

Мінеральний склад гранітоїдів дуже мінливий. Вміст головних мінералів коливається в межах: плагіоклаз – 20-65 % (переважно 25-55 %), калішпат – 0-65 % (у гранітах – 15-65 %), кварц – 15-50 %, гранат – од. з. 3-35 % (переважно 15-25 %), біотит – од. л. 25 % (переважно 3-10 %).

Плагіоклаз – олігоклаз № 20-25 у різновидах із бластокатакlastичними структурами утворює округлі нездвійниковані зерна, розділені перекристалізованим кварц-біотитовим агрегатом. У різновидах із гранітними структурами зерна плагіоклазу мають таблитчасту форму, в них спостерігаються полісинтетичні і прості двійники.

Біотит ($f = 43-48$ мол. %) червонувато-коричневий або оранжево-коричневий.

Гранат піральспітового ряду зустрічається у всіх різновидах.

Кордієрит більш характерний для різновидів, які містять калішпат. Утворює зерна жовтуватого кольору з плеохроїзмом до безбарвних. Як правило, він заміщений серпофітоподібним аморфним агрегатом або зеленуватим кордієфагітом. Релікти форм оточені фібролітом і дрібнозернистим агрегатом андалузиту.

Андалузит, окрім того, асоціює з біотитом та плагіоклазом і має вигляд дрібних зерен жовтуватого кольору.

Калішпат двох морфогенетичних типів: I – мікроклін-пертит, характерний для гранітів, які асоціюють із чарнокітоїдами, утворює зерна неправильної форми з таблитчастими пертитами; II – решітчастий мікроклін, спостерігається в порфіровидних гранітах, має таблитчасту форму.

Мусковіт безбарвний до світло-жовтуватого, типовий для гранітів із гіпідіоморфнозернистими і порфіровидними структурами, розвивається по біотиту і польових шпатах.

Уманський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹ *ит*

Гранітоїди уманського комплексу переважають у межах частини Росинської структурно-формаційної зони, яка входить у вивчений район. Найбільш поширеними їх різновидами є граніти та мігматити біотитові більш-менш рівномірнозернисті до нерівномірнозернистих, дрібно-середньозернисті. Нерівномірнозернисті граніти часто переходять у порфіровидні, які самі виявляють переходи від дрібно- до крупнопорфіровидних і від рідко- до густовкраплених різновидів. Локальне розповсюдження мають лейкократові біотитвміщуючі гранітогнейси, аплітовидні та пегматоїдні граніти, а також пегматити. В уманський комплекс, крім того, входять постультраметаморфічні метасоматичні і гідротермально-метасоматичні утворення. Усі ці різновиди можна зустріти в різній комбінації в межах невеликих ділянок окремого відслонення і навіть у керні однієї свердловини.

На вивченій території визначались площі переважного розвитку гранітоїдів перемінної зернистості та яснопорфіровидних гранітів. Порфіровидні граніти найбільш розповсюджені в межах Пустоварівського тектонічного блока, займають південну частину території аркуша М-35-84-Г і північну частину території аркуша М-35-96-Б. Можливо, ця площа відповідає структурі, яка зазнала нерівномірного підплавлення порід на фоні процесів кремнієво-калієвого метасоматозу (т. з. “гранітогнейсовий купол”). За межами цієї площі порфіровидні граніти зустрічаються спорадично серед інших різновидів гранітоїдів. Імовірно, такі ділянки розвитку порфіровидних гранітів є зонами порфіробластезу, які виникли в результаті локального анатексису більш-менш рівномірнозернистих гранітів.

Гранітогнейси вивченого району складають поодинокі смугоподібні ділянки серед інших гранітоїдів уманського комплексу. Ширина таких смуг досягає кількох десятків метрів, протяжність – перших сотень метрів. Гнейсовидність цих порід згідна зі смугастістю мігматитів. Від останніх вони відрізняються більшою лейкократовістю. Границі смуг, складених гранітогнейсами, як правило, розпливчасті.

Пегматоїдні та аплітовидні граніти, які часто переходять одні в інші, утворюють звичайно жилородні тіла, прожилки. Нерідко спостерігається концентрація таких різнонаправлених тіл і прожилків у межах більш або менш чітко окреслених зон, орієнтованих вздовж тектонічних порушень. Контакти прожилків аплітовидних гранітів, як правило, чіткі, часто звивисті. Тіла пегматоїдних гранітів частіше мають розпливчасті границі, якщо залягають серед гранітоїдів. Чіткі згідні і січні контакти характерні для тих тіл гранітів, які ін’єктують діорити, плагіогранітоїди або метаморфічні породи. Потужність тіл і прожилків коливається в дуже широких межах: від кількох сантиметрів до перших метрів для аплітовидних гранітів і до кількох десятків і навіть перших сотень метрів для пегматоїдних гранітів. Протяжність тіл і прожилків також дуже різноманітна: від кількох метрів до десятків, а інколи і сотень метрів.

Тіла пегматитів часто асоціюють із аплітовидними і пегматоїдними гранітами. Зустрічаються вони і у вигляді самостійних жил та прожилків. Контакти їх зазвичай чіткі, часто звивисті. Лише в пегматоїдних гранітах їх границі розпливчасті, з поступовим переходом однієї породи в іншу. Потужність жил і прожилків пегматитів коливається від перших сантиметрів до кількох метрів. Протяжність їх не перевищує перших десятків метрів.

Пегматити, як і аплітовидні та пегматоїдні граніти, приурочені переважно до тектонічних зон і фіксують ділянки проникності кристалічного фундаменту, де найбільш інтенсивно проявлені гідротермально-метасоматичні процеси і де існували умови для локального анатексису та палінгенезу. Таким чином, апліто-пегматоїдні граніти та пегматити є продуктами палінгенно-метасоматичного перетворення гранітоїдів, які сформувались на більш ранніх етапах ультраметаморфізму.

Площам переважного розвитку гранітоїдів уманського комплексу відповідають ділянкам від'ємних значень магнітного поля. Серед ультраметаморфічних утворень вивченого району гранітоїди комплексу характеризуються найбільш низькими параметрами густини та магнітної сприйнятливості. При цьому, найнижча густина властива апліто-пегматоїдним гранітам ($\sigma = 2,59 \text{ г/см}^3$), проміжні значення – гранітам ($\sigma = 2,60 \text{ г/см}^3$), а найбільша густина – мігматитам тінювим (небулітам) і ясносмугастим (2,61 і $2,63 \text{ г/см}^3$ відповідно). Магнітна сприйнятливість даних породних різновидів також близька: переважна більшість визначень знаходяться в інтервалі $2 \cdot 10^{-4} \text{ до } 4 \cdot 10^{-6}$ од. СІ. Дещо підвищені значення магнітної сприйнятливості характерні для частини мігматитів (максимально $365 \cdot 4 \cdot 10^{-6}$ од. СІ).

За петрохімічними характеристиками граніти і мігматити уманського комплексу знаходяться в полі нормальних гранітоїдів, із вмістом $\text{SiO}_2 = 68-72 \%$ і $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6-9 \%$ [73]. Лише в їх грейзенізованих різновидах вміст SiO_2 досягає 74 %, а в мусковітизованих різновидах із реліктами плагіоклазу сума лугів вище 9 %. Деяким із зразків порфіровидних гранітів властива кислотність 64-67 % і лужність до 5 %, що вказує на їх походження за рахунок плагіогранітів, які зазнали порфіробластезу. Лейкократові гранітоїди (аплітоїдні, пегматоїдні та апліто-пегматоїдні граніти) на діаграмі ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 розміщуються в полі лейкогранітів і сублужних лейкогранітів.

У геохімічному відношенні гранітоїди уманського комплексу в цілому близькі до плагіогранітоїдів звенигородського комплексу, з помітним відносним зниженням у перших лише ванадію. Порівняно з діоритами тетіївського комплексу, середній вміст ряду елементів помітно нижчий. Це стосується скандію, олова, цинку, кобальту, хрому, ванадію, марганцю, титану. Серед породних різновидів уманського комплексу звертає на себе увагу деяка різниця в середньому вмісті ряду елементів.

Вік гранітоїдів уманського комплексу за результатами датування уран-торій-свинцевим методом становить 1,9-2,04 млрд років [24].

Граніти і мігматити біотитові перемінної зернистості візуально сірі, рожево-сірі до сірувато-рожевих, мігматити – більш темні. За вмістом кольорових мінералів вони діляться на мезократові і лейкократові. Переважають дрібно-середньозернисті і середньозернисті, рівномірнотекстури і нерівномірнотекстури структури, масивні, рідше тінюві текстури, в мігматитах – смугасті текстури, згідні зі сланцюватістю реліктів метаморфічних порід.

Особливістю складу гранітів є широкий діапазон вмісту калішпату: від однакового з плагіоклазом (20-30 %) до 50-65 %. В останніх вміст плагіоклазу становить 7-10 %, і такі граніти віднесені до мікроклінових. Вміст кварцу в гранітах знаходиться в межах 30-40 %. У нормальних гранітах вміст біотиту не перевищує 5-10 %, а в мікроклінових, іноді замість біотиту, міститься мусковіт або хлорит (1 % і менше). У мігматитах вміст біотиту збільшується до 10-18 %, у тінювих – не перевищує 10 %. Вторинні мінерали гранітоїдів представлені серицитом, хлоритом, мусковітом, епідотом, пелітом; акцесорні – апатитом (од. з. -2 %), цирконом (од. з.), ортитом у реліктових формах (од. з.), магнетитом (од. з., іноді до 6-7 %), сульфідами (від од. з. до 4 %).

Плагіоклаз представлений переважно олігоклазом № 16-26, а в змінених метасоматозом та в мікроклінових різновидах – олігоклаз-альбітом № 10-13 та альбітом № 5-8 (останній має вигляд кайм шириною в соті долі міліметра). Двійникова будова добре виражена лише в розкислених до олігоклаз-альбіту і альбіту плагіоклазах із метасоматично змінених і мікроклінових гранітів. У деяких гранітах з елементами тінювої текстури і в мігматитах-небулітах плагіоклаз має неяснозональне погасання.

Мікроклін двох морфогенетичних типів: I – сингенетичний із плагіоклазом, ідіоморфний, зерна мають чітку решітку і прості двійники; II – явно метасоматичний, із чіткою двійниковою решіткою, іноді з тонкими лінзовидними пертитами, без простих двійників, має форму міжзернових півок, дрібнозернистих ксенобласт, антипертитів заміщення плямистої форми, вузьких каймонок, неправильних зерен із реліктами кородованого плагіоклазу.

Кварц трьох морфологічних типів: I – (найбільш поширений) ксеноморфний, нерівномірнотекстуристий, агресивний до польових шпатів; II – відносно ідіоморфний, превалює в аплітовидних гранітах, іноді зустрічається в нормальних, де співіснує з кварцом I-го типу; III – реакційний, у вигляді краплевидних проростань і мірмекітів в олігоклаз-альбіті на стику з мікрокліном.

Біотит двох генерацій: первинний і вторинний. Первинний – темно-бурий, майже чорний, іноді плямистий, рідше жовтувато-бурий. У гранітах і небулітах він присутній у вигляді поодиноких лусок і пластинок. У мігматитах утворює скупчення смугастої і гніздовидної форми. Вторинний біотит – із зеленуватим відтінком, розвивається по тріщинах і краях зерен плагіоклазу, іноді січе їх.

Граніти біотитові порфіровидні частіше крупно-середньозернисті, нерівномірнозернисті, мезократові або лейкократові, рожево-сірі і сірі. Для їх основної маси характерний рівномірний розподіл біотиту і безладне розміщення польових шпатів і кварцу. Вкрапленики представлені мікрокліном і мають розмір від 6 до 15-20 мм. За ступенем насичення ними граніти поділяються на рідковкраплені, помірновкраплені та густовкраплені. В останніх вкрапленики становлять 50-70 %. Для помірновкраплених гранітів цей показник становить 35-50 %, іноді вкрапленики в них мають близьку оптичну орієнтацію, обумовлюючи трахітоїдний вигляд текстури. Рідковкраплені різновиди містять від 10-15 до 30 % вкраплеників. Біотитові і двослюдяні граніти з дрібно-середньозернистою структурою зустрічаються значно рідше, і їх особливістю є видовжена (близька до стовбчастої) форма зерен мікрокліну (3-6 мм) і розсіяні в польовошпатовій масі зерна кварцу.

Основна маса породи усіх різновидів складається з кварцу, польових шпатів і біотиту. У густовкраплених гранітах вміст мікрокліну в ній різко знижений (0,5-15 %) або він взагалі відсутній, а в рідковкраплених гранітах, навпаки, мікроклін часто превалює над плагіоклазом (45-55 %). У помірновкраплених різновидах склад основної маси близький до гранітного (вміст мікрокліну – 30-35 %). Кількість біотиту в усіх різновидах коливається від 3 до 10-15 %. Вторинні мінерали представлені мусковітом (0-5 %), хлоритом, серицитом, пелітом. Акцесорні – цирконом, апатитом, реліктами форм ортиту.

Мікроклін вкраплеників відносно ідіоморфний. Характер його співвідношень із мінералами основної маси двох видів: 1-й – агресивність із боку основної маси, що можливо в умовах підплавлення порід; 2-й – агресивність із боку мікрокліну вкраплеників, що свідчить про його метасоматичне походження. Мікроклін вкраплеників відзначається двійниковою решіткою різного ступеня досконалості. Більшість вкраплеників із простими двійниками за карлсбадським законом, одиничні – за бавенським. Пойкілітові вростки в них представлені краплевидним кварцом, плагіоклазом і лускуватим біотитом. Мікроклін основної маси відрізняється від вкраплеників дрібнішими розмірами, різноманітністю форм і відсутністю простих двійників і пойкилітових вросток.

Плагіоклаз, представлений олігоклазом (№ 16-25) – один із головних мінералів основної маси гранітів. У густовкраплених їх різновидах превалюють зерна неправильної форми, а в помірньо- і рідковкраплених – табличчасті. На стику з мікрокліном спостерігаються мірмекітові “структури” або вузькі альбітові кайомки.

Кварц, як і плагіоклаз, сконцентрований в основній масі гранітів. Характерні зерна неправильної форми. Розподілені вони більш-менш рівномірно, і лише у густовкраплених гранітах кварц зустрічається здебільшого в скупченнях.

Біотит (f = 69 мол. %) бурий, різної інтенсивності і відтінків (від жовтого і коричневого до зеленуватого). Розміщується більш-менш рівномірно або утворює скупчення неправильної чи смугастої форми.

Житомирський ультраметаморфічний комплекс – PR₁¹ žt

До комплексу належать біотитові граніти і мігматити, які відрізняються від гранітоїдів уманського комплексу сталою рівномірнозернистою структурою і частою присутністю мусковіту як рівноважного типоморфного мінералу. На дослідженій території гранітоїди такого типу майже не розповсюджені, і лише незначні ділянки їх поширення картується на крайній півночі району в межах Брусилівської шовної зони. Рівномірнозернисті гранітоїди, які зустрічаються серед площ розвитку гранітоїдів уманського комплексу, не утворюють ділянок значних розмірів і виявляють постійні переходи в нерівномірнозернисті різновиди. Це не дозволяє виділяти і впевнено картувати гранітоїди житомирського типу на більшій частині вивченої території. Короткий їх опис переважно базується на даних, запозичених з характеристики житомирських гранітоїдів суміжної території [33].

Макроскопічно породи сірі різної інтенсивності, іноді рожево-сірі, рівномірнозернисті, середньозернисті, рідше дрібнозернисті, масивної текстури; мігматити – смугасті і неясносмугасті. Головні мінерали: плагіоклаз – 20-35 % (іноді до 40 %), мікроклін – 20-35 %, кварц – 15-40 % (частіше – 25-30 %), біотит – 5-30 % (частіше – 15-20 %); другорядні: мусковіт – од. з.-7 %; вторинні: карбонат (до 2 %), епідот, хлорит, серицит, лейкоксен; акцесорні: сфен, апатит, циркон, монацит (рідко), рутил, титаномagnetит, magnetит, пірит та ільменіт.

Плагіоклаз (альбіт-олігоклаз № 9-20) утворює табличчасті зерна, які містять голчастої і тонкопризматичної форми апатит, циркон, magnetит, нерідко краплевидний кварц і дрібнолускуватий біотит.

Мікроклін має чітку решітчасту структуру (не завжди по всьому зерну) і численні пертити різноманітної форми. Мікроклін нерідко заміщує плагіоклаз: утворює навколо нього кайомки, іноді з мірмекітами кварцу, проникає по тріщинах у вигляді плівок або відчленовує ділянки неправильної, “рваної” форми і кородує їх. Він також присутній у плагіоклазі у вигляді антипертитів заміщення.

Кварц має вигляд цільних зерен або скупчень “зубчастих” ксенобласт дрібніших розмірів, кородує біотит.

Біотит бурувато-зелений, іноді з коричнюватим відтінком. Заміщується мусковітом, рідше хлоритом.

Метасоматичні і гідротермально-метасоматичні утворення

На території робіт наявні такі найбільш характерні види метасоматичного заміщення порід: мікроклінізація, альбітизація, окварцування, мусковітизація, хлоритизація і епідотизація. Деякі з процесів існують як самостійні, так і як складові при певному типі метасоматозу.

Метасоматичні і гідротермально-метасоматичні утворення концентруються в тектоно-метасоматичних зонах і розвиваються за рахунок катаклавованих, мілонітизованих, брекчіруваних або просто мікротріщинуватих гранітоїдів і останців у них. Вивчення їх у шліфах показало, що в більшості порід добре проглядаються реліктові структури і текстури, а нерідко і релікти мінералів вихідних порід. По серії шліфів чітко простежуються ступінчасті зміни поступового переходу від первинних порід до метасоматитів.

Мікроклінізація відноситься до змін найбільш ранньої, калієво-натрієвої стадії і має локальний характер. Метасоматичні перетворення полягають у збагаченні гранітоїдів мікрокліном і майже повній зміні мікроструктури. Новоутворені породи мають склад сієнітів або майже мономінеральних мікроклінітів рожевого кольору і більш крупнозернистої (до пегматоїдної) структури. Під мікроскопом мікроклін прозорий, має грубу решітку, не містить пертитів і включень кварцу.

Альбітизація – процес за часом близький до мікроклінізації. На початковій стадії альбіт утворюється за рахунок перекристалізації пертитів і перевідкладення по тріщинах і у вигляді міжзернових плівок. При цьому зберігається структура і текстура порід, а плагіоклаз має вигляд реліктів. На наступній стадії відбувається псевдоморфне заміщення плагіоклазу вихідних порід (деанортитизація). Новоутворені псевдоморфози альбіту пелітизовані, серцитизовані і полісинтетично здвійниковані. Псевдоморфна альбітизація разом із вищезгаданою мікроклінізацією призводять до утворення граносієнітів і сієнітів.

Подальше поглиблення процесу спричиняє заміщення калішпату “шахматним” альбітом. На цій стадії вихідні породи перетворюються в альбітити. Серед них на території робіт виділяються: 1) апогранітоїдні та 2) апогнейсові і апокристалостанцеві.

Процеси альбітизації іноді завершуються окварцуванням. Саме на цій стадії виникає ще одна найбільш пізня генерація плагіоклазу – ідіоморфний альбіт, часто лейстоподібної форми, прозорий, із кінцевими гранями, нерідко з двійниками. Він зазвичай має вигляд вrostків у кварці, іноді друзоподібний.

Окварцування двох типів: I – пов’язане з діафорезом, II – проявлене в зонах лужного метасоматозу. Перший тип широко не розповсюджений, спостерігається локально в метаморфічних породах і гранітоїдах в пов’язаний із зонами катаклазу. Окварцування в них призводить до утворення кварцитоподібних порід, супроводжується хлоритизацією та епідотизацією. Другий тип характеризується появою кварцу на завершальних стадіях формування метасоматитів, головним чином, в альбітитах. При цьому, спочатку в міжзернових проміжках альбіту виникають дрібнозернисті агрегатні скупчення, гнізда, лінзи, далі – утворюються псевдоморфози кварцу по альбіту і фемічних мінералах, часто з їх реліктами, і нарешті відбувається майже повне розчинення і заміщення перекристалізованих кварцом реліктів, іноді з частковою регенерацією їх зерен та перекристалізацією “шахматного” альбіту в лейстовий. У ході перетворень, обумовлених лужним метасоматозом, всі фемічні мінерали заміщуються хлоритом і епідотом, менше гідроокислами заліза і рудними мінералами.

Хлоритизація в метасоматитах представлена псевдоморфними утвореннями голубувато-зеленого пеніну по біотиту, рідше по роговій обманці, і новоутвореннями рипідоліту у вигляді дрібних (0,01-0,05 м) лусок-розеток і черв’якоподібних агрегатів та скупчень гніздовидної форми розміром до 0,5 мм. Рипідоліт часто асоціює з мінералами групи епідоту.

Епідотизація в метасоматитах існує в декількох видах. У процесі деанортитизації виникає безбарвний, неправильної форми, дрібний (0,01-0,1 мм), тріщинуватий кліноцоїзит, який разом із серцитом і пелітом наповнює псевдоморфний альбіт. По біотиту і роговій обманці розвивається фісташково-зелений епідот неправильної форми, а в проміжках між зернами альбіту спостерігається епідот ідіоморфний, безбарвний, часто зональний, призматичної і стовпчастої форми, з розміром зерен 0,05-0,35 мм. Обидва вони січуться прожилковим безбарвним епідотом різноманітної форми і розмірів. В апокристалосланцевих метасоматитах зустрічається тонкозернистий п’ємонтит. В асоціації з хлоритом він має вигляд дуже дрібних, неправильної форми зерен, а в асоціації з кварцом його зерна ідіоморфні. Колір рожево-бузковий, із плеохроїзмом до лимонно-жовтого.

Грейзенізація – досить поширений, але слабкопроявлений метасоматичний процес. Вона носить характер малопотужних навколотріщинних ореолів, переважно в гранітоїдах. Візуально в грейзенізованих породах спостерігається успадкованість структурно-текстурних особливостей вихідних порід. Для мікροструктури характерний бластез і широкий розвиток псевдоморфоз.

Мінеральний склад метасоматитів характеризується підвищенням вмістом кварцу (40-60 %) і мусковіту (10-20 %), який часто утворює гніздовидні скупчення. Паралельно в них різко знижується вміст плагіоклазу аж до повного зникнення, іноді зі збереженням реліктових форм. Спочатку він перетворюється у псевдоморфний альбіт, а далі заміщується мусковіт-серцитовими або хлорит-мусковітовими агрегатними скупченнями. Кількість і вигляд мікрокліну майже не змінюється, він лише вибірково, здебільшого по тріщинах, мусковітизується. Біотит псевдоморфно хлоритизується або мусковітизується, переважно до вигляду реліктів,

іноді до повного його зникнення. Мусковіт псевдоморфно заміщує біотит, часто асоціює з хлоритом, розвивається по тріщинах у мікрокліні у вигляді плівок і жилок. Кварц веде себе агресивно до всіх мінералів. Має форму скупчень або цільних крупних зерен. Іноді містить релікти плагіоклазу або, в асоціації зі слюдами, псевдоморфно заміщує його. Акцесорна мінералізація бідна, представлена апатитом, цирконом, монацитом, піритом і голчастим рутилом.

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРА

Ударно-метаморфічні утворення

Утворення ударно-метаморфічного походження, представлені імпаکتитами та ударно-вибуховими брекчіями, локалізовані в межах Білилівської ударно-метеоритної структури [52; 53]. Ці утворення являють собою закономірний комплекс порід, характерний для структур такого типу. Породи комплексу відрізняються ступенем ударного метаморфізму і утворюють гомологічний ряд від слабо змінених материнських порід до продуктів їх розплаву. У ньому виділяються тагаміти, зювіти, алогенні брекчії, аутигенні брекчії та коптокатаклазити.

У наведеній послідовності (в напрямі зверху вниз) ці утворення залягають у кратері структури. Тагаміти, як найбільш метаморфізований різновид імпактитів, зустрічаються також у вигляді тіл неправильної форми серед коптокатаклазитів поза межами кратеру. Верхня частина розрізу імпактитів, насамперед тагаміти, розмита. Тому поверхневий шар структури складений, в основному, зювітами, брекчіями та коптокатаклазитами.

Зювіти утворюють навкруг кратера поклад кільцевої в плані і лінзовидної в розрізі форми. Поверхня покривлі покладу досить рівна, субгоризонтальна, а поверхня підошви дуже нерівна. Тому потужність покладу зювітів коливається від 1,5 до 105,5 м. Нижній контакт може бути як чітким, так і мати вигляд поступових переходів.

Нижче по розрізу залягає шар алогенної брекчії дуже невтриманої потужності, але розповсюджений на більшій площі, ніж зювіти. Максимальна потужність шару складає 129,4 м. Характерною рисою брекчії є сильна нерівномірність розмірів уламків: серед ділянок брекчії, складеної частинками піщаної розмірності, часто зустрічаються глиби материнських порід розміром кілька метрів у поперечнику.

Аутигенна брекчія залягає нижче і навкруг шару алогенної брекчії та являє собою перехідну зону між цією брекчією і коптокатаклазитами, з якими має дуже розпливчасті контакти. Потужність шару аутигенної брекчії в середньому становить 35-50 м.

В основі "товщі" ударно-метаморфічних утворень Білилівської астроблеми залягають коптокатаклазити, утворюючи округлу в плані зону змінених материнських порід. Із ними коптокатаклазити мають плавні переходи. Розпливчастість контактів дозволяє лише приблизно оцінити потужність цих утворень, яка за даними буріння є не меншою ніж 250 м.

Тагаміти Білилівської структури зустрічаються переважно в межах центрального кратерного підняття, де утворюють лінзовидне тіло розміром біля 100 × 350 м та дрібніші тіла, які залягають серед коптокатаклазитів. Такі ж дрібні тіла спостерігаються серед коптокатаклазитів і на всій площі астроблеми. Найбільша потужність тіла тагамітів зафіксована в свердловині №81 [52] і становить 78,8 м. Контакти тіл, складених тагамітами, як правило, чіткі, інколи з перехідними зонами до коптокатаклазитів, потужність яких становить кілька сантиметрів.

Породи групи імпактитів являють собою утворення, які виникли внаслідок повного або часткового плавлення материнських порід під впливом ударної хвилі. Складаються вони зі скла (не менше 10%), уламків порід, зерен та уламків мінералів. За вмістом скла і формою його виділень імпактити поділяються на зювіти і тагаміти.

Зювіти являють собою склувано-уламкову брекчію, яка складається з уламків імпактного скла та уламків порід і мінералів, сцементованих тонко перетертим матеріалом вихідних порід. Характерною рисою зювітів є хаотичне змінення несортованих уламків і інтенсивний розвиток вторинних мінеральних перетворень. Серед зювітів Білилівської структури за співвідношенням різних уламків виділяються три їх різновиди: вітрокlastичні, вітролітокlastичні, вітрокristалокlastичні. Перші два різновиди послідовно змінюють один одного зверху вниз по розрізу і поширені на всій площі астроблеми. Вітрокristалокlastичні різновиди займають найбільш глибоку, кільцеву частину кратера.

Уламки порід у зювітах представлені, в основному, гранітоїдами бердичівського комплексу, а також ксенолітами амфіболітів, кальцифірів і, найчастіше, плагіогнейсів гранат-біотитових і графіт-біотитових. Форма породних включень кутааста або ізометрична, розміри коливаються від 0,5 до 50 см. Кількість і розмір цих включень збільшується з глибиною. Уламки мінералів представлені кварцом, плагіоклазом, калішпатом, гранатом, графітом, амфіболом, кордієритом, кальцитом, цирконом, монацитом, магнетитом, піритом. Переважає кварц, вміст якого становить біля 50% усіх уламків.

Тагаміти являють собою темно-сірі до чорних породи з афанітовою структурою, як суцільні, так і пористі. Під мікроскопом тагаміт має вигляд гіпергенно зміненого скла з включеними в нього уламками мінералів.

За ступенем розкristалізації скла тагаміти поділяються на нерозкristалізовані і частково розкristалізовані. У малих тілах і в приконтактних зонах крупних тіл вони нерозкristалізовані. У центральних частинах крупних тіл тагаміти розкristалізовані і зазвичай пористі. У них часто відмічається розкristалізація кварцового скла з утворенням кристобаліт-кварцових агрегатів та розкristалізація польовошпатового скла з утворенням мікролітів і лейст плагіоклазу. Маса скляної матриці заміщується тонкодисперсною різновидністю монтморилоніту.

Ударно-вибухові породи Білилівської астроблеми представлені алогенною і аутигенною брекчіями. Алогенна брекчія виповнює внутрішню частину кратера і являє собою слабо сцементовану дрібноуламковим матеріалом породи, складену крупними уламками материнських порід (розміром до 2 м). За розмірами уламків алогенна брекчія поділяється на дрібноуламкову (2-10 см), середньоуламкову (10-50 см), крупноуламкову (0,5-1 м) та мегабрекчію (> 1 м). Аутигенна брекчія відрізняється від алогенної наявністю глиб катаклазованих порід розміром від 1-2 до 5-10 м, які розділені зонами брекчій. Границі різновидів брекчій дуже умовні.

На ділянках із мінімальним розвитком брекчієвих зон або за їх повної відсутності основу кратерної воронки складають коптокатаклазити. Для них характерна плейчата, плямиста або лінзовидно-смуриста текстура. Місцями, особливо в районі центрального підняття, коптокатаклазити представлені пухкою масою, складеною фрагментами мінералів, які мають псаміто-алевритову розмірність. Для коптокатаклазитів властива катакластична структура з різним ступенем деформації мінералів. Породи розбиті густою сіткою тріщин, які утворюють дві головні системи. Одна з них представлена грубими тріщинами, які виповнені дрібнозернистим агрегатом тиску. Друга система об'єднує тонкі тріщинки, орієнтовані перпендикулярно до тріщин першої системи. Крім механічної деформації, у коптокатаклазитах спостерігаються планарні елементи з обособленнями діаплектового скла. Також зустрічаються тонкі прожилки виплавленого скла, які заміщуються монтморилонітом. Із глибиною ступінь ударного метаморфізму затухає, і коптокатаклазити поступово переходять у тріщинуваті материнські породи з первинною структурою.

Вік Білилівської астроблеми визначається віком імпаکتного розплавного скла. За даними ізотопного аналізу, виконаного в ІГЕМ АН СРСР калій-аргоновим методом [53], час виникнення даної структури визначається інтервалом 161-169 млн років, що відповідає періоду ранньої юри.

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ

Кора вивітрювання порід кристалічного фундаменту розвинена на більшій частині території аркуша "Сквира". Вона відсутня або зустрічається спорадично в долинах річок, де значною мірою розмита. Подекуди кора розмита і на тих ділянках вододілів, які під час її формування були схилами підвищень тогочасного рельєфу. За характером процесів гіпергенезу кора вивітрювання є залишковою, за морфологічним типом – лінійно-площовою, за мінеральним типом – сіалітною.

Рельєф покривлі кори вивітрювання – розчленована денудаційна поверхня, нахилена на північний схід. У загальних рисах вона повторює рельєф сучасної денної поверхні. Ускладнює рельєф поверхні кори вивітрювання наявність палеодолин. На території аркуша виявлено ряд палеодепресій: Макарівсько-Великолісовецька, Бурківецько-Парипська, П'ятигірсько-Матвіївська, Тетіївсько-Володарська і Яблунівсько-Фастівська. Останні дві є частинами регіональної Оратово-Половецької палеодепресії. Усі вони мають субмередіональне простягання. Мінімальні абсолютні відмітки поверхні кори вивітрювання (від +110 до +114 м) зафіксовані в межах Яблунівсько-Фастівської палеодолини в північно-східній частині району. Максимальні відмітки (понад +280 м) характерні для південно-західної частини території. Встановлений перепад висот поверхні кори вивітрювання становить 179 м.

За морфологічним типом кора вивітрювання вивченого району поділяється на площову і лінійну. Площовий тип кори є пануючим, займає близько 90 % загальної площі її розвитку. Потужність кори цього типу коливається в дуже широких межах: від долей метра до 15-20 м, середня потужність – близько 10 м. Максимальні потужності кори площового типу приурочені до найменш денудованих вододільних ділянок. Кора вивітрювання лінійного типу формувалася в зонах активізованих тектонічних порушень, де фронт вивітрювання проникав на значну глибину, часто більше ніж 100 м. Максимальна потужність кори лінійного типу характерна для ділянок перетину тектонічних зон. Розвинений цей тип кори вивітрювання у вигляді лінійно витягнутих, інколи переривистих смуг шириною до 1-1,5 км і протяжністю до 5-10 км. Лінійний тип кори інколи формується також по пачках порід, які порівняно легко піддаються вивітрюванню: по амфіболітах, кристалосланцях, гнейсах, особливо графітвміщуючих, та основних і ультраосновних породах.

Кора вивітрювання території досліджень характеризуються зональною будовою, яка зумовлена інтенсивністю процесів гіпергенезу. У корі площового типу напрямок зміни зон субвертикальний. У корі лінійного типу спостерігається складніший характер послідовності зон, які змінюють одна одну як по вертикалі, так і по горизонталі в напрямку від незмінених материнських порід. Крім того, в лінійних корах, сформованих по контрастних за фізичними характеристиками породах, простежується повторне чергування зон.

Гіпергенез більш-менш однорідних порід кислого або середнього складу призводить до виникнення трьох зон продуктів вивітрювання каолінового мінералогічного типу. У напрямку від субстрату виділяються:

- зона початкових продуктів або дезінтеграції (дресв'яна);
- зона проміжних продуктів (гідрослюдиисто-глиниста);
- зона кінцевих продуктів (каолінітова).

У зоні дезінтеграції породи тріщинуваті, ділянками, особливо у верхній частині зони, представлені уламками, слабо зачеплені процесами хімічного вивітрювання. Загалом вони зберігають структурно-текстурні особливості і мінеральний склад материнських порід. Плагіоклаз лише пелітизується і частково каолінізується, біотит незначною мірою гідратизується. У незначній кількості з'являються монтморилоніт, гідрогетит. В амфібол- і піроксенвміщуючих ультраметаморфічних породах кольорові мінерали заміщуються монтморилонітом. Спостерігається розпад гранату в гранатвміщуючих гранітоїдах і гнейсах.

У гідрослюдиисто-глинистій зоні відбувається руйнування практично всіх породотворних мінералів, окрім кварцу, але здебільшого зберігаються структурно-текстурні особливості материнських порід. Вміст реліктових зерен мінералів помітно зменшується від підшови до покрівлі зони. У зоні майже завершується каолінізація плагіоклазу, тому каолініт домінує в її складі. Біотит гідратизується, переходить у гідробіотит і заміщується гідрослюдами. Амфібол і піроксен повністю заміщуються гідрослюдами, монтморилонітом, каолінітом і галуазитом. Гранат заміщується гідрогетитом і каолінітом. Лише мікроклін у даній зоні слабо зачеплений гіпергенезом, його каолінізація відбувається переважно по тріщинах у мінералі.

Каолінітова зона (зона первинних каолінів) характеризується відсутністю або слабким збереженням первинних структур і текстур материнських порід. Вона на 60-90 % складена каолінітом. Вміст зерен кварцу коливається в межах 10-40 %. У каолінітовій зоні кори вивітрювання мікроклінвміщуючих гранітоїдів фіксуються дві підзони: нижня – лужна, з реліктами зерен мікрокліну, та верхня – підзона нормальних каолінів. У лужній підзоні первинного каоліну в сумі лугів, яка сягає 6 %, переважає калій (5,5 %). У нормальних різновидах каоліну сума лугів не перевищує 1 %. Обидва різновиди первинних каолінів є промисловою сировиною.

По метаморфічних породах основного складу (піроксен- і амфіболвміщуючих кристалосланцях, плагіогнейсах, амфіболітах), а також по метагброїдах утворюється кора вивітрювання каолініт-монтморилонітового типу. У повному її профілі виділяється три зони (у напрямку від материнських порід):

- зона початкових продуктів або дезінтеграції (дресв'яна);
- зона проміжних продуктів (гідрослюдиисто-каолініт-монтморилонітова);
- зона кінцевих продуктів (монтморилоніт-каолінітова).

Основні мінеральні перетворення для даного типу кори вивітрювання полягають у переході піроксену і амфіболу в монтморилоніт, біотиту в гідрослюди, плагіоклазу в каолініт. У зоні проміжних продуктів значну роль відіграють гідрослюди, утворені по темноколірних мінералах: гідробіотит, вермікуліт, джеферизит, гідрохлорит. Зона кінцевих продуктів на 50-90 % складена каолінітом. Значним є вміст у ній монтморилоніту, нонтроніту, галуазиту, гетиту (гідрогетиту). Особливості мінерального складу кори вивітрювання цього типу обумовлюють строкате забарвлення порід. Деякі їх різновиди можуть використовуватися як мінеральні барвники.

Гіпергенез серпентинізованих ультрабазитів призводить до утворення кори вивітрювання вохристо-гідрослюдиистого типу. У ній виділяються три зони (у напрямку від материнських порід):

- зона початкових продуктів або дезінтеграції (дресв'яна);
- зона проміжних продуктів (глинисто-гідрослюдииста);
- зона кінцевих продуктів (глиниста).

В плані мінеральних перетворень у зоні дезінтеграції спостерігається поява нонтроніту, монтморилоніту, хлориту, джеферизиту, які стають провідними в глинисто-гідрослюдиистій зоні. У зоні проміжних продуктів переважають гідрослюди і нонтроніт, з'являється гідрогетит, халцедон, характерною є сітка тонких прожилків кальциту. Глиниста зона поділяється на дві підзони. Нижня з них представлена горизонтом сильно озалізнених порід: вохр, вохристих глин і бурих залізняків. Головними мінералами горизонту є гетит, гідрогетит, монтморилоніт, присутні також лусочки озалізненої гідрослюди, халцедон, піролюзит. Саме цей горизонт характеризується підвищеним вмістом нікелю та хрому. Верхня підзона представлена горизонтом каолініт-монтморилонітових глин. Крім каолініту та монтморилоніту, у складі зони в незначній кількості присутні слюди і гідроокисли заліза. По залізистих кварцитах розвивається особливий мінеральний тип кори вивітрювання – сидерит-лімонітовий. У повному профілі кори цього типу в напрямку від материнських порід виділяються такі дві зони:

- зона дезінтеграції (сидеритова);
- зона дресв'яно-глиниста (лімонітові, або зона бурих залізняків).

У зоні дезінтеграції спостерігається інтенсивна сидеритизація практично всіх темноколірних мінералів і магнетиту. Крім сидериту з'являються також у незначній кількості монтморилоніт, хлорит, бейделіт. У складі дресв'яно-глинистої зони залізисті мінерали представлені лімонітом, гетитом, гідрогетитом, гематитом,

сидеритом. У незначній кількості присутні також монтморилоніт і каолініт. Зустрічаються окременілі різновиди порід.

Процеси вторинних змін кори вивітрювання на вивченій території представлені пеліканізацією і, меншою мірою, окременінням. Пеліканіти і пеліканітизовані кори вивітрювання зустрічаються по всій території аркуша "Сквира", але найбільш поширені в південно-західній частині. Тут вони утворюють значні площі зближених гнізд, лінз, тіл неправильної форми розміром від перших метрів до кількох сотень метрів у поперечнику і потужністю від кількох сантиметрів до 15 м.

Формуються вони переважно в каолінітовій зоні кори вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу на максимальних для району гіпсометричних рівнях поверхні кори вивітрювання. Складаються пеліканіти з каолініт-опалової суміші (50-80 %) і кварцу (10-30 %), а також гідролюд (гідробіотиту) та розкладених зерен гранату. Тріщини в них виповнюються аморфним опалом, серед якого зустрічаються благородні різновиди.

Процес окременіння на території аркуша "Сквира" має обмежений розвиток, оскільки він характерний виключно для кори вивітрювання ультраосновних і залізо-кременистих порід. Кременисті ділянки зустрічаються в глинисто-гідролюдистій і глинистій зонах кори вивітрювання ультрабазитів та в дресв'яно-глинистій зоні залізистих кварцитів. Складені ці ділянки дрібноагрегатним кварцом із видовжено-волокнустою, радіально-променистою або сфероподібною формою зерен. На фоні цієї тонкозернистої маси спостерігаються агрегати опалу і виділення гідроокислів заліза.

Хімічний склад продуктів кори вивітрювання обумовлений як складом материнських порід, так і ступенем їх вивітрювання та інтенсивністю процесів інфільтрації. Дослідження хімізму найбільш вивченого каолінітового типу кори вивітрювання свідчать про значну рухливість хімічних елементів у ході гіпергенезу. Порівняння хімічного складу порід зони кінцевих продуктів зі складом вихідних порід виявляє факт вносу всіх компонентів, крім води, глинозему і кремнезему, якими дана зона збагачується. За даними чисельних аналізів вміст макроелементів у каолінах кори вивітрювання каолінітового типу коливається в таких межах: SiO_2 – 55,7-73,7 %, Al_2O_3 – 16,2-35,7 %, TiO_2 – 0,2-1,4 %, Fe_2O_3 – 0,1-4,8 %, CaO – 0,1-0,3 %, MgO – 0,1-0,4 %, K_2O – 0,1-4,4 %, Na_2O – 0,03-0,16 %.

У геохімічному відношенні кора вивітрювання являє собою неврівноважену систему, яка характеризується значним перерозподілом мікроелементів порівняно з їх вмістом в материнських породах. Рухливість мікроелементів визначається умовами процесів гіпергенезу, складом материнських порід і властивостями самих елементів. Аналіз рядів рухливості свідчить про внос P і Sb та відносну стабільність Ti і Zr у всіх мінеральних типах кори вивітрювання, а також про мінливий характер поведінки інших мікроелементів в різних зонах кори вивітрювання та залежно від складу материнських порід.

Значно знижується в корі вивітрювання вміст сидерофільних елементів (Ni, Co, Cr, V), хоча відмічається деякий привнос цих елементів у породи II і III зони кори вивітрювання більшості метаморфічних порід. Високу рухливість проявляє Ag, залишаючись стабільним лише в корі вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу і в глиноземистих гнейсах дністровсько-бузької серії. Переважну рухливість у напрямку вносу виявляють Mn, Mo, Zn, Li, Ba, Nb, Be, La, Ce. При цьому, Mn накопичується в зоні дезінтеграції, а Zn, Nb, Ba і Li є в ній стабільними; Mo залишається стабільним у корі вивітрювання амфіболітів росинсько-тікицької серії, а La і Ce накопичуються в зоні дезінтеграції цих амфіболітів і в корі вивітрювання плагіогранітоїдів звенигородського комплексу; Be виноситься з кори вивітрювання даних плагіогранітоїдів і глиноземистих гнейсів дністровсько-бузької серії, накопичується в корі вивітрювання метагброїдів юрівського комплексу і гранітоїдів уманського комплексу та залишається більш-менш стабільним у корі вивітрювання інших порідних різновидів.

Відносно стабільними в корі вивітрювання є Sc, Bi, Y, Yb, Cu. При цьому, Cu виявляє рухливість у корі вивітрювання метагброїдів юрівського комплексу і глиноземистих гнейсів дністровсько-бузької серії, а Sc, окрім того, в корі вивітрювання гранітоїдів уманського комплексу. У корі вивітрювання гранітоїдів бердичівського та уманського комплексів спостерігається внос Bi, крім порфіровидних гранітів останнього, де він накопичується. Стабільний вміст Y та Yb порушується лише в корі вивітрювання амфіболітів росинсько-тікицької серії, де спостерігається підвищення вмісту цих елементів. Своєрідною є поведінка хімічних макроелементів і мікроелементів в корі вивітрювання ультраосновних порід. Для неї характерне накопичення Al в горизонті каолініт-монтморилонітових глин верхньої зони і Fe^{3+} у горизонті озалізненних порід цієї ж зони. Окременілі різновиди даного горизонту збагачуються Ca та Si. У горизонті вохр і бурих залізників у 2-5 разів збільшується, порівняно з материнськими породами, вміст Ni, значно зростає також вміст Co та Cr.

Із породами кори вивітрювання пов'язані родовища первинних каолінів (Лавриківське, Капустинцівське, Чепіжинцівське, Шамрайське) та їх прояви, родовища пеліканітів (Талалаївське), прояви опалів у пеліканітах і пухких графітових руд, прояви і пункти мінералізації нікелю, кобальту, хрому, титану, танталу, рідкісних земель церієвої та ітрієвої груп, радіоактивних металів, золота і срібла.

Вік кори вивітрювання визначається віком найбільш давніх осадових відкладів, які її перекривають. На території аркуша "Сквира" такими утвореннями є субконтинентальні і прибережно-морські відклади нижньої крейди. Отже, можна припустити, що кора вивітрювання формувалась протягом мезозою і кайнозою.

5. ТЕКТОНІКА

Тектонічна будова території аркуша "Сквира" дуже складна, оскільки його площа на рівні кристалічного фундаменту охоплює зону стику Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків. Основні елементи тектонічної будови докембрійського фундаменту (нижній поверх) певною мірою знаходять відображення в особливостях будови фанерозойського чохла (верхній поверх).

ДОКЕМБРІЙСЬКИЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

Тектонічне районування кристалічного фундаменту визначається розповсюдженням структурно-речовинних комплексів, які його складають. Структурно-речовинні комплекси (СРК) вивченого району належать до трьох вікових рівнів (структурних ярусів): нижнього – палеоархейського, середнього – неоархейського та верхнього – палеопротерозойського. На палеоархейському рівні СРК дослідженої території належать до грануліт-базитового фундаменту (дністровсько-бузька серія) і за комплексом ознак відповідають СРК протоконтинентальної кори плит (НГ AR₁). На неоархейському рівні СРК району (володарсько-білоцерківська товща і росинсько-тікицька серія) наближаються за низкою ознак: відповідно до СРК континентальних рифтів (КР AR₂) та СРК острівних дуг (ОД AR₃). До мезоархейського рівня відносяться ультраметаморфічні утворення літинського комплексу, а до неоархейського – ультраметаморфічні утворення тетіївського комплексу. Вони, можливо, відповідають ранньоколізійним СРК (КГ₁ AR₂ і КГ₁ AR₃ відповідно). На палеопротерозойському рівні майже вся територія вивченого району переживає етап пізньої колізії, що обумовлює утворення ультраметаморфічних порід бердичівського комплексу (КГ₂¹ PR₁) за рахунок метаморфічних порід дністровсько-бузької серії та ультраметаморфічних порід звенигородського комплексу (КГ₂² PR₁) за рахунок метаморфічних порід росинсько-тікицької серії. На палеопротерозойському рівні формується і асоціація гранітоїдів уманського комплексу. Вона складає найпоширеніший у межах східної частини дослідженої території СРК, який відповідає комплексам заключної стадії колізійного етапу (КГ₃ PR₁). До цієї ж стадії відноситься і формування гранітоїдів житомирського комплексу.

Розповсюдження структурно-речовинних комплексів на території аркуша "Сквира" обумовлене границями структурно-формаційних зон (СФЗ), які в цілому відповідають межах Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків [8]. Характер самої границі СФЗ дуже складний, із включенням елементів СРК, властивих одній із зон, у площі поширення СРК іншої. Така будова зони стику структурно-формаційних зон свідчить про можливість виникнення лінзовидно-шаруватого меланжу в смузі їх стику. Ці особливості будови кристалічного фундаменту вивченого району вимагають виділення особливої тектонічної одиниці в ранзі міжблокової шовної зони. У межах даної шовної зони, в смузі тектонічних порушень Андрушівської зони розломів, картується гранітоїди житомирського комплексу, які входять до складу СРК Волинської СФЗ. Брусилівська шовна зона разом з Бердичівським і Білоцерківським тектонічними блоками (складовими Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків) є основними тектонічними структурами дослідженої території [9]. Брусилівська міжблокова шовна зона обмежена на заході Звіздаль-Заліською зоною розломів, на сході – власне Брусилівською зоною розломів. На захід і схід від цих зон картується лише СРК властиві відповідно Подільській (Волино-Подільській) і Росинській (Одесько-Білоцерківській) структурно-формаційним зонам.

Структурно-речовинні комплекси нижньоархейського рівня в Бердичівському блоці за межами шовної зони не утворюють, як правило, значних за масштабами структур. Здебільшого супракрустальні утворення дністровсько-бузької серії складають незначні за розмірами останці серед ультраметаморфічних порід літинського та бердичівського комплексів. Більших розмірів пачки метаморфічних порід являють собою ешелоновані лінійні смуги пластоподібних або лінзовидних тіл, які моноклінально залягають, розмежовані ультраметаморфічними утвореннями і різною мірою гранітизовані (мігматизовані). Просторова орієнтація цих тіл вивчена погано, фрагментарними спостереженнями не встановлено певної закономірності елементів їх залягання. Падіння тіл метаморфічних порід звичайно круте, переважно під кутами 60-80°.

У межах Брусилівської шовної зони породи дністровсько-бузької серії, крім моноклінальних структур лінійного типу, утворюють кілька структур досить значних розмірів, які в плані мають підковоподібну форму. Судячи з даних про найбільш вивчену Зарудинцівську структуру, плікативні форми такого типу є фрагментами складок, шарніри яких круто падають, а крила зміщені тектонічними порушеннями. Зарудинцівська структура, очевидно, являє собою антиформну складку з розмахом крил до 3-4 км і падінням північного з них на північ-північний захід під кутами 60-70°, південного – на південний захід під кутом біля 70° та зануренням шарніру на захід під кутом біля 45°.

Особливою плікативною структурою вивченого району є Плисківська синформна структура, розміщена в межах Брусилівської шовної зони. У плані вона має овальну форму, видовжену в широтному напрямі, з параметрами 3,5 на 2 км. У магнітному полі структура відображається позитивною аномалією кільцеподібної форми. Розрізи свердловин свідчать про круте (75-90°) падіння порід у межах структури. Буріння структур-

но-пошукових свердловин на її західному замиканні виявило круте падіння породних пачок на схід, до центру структури.

Строкатий склад Плисківської структури і її форма близькі до складу і морфології деяких синформ Середнього Побужжя (Троянської, Тарасівської). Вони трактуються як структури родингового типу, які виникли внаслідок “вихрового закручування” крупних синформ на стику зміщуваних один відносно другого тектонічних блоків [13]. Розміщення Плисківської синформи на перетині Звіздаль-Заліської та Немирівської тектонічних зон вказує на вірогідність саме такого походження цієї своєрідної структури.

Структурно-речовинні комплекси пізньоархейського віку (володарсько-білоцерківська товща і росинсько-тікицька серія) на території Білоцерківського блоку, у тому числі і в межах Брусилівської шовної зони, складають моноклінальні структури лінійного типу, інколи ускладнені флексурними згинами. Структури значних розмірів, складені породами володарсько-білоцерківської товщі, фіксуються висококонтрастними магнітними аномаліями в районі смт Володарка. Пачки супракрусталних утворень складені ешелонованими тілами метаморфічних порід різної потужності, які розмежовані ультраметаморфічними породами і різною мірою мігматизовані. Переважають круті падіння на схід під кутами 65-85°, тільки в окремих структурах відмічаються падіння порід на захід. Картуються також структури ланцюгового типу, коли пачки метаморфічних порід утворюють переривисті смуги протяжністю до 10-20 км. Метаморфічні породи росинсько-тікицької серії складають подібні пачки моноклінального залягання. Але найпоширенішою формою їх локалізації є незначних розмірів останці цих порід, які залягають згідно зі смугастістю ультраметаморфічних утворень, що їх вміщують. Для більшості пачок і останців фіксуються кути падіння в інтервалі 40-70°, з переважним падінням у східних румбах. Поодинокі випадки пологого залягання свідчать про наявність елементів складчастості.

Однією з найбільших та детально вивченою є структура лінійного типу, закартована поблизу сіл Трушки та Яблунівка, в північно-східній частині дослідженої території. Тут пачка метаморфічних порід, із загальним падінням на північний схід, утворює флексурний вигин з падінням у західній частині під кутами 55-60°, у східній частині – під кутами 45-55°, а безпосередньо на згині – біля 10°.

Структурний план структурно-речовинних комплексів верхньоархейського рівня визначити важко, зважаючи на обмежену кількість значних розмірів площ розвитку СРК цього етапу. Можна лише стверджувати, що розміщення закартованих “масивів”, складених чарнокітоїдами літинського комплексу і діоритами та діоритовидними породами тетіївського комплексу, відповідає загальному структурному плану нижньопротерозойського рівня.

Структурно-речовинні комплекси нижньопротерозойського рівня в межах досліджених частин Бердичівського та Білоцерківського блоків та, особливо, в межах Брусилівської шовної зони характеризуються невитриманим структурним планом. Лише на окремих ділянках більш-менш чітко виражена переважна північно-західна їх орієнтація. Смугастим різновидам гранітоїдів бердичівського комплексу властиві круті кути падіння смугастості: від 70 до 80°, інколи 85-90°, рідко 40-60°. Елементи залягання ультраметаморфічних утворень звенигородського та уманського комплексів варіюють у дуже широких межах. Переважають кути падіння в інтервалі 50-70°, але нерідко зустрічаються пологі кути – від 15-20° до 35-45°. Значно рідше фіксується вертикальне або субвертикальне падіння смугастості (75-85°), ще рідше – субгоризонтальне (0-10°). Ця мінливість елементів залягання свідчить про наявність складчастості в СРК супракрусталних утворень, яка, в основному, успадкована ультраметаморфічними породами і знаходить відображення в конфігурації їх смугастості. Мінливість цієї складчастості знаходить відображення у флуктуації елементів залягання смугастості в зближених відслоненнях і навіть в межах одного відслонення. Спостереження у відслоненнях показують, що розмах крил ізоклінальних складок міг досягати більше 1 км при їх падінні під кутами 70-85° у СРК Бердичівського блока і 30-60° у СРК Білоцерківського блока.

Особливості структурного плану території аркуша “Сквира” знаходять відображення в її блоковій будові. Головними елементами розломно-блокової будови цієї території є Бердичівський і Білоцерківський тектонічні блоки II порядку, погранична між ними Брусилівська шовна зона, обмежена Звіздаль-Заліською і Брусилівською зонами глибинних розломів, а також Немирівська, Центральна і Андрушівська зони глибинних розломів (I порядку) та Варварівський і Самгородський регіональні розломи II порядку. Тектонічні порушення I і II порядку ділять територію робіт на ряд блоків III і IV порядків. На заході в межі аркуша входить східна частина Козятинського блока, а на сході між Брусилівською, Центральною і Андрушівською зонами розломів виділяється Володарський блок III порядку. Блоки IV порядку виділені за особливостями їх геологічної будови і структурного плану, що знаходять відображення в геофізичних полях та, деякою мірою, в їх геохімічній спеціалізації.

Головними диз’юнктивами дослідженого району є глибинні тектонічні порушення, які обмежують зони розломів. Як міжблокові (розділяють структурно-формаційні зони) розглядаються Огіївський і Великоерчиківський розломи, які обмежують Брусилівську міжблокову шовну зону і за геофізичними даними являють собою скидові або скидо-зсувні тектонічні лініаменти. Огіївський і Погребищенський глибинні розломи фіксують межі Звіздаль-Заліської зони розломів, а Дзюньківський і Великоерчиківський глибинні розломи – межі Брусилівської зони розломів. Головними внутрішньоблоковими розломами є тектонічні порушення, які

обмежують інші зони розломів: Таборівський і Павлівський – Немирівську, Улашівський і Трушківський – Центральну, Унавський (з півдня) – Андрушівську. Немирівська зона перетинає всю територію аркуша “Сквира” з південного заходу на північний схід, Центральна зона охоплює північно-східний кут території і має північно-західне простягання, а Андрушівська зона проходить вздовж північної рамки аркуша “Сквира”. Другорядними, але регіональними, є субширотний Самгородський розлом і Варварівський розлом північно-західного простягання. Судити про кінематику і просторове положення більшості тектонічних порушень важко через відсутність їх виходів на денну поверхню. Структурними свердловинами розкриті тільки деякі з них.

Найбільш вивченим із головних розломів є тектонічне порушення, яке обмежує з північного заходу Центральну зону розломів. Морфологія його вивчена на багатьох відрізках завдяки перетинам похилими свердловинами, пробуреними об’єднанням “Кіровгеологія”. Даний тектонічний лініамент являє собою систему обмежених зон мілонітизації та катаклазу загальною потужністю до 300 м. Причому густина їх нерівномірна і поступово зменшується з північного сходу на південний захід. Встановлене падіння зон тектонітів стійке північно-східне, переважно з кутами падіння в інтервалі 50-60°, інколи – до 80°.

Зони тектонітів, подібні до описаної, фрагментарно фіксуються в свердловинах і відслоненнях на інших ділянках вивченої території, трасуючи як головні, так і другорядні розломи. Масштаби прояву таких зон адекватні рангу тектонічних порушень. Крім зон катаклазу і мілонітизації, для головних розломів характерні також зони брекчіювання і бластезу з утворенням бластокатаклазитів і бластомілонітів. У розломах вищого рангу такі процеси спостерігаються зрідка. Ознакою тектонічних порушень є також підвищена потужність кори вивітрювання в зоні їх впливу. Широкий розвиток кори вивітрювання лінійного типу, відображений на карті кори вивітрювання, підтверджує достовірність тектонічних порушень на карті кристалічного фундаменту.

У геофізичних полях головні і другорядні регіональні розломи трасуються за комплексом ознак: за мінімумами, зонами градієнтів, “перезимами” аномалій обох знаків магнітного та гравітаційного полів, зонами різких змін простягання аномалій або зміщення їх осей. Тектонічні порушення, які обмежують Брусилівську шовну зону, приурочені до зон градієнтів спостереженого гравітаційного поля. Оперяючі розломи вищого порядку фіксуються за вищевказаним комплексом ознак переважно в магнітному полі.

Відносний час формування тектонічних порушень різних систем орієнтації не можна встановити однозначно, оскільки вони неодноразово підновлювалися на різних етапах розвитку регіону. Один і той же розлом міг відігравати різну роль у кінематиці тектонічних переміщень на різних ділянках району досліджень. Характер конфігурації розломної системи вивченої території і її структурний план у загальних рисах свідчать про первинне значення субмеридіональної системи розломів, які утворюють Брусилівську міжблокову шовну зону. Вони були площинами зміщення в зоні субдукції структурно-речовинних комплексів Росинської структурно-формаційної протоокеанічної зони на границі з СРК протоплатформенної Подільської зони. Про це свідчить і сучасний нахил розломів на захід (за результатами геолого-геофізичного моделювання). Особливості структурного плану на окремих ділянках самої шовної зони і в прилеглий до неї смузі дозволяють припустити, що деякі з цих розломів являють собою правосторонній зсуви. У цілому Брусилівська шовна зона на нижньопротерозойському рівні виглядає як скидова структура.

Внутрішньоблокові зони розломів, очевидно, були закладені на колізійному етапі, як і другорядні регіональні розломи. Вони утворюють основу сучасної діагональної і ортогональної систем тектонічних порушень і є межами блоків III і IV порядків. Тектонічні порушення вищого порядку оперяють головні і другорядні розломи, зміщують їх та відіграють роль площин, по яких відбуваються диференційні знакоміні зміщення дрібних блоків. Вони формувалися в умовах консолідованого кристалічного фундаменту і являють собою ешелоновані зони сколювання шириною до кількох сотень метрів.

Тектонічні порушення всіх систем орієнтації тою чи іншою мірою були активізовані в фанерозойську епоху розвитку регіону. У палеозой-мезозой вони в загальних рисах зумовлювали закладання палеодепресій. На активізованих ділянках тектонічних порушень у мезозой-кайнозой формувались кори вивітрювання підвищеної потужності. У кайнозой “клавішне” зміщення дрібних блоків визначало конфігурацію та потужність осадових відкладів.

Унікальним елементом тектонічної будови вивченого району є Білилівська метеоритно-вибухова структура. У даний час вона являє собою нижню, придонну частину астроблеми середніх розмірів, що вціліла від розмиву. Унаслідок денудації структура залишилась без багатьох характерних морфологічних ознак астроблем. Повністю зрізаний зовнішній кільцевий вал, розмиті всі горизонти кратерного осадового комплексу і верхня частина імпактних утворень. У результаті структура має відносно рівну поверхню, єдину з довколишньою поверхнею незміненого кристалічного фундаменту [52].

Білилівська структура в плані округла, майже правильної ізометричної форми, діаметром 4-4,5 км. Імпактні породи і ударно-вибухові брекчії займають дещо меншу площу в центральній частині, яка в поперечнику досягає 3 км. Зовнішнє кільце складене різною мірою ударно-метаморфізованими гранітоїдами бердичівського комплексу. Астроблема чітко відображається в гравітаційному полі ізометричною від’ємною аномалією (до 5,5 мГал в центрі структури). За даними гравірозвідки діаметр астроблеми в її сучасному вигляді становить 3,7-4,2 км.

Незважаючи на значний ерозійний зріз, у межах Білилівської астроблеми зберігся такий характерний для метеоритно-вибухових структур елемент, як центральне підняття. Воно складене імпактитами і підноситься над поверхнею цокольних коптокатаклизитів на 100-130 м [52]. Імпактити утворюють також кільцеве поле діаметром 2,7-3,1 км. Згідно з відомим співвідношенням діаметру поля імпактитів до діаметру астроблеми в цілому як 1 : 3, можна припустити, що Білилівська астроблема на момент її виникнення мала в поперечнику біля 9 км [52].

МЕЗОЗОЙСЬКО-КАЙНОЗОЙСЬКИЙ СТРУКТУРНИЙ ПОВЕРХ

На дослідженій території певна увага приділялась вивченню морфології і закономірностей розвитку структурних форм осадового чохла і співвідношення їх з розломно-блоковими структурами кристалічного фундаменту.

На еродованій поверхні докембрійського фундаменту, а також на корі вивітрювання субгоризонтально залягає мезозойсько-кайнозойський структурний поверх, осадки якого виповнюють різні тектонічні блоки. Активна тектонічна діяльність відбувалася в ранньому мезозі. Під впливом різнонаправлених підновлених розломів формується лінійна кора вивітрювання, яка часто внаслідок активізації блоків зазнає площинного змиву. Рухливі тектонічні блоки з різною повнотою осадків на них і ступінь розмиву кори вивітрювання показують, що напрямок руху блоків часто змінювався протягом різних етапів розвитку району.

У кінці мезозою на території сформувалась поверхня вирівнювання, яка в північно-східній частині зазнала поступового занурення внаслідок загального нахилу Українського щита в східному напрямку. У деяких тектонічних зонах були закладені тектонічні депресії, які успадкували напрямок і форму окремих фрагментів розломів і тектонічних порушень.

Так, Яблунівсько-Фастівська палеодепресія контролюється Центральною тектонічною зоною розломів. Ширина палеодолин – депресій, виповнених нижньокрейдовими відкладами, становить 2 км, у розширених ділянках до 13 км.

Стійка тенденція до опускання, починаючи з мезозойського часу, послужила причиною формування депресій, виповнених не тільки нижньокрейдовими, але і палеогеновими утвореннями. Наприклад, у такий спосіб формувалися Тетіївсько-Володарська і Макарівсько-Великолісовецька депресії.

Тектонічні депресії, що існували раніше, заповнені продуктами розмиву більш ранніх утворень. Заповнення негативних форм рельєфу осадками призвело до формування згладженого рельєфу, за морфологією якого виділяються локальні підняття і западини, різні дрібні розривні порушення.

Тектонічні форми та інші елементи неотектоніки чітко фіксуються на геологічних розрізах. Тектонічні підняття часто успадковують ерозійні виступи фундаменту. Окремі профілі свердловин фіксують локальні підняття, розміри яких на кілька десятків метрів більші. Прикладом ступінчастої будови локального підняття є розрізи в районі сс. Мала Сквирка, Яблунівка (рис. 5.1). У свердловині 23к спостерігаються палеогенові відклади меншої потужності, порівняно зі збільшеною потужністю тих же утворень у свердловині 58к, де загальна потужність дочетвертинних осадків досягає 32,0 м. У глибоких локальних пониженнях кристалічного фундаменту фіксуються відклади нижньокрейдового віку, які завдяки локальним опущенням збереглися від подальших розмивів. На окремих ділянках палеодолин депресії буцацького віку контролюються тектонічними розривними порушеннями, внаслідок чого підосва буцацьких відкладів знаходиться на вищому гіпсометричному рівні, ніж підосва новопетрівських пісків.

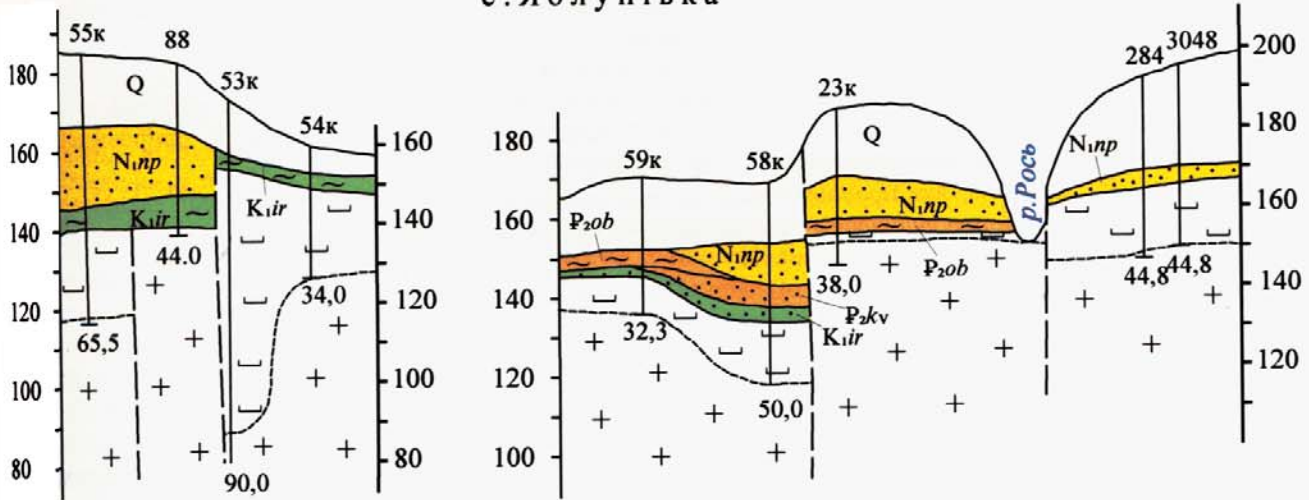
Локальні підняття, вірогідно, безперервно повільно піднімалися, внаслідок чого відбувався розмив накопичених осадків. Про це свідчать розрізи в районі с. Крилівка північніше м. Ружин, де на тектонічних підняттях строкаті глини потужністю до 4 м незгідно залягають на розмитій поверхні буцацьких відкладів. У тектонічних пониженнях потужність глин досягає 12-20 м. Локальні западини не так чітко фіксуються, як підняття. Вони ширші, з меншим коливанням амплітуди потужностей осадків. На таких ділянках розрізу, як правило, відбуваються зміщення кристалічного фундаменту, кори вивітрювання, відкладів нижньої крейди і палеоген-неогенових утворень. Чергування підняття і опускань окремих локальних блоків фіксується підновленими розломами, що були закладені ще в домезозойський час і призвели до крупних деформацій осадового чохла. Амплітуда зміщення їх коливається від кількох до десятків метрів. Фрагменти розривних порушень осадового чохла відображені на геологічних і літологічних картах.

Тектонічна діяльність у пізньоміоцен-пліоценовий етап розвитку території залишається активною і характеризується знакоперемінними рухами незначної амплітуди.

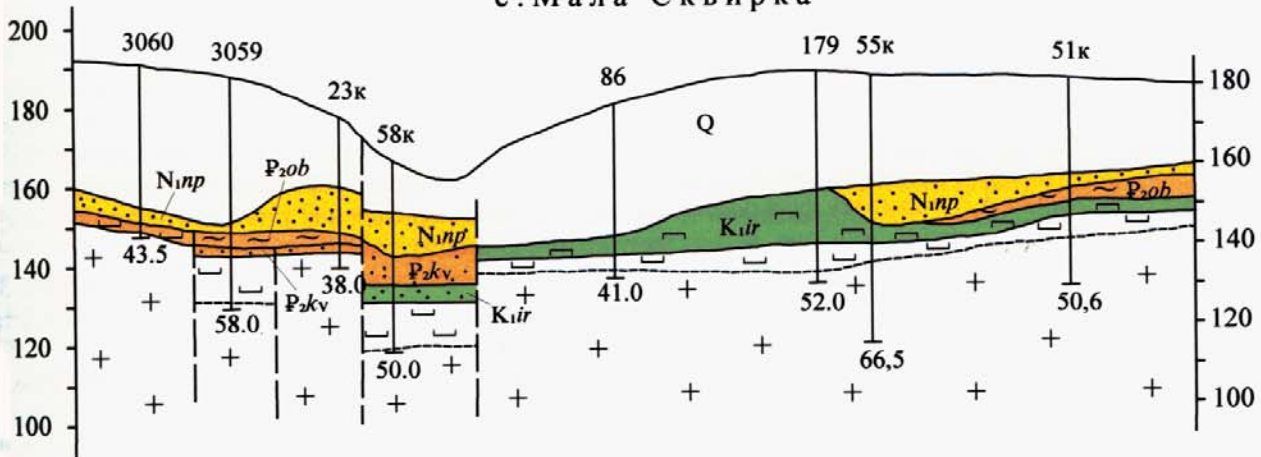
Деякі форми рельєфу, як наприклад Козятинське підняття, стабільно залишаються на високому гіпсометричному рівні. Епейрогенічні рухи призводять до крупних деформацій осадового чохла, які виникають у межах ослаблених тектонічних зон, закладених у докембрійський час. У таких зонах, під впливом існуючих розломів і окремих тектонічних блоків з диференційованими рухами, на вищі рівні поверхні виходять різні горизонти осадових порід. У пліоценову епоху проходить зародження сучасної гідросітки і починається формування сучасної морфоструктури рельєфу території. Розвиток четвертинних відкладів, їх генетичних типів певною мірою залежить від елементів структур кристалічного фундаменту. У льодовиковій зоні зберігається

ГЕОЛОГІЧНІ РОЗРІЗИ
 Масштаби *горизонтальний 1:100000*
вертикальний 1:2000

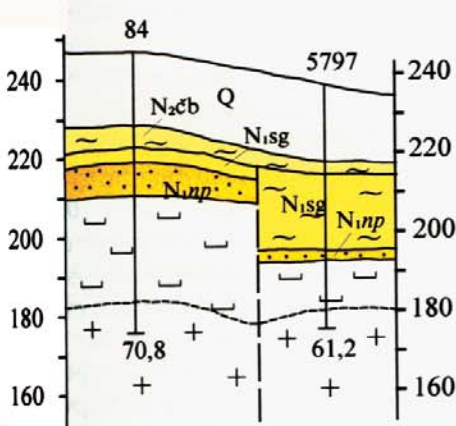
с. Яблунівка



с. Мала Сквирка



с. Крилівка



м. Ружин

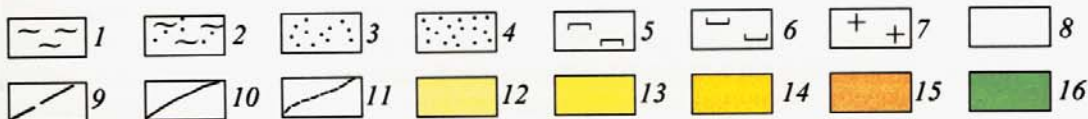
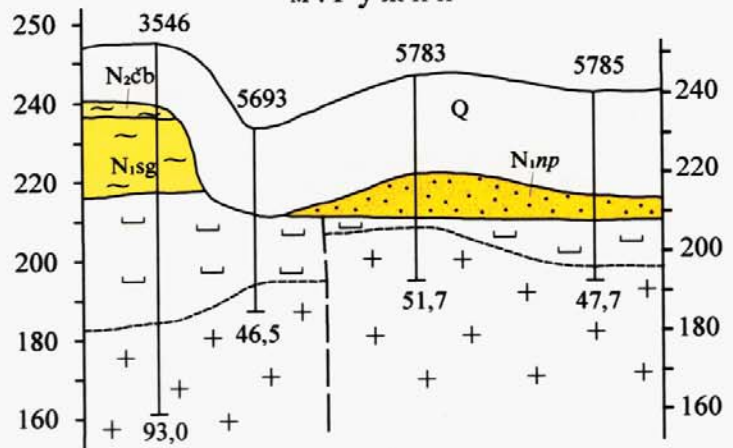


Рис. 5.1 - Тектонічні порушення в мезо-кайнозойському структурному поверсі.

1 - глини; 2 - глини піщанисті; 3 - піски дрібнозернисті; 4 - піски різнозернисті; 5 - вторинні каоліни; 6 - кора вивітрювання кристалічних порід; 7 - породи фундаменту; 8 - відклади четвертинного віку; 9 - тектонічні порушення; границі: 10 - достовірні; 11 - ймовірні; породи: 12 - товщі червоно-бурих глин; 13 - глини строкатої товщі; 14 - новопетрівської світи; 15 - київської і обухівської світ; 16 - іршанської світи

тенденція активного розмиву локальних підняття льодовиковими водами. З діяльністю льодовика в дніпровський час пов'язане утворення різних форм рельєфу (Південно-Роська лесова сильнорозчленована підвищена рівнина, Андрушівсько-Попільнянська моренно-зандрова рівнина).

На фоні загального слабкого здіймання території спостерігаються локальні підняття і опускання, пов'язані з холодними і теплими кліматичними етапами нижчого рангу (крижанівсько-іллічівський, мартоносько-сульський, завадівсько-дніпровський етапи підняття і відносно опускання в широкинсько-приазовський, лубенсько-тилігульський та кайдацько-бузький час).

Завершальний дофінівсько-голоценовий етап характеризується відновленням тектонічної активізації і здійманням всієї території, яка продовжується до сьогоденного часу. Про це свідчить сучасний рельєф території, розвиток молодих балок, ярів, вимоїн, заплав і долин річок.

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

У геологічній історії дослідженої території, як і в цілому в історії становлення Українського щита, чітко виділяються два етапи: криптозойський і фанерозойський. Вони кардинально відрізняються як за тектонічним режимом, так і за характером геологічних процесів.

КРИПТОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

Етап охоплює архейський та протерозойський акрони, протягом яких відбувалось циклічне формування та перетворення земної кори. У її еволюції періоди тектоно-магматичної активності чергувалися з періодами відносного спокою. В історії розвитку кристалічного фундаменту Українського щита виділяється шість епох тектогенезу: Дністровська, Азовська, Дніпровська, Бузька, Саксаганська, Волинська. У вивченому районі утворення кристалічного фундаменту формувались у ході процесів, проявлених протягом усіх цих епох, за винятком Азовської, коли регіон, імовірно, перебував у квазікратонному стані.

Дністровська епоха тектогенезу, за даними Л. М. Степанюка [22], охоплює в палеоархеї період 3,9-3,4 млрд років. У межах цього інтервалу був сформований грануліт-базитовий фундамент регіону, представлений супракрустальними утвореннями дністровсько-бузької серії.

Питання характеру становлення первинної земної кори залишається дискусійним. Петрохімічні і геохімічні характеристики супракрустальних утворень цієї епохи у вивченому районі свідчать на користь їх виникнення внаслідок метаморфізму протоокеанічної кори в умовах гранулітової фації.

За висновками Л. М. Степанюка [22], "дністріди" пройшли кілька етапів метаморфо-метасоматичних перетворень у періоди тектонічної активізації. У межах Бердичівського блока такі перетворення досить впевнено фіксуються під час формування чарнокітоїдів літинського комплексу і плагіогранітоїдів бердичівського комплексу та під час метаморфо-метасоматичних процесів заключної фази колізійного етапу кратонізації регіону. Існують також ознаки первинного ультраметаморфізму метабазитів району досліджень з утворенням ендербітів гайворонського типу в ранньому археї. Вікові межі етапів тектонотермальних перетворень грануліт-базитового фундаменту регіону, як і в цілому для Дністровсько-Бузького мегаблока, є дискусійними.

За даними В. В. Зюльцле [11], метабазити Бердичівського блока, в тому числі і дослідженого району, мають ознаки трьох ступенів формування. За допомогою геотермометрів [18; 19] визначено такі інтервали температур мінеральної рівноваги для різних пар врівноважених мінералів: > 1200 - > 800°C; 640 - 700°C; 600 - 570°C. Перший температурний інтервал відображає "реліктову" температуру магматичної стадії формування метабазитів і фіксується в амфібол-піроксенових кристалосланцях для парагенезисів ортопіроксену і клінопіроксену з бурою роговою обманкою та основним плагіоклазом. Другий інтервал відповідає стадії метаморфічних і ультраметаморфічних перетворень метабазитів, а третій – стадії їх діафторезу в умовах епідот-амфіболітової фації. Умови формування глиноземистих плагіогнейсів дністровсько-бузької серії в регіоні, за даними, одержаними за допомогою гранат-біотитового геобарометру і геотермометру Л. Л. Перчука [18; 19], відповідають РТ-параметрам низьких ступенів гранулітової – високих ступенів амфіболітової фацій: $T = 640 - 670^\circ\text{C}$, $P = 5,8 - 6,5$ кбар [11]. Фіксуються і нижчі параметри, обумовлені діафторезом цих порід в умовах епідот-амфіболітової фації: $580 - 600^\circ\text{C}$ і $5 - 6$ кбар.

Складовою частиною ранньоархейського грануліт-базитового фундаменту є ультрабазити і габроїди сабарівського комплексу, які фіксують проникні зони первинної земної кори і мають нижньокорове або мантієне походження. За даними В. В. Зюльцле [11], у габроїдах мінеральна нерівновага відображається наявністю двох температурних інтервалів їх формування: $880 - 1200^\circ\text{C}$ і $640 - 690^\circ\text{C}$. Перший з них характеризує магматичний етап становлення масивів, другий відповідає умовам метаморфічного перетворення габроїдів, яке проявляється в їх інтенсивній амфіболізації.

Середній і пізній архей є визначною сторінкою історії розвитку дослідженого району. Саме в цей час, який відповідає Дніпровській і Бузькій епохам тектогенезу, відбувалось формування літинського комплексу

чарнокітоїдів у межах Подільської структурно-формаційної зони та накопичення супракрусталних утворень володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії, а також становлення юривського комплексу базит-ультрабазитів і тетіївського комплексу діоритів та діоритовидних порід у межах Росинської структурно-формаційної зони.

У геодинамічному відношенні Росинська СФЗ відповідає палеоокеанічному басейну. На початковій стадії його розкриття в рифтогенних зонах, наближених до активної окраїни Подільського протоконтиненту, очевидно, відбувалось накопичення хомогенно-вулканогенно-осадової асоціації порід володарсько-білоцерківської товщі. У подальшому, з розширенням басейну осадово-вулканогенні утворення росинсько-тікицької серії сформувалися на всій площі СФЗ.

Під час першої фази колізійного етапу закриття басейну в умовах субдукції утворень володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії на границі Подільського протоконтиненту відбувалось їх тектоно-метаморфічне перетворення і селективна діоритизація. До цієї ж фази відноситься становлення базит-ультрабазитової формації юривського комплексу, масиви якого концентрувались у проникних для нижньокорового і мантіяного матеріалу зонах.

РТ-параметри метаморфізму порід володарської товщі і росинсько-тікицької серії відповідали умовам середнього і високого ступенів амфіболітової фації. Про це свідчать особливості мінеральних парагенезисів метаморфічних порід даних таксонів. Причому очевидним є вищий ступінь метаморфізму утворень володарсько-білоцерківської товщі, для яких характерний первинний парагенезис діопсиду з зеленуватою роговою обманкою. У вивчених М. О. Ярошук [27; 28] кристалосланцях із розрізів високомагнітних аномалій зафіксований парагенезис діопсиду з гіперстеном. Але його висока залізистість, як і в ортопіроксенах з магнетитових кварцитів, свідчить про РТ-параметри не вищі за високий ступінь амфіболітової фації. За розрахунками В. В. Зюльцле [75], температура формування парагенезису блакитно-зеленої рогової обманки з коричневим біотитом і олігоклазом, який є типовим для амфіболітів і кристалосланців росинсько-тікицької серії, коливається в інтервалі 640-660°C.

Найважливішим етапом у становленні остаточного структурно-речовинного складу кристалічного фундаменту вивченого району є ранньопротерозойська епоха ультраметаморфічного перетворення супракрусталних порідних асоціацій. Під час основної фази колізійної стадії тектоно-метаморфічних перетворень відбувалось формування плагіогранітоїдів бердичівського комплексу за рахунок глиноземистих плагіогнейсів дністровсько-бузької серії і, можливо, частково за рахунок реоморфізму чарнокітоїдів літинського комплексу. Приблизно в той же час формуються плагіогранітоїди звенигородського комплексу за рахунок метаморфічних порід володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії та внаслідок реоморфізму діоритів і діоритовидних порід тетіївського комплексу. Про одночасність цих процесів у Подільській і Росинській СФЗ свідчать зафіксовані попередніми дослідниками [14; 32] і підтвержені в ході проведення ГДП поступові переходи між плагіогранітоїдами бердичівського і звенигородського комплексів.

РТ-параметри формування плагіогранітоїдів обох комплексів не виходили за межі амфіболітової фації. За розрахунками В. В. Зюльцле [11], температурний інтервал нижньопротерозойського процесу ультраметаморфізму в межах Подільської СФЗ досить вузький і становить 640 - 660°C. Дещо вища температура формування фіксується у вінницитах (670 - 680°C). Параметри тиску коливаються від 5,5 до 6,5 кбар для плагіогранітоїдів і до 7,5 кбар для вінницитів. Приблизно ті ж температурні границі рівноваги (630 - 660°C) властиві для парагенезису синьо-зеленої рогової обманки, коричневого біотиту та олігоклазу в амфіболвміщуючих плагіогранітоїдах звенигородського комплексу.

Із заключною фазою колізійного етапу розвитку регіону в нижньому протерозої пов'язано формування гранітоїдів уманського та житомирського комплексів. Відбувалося воно внаслідок інтенсивних метаморфогенетичних процесів на фоні зниження їх РТ-параметрів, порівняно з більш ранніми фазами колізії. Ці процеси призвели до метасоматичного перетворення більш ранніх ультраметаморфічних порід, що відобразилося в їх мікроклінізації, розкисленні плагіоклазу, появи другої генерації біотиту, зникненні амфіболу, зміні складу гранату, зменшенні його вмісту і заміщенні його другою генерацією біотиту. Дані перетворення супроводжувались діафорезом метаморфічних порід в умовах межі амфіболітової і епідот-амфіболітової фацій. Параметри діафорезу, за даними В. В. Зюльцле [11;75], фіксуються в глиноземистих плагіогнейсах температурами 600 - 590°C по парагенезису коричнювато-бурого залізного біотиту і залізного гранату (f до 80 мол. %), а в метабазитах, в асоціації синьо-зеленої рогової обманки з коричнювато-бурим біотитом і кислим плагіоклазом, відповідають інтервалу температур 590 - 570°C.

Нарощування інтенсивності метаморфогенетичних процесів на цьому етапі розвитку регіону, особливо в межах Росинської СФЗ, призвело на окремих ділянках до повного метасоматичного заміщення парагенезисів плагіогранітоїдів звенигородського комплексу та, меншою мірою, ультраметаморфічних утворень інших комплексів гранітоїдною мінеральною асоціацією. На ділянках максимальної інтенсивності даних процесів, у зонах зниження параметрів тиску, відбувалось, вірогідно, палінгенно-метасоматичне перетворення більш ранніх ультраметаморфічних порід з утворенням осередків гранітоїдного розплаву, що сприяло формуванню параавтохтонних масивів порфіровидних і порфіробластичних гранітів.

Завершальний період заключної стадії колізійного етапу характеризується зниженням РТ-параметрів метасоматичних процесів до рівня умов епідот-амфіболітової фації. Внаслідок цього відбувається гідротермально-метасоматичне змінення раніше сформованих порід у проникних зонах тектонічних порушень. На ділянках найбільш інтенсивного прояву постмагматичних перетворень виникають метасоматити, переважно мікроклін-кварцового складу, з перемінним вмістом епідоту, хлориту, мусковіту. У метабазитах, крім того, нерідко спостерігаються амфіболи тремоліт-актинолітового ряду.

У мезопротерозої в регіоні відбувається кратонізація фундаменту, встановлюється платформний режим. Тектонічна активність у цей період була пов'язана лише з етапом встановлення Коростеньського плутону на суміжній території Волинського геоблока. У межах вивченого району з цією подією можна пов'язувати лише прояви відносно низькотемпературних гідротермальних процесів, що призвели до виникнення ореолів оквадрування і сульфідизації та появи кварцових жил з камерними друзами гірського кришталю.

ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

Відсутність на території досліджень відкладів палеозою і раннього мезозою свідчить, що в цей час вона являла собою сушу, де відбувались інтенсивні процеси денудації докембрійських порід. На цей же період припадає виникнення такого унікального утворення, як Білилівська ударно-метаморфічна структура. Вік появи цієї астроблеми відповідає ранній юрі [53].

На етапі розвитку району, який охоплює мезозойську та кайнозойську ери, на фоні епейрогенічних коливальних рухів відбувалося формування поверхні рельєфу і накопичення осадових порід.

Ранньомезозойський час характеризується сприятливими кліматичними і палеогеоморфологічними умовами. На початку аптського віку територія, де сформувався континентальний режим, зазнала поступового опускання і трансгресії крейдового моря з боку Дніпровсько-Донецької западини. Крейдове море в північно-східній частині території по широкій Яблунівсько-Фастівській палеодепресії заходить у глибину суші. На території встановлюється режим, де процеси акумуляції переважають над процесами денудації і виносу матеріалу. Матеріалом для накопичення осадків апта і нижнього альба була глиниста кора вивітрювання. Незначні коливання базису ерозії і зміна водного режиму призводили до того, що в межах палеодепресій відкладалися різнозерністі піски і вторинні каоліни.

Кінцевий етап аптського-альбського віку характеризується активізацією тектонічного режиму. Підновлюються субширотні розломи, які перетинають крейдову палеодепресію. Це призводить до опускання окремих ділянок суші з утворенням водоймищ озерно-лагунного типу, які виповнюються болотними відкладами з прошарками вуглистого матеріалу. У межах Яблунівсько-Фастівської палеодепресії, в поглиблених її частинах формуються глауконіто-кварцові піски.

Після регресії крейдового моря, обумовленої загальним підняттям кристалічного фундаменту, на всій території встановлюється континентальний режим, який проіснував до кінця мезозойської ери.

У палеогені зберігаються і надалі континентальні умови осадконакопичення, вони проіснували до середини еоцену.

У бучацький час розвивається древня потужна гідросітка, яка успадковує напрямок існуючих на той час тектонічних палеодепресій у корі вивітрювання кристалічного фундаменту. При повільному опусканні території заболочуються річки і озерно-лагунні водоймища, які заростають теплолюбними рослинами, накопичується органічний матеріал, який перетворюється в буре вугілля і вуглисті глини. Кора вивітрювання, що розкривалась на підвищених ділянках плато, поповнювала матеріал, з якого формувалися вторинні каоліни і каоліністі глини. Результати палінологічних досліджень показали, що в складі рослинності приморської низовини переважали покритонасінні і голонасінні, що свідчить про наявність субтропічного і тропічного кліматів.

У кінці бучацького часу посилюється активізація глибинних розломів, що призводить до короткочасного підняття південно-західної, центральної і південної частин території, підвищується базис ерозії. На локальних ділянках палеодепресій спостерігаються процеси ерозії, які спричинили розмив континентальних осадків.

У середньому і пізньому еоцені продовжується регіональне опускання суші з підновленням тектонічної діяльності, яке виявляється в диференціації тектонічних рухів блоків кристалічного фундаменту і наступу на сушу мілкого київського моря.

На північному сході території в межах поглиблених ділянок моря утворюються осадки глибоководних і прибережно-морських фацій. Такий режим осадконакопичення зберігається також на початку олігоцену, коли вся територія була покрита мілким морем. У ньому утворюються мілководні фації, в яких переважають піски глауконіто-кварцові, різнозерністі. У подальшому відбувається поступове підняття кристалічного фундаменту, мілке обухівське море повільно відступає. На припіднятій суші інтенсивно змиваються пухкі осадки київського і обухівського часу. У прибережній зоні припливів і відливів піщано-глинистий матеріал механічно диференціюється і збагачується рудними титан-цирконієвими мінералами.

У пізньому олігоцені кристалічний фундамент знову зазнає нових тектонічних рухів, що спричинило підняття окремих тектонічних блоків. Олігоценове море повністю відступає з вивченої території. На поверхні прибережної низовини зберігаються лише змілілі лагуни, в яких накопичувалися субконтинентальні фації.

З початку міоцену на відносно зрівельовану рівнинну поверхню суші поступово трансгресує міоценове море і глибоко в неї вривається. Внаслідок ерозійної діяльності моря значно зменшуються площі розповсюдження пухких відкладів олігоцену і еоцену. Вивільнений теригенний матеріал накопичується в припливно-прибійній зоні моря, де він часто перемивається і збагачується важкими мінералами. Формуються збагачені титан-цирконієві розсипи: Тарасівський, Голуб'ятинський і Золотухівський. В кінці середнього міоцену неогенове море міліє і поступово відступає за межі території. На поверхні з локальними пониженнями відбувається накопичення монтморилоніт-каолінітових в'язких глин.

У ранньому пліоцені висихають лагуни і на території встановлюються стійкі континентальні умови з теплим кліматичним режимом, різними ландшафтами і рослинністю. Орографічні особливості території, які сформувалися в кінці неогенового періоду, зберігаються і на початку плейстоценової епохи. У довгі теплі періоди продовжують формуватися червоно-бурі, бурувато-коричневі і чорноземовидні викопні групи крижанівського, ширококинського, мартоносського, лубенського і завадівського кліматолітів. У короткочасні проміжки холодного клімату йшло накопичення порівняно малопотужних прошарків лесовидних глин і суглинків відповідно березанського, іллічівського, приазовського, сульського і тилігульського кліматолітів.

На початку середнього неоплейстоцену значно похолоднішало внаслідок материкового зледеніння, яке наступало з півночі. У дніпровський час уся територія вкривається льодовиком, з діяльністю якого пов'язане утворення досить потужної товщі підморенних і надморенних озерно-водно-льодовикових і моренно-льодовикових відкладів. Відбувається формування водно-льодовикових долин і перебудова гідрографічної мережі. Своєю ерозійною діяльністю Дніпровський льодовик практично обумовив формування сучасного рельєфу. Після відступу льодовика закладається сучасна гідрографічна мережа, яка часто успадковує ранньоплейстоценові і водно-льодовикові долини, формуються нові терасові рівні, що визначалися стійким поступовим підняттям території або окремих її ділянок.

На вододільних плато, у зв'язку з загальним похолоданням, проходить посилене лесоутворення, яке досягло свого апогею в другій половині пізнього плейстоцену (бузький час).

У кінці неоплейстоценової фази формування рельєфу в основному закінчилося, хоча досить широка мережа активних ярів, промоїн, меншою мірою інших процесів денудації, а також техногенна діяльність людини свідчать про те, що формування рельєфу території продовжується і в теперішній час.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

В орографічному відношенні територія аркуша М-35-XXIV (Сквира) входить до складу полігенної еродованої денудаційно-аккумулятивної рівнини платформної частини України. У геоморфологічному відношенні досліджена територія належить до області Придніпровського підняття на неогеновій, палеогеновій і докембрійській основі і є складовою частиною Азово-Придніпровської провінції. Відносно кінцевої морени вона розташована в льодовиковій зоні дніпровського льодовика і тільки її південно-західна частина – у позальодовиковій зоні.

У межах території виділяються структурно-генетичні типи рельєфу: Андрушівсько-Попільнянська моренно-зандрова слабо хвиляста аккумулятивна рівнина, Північно-Роська лесова розчленована рівнина, Південно-Роська лесова сильно розчленована підвищена рівнина і Прироська алювіально-водно-льодовикова аккумулятивна терасова рівнина.

Вирізняються характерні форми рельєфу: аккумулятивні – заплави річок і їх притоків, надзаплавні тераси; ерозійно-аккумулятивні – озерно-водно-льодовикові прохідні долини, ерозійні різнотипні балки, промоїни; льодовикові – моренні пасма і горби; гравітаційні – деляпсійні зсуви і опливини; суфозійно-просадочні – степові блюдця, мікрозападини та ін.

Андрушівсько-Попільнянська моренно-зандрова слабо хвиляста аккумулятивна рівнина (її південна частина) розташована на півночі і північному заході території. Границя між моренно-зандровою і Північно-Роською лесовою рівнинами фіксується зниженням рельєфу в бік моренно-зандрової рівнини і появою в її межах заболочених понижень.

Полога поверхня моренно-зандрової рівнини нахилена на північний схід, відповідно до загального занурення кристалічного фундаменту в бік Дніпровсько-Донецької западини. Абсолютні відмітки поверхні вододільних ділянок рівнини коливаються в межах 194-255 м. Характерними особливостями рівнини є обмежений розвиток ярів, значна заболоченість приводільних понижених ділянок, з яких починаються верхів'я і притоки рр. Унави, Кам'янки і Гуйви. У рельєфі рівнини в північно-східному напрямку спостерігається слабо виражене пологіе зниження, яке з'єднує долини рік Кам'янки і Унави і є похованою ділянкою давньої до-

лини. Аналогічна похована долина відмічається в районі сс. Красногірка, Попільня, Лозовики. Ширина давніх долин досягає 4-5 км.

Загальну картину поверхні моренно-зандрової рівнини порушують невеликі пагорби, потужність морени в яких не перевищує 3,0 м. Крім того, відмічається і велика потужність підморенних відкладів – 12-28 м (за даними свердловин). Це свідчить про те, що пологі пагорби можуть бути як моренними, так і реліктами давнього рельєфу (лімнокрами), сформованого до утворення моренних відкладів.

У геологічній будові моренно-зандрової рівнини беруть участь підморенні озерно-льодовикові і водно-льодовикові відклади, які залягають переважно на строкатих глинах, рідше на пісках новопетрівської світи і кристалічних породах. Верхню частину розрізу складають моренні суглинки і надморенні флювіогляціальні піски, рідше озерно-льодовикові суглинки. Загальна потужність відкладів дніпровського водно-льодовикового комплексу моренно-зандрової рівнини становить 20-35 м. У міоцен-пліоценовий час район зазнав незначного підняття з повним збереженням відкладів. У четвертинний час Андрушівсько-Попільнянська моренно-зандрова рівнина перебувала в стані слабкої стабілізації, відбувалося накопичення водно-льодовикових і моренних відкладів дніпровського льодовика. Отже, можна зробити висновок, що у формуванні рельєфу моренно-зандрової рівнини особливу роль відігравав Дніпровський льодовик і його талі води.

Північно-Роська лесова акумулятивно-денудаційна рівнина займає центральну частину території аркуша М-35-XXIV (Сквира). На півночі вона має спільну границю з моренно-зандровою рівниною, на сході обмежена Прироською алювіально-водно-льодовиковою рівниною. Південна її границя простягається зі сходу на захід по долинах рр. Рось і Оріхова, а далі на заході виходить за межі території. Слабо горбиста поверхня рівнини нахилена на схід – північний схід і успадковує загальний нахил поверхні кристалічного фундаменту. Амплітуда коливань висотних відміток вододілів становить 72 м (від 205,0 до 277,0 м). Поверхня вододілів рівна, на окремих ділянках слабо опукла, інколи ввігнута, різною мірою розчленована долинами річок і їх притоків.

Характерними особливостями лесової рівнини є розвиток гідрографічної мережі переважно паралельного типу, де глибина врізу річок досягає 30-40 м, а також наявність чітко виражених улоговиноподібних понижень на вододільних ділянках, які утворилися під час діяльності льодовика. Талі води прорізали вододіли, утворюючи при цьому прохідні долини, які після відступу льодовика перетворилися в “мертві” долини, що на якийсь час з’єднують верхів’я деяких річок.

На ділянках плато, які мають плоску або слабо ввігнуту поверхню, спостерігаються суфозійно-просадочні форми рельєфу – степові блюдця різної форми і розмірів, а на схилах річкових долин і балок активно проявляється ерозійна діяльність з утворенням ярів і промоїн, що свідчить про активізацію неотектонічних процесів даної території. У геологічній будові Північно-Роської лесової рівнини беруть участь всі кліматоліти четвертинної системи. Потужність четвертинних відкладів коливається від 10 до 50 м.

Даний район довгий час перебував у стадії поступового підняття і накопичення утворень гляціальних і лесових формацій.

Геоморфологічна і морфоструктурна особливості Північно-Роської лесової розчленованої рівнини підтверджують клавішно-блокову будову кристалічного фундаменту, яка проявляється в асиметричному профілі поглиблених долин річок, підновленні ерозійної діяльності та активізації неотектонічних процесів.

Отже, неглибоке залягання кристалічного фундаменту з міжблоковими різнонаправленими тектонічними рухами, складна будова четвертинних утворень, ерозійно-акумулятивна діяльність талих вод дніпровського льодовика сформували основні риси сучасного геоморфологічного ландшафту лесової розчленованої рівнини.

Південно-Роська лесова акумулятивно-денудаційна сильно розчленована підвищена рівнина (плато) займає південну і південно-західну частини території, в межі якої входить Козятинське структурно-денудаційне вододільне підняття. На півночі вона межує з Північно-Роською рівниною, а на півдні і заході виходить за межі території.

Більша частина Південно-Роської лесової рівнини розташована в прильодовиковій області, і тільки її північно-східна частина (межиріччя рр. Оріхова – Білуга, Роська – Молочна) входить до складу льодовикової провінції і характеризується овальними симетричними вододілами з сильно розвинутою яружно-балковою системою.

Абсолютні відмітки поверхні рівнини коливаються в межах 250-319 м. Максимальна глибина розчленування – 94,0 м. Для неї характерні інтенсивне розчленування річковою і балковою мережею, значний перепад висот, велика кількість корінних виходів четвертинних і дочетвертинних порід, вузькі вододіли з опуклою будовою поверхні і нечіткими переходами в схили долин, а також відсутність на вододілах замкнених понижень – степових блюдець. Прохідні долини в межах прильодовикової області майже відсутні і спостерігаються лише в районі сіл Бурківці, Жовтневе, Довгалівка, Михайлівка, а також на південний схід від м. Тетіїв.

Прироська алювіально-водно-льодовикова акумулятивна терасова рівнина розташована переважно в східній частині району робіт. Вона охоплює нижню частину басейну рр. Кам’янка, Роставиця, Сквирка, Березянка, а також р. Рось. Прироська терасова рівнина нахилена на схід і, порівняно з Північно-Роською лесовою сильно розчленованою рівниною, відрізняється зниженими (на 10-30 м), дуже пологими, широкими вододіль-

ними ділянками з абсолютними відмітками поверхні 180-200 м. Поверхня вододілів характеризується столоподібною формою, місцями злегка ввігнутою, з окремими суфозійно-просадочними формами рельєфу. Схили вододілів дуже виположені і поступово переходять у схили річкових долин. У формуванні Прироської алювіально-водно-льодовикової рівнини головна роль належить потужній сітці давніх прарічок.

Поступове опускання території спричинило формування різних терасових рівнів на розмитій прарічками поверхні фундаменту і утворення потужних озерно-льодовикових товщ.

У морфоструктурному відношенні Прироська алювіально-водно-льодовикова рівнина розташована в районі, який протягом свого розвитку перебував у стані максимального опускання і збереження відкладів. Підшва осадових відкладів знаходиться на абсолютних відмітках 148-150 м. Цей район є найбільш опущеним на дослідженій території, опускання його починалося ще в мезозойський час і сприяло закладанню нижньокрейдової депресії, а також збереженню на її схилах відкладів палеогену. У будові рівнини найповніше представлені плейстоценові утворення загальною потужністю до 30 м. Тут присутні елювіальні і еолово-делювіальні відклади нижньонеоплейстоценового і верхньонеоплейстоценового віку, надморенні, моренні і підморенні середньонеоплейстоценові суглинки і піски. У будові рівнини також беруть участь алювіальні пухкі утворення загальною потужністю 10-15 м, які складають I-III надзаплавні тераси.

Морфологічний вигляд річкових долин на окремих ділянках не однаковий і відрізняється своїми характерними особливостями, які обумовлені, головним чином, ступенем виробленості (зрілості) долини, довжиною її притоків, а також геологічною будовою ділянки території, яку перетинає ріка. Профілі річкових долин значною мірою обумовлені тектонічним і неотектонічним розвитком району і досить чітко відображають на окремих ділянках диз'юнктивно-блокову будову фундаменту, що спричинило насамперед перебудову загального плану сучасної гідрографічної мережі. Залежно від перерахованих вище факторів, на території виділяються два типи річкових долин:

1. Оформлений, у будові долин беруть участь заплави, надзаплавні тераси і схили (долини рр. Рось, Роставиця, Кам'янка, Сквирка, Унава, Гуйва та ін.).

2. Заплавний, характеризується наявністю нечіткої заплави і різної крутизни схилів, які підходять безпосередньо до неї (долини притоків річок, а також верхів'я р. Соб).

Більшість річок успадкували пліоцен-нижньоплейстоценові ерозійно-аккумулятивні давні долини, які в середньонеоплейстоценовий час були розширені, перезаглиблені і заповнені товщею озерно-водно-льодовикового комплексу дніпровського часу.

Ріка Рось бере свій початок біля с. Ординці в південно-західній частині території і перетинає всю південну і південно-східну її частини. Довжина її на території робіт становить приблизно 105 км. Долина р. Рось має характер рівнинної річки з відносно спокійною течією.

У морфологічній будові долини виділяються два відрізки різного типу. На відрізку від верхів'я до с. Круподеринці долина ріки заплавної типу з крутими асиметричними схилами. Ширина долини становить 100-200 м, у верхів'ях до 800 м. Русло звивисте, шириною 5-6 м. На ділянці від с. Круподеринці до східної рамки аркуша ширина долини змінюється від 1,5-3,0 до 7,5-9,0 км, схили її асиметричні, правий – більш крутий. Заплава широка, рівна, іноді заболочена, низького рівня. Ширина заплави коливається від 10-15 м (у місцях, де ріка прорізає кристалічні породи) до 1,0-1,5 км. Русло ріки має чіткий поперечний профіль шириною від 5-6 до 45-50 м.

Ріка Роставиця – ліва велика притока р. Рось, тече в субширотному напрямку. Довжина її в межах території робіт досягає 104 км. Ріка здебільшого протікає в межах Північно-Роської лесової рівнини і тільки в нижній течії перетинає Прироську алювіально-водно-льодовикову рівнину. Долина ріки має оформлений профіль з асиметричними схилами, переважно правий схил крутіший. Поперечний профіль долини коритоподібний і тільки в районі сс. Ягнятин, Паволоч, Буки, де ріка прорізає кристалічні породи, він змінюється на каньйоноподібний. Ширина долини ріки коливається від 10-15 до 2-3 км. Русло ріки добре виражене, з невисокими береговими уступами, звивисте, часто меандрує. Ширина його від 1,0-1,5 м у верхів'ях до 15-25 м у нижній течії.

Заплава чітко простежується протягом всієї довжини річки з обох боків, ширина заплави коливається від 30-50 до 500 м в місцях її максимального розширення і залежить від геологічної будови території.

Річки Унава, Гуйва належать до басейну рр. Ірпінь і Тетерів. Характеризуються пологою коритоподібною формою долин, з похилими виположеними схилами. Верхів'я долин асиметричні, лівий схил крутіший за правий. Заплави рік добре виражені, шириною до 150-200 м.

Річки Кам'янка, Березянка, Молочна, Оріхова, Роська, Сквирка мають оформлений поперечний профіль долини від V-подібної до широкої коритоподібною форми, схили асиметричні, правий схил крутіший за лівий. Заплави рік чітко виражені, переважно низького рівня, часто заболочені, з торфовищами шириною від 50 м до 1 км.

Річки утворюють невеликі ділянки перших і других надзаплавних терас. Третю надзаплавну терасу р. Кам'янка утворює в нижній частині течії.

У долинах рр. Рось, Роставиця, Кам'янка, Унава, Сквирка, Молочна у вигляді невеликих площадок і смуг простежується перша надзаплавна тераса шириною від 50 до 100 м, на рр. Рось і Роставиця вона досягає

1,5 км. Поверхня тераси рівна, рідко слабо горбиста, або нахилена в бік заплави; перевищення тераси над заплавою до 4-5 м. Друга надзаплавна ерозійно-аккумулятивна тераса простежується у долинах названих річок широкими смугами, в рельєфі чітко виражена у вигляді виположеного уступу. Ширина тераси непостійна і коливається від 100-200 м до 2-3 км. Перевищення тераси над заплавою – 15-20 м. Третю надзаплавну терасу утворюють тільки рр. Роставиця, Рось і Кам'янка, переважно в східній частині території. Тераса слабо виражена в рельєфі і фіксується лише свердловинами. Поверхня тераси рівна, інколи розчленована невеликими балками і старими ярами, з помітним нахилом у бік русла, ширина її змінюється від 100-200 м до 3-4 км, перевищення над заплавою – 25-30 м. Четверта надзаплавна тераса спостерігається у долині р. Рось і в рельєфі практично не виражена, простежується за даними свердловин в районі сіл Фастівка, Городище-Пустоварівське.

Водно-льодовикові долини на території досліджень широко розповсюджені. Вони утворилися внаслідок ерозійно-аккумулятивної діяльності талих вод Дніпровського льодовика і поділяються на два типи: поховані та прохідні (мертві).

Поховані водно-льодовикові долини в сучасному рельєфі виражені слабо, оскільки подальші денудаційно-аккумулятивні процеси змінили і знівельовали їх. У теперішній час вони являють собою неширокі пониження, які разом з алювіальними терасами річок утворюють Прироську алювіально-водно-льодовикову терасову рівнину.

Прохідні водно-льодовикові долини також пов'язані з діяльністю талих вод льодовика. Великі маси цих вод при наступанні і відступанні льодовика заповнювали сформовану гідрографічну мережу і шукали собі вихід на понижені ділянки вододілів. У сучасному рельєфі такі долини виражені досить чітко і представлені неширокими улоговиноподібними пониженнями на вододільних ділянках плато з пологими, задернованими, часто розораними схилами і рівними неширокими днищами. Ширина долин коливається від 300-400 м до 1,0-1,5 км при довжині 3-4 км.

Південно-західна частина території характеризується розвитком численних балок, які утворюють вузькогорбистий ландшафт. Балки мають V-подібний поперечний профіль з крутими (30-45°) задернованими схилами, вузьке днище шириною 10-15 м і довжиною від 0,8 до 0,6 км. У басейнах рр. Унава, Кам'янка, Роставиця, Березянка, Рось широкі плоскі вододіли розчленовані неглибокими коритоподібними балками з відносно похилими (10-20°) асиметричними схилами. Днища балок чітко виражені, шириною 50-80 м, а в пригірловій частині до – 100-200 м.

Яри розвинуті переважно в південній частині території, на схилах долин рр. Молочна і Роська (район сс. Кашперівка – Скибинці), в долині р. Рось (біля с. Саражинці), а також в долині р. Роставиця (район сс. Ягнятин, Паволоч, Строків, Буки). Яри, які приурочені до крупних схилів і розвиваються в лесовидних суглинках, характеризуються крутими, майже вертикальними обривистими стінками, мають каньйоноподібну форму. Глибина врізу досягає 20 м, довжина коливається від декількох десятків до 500-700 м. Зовсім інша морфологія ярів, які прорізають піщані відклади надзаплавних терас р. Рось в районі сіл Михайлівка, Фесюри і р. Роставиці – с. Матюші. Яри переважно коритоподібної форми, стінки дуже низькі – 3-5 м, днище рівне, шириною 10-15 м, довжина ярів – 1-2 км.

Промоїни спостерігаються практично на всіх схилах річкових долин, а також у верхів'ях балок. Глибина їх не перевищує 1-2 м.

Форми рельєфу, пов'язані з діяльністю льодовика, виділяються в північній частині території робіт і представлені невеликими моренними горбами і підвищеннями овальної, рідше округлої форми, з пологими схилами. Вони часто розташовуються групами і утворюють своєрідні пасма горбів, які розділені сідловидними пониженнями.

До гравітаційних форм рельєфу належать зсуви і опливини, які розвиваються на найкрутіших, опуклих схилах річкових долин. Зсуви, як правило, мілкі – потужність їх не перевищує 4-6 м, ширина 10-15 м, вони майже завжди задерновані і завальовані делювіальними відкладами. У сучасному рельєфі зсуви проявляються у вигляді невеликих зсувних площадок дугоподібної форми. Опливини являють собою дуже мілкі, поверхневі зсуви, які виникають в піщано-суглинистих перенасичених водою ґрунтах.

Степові блюдця зустрічаються як на вирівняних, плоских поверхнях надзаплавних терас Прироської алювіально-водно-льодовикової рівнини, так і на столоподібних слабо стічних вододілах Північно-Роської лесової рівнини. Вони являють собою замкнені, плоскодонні пониження овальної, рідше округлої форми, розміром від 20-80 до 150-300 м. Глибина їх невелика і не перевищує 2-3 м, днища замулені, часто заболочені і заростають водолубною рослинністю.

Мікрозападниці – дрібні форми рельєфу, приурочені до плоских вододілів лесових рівнин. Здебільшого вони мають округлу форму розміром до 5-15 м в діаметрі і глибиною 0,5-0,8 м. Утворення цих форм рельєфу обумовлене суфозійними процесами, просіданням і ущільненням лесовидних суглинків внаслідок частого обводнення.

До техногенних форм рельєфу належать широко розповсюджені ставки, численні глинища, крупні кар'єри, торфорозробки, насипи залізничних і шосейних доріг, дренажні канали, дамби, греблі і тощо.

Найбільші кам'яні кар'єри розташовані біля сс. Голуб'ятин, Буки, Таборів, Ягнятин, Шамраївка, Кашперівка. Великі кар'єри цегельних заводів знаходяться біля м. Сквиря, сс. Парипси, Плисків, Кожанка.

Торфорозробки поширені на заболочених, заторфованих ділянках заплавл річок і їх притоків. Великі торфорозробки розташовані в заплавах рік Кам'янка, Унава, Гуйва і представлені ямами різних розмірів, від невеликих кустарних до крупних – 200 м довжиною і 10-15 м шириною, які утворені механізованим способом при видобуванні торфу на органічне добриво і паливо.

Утворення різних форм рельєфу і генетичних типів четвертинних відкладів певною мірою залежить від елементів структури кристалічного фундаменту і діяльності льодовика в дніпровський час. На фоні незначного підняття всієї території спостерігається чергування піднять і опускань, формування яких було пов'язане з холодними і теплими кліматичними етапами більш дрібного рангу: крижанівсько-іллівський, мартоноссько-сульський, завадівсько-дніпровський етапи піднять, що чергувались з інтервалами відносного опускання в широкоинсько-приазовський, лубенсько-тилігульський і кайдацько-бузький час. Дофінівсько-голоценовий завершальний етап характеризується відновленням неотектонічної активізації і значним підняттям всієї території.

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Гідрогеологічні умови території аркуша М-35-XXIV (Сквира) досить складні, що визначається, головним чином, геологічною будовою, історією геологічного розвитку району та його геоморфологічними особливостями.

Для кристалічного фундаменту властива складна тектонічна будова, яка в гідрогеологічному відношенні обумовлює різні умови циркуляції тріщинних вод. Водоносні горизонти, які залягають в осадових породах, не мають загального площинного поширення. Широко розгалужена система балок і ярів сприяє досить інтенсивному водообміну підземних вод, а також прямому гідравлічному зв'язку окремих водоносних горизонтів. На вивченій території виділені такі водоносні горизонти (рис. 8.1):

1. Водоносний горизонт болотних та озерно-болотних (біогенних) відкладів голоцену (b,lbH).
2. Водоносний горизонт сучасних алювіальних відкладів голоцену (aH).
3. Водоносний горизонт алювіальних відкладів надзаплавних терас (a¹⁻⁴P_{II-III}).
4. Водоносний комплекс алювіальних відкладів нижнього неоплейстоцену, водно-льодовикових, озерно-льодовикових та льодовикових відкладів середнього неоплейстоцену та елювіальних, еолово-делювіальних відкладів верхнього неоплейстоцену (aP_I+f,lg,gP_{II}+e,vdP_{III}).
5. Водоносний горизонт відкладів новопетрівської світи міоцену (N_{1np}).
6. Водоносний горизонт відкладів київської, обухівської, межигірської та берекської світ еоцен-олігоцену (P_{2kv}+ob+ P_{3mz}+br).
7. Водоносний горизонт відкладів бучацької серії еоцену (P_{2bc}).
8. Водоносний горизонт відкладів іршанської світи нижньої крейди (K_{1ir}).
9. Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію (AR-PR).

Водоносний горизонт болотних та озерно-болотних (біогенних) відкладів голоцену поширений тільки в заплавах рр. Кам'янка і Роставиця. Водоносні породи представлені торфом, глинистими пісками та супісками загальною потужністю 1-5 м. Коефіцієнти фільтрації на суміжній і даній території становлять 0,3-2,9 м/добу, рідко до 4,2 м/добу. Водоносний горизонт безнапірний. Нижній водотрив складений одновіковими суглинками верхнього і середнього неоплейстоцену. Статичні рівні води не перевищують 0,2 м. Живлення горизонту інфільтраційне, дренається в руслах річок. Води болотних відкладів прісні, з високим вмістом органічних сполук, для водопостачання не придатні.

Водоносний горизонт сучасних алювіальних відкладів голоцену поширений переважно в заплавах річок і днищах балок. Водоносні породи представлені дрібнозернистими кварцовими пісками потужністю від 1-3 м в балках і до 10 м в заплавах річок. Горизонт безнапірний. Нижній водотрив частіше всього складений озерно-льодовиковими суглинками та бурими глинами пліоцену, інколи глинистою корою вивітрювання кристалічних порід. Глибина залягання рівня води не перевищує 0,5-3 м і залежить від морфології балок та заплавл річок.

Водоносний горизонт вивчався в районі міст Сквиря і Тетіїв та смт Володарка, Погребище і Попільня при розвідці підземних вод для централізованого водопостачання. Дебіти свердловин досягають 1-3 дм³/с при зниженні рівня на 4-5 м, коефіцієнт фільтрації змінюється від 4-5 до 7-10 м/добу.

Дебіти джерел не перевищують 0,1 дм³/с, а добовий відбір із побутових колодязів становить 0,1-0,2 м³. Води прісні, з сухим залишком 0,3-0,8 г/дм³, загальна твердість не перевищує 6-7 моль/дм³, гідрокарбонатні магнієво-кальцієві. У межах населених пунктів води забруднені азотними сполуками (нітрати, аміак), вміст яких досягає 8-10 ГДК. Живлення водоносного горизонту інфільтраційне. Водоносний горизонт мало придатний для централізованого водопостачання.

Водоносний горизонт алювіальних відкладів надзаплавних терас верхнього та середнього неоплейстоцену. Горизонт поширений вздовж долин річок переважно в східній і північно-східній частинах території. Водоносні породи представлені дрібно-середньозернистими кварцовими пісками потужністю від 5-10 до 25-30 м. Залежно від морфології долин річок, глибина залягання водоносного горизонту коливається від 1 до 3-17 м.

Водоносний горизонт безнапірний. Дебіт води в експлуатаційних свердловинах у районі смт Попільня, Володарка, м. Тетіїв становить від 3-5 до 10-15 $\text{дм}^3/\text{с}$ при зниженні рівня на 4-8 м. Експлуатаційні запаси алювіальних вод на розвіданих родовищах становлять 4,5-15,5 тис. $\text{м}^3/\text{добу}$. Дебіти джерел досягають 0,1-1,0 $\text{дм}^3/\text{с}$, а добовий відбір із шахтних колодязів не перевищує 0,3-0,4 м^3 . Коефіцієнти фільтрації пісків вкрай нерівномірні і коливаються від 5-8 м/добу до 20-45 м/добу.

Води прісні, з сухим залишком 0,3-1,0 $\text{г}/\text{дм}^3$, твердість води не перевищує 6-7 моль/ дм^3 . За хімічним складом відносяться до гідрокарбонатних, рідко хлоридно-гідрокарбонатних магнієво-кальцієвих вод. У межах населених пунктів водоносний горизонт забруднений азотними сполуками (нітрати, аміак). Вміст нітратів досягає 5-10 ГДК, аміаку – 4-5 ГДК. Бактеріологічні показники, як правило, не відповідають нормам ДСТУ “Вода питна”.

Водоносний комплекс алювіальних відкладів нижнього неоплейстоцену, водно-льодовикових, озерно-льодовикових та льодовикових відкладів середнього неоплейстоцену та елювіальних, еолово-делювіальних відкладів верхнього неоплейстоцену поширений практично повсюди в межах плато і його схилів. Водоносні породи представлені лесовидними суглинками з прошарками кварцових пісків та лінзами моренних суглинків. Потужність водоносної товщі не перевищує 20-25 м. Горизонт безнапірний.

Із даних про дебіт джерел, які не перевищують 0,1 $\text{дм}^3/\text{с}$, а також добового водовідбору із побутових колодязів біля 1-2 м^3 можна зробити висновки, що водоносність горизонту досить низька. Води прісні, з сухим залишком 0,5-0,6 $\text{г}/\text{дм}^3$, помірно тверді (5-7 моль/ дм^3), гідрокарбонатного та хлоридно-гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого типу. Живлення водоносного горизонту інфільтраційне; дренається горизонт тільки в долинах річок та балок. Режим підземних вод має сезонний характер з амплітудою коливань 1-1,5 м. Водоносний горизонт широко експлуатується побутовими колодязями для питного водопостачання.

Водоносний горизонт відкладів новопетрівської світи міоцену в межах аркуша значно поширений. Водоносні породи представлені тонко-дрібнозернистими кварцовими, інколи глинистими пісками з прошарками вторинних каолінів. Водоносний горизонт напірний, величина його не перевищує 3-20 м. Глибина до рівня води, залежно від морфології сучасної поверхні, коливається від 3-15 до 20-30 м.

Водоносність пісків у зв'язку з низькими фільтраційними властивостями (0,25-2,5 м/добу) досить мала. Дебіти свердловин у районі і на суміжних площах, як правило, не перевищують 0,5-1,0 $\text{дм}^3/\text{с}$ при зниженні рівня на 10-15 м. Води горизонту прісні, з сухим залишком 0,2-0,5 $\text{г}/\text{дм}^3$, загальна твердість не перевищує 6-7 моль/ дм^3 , за хімічним складом – гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого типу. Живлення водоносного горизонту інфільтраційне, практичне використання його через низькі фільтраційні властивості дуже обмежене.

Водоносний горизонт відкладів київської, обухівської, межигірської та берекської світи еоцену-олігоцену. Горизонт має острівне поширення в межах замкнених палеодепресій.

Водоносні породи представлені глауконіто-кварцовими різнозернистими пісками з прошарками піщанистих глин і алевролітів загальною потужністю до 22 м. У межах плато водоносний горизонт напірний, величина його не перевищує 10 м. Водоносність пісків та їх фільтраційні параметри практично не вивчені, але умови залягання і формування свідчать про їх ідентичність водоносному горизонту відкладів новопетрівської світи.

Водоносний горизонт відкладів буцацької серії еоцену поширений переважно в межах палеодепресій, приурочених до верхів'їв річок Рось, Роставиця і Кам'янка.

Водоносні породи представлені кварцовими різнозернистими пісками з прошарками вторинних вуглистих каолінів і бурого вугілля. Потужність горизонту становить від 5-10 до 15-20 м, досягаючи 30-40 м в районі сс. Андрушки, Андрушівка. Водоносний горизонт напірний, величина його досягає 15-30 м. Глибина залягання п'єзометричного рівня підземних вод горизонту не перевищує 10-24 м від поверхні рельєфу.

Водоносність горизонту, залежно від літологічного складу порід, коливається в широких межах. Дебіти свердловин змінюються від 0,5-1,0 до 10-15 $\text{дм}^3/\text{с}$ при зниженні рівня на 5-15 м. Води горизонту прісні, з сухим залишком 0,3-0,5 $\text{г}/\text{дм}^3$, загальна твердість води не перевищує 6-7 моль/ дм^3 . За хімічним складом відносяться до гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого та натрієво-кальцієвого типів. Живлення водоносного горизонту інфільтраційне, дренається в долинах річок. Експлуатується поодинокими свердловинами для водопостачання тваринницьких ферм.

Водоносний горизонт відкладів іршанської світи нижньої крейди має обмежений розвиток і поширений у східній частині території, в долині р. Кам'янка та в нижній течії р. Роставиця. Водоносні породи представлені різнозернистими кварцовими пісками з прошарками вторинних каолінів і алевролітів, залягають у вигляді смуги шириною від 200-500 до 800-900 м.

Глибина залягання водоносного горизонту змінюється від 20-30 до 40-50 м у північній частині території. Водоносний горизонт напірний, величина водотриву становить 10-40 м. Верхній водотрив складений вто-

ринними каолінами нижньої крейди, нижній – корою вивітрювання кристалічних порід докембрію. Глибина залягання п'езометричного рівня змінюється від 5-15 до 20-25 м.

Оскільки на дослідженій території водоносність крейдових відкладів не вивчена, характеристика водоносного горизонту базувалася на промисловій оцінці водоносності цих відкладів у районі м. Фастів. Дебіти свердловини в даному районі становлять 5-8 $\text{дм}^3/\text{с}$ при зниженні рівня на 15-20 м, а коефіцієнт фільтрації пісків досягає 25 м/добу. Води прісні, гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого складу, з сухим залишком 0,4-0,5 г/ дм^3 і загальною твердістю 6-7 моль/ дм^3 . Живлення водоносного горизонту інфільтраційне, дренується в долинах річок. Водоносний горизонт, в комплексі з водами бучацьких відкладів, придатний для будівництва локальних водозаборів для водопостачання населених пунктів. У бактеріологічному відношенні води якісні і відповідають нормам ДСТУ "Вода питна".

Водоносний комплекс тріщинуватої зони кристалічних порід докембрію і дресв'яної зони їх кори вивітрювання. Горизонт поширений повсюди і вважається основним носієм води для централізованого водопостачання населених пунктів. Головними умовами формування тріщинних вод є ступінь тріщинуватості і агрегативний стан тріщин порід докембрію.

Водоносний комплекс тріщинуватої зони напірний. Верхній водотрив складений глинистою корою вивітрювання, а нижній – щільними кристалічними породами докембрію. Величина напору залежно від рельєфу коливається від 10-15 в долинах річок до 40-50 м на вододілах. Глибина залягання п'езометричного рівня відповідно змінюється від 1,5 м до 15-20 м. Глибина розвитку ефективної тріщинуватості кристалічних порід, залежно від тектонічних умов, коливається в межах 90-130 м і контролюється водопритоками тріщинних вод.

Водоносність тріщинуватої зони досить нерівномірна. У зонах тектонічних порушень дебіти свердловин досягають 10-15 $\text{дм}^3/\text{с}$ при зниженні рівня на 15-25 м. За межами тектонічних зон дебіти свердловин не перевищують 0,5-1,5 $\text{дм}^3/\text{с}$ при зниженні рівня на 25-40 м. Тріщинні води прісні, гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого та натрієво-кальцієвого складу з сухим залишком 0,3-0,6 г/ дм^3 і загальною твердістю 5-7 моль/ дм^3 . За якісним складом води відповідають вимогам ДСТУ "Вода питна".

Для тріщинних вод кристалічних порід властивий вміст радону, концентрація якого за фоном становить 10-30 еман. При виконанні пошуково-розвідувальних робіт на підземні води для водопостачання міст Сквир [31] і Тетіїв [36], смт Погребище [91] та Володарка [92] були виявлені мінеральні радонові води з концентрацією радону від 90-150 еман. Згідно з нормативами Одеського НДІ курортології, вміст радону в мінеральних радонових водах повинен бути не менше 100 еман. Вміст урану у воді $6,5 \times 10^{-7}$ - $1,3 \times 10^{-6}$ г/ дм^3 і не перевищує вимог ДСТУ "Вода питна". Живлення водоносного комплексу інфільтраційне, дренується частково в долинах річок і в глибоко врізаних балках. Централізоване водопостачання міст Сквир, Тетіїв, смт Погребище та ін. базується на використанні тріщинних вод, експлуатаційні запаси яких становить 8-10 тис. $\text{м}^3/\text{добу}$.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ

Територія аркуша М-35-XXIV (Сквира) згідно з металогенічним районуванням України [6] належить до Дністровсько-Бузької субпровінції Українського щита. Спеціалізація субпровінції на архейському рівні характеризується наявністю родовищ залізних руд, графіту, хромітів, золота, силікатних нікелевих руд. Нижньопротерозойська епоха в межах субпровінції відзначається формуванням у зонах активізації зруденіння рідкісноземельних і радіоактивних елементів. Площа аркуша приурочена до стику виділених у межах субпровінції Білоцерківської та Подільської структурно-металогенічних зон.

Із фанеройськими відкладами осадового чохла пов'язані поклади вторинних каолінів, бурого вугілля, будівельних матеріалів, розсипи ільменіту і циркону, рідкісноземельних мінералів.

ГОРЮЧІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Тверді горючі копалини

Вугілля буре

На території аркуша відомі два родовища бурого вугілля: Макарівське (1-2-14) і Тетіївське (IV-3-149; IV-3-150) – і 21 вуглепрояв. Вони пов'язані з континентальними відкладами бучацького віку, які виповнюють крупні палеогенові депресії. Найперспективнішим із них є Макарівське родовище, яке знаходиться на північному заході району.

Макарівське родовище бурого вугілля (I-2-14) розташоване між селами Макарівка і Великі Лісівці Житомирської обл.; на межиріччі рік Постел і Кам'янка, в 50 км на південь від Коростишівського буровугільного комбінату.

Поклад бурого вугілля розвіданий на площі 8 км² і має складну будову [87]. Потужність вугілля становить 1,0-10,6 м, середня – 3,5 м, глибина залягання – до 52 м. Якість вугілля: середньозважена зольність – 27,8 %, природна вологість – 59,6 %, теплотворна здатність – 3228-6841 Ккал (середня – 6617 Ккал.). Коефіцієнт покривних порід 1:15. Родовище перспективне, буре вугілля може використовуватись як енергетична сировина і добриво. Родовище не розробляється.

Відомі прояви бурого вугілля приурочені до найбільш продуктивних вугленосних товщ палеогенових депресій, в яких глибина залягання бурого вугілля коливається від 13,5 до 70,1 м. Потужність вугільного пласта змінюється від 0,7 до 7,2 м. Прояви здебільшого перспективні. Геологічні параметри, якісна характеристика і основні запаси бурого вугілля Тетіївського родовища наведені в додатку.

Торф

Згідно з класифікацією Інституту ботаніки НАН України, південно-східна частина Житомирської і північно-східна Вінницької областей, де поширені родовища торфу, відносяться до Правобережного Придніпровського лісостепового торфового району. На дослідженій території виявлені і різною мірою вивчені 13 родовищ торфу. Заторфованість району становить 0,5 %. Родовища розміщуються виключно по долинах річок Унави, Гуйви, Кам'янки, Роставиці і верхніх притоків р. Рось (показані на геологічній карті і карті корисних копалин четвертинних відкладів). Більшість торфових родовищ мають вузьку форму, інколи вони простягаються на декілька кілометрів. Площі родовищ невеликі, в окремих випадках досягають 200 га. Глибина залягання торфових покладів коливається в межах 1-6 м.

Тип торфових родовищ переважно низинний, деякі родовища мають поклади перехідного типу [7]. За складом у покладах переважають осоково-тростинні чи тростинно-осокові, інколи осоково-сфагнові види торфу з підвищеною зольністю і незначним вмістом СаО. Малозольні торфи на території майже відсутні. До корисних запасів віднесений торф, який має зольність не більше 35 % (на абсолютно суху речовину). Вихід сухого торфу на 1 м³ торфу-сирцю для покладів низинного типу становить у середньому 0,160 т.

Торф використовується як добриво, а також для виготовлення торфових брикетів для опалення. На даний час родовища практично не розробляються, переважають родовища, на яких утворені штучні водосховища. На деяких ділянках видобування торфу ведеться кустарним способом. Найбільш значним є Кам'янське родовище.

Кам'янське родовище торфу – III (I-2-174) знаходиться в 2 км на південь від районного центру і залізничної станції Попільня, в долині р. Кам'янка, між селами Харліївка, Кам'янка і Почутки, за запасами на території досліджень є найбільшим за площею. Площа родовища: у нульовій межі – 739 га; у межах промислової глибини – 599 га. Залишок невидобутої сировини в межах промислової глибини становить 537 га. Середня глибина – 2,04 м.

Тип і якісна характеристика покладу: вид низинний болотяно-сфагновий (осоково-тростинний); ступінь розкладу – середній; зольність – 39,8%; теплотворна властивість – 4580 кал. Рослинний покрив родовища складають вільха, верба, осока, очерет, різнотрав'я (гіпnum). Рельєф поверхні родовища купчастий. Водоприймач – р. Кам'янка. Стан балансів запасів (тис. тон) на 01.01.2001 р.: А – 277, С₂ – 1736. Родовище не розробляється.

МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Чорні метали

Залізо

Родовища і прояви заліза пов'язані з покладами залізисто-кременистих порід, переважно залізистих кварцитів. Промислове значення мають утворення, які є складовою частиною розрізу володарсько-білоцерківської товщі. Найбільш значні поклади сконцентровані в межах Березнянсько-Володарського рудного поля. У фізичних полях вони фіксуються магнітними аномаліями максимальної для району інтенсивності.

Рудні тіла мають дуже мінливі параметри: від прошарків потужністю кілька десятків сантиметрів до масштабних покладів потужністю кілька десятків метрів і протяжністю кілька сотень метрів. Прояви і родовища мають, як правило, складну будову. Рудні тіла утворюють пачки розрізнених прошарків серед інших порід, ешелоновані смуги таких пачок часто зміщені в просторі тектонічними порушеннями.

Рудним компонентом є магнетит, вміст якого в кварцитах коливається в широких межах: від 15-20 до 30-40 %. У залізистих кварцитах зустрічаються прошарки багатих руд, вміст магнетиту в яких складає 60-95 %. Самостійного значення вони не мають через дуже незначні масштаби. Вміст розчинного заліза в рудних кварцитах звичайно становить 25-40 %. У найбільш багатих рудних тілах його вміст досягає 50-60 %.

У 1959-1961 рр. під час пошукових робіт на магнітних аномаліях Володарської групи [56] були відкриті і оцінені залізорудні поклади, які складають два родовища (Північно-Березнянське і Володарське) та ряд проявів. На вивченій території виявлений ще один прояв заліза [39], розміщений у північній її частині, поблизу с. Великі Лісівці.

Північно-Березнянське родовище заліза (III-4-120) знаходиться на північ від с. Березна Київської обл. Фіксується магнітною аномалією північно-західного простягання протяжністю біля 3,5 км. Інтенсивність магнітного поля в межах аномалії досягає 22750 нТл. Рудні тіла, складені залізистими кварцитами, залягають серед амфіболітів і амфіболових плагіогнейсів та гранітоїдів. Потужність найбільш значних рудних тіл невитримана, становить 20-50 м, іноді досягає 100 м. Протяжність їх не перевищує 1 км. Вміст розчинного заліза в межах рудних тіл коливається від 29 до 48 %, його середній вміст по родовищу становить 34,8 %. За рівнем запасів родовище є дрібним і на даний час неперспективним. Родовище не розробляється.

Володарське родовище заліза (III-4-125) знаходиться на північній околиці смт. Володарка Київської обл. У магнітному полі рудні поклади, що його складають, фіксуються низкою зближених аномалій інтенсивністю до 60000 нТл. Вони утворюють смугу північно-західного простягання шириною 800 м і протяжністю біля 6 км. Рудні тіла сконцентровані в трьох пачках (товщах): Західній, Центральній і Східній. Представлені залізистими кварцитами з прошарками багатих магнетитових руд. Залягають рудні тіла серед гранітоїдів, амфіболітів, амфіболових кристалосланців і плагіогнейсів.

Західна пачка має протяжність понад 500 м і містить три пласти залізистих кварцитів (рудних тіл) максимальною потужністю 5, 17 і 13 м. Вміст розчинного заліза в них коливається від 22 до 35 %, середній вміст становить 29,4 %.

Центральна пачка загальною протяжністю до 2 км і потужністю від 10 до 70 м включає чотири рудних пласти (тіла) потужністю від 0,4 до 5 м. Вміст розчинного заліза в них коливається в широких межах: від 25 до 63 %. Максимальні значення (понад 50 %) характерні для багатих магнетитових руд. Середній вміст розчинного заліза по пачці становить 38,1 %.

Східна пачка протяжністю біля 4 км містить розрізнені лінзовидні рудні тіла потужністю до 5 м. Вміст розчинного заліза в них коливається від 18 до 33 %.

За рівнем запасів Володарське родовище відноситься до дрібних і на даний час є неперспективним.

У межах Березнянсько-Володарського рудного поля виявлені і оцінені 4 прояви заліза: Рогізнянський (III-4-269), Південно-Березнянський (III-4-121), Завадівський (III-4-270), Матвіїхо-Надросівський (III-4-126). Геологічна будова рудовміщуючих горизонтів і основні характеристики залізних руд загалом не відрізняються від будови і характеристик руд описаних вище родовищ. Порівняно з родовищами, прояви містять менш масштабні рудні тіла. Потужність їх коливається від 2 до 27 м, вміст розчинного заліза – від 25 до 41 %.

Поза межами Березнянсько-Володарського рудного поля відомий лише Великолісовецький прояв заліза (I-2-238), який знаходиться на північному заході вивченої території, поблизу смт Попільня. Рудні тіла представлені двома пластами залізистих кварцитів потужністю до 2 і 5 м. Вміст розчинного заліза в них становить 36,5 і 29,8 % відповідно.

Родовище не розробляється.

Кольорові метали

Нікель

Нікель входить до складу кобальт-нікелевих руд, пов'язаних із корою вивітрювання серпентинізованих ультрабазитів. На вивченій території підвищений вміст нікелю і кобальту характерний для всіх відомих масивів ультраосновних порід, але промислового рівня концентрація нікелю досягає лише в корі вивітрювання масивів, виявлених поблизу сіл Чепіжинці, Каленна та Теліжинці.

Каленнівський прояв нікелю (III-3-266) є найбільш значним і найбільш вивченим з об'єктів кобальт-нікелевого зруденіння. Розміщений він поблизу с. Каленна Київської області. Виявлений під час геологознімальних робіт [78] і оцінювався в процесі пошукових робіт на силікатний нікель [90]. На цій ділянці оконтурені три невеликих масиви, складені серпентинітами. Підвищений вміст нікелю встановлений в корі вивітрювання всіх масивів. Промислового рівня він досягає лише в зоні вохр, вохристих глин і бурих залізників кори вивітрювання масиву, який знаходиться поблизу південно-західної околиці с. Каленна і має розмір 400x1000 м. Вміст нікелю в цій зоні коливається від 0,5 до 1,07 % (середній – 0,69 %). Рудний поклад з вмістом нікелю понад 0,5 % має потужність 1-8,4 м (середня – 3,2 м). В межах рудного тіла встановлений підвищений вміст кобальту (до 0,0039 %).

Два інших тіла ультраосновних порід Чепіжинецької групи масивів мають розміри 200x750 м і 50x450 м. В корі вивітрювання першого з них вміст нікелю досягає 0,3 %, в корі другого – 0,08 %.

Ресурси або запаси по прояву не підраховувались. Враховуючи незначні розміри масивів і невисокий вміст нікелю, прояв є безперспективним.

Теліжинецький прояв нікелю (IV-3-280) розміщений на захід від с. Теліженці Київської області. Виявлений під час проведення геологознімальних робіт [78] і оцінений у ході пошукових робіт на силікатний ні-

кель [90]. Вміст нікелю в корі вивітрювання тремолітизованих і серпентинізованих ультрабазитів коливається від 0,08 до 0,74 %. Оконтурена частина масиву має розмір 40×220 м, повна протяжність його за геофізичними даними досягає 450 м. За вмістом нікелю і масштабами масиву прояв є безперспективним.

Досить високий ступінь вивченості території аркуша "Сквира" практично виключає можливість виявлення на даній площі значних за розміром масивів ультраосновних порід. Тому перспективність району досліджень на силікатний нікель є дуже низькою.

Мідь

Підвищений вміст міді в районі досліджень фіксується здебільшого в метаморфічних породах дністровсько-бузької серії і пов'язаний із сульфідною мінералізацією (халькопіритом). За даними спектрального аналізу вміст міді в сульфідизованих породах досягає 0,2-0,3 %. Максимальний вміст міді встановлений у сульфідизованих метаморфічних породах дністровсько-бузької серії поблизу с. Ширмівка.

Ширмівський прояв міді (Ш-1-89) знаходиться в 1 км на північний схід від с. Ширмівка Вінницької обл. Структурно-пошуковою свердловиною [37] на ділянці кристалічного фундаменту, яка прилягає до Звіздаль-Заліської зони розломів і складена гранітоїдами бердичівського комплексу, чарнокітоїдами літинського комплексу та останцями піроксенових кристалосланців, розкритий інтервал сульфідизованих кристалосланців потужністю 1,3 м, із вмістом міді 1 % (за даними спектрального аналізу) і 0,23 % (за даними хімічного аналізу). Сульфідні в прояві представлені халькопіритом, піритом, піротином. У цьому ж рудному інтервалі встановлена срібна мінералізація. За даними хімічного аналізу вміст срібла становить 8 г/т.

Відсутність у вивченому районі масштабних зон сульфідизації та низький вміст міді в сульфідизованих породах не дозволяє оцінювати територію як перспективну на мідне зруденіння.

Титан

Підвищений вміст титану в межах території досліджень виявлений під час геологознімальних робіт [32; 37; 66; 73; 78] та спеціалізованих пошуково-розвідувальних робіт на титан в корі вивітрювання кристалічних порід і на ільменіт-цирконові розсипи [38; 42; 49]. На даний час встановлено п'ять проявів титану залишкового типу в корах вивітрювання основних, ультраосновних і метасоматичних порід. Вміст ільменіту коливається від 20,7 до 63 кг/т (прояв Великолісовецький І-2-237). Підвищені концентрації рудних мінералів виявлені в породах еоцен-неогенового віку (6 проявів), де вміст колективного концентрату досягає 62,8 кг/м³ (прояв Кривошіїнський ІІ-3-65) і 63,8 кг/м³ (прояв Григорівський ІV-4-160). Найбільший промисловий інтерес представляють піски новопетрівської світи, в яких поряд з ільменітом присутні рутил, лейкоксен, циркон, монацит, гранат та ін.

Тарасівське родовище (Щербаківська ділянка) титан-цирконієвих руд (Ш-4-116). Вивчалось при геологознімальних роботах [78; 101]. Попередня розвідка родовища проведена в 1964 р. [38]. Щербаківська ділянка, яка знаходиться між сс. Щербаки, Михайлівка, Фесюри Київської обл., має площу 17 км² і є південно-західним флангом основного родовища.

У геологічній будові родовища беруть участь утворення кайнозою, кристалічні породи фундаменту і їх кора вивітрювання. Найбільш перспективними на промислові концентрації рудних мінералів є піски новопетрівської світи. Вони залягають на пісках олігоцену (обухівська світа) або безпосередньо на корі вивітрювання кристалічних порід. Перекриваються молодшими породами міоцен-пліоценового і четвертинного віку. Піски кварцові, сірі, світло-сірі до білих, тонко-дрібнозернисті і середньозернисті, сипучі, нерідко каоліністі, з горизонтальною і косою шаруватістю.

Родовище представлене двома рудними пластами пісків, середня потужність яких становить 10,5 і 4,6 м відповідно. Найбільш продуктивним є верхній рудний пласт, де середній вміст рудних мінералів становить (кг/м³): ільменіт – 23; циркон – 10; лейкоксен – 2; силіманіт+дистен – 5; ставроліт+турмалін – 4; хроміт – 1,2; монацит – 0,4. Крім того, у невеликих кількостях присутні ксенотим, шпінель, бурштин, мусковіт. Середній вміст колективного концентрату – 44,1 кг/м³. Рудні мінерали по простяганню і на загальну потужність пісків розподілені досить нерівномірно, інколи в малопотужних прошарках піску вони утворюють аномальні концентрації.

За даними спектрального аналізу, вмісти п'ятиокису ніобію, танталу та ванадію в рутилі становлять 0,15; 0,013; 0,26 %, а в сумі ільменіт+лейкоксен – 0,083; 0,015; 0,18 % відповідно.

У рудних дрібнозернистих пісках виявлені дрібні зерна діамантів розміром 0,1-0,3 мм. Вміст їх досить низький (до 0,00п кар/т). Закономірностей у їх розміщенні не спостерігається, тому промислової цінності вони не мають. Тарасівське родовище відноситься до розсипного генетичного типу прибережно-морської фації і до циркон-рутил-ільменітової рудної формації. Родовище не розробляється. Можливо, його розробка має розглядатися комплексно на ільменіт, рутил, цирконій, рідкіснометальні руди.

Родовище не розробляється.

Григорівський прояв титан-цирконієвих руд (ІV-4-160) розміщується на західній околиці с. Григорівка Київської обл. Виявлений у ході геологознімальних робіт [78] і оцінений під час проведення ГДП-200. Приурочений до пісків новопетрівської світи. Зруденіння має вигляд нерівномірного вкраплення рудних мінералів. Рудний розсип являє собою вузьку смугу шириною 1,2 км. Середня потужність розсипу –

3,9 м. Вміст колективного концентрату становить 45,6 кг/м³. Вміст рудних мінералів досягає (кг/м³): ільменіту – 16,3; циркону – 9,9; рутилу – 6,4. Прояв перспективний.

Крім того, в пісках новопетрівської світи, які широко розповсюджені, зафіксовані численні групи пунктів мінералізації титан-цирконієвих мінералів (сс. Бистрівка, Яхни, Мовчанівка, Цапіївка, Єрчики, Гопчиця, Бурківці та ін.).

Рідкісні метали

Тантал і ніобій

Концентрація цих елементів відмічається в пегматитах, які належать до уманського комплексу гранітоїдів. Підвищений вміст ніобію характерний для більшості проявів урану. На території вивченого району виявлений один прояв танталу поблизу с. Мала Михайлівка.

Маломихайлівський прояв танталу (I-4-242) розміщується в межах с. Мала Михайлівка Київської обл. Виявлений у ході геологознімальних робіт [73] на ділянці, яка приурочена до перетину Немирівської і Центральної зон розломів. Підвищений вміст п'ятиокису танталу (0,00167 %) на інтервал 1 м зафіксований у корі вивітрювання альбітизованих жильних гранітоїдів уманського комплексу, які ін'єктують масив метагабродів юрівського комплексу. У цьому ж інтервалі виявлений підвищений вміст п'ятиокису ніобію (0,0625 %).

Перспективи площі аркуша "Сквира" на виявлення об'єктів тантал-ніобієвого зруденіння залишаються невизначеними.

Вісмут

У вивченому районі підвищений вміст вісмуту характерний у цілому для гранітоїдів уманського комплексу. Аномальний вміст вісмуту встановлений у ряді проявів урану. Рівня прояву вміст вісмуту досягає в Ружинському прояві золота (II-1-245), де виявлені самородний вісмут, вісмутин та телурид вісмуту. Самостійний прояв вісмуту знаходиться в межах Володарського родовища заліза, у гранітоїдах, що вміщують залізорудні поклади.

Володарський прояв вісмуту (III-4-124) розміщується на північній околиці смт Володарка Київської обл. Виявлений у ході пошукових робіт на залізо [56]. Приурочений до гранітоїдів уманського комплексу, які вміщують останці метаморфічних порід володарсько-білоцерківської товщі. Аномальний вміст вісмуту (до 0,3 %) фіксується в тріщинуватих зонах, які січуть гранітоїди в кількох напрямках. У межах Володарського прояву заліза ділянки з аномальним вмістом вісмуту розміщені спорадично, не утворюють значного об'єкту зі сталою концентрацією вісмуту і тому не мають промислового значення.

Цирконій

Встановлено дві групи утворень з підвищеною концентрацією цього металу: в корах вивітрювання гранітоїдних порід докембрію і в пісках новопетрівської світи неогену, в яких циркон часто зустрічається в асоціації з ільменітом, монацитом і іншими мінералами, утворюючи комплексні розсипи. Підвищений вміст циркону відмічається в рудних пісках Тарасівського родовища, опис якого наведений вище. Виявлено також дев'ять проявів у пісках неогену (сс. Яхни, Кривошиїнци, Золотуха, Скибинці, Григорівка) з середнім вмістом циркону 4,9 кг/м³.

Кожанський прояв (I-4-240) розміщений на південно-східній околиці с. Кожанка Фастівського району Київської обл. Виявлений у ході геологознімальних робіт у 1996 р. [73]. На глибині 62 м в каолініт-гідрослюдистій корі вивітрювання плагіогранітів і плагіомігматитів звенигородського комплексу встановлено: циркону – 9,3 кг/т; сидериту – 164 кг/т. Потужність рудного інтервалу – 2,0 м.

Північно-Голуб'ятинський прояв (I-3-21) розташований на північній околиці с. Голуб'ятин Житомирської обл. Оконтурений 37 свердловинами [32; 42; 73]. Рудоносні піски (новопетрівська світа) кварцові, світло-сірі, дрібнозернисті, відмиті. Середня потужність розсипу – 8,5 м; розкривних порід – 24,4 м; середній вміст колективного концентрату – 15,0 кг/м³, у тому числі циркону – 2,7 кг/м³.

Золотухінський прояв (II-3-59) розміщений північніше с. Золотуха Київської області. Виявлений і підтверджений у ході геологознімальних робіт [32; 73]. Середня потужність рудного покриву – 9,2 м; розкривних порід – 26,8 м. Піски кварцові, дрібнозернисті (прибережно-морська фація), середній вміст колективного концентрату – 15,9 кг/м³, у тому числі циркону – 2,4 кг/м³. Прояв перспективний, можлива постановка пошуково-розвідувальних робіт.

Благородні метали

Золото

На території вивченого району підвищений вміст золота фіксується в породах різного складу і в різній структурно-тектонічній ситуації. Основними факторами, які впливають на виникнення значних концентрацій золота в докембрійському фундаменті, є літолого-фаціальний, метаморфо-метасоматичний, структурно-тектонічний.

Сприятливими для локалізації золотого зруденіння є породи основного і ультраосновного складу, основні кристалосланці, графітвміщуючі гнейси, залізисті кварцити, насамперед приконтактові зони цих утворень.

Вірогідність формування ділянок багатого зруденіння зростає при сполученні сприятливої літолого-фаціальної обстановки з наявністю активізованих зон тектонічних порушень. Саме тріщини сколу в тектонічних зонах відіграють роль провідних шляхів для гідротермально-метасоматичних розчинів, які несуть із собою золото, часто разом зі сріблом, ураном та рядом іншими елементами. Виникнення такого роду розчинів тісно пов'язане з етапом діафоричних перетворень в умовах епідот-амфіболітової фації порід, які утворились в РТ-умовах гранулітової і амфіболітової фацій.

У генетичному відношенні зруденіння золота у вивченому районі належить до золото-кварц-сульфідної і золото-скарнової рудних формацій. До золото-кварц-сульфідної формації відноситься зруденіння Ружинського прояву золота (II-1-245). Концентрації золота інших формацій не перевищують рівня пунктів мінералізації. Знаки золота виявлені також у корі вивітрювання кристалічних порід і в алювії сучасних водотоків. Перший тип концентрацій відноситься до залишкового (невизначеної рудної формації), другий визначається як золоте зруденіння розсипного типу. Вміст золота до 10 г/т встановлено в корі вивітрювання порід основного складу на Сидорянському прояві (I-4-34), поряд з ураном і сріблом. По одному знаку золота зафіксовано в корі вивітрювання каолінітового складу на Ставищенському (I-3-17), Сквирському (II-3-250) і Ширмівському (III-1-90) проявах. Знаки золота в алювії виявлені на таких проявах: Ружинському (II-1-182), Дерганівському (II-1-188), Голубівському (II-1-190), Крилівському (II-2-193), Гопчицькому (III-2-207), Жовтневському (III-2-208), Булаївському (IV-2-215), Павлівському (IV-2-218), Розкопанському (IV-2-224).

Ружинський прояв золота (II-1-245) знаходиться у 8 км на захід від смт Ружин Житомирської обл. Виявлений у ході геологознімальних робіт [37]. Зруденіння встановлене в амфіболізованому, окварцованому, карбонатизованому і сульфідизованому габро сабарівського комплексу, тіло якого залягає серед ударно-метаморфічно змінених гранітоїдів бердичівського комплексу, в межах Білилівської астроблеми.

Найбільш значний вміст золота фіксується на ділянках інтенсивної сульфідизації і пов'язаний з наявністю самородного золота. Мінералогічним аналізом у пробі вагою 1 кг виявлено до 500 знаків золота. Спектрозолотометричним аналізом встановлений вміст золота до 25 г/т. За даними пробірного аналізу вміст золота досягає 4 г/т. У рудному інтервалі спектральним аналізом виявлений підвищений вміст ряду інших рудних елементів: вісмуту (до 0,32 %), срібла (до 1,5 г/т), цинку (до 0,1 %), міді (до 0,032 %). Мінералогічним аналізом серед рудних мінералів: встановлені пірит, халькопірит, вісмутин, телуриди вісмуту (хедліт, тетрадиміт, верліт, волинокіт), а також самородний вісмут.

Самородне золото в прояві присутнє у вигляді золотин двох типів: пластинчастої і грудковидної форми. Пластинчасті золотини представлені кристалами тетраедричної форми або кристалами з комбінацією граней куба і октаедра. Поверхня кристалів часто покрита плівкою губчастого золота. Пробність пластинчастих золотин становить 925-930. Грудковидні, губчастого вигляду золотини мають дрібногорбисту матову поверхню і сформувались у результаті перетворення первинного пластинчастого золота в процесі гіпергенезу на фоні катаклазу материнських порід. Пробність золота цього типу вища, ніж у пластинчастого, – 985-995.

Срібло

Аномальний вміст срібла в породах кристалічного фундаменту і в їх корі вивітрювання часто супроводжує зруденіння золота і міді, інколи фіксується на проявах урану. На території аркуша "Сквира" найбільш значні концентрації срібла виявлені на Сидорянському комплексному прояві урану, золота і срібла (I-4-34) – до 191 г/т, та на Ширмівському прояві міді (III-1-89) – до 8 г/т. Самостійне значення має прояв срібла, виявлений у корі вивітрювання змінених ультрабазитів поблизу с. Великі Єрчики. Усі прояви зруденіння срібла пов'язані з окварцованими і сульфідизованими метаморфічними породами основного складу та породами базит-ультрабазитової формації.

Великосрчиківський прояв срібла (II-3-249) розташований в 1 км на південний захід від с. Великі Єрчики Київської обл. Виявлений у ході геологознімальних робіт [73]. Приурочений до масиву базит-ультрабазитового складу, що залягає в тектонічному шві, який обмежує зі сходу Брусилівську зону тектонічних порушень. Зруденіння срібла встановлене в гідрослюдистій корі вивітрювання, вміст срібла досягає 79 г/т. У тому ж інтервалі кори вивітрювання вміст золота становить 0,256 г/т.

Рідкісноземельні метали

На території аркуша "Сквира" виявлені прояви промислового рівня мінералів-концентраторів рідкісноземельних металів як церієвої (монацит), так і ітрієвої (ксенотим) груп. Зазвичай фіксуються прояви кожного мінералу окремо. Лише прояв, виявлений поблизу смт Погребище, є комплексним, із приблизно рівним вмістом ксенотиму і монациту. На вивченій території відомі алювіальні розсипи монациту, які утворюють Роставицьке та Роське родовища і ряд проявів: Вільнопільський (II-1-181), Бистриківський (II-1-184), Голубівський (II-1-187), Гопчицький (III-1-201), Булаївський (IV-1-214), Олександрівський (IV-1-216). Прояви монациту виявлено в гранітоїдах та їх корі вивітрювання: Вільнопільський (II-1-45) і Верхівнянський (II-2-49). Рудні концентрації ксенотиму досягають рівня проявів і пунктів мінералізації в гранітоїдах та їх корі вивітрювання. На території досліджень виявлено 4 прояви ксенотиму: Сквирський (II-3-67), Пищиківський (II-4-252), Погребищенський (III-1-261), Васильковецький (IV-1-130). Рівня прояву досягає вміст ітрію в рудних інтервалах Північно-Березнянського родовища урану. У розміщенні рудних концентрацій монациту і

ксенотиму по площі існує певна закономірність. Аномальний вміст рідкісноземельних металів церієвої групи характерний для гранітоїдів бердичівського комплексу. Тому елювіальні та алювіальні розсипи монациту приурочені до ареалу поширення даних гранітоїдів. Рудні концентрації ксенотиму фіксуються переважно в лейкократових гранітоїдах уманського комплексу в межах Росинської структурно-формаційної зони. У смузі стику цієї зони з Подільською структурно-формаційною зоною зустрічаються змішані прояви рідкісноземельних металів обох груп (Погребищенський прояв).

Роставицьке родовище монациту (II-1-185) розташоване в долині р. Роставиця, від її верхів'я (за межами аркуша "Сквира") до с. Трубіївка. Виявлене в ході пошуково-розвідувальних робіт на рідкісноземельні метали [3]. Родовище є комплексним за генетичним типом, об'єднує ділянки рудних концентрацій монациту в корі вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу (елювіальний генетичний тип) та ділянки розсипів монациту в алювії терас і сучасному алювії (алювіальний генетичний тип).

У корі вивітрювання середній вміст монациту коливається від 100 до 864 г/м³ на потужність від 0,5 до 9,5 м. В алювії пойми і похованому алювії надзаплавних терас вміст монациту дуже мінливий як у вертикальному розрізі, так і по простяганню розсипу вздовж долини. Він коливається від одиничних зерен до 7133 г/м³. Середній вміст монациту в алювії терас в окремих свердловинах змінюється від 38 до 2853 г/м³, потужності рудного пласта – від 0,5 до 15,5 м, ширина – від 135 до 590 м. Вміст монациту в заплавному алювії значно нижчий. У більшості свердловин переважає вміст менше 50 г/м³, і лише в окремих пробах він досягає 7 кг/м³. Алювії терас представлений крупнозернистими пісками з гравієм і галькою кристалічних порід, а заплавний алювії – різнозернистими, глинистими пісками.

Родовище не розробляється.

Роське родовище монациту (IV-2-219) розміщене в долині р. Рось (від с. Васильківці до с. Мармуліївка) та в долинах її лівих притоків – рр. Самець і Оріховатка. Виявлене в ході пошуково-розвідувальних робіт на рідкісноземельні метали [3]. Родовище являє собою розсип монациту в похованих алювіальних відкладах четвертинного віку. У його межах встановлені також рудні концентрації монациту в корі вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексів (до 0,8 кг/м³ в окремих пробах).

Вміст монациту в розсипі дуже невтриманий і на окремих ділянках коливається від одиничних зерен до 2995 г/м³. Потужність рудного пласта варіює від 0,1 до 6,5 м. Параметри ділянок із промисловим вмістом монациту не визначені. Загальна протяжність розсипів у межах родовища становить біля 40 км. Алювіальні відклади, що вміщують монацит, представлені нерівномірнозернистими пісками з гравієм і галькою кристалічних порід.

Родовище не розробляється.

Погребищенський прояв ксенотиму (III-1-261) розміщений у 1,5 км на північ від смт Погребище Вінницької обл. Виявлений у ході пошуків корінних джерел алмазів [79]. Ксенотим встановлений у корі вивітрювання гранітоїдів уманського комплексу і гранітованих амфіболітів росинсько-тікицької серії. У структурному відношенні прояв приурочений до Немирівської зони розломів.

Вміст ксенотиму коливається від 4 до 60 г/м³, досягаючи в одній зі свердловин максимального вмісту – 528 г/м³. Вміст монациту в цих же свердловинах коливається від 60 до 720 г/м³. Ксенотим представлений діпірамідальними кристалами жовто-бурого кольору. Розмір їх варіює в межах 0,2-0,1 мм, здебільшого – 0,5-0,7 мм.

Погребищенський прояв є найбільш перспективним. Інші прояви фіксуються одиничними свердловинами, і на них встановлений вміст ксенотиму не перевищує 100 г/м³.

Радіоактивні метали.

Уран

Уран на території аркуша "Сквира" – одна з провідних корисних копалин. На площі аркуша виявлено понад 500 об'єктів уранової мінералізації, включаючи 1 родовище і ряд перспективних проявів.

На дослідженій території існує певна закономірність у концентрації уранового зруденіння. Головними факторами, які обумовлюють розміщення уранових руд у кристалічному фундаменті, є структурно-тектонічний і метаморфо-метасоматичний. Переважна більшість об'єктів уранової мінералізації приурочена до зон тектоно-метасоматичних перетворень порід кристалічного фундаменту, здебільшого в межах Росинсько-Тікицького мегаблока (Білоцерківської структурно-металогенічної зони). Рудні концентрації фіксуються також у корі вивітрювання збагачених ураном порід. Крім того, уранове зруденіння характерне для вугленосних відкладів бучацької серії, локалізованих у палеодолинах.

Значні за масштабами концентрації урану відносяться до трьох рудних формацій: уранової гідротермальної, ураново-калієвої гідротермально-метасоматичної і ураново-вуглистої осадово-епігенетичної.

Північно-Березнянське родовище урану (III-4-119) розташоване в 2 км на північ від с. Березна Київської обл. Відкрите і оцінене в ході проведення спеціалізованих робіт на радіоактивні метали [46; 70; 85]. Уранове зруденіння встановлене в гідротермально-метасоматично змінених породах, які складають пачку мігматизованих метаморфічних порід володарсько-білоцерківської товщі. Приурочене родовище до вузла

перетину кількох тектонічних зон тріщинуватості, які є оперяють Самгородський розлом субширотного простягання.

Уранова мінералізація утворює складно побудовану рудну зону субширотного простягання, яка падає на північ під кутом біля 75°. Породами, що вміщують зруденіння є калішпатизовані плагіомігматити звенигородського комплексу і залізисто-кременисті породи володарсько-білоцерківської товщі. Рудна мінералізація представлена, в основному, настураном, а також урановими чернями і вторинними мінералами урану. Зруденіння має прожилково-вкраплений характер, локалізоване в зонах катаклазу і тріщинуватості, і належить до двох типів: гематит-настуранове в мігматитах і настуран-карбонатне в залізисто-кременистих породах. Вміст урану в рудних інтервалах досягає 5,65 %.

У рудній зоні інтенсивно проявлені гідротермально-метасоматичні процеси, які супроводжують діафорез порід в умовах епідот-амфіболітової фації: альбітизація, епідотизація, хлоритизація, актинолітизація, карбонатизація, гематитизація, сульфідизація. Сульфіди представлені здебільшого галенітом, піритом, молібденітом і марказитом. Елементами-супутниками урану є свинець, вісмут, молібден, срібло, золото, ітрій, цирконій. Вміст ітрію в деяких пробах досягає 0,5 %. У сульфідизованих залізисто-кременистих породах вміст золота максимальний і становить 0,05-0,4 г/т.

Родовище не розробляється.

Новофастівський прояв урану (III-2-262) знаходиться на північний схід від с. Новофастів Вінницької обл. Виявлений у ході проведення спеціалізованих робіт на радіоактивні метали [47;85]. Прояв приурочений до Немирівської тектоно-метасоматичної зони. Рудна мінералізація в кристалічному фундаменті пов'язана як з гідротермально-метасоматично-зміненими діафторованими метаморфічними породами росинської серії, так і з пегматоїдними жильними тілами, які їх інтенсивно ін'єктують. Рудні концентрації урану фіксуються також в корі вивітрювання кристалічних порід та у вуглих відкладах бучацької серії.

Рудні мінерали в кристалічному фундаменті представлені, в основному, уранінітом, а також іншими мінералами (уранторитом, торитом тощо). Усі вони окислені і облямовані урановими чернями і гідроокисами урану. У корі вивітрювання та осадових породах рудні концентрації утворені урановими чернями. Вміст урану в зонах зруденіння становить перші соті долі проценту, лише в окремих пробах він досягає 0,3-1 %. Найважливішими елементами-супутниками урану є молібден, свинець, цинк. Уранініт часто асоціює з молібденітом.

Погребищенський прояв урану (IV-1-129) розміщується поблизу південно-східної околиці с. Педоси Вінницької обл. Виявлений під час проведення геологознімальних робіт [37]. Приурочений прояв до перетину Немирівської і Звездаль-Заліської зон розломів (тектоно-метасоматичних зон). Зруденіння пов'язане з апліто-пегматоїдними гранітами і пегматитами уманського комплексу, які ін'єктують габроїди сабарівського комплексу і діафторовані метаморфічні породи дністровсько-бузької серії на границі Росинської та Подільської структурно-формаційних зон.

Прожилково-вкраплена рудна мінералізація представлена уранінітом (настураном) і продуктами його розкладу. Зруденіння локалізується в зонах катаклазу і брекчіювання гранітоїдів, де відмічаються вторинні процеси: окварцування, епідотизація, хлоритизація, карбонатизація, гематитизація, сульфідизація. Вміст урану в рудних зонах становить 0,02-0,1 %. Такі зони супроводжуються геохімічними ореолами Pb, Y, Yb, Zr. В одному з інтервалів сульфідизованих і діафторованих амфібол-біотитових плагіогнейсів вміст золота досягає 1 г/т.

Уранове зруденіння Погребищенського прояву відноситься до урано-калієвої гідротермально-метасоматичної рудної формації. Прояв залишається не повністю оціненим і є перспективним для подальшого вивчення.

Юнашківський прояв урану (IV-2-141) знаходиться в 0,5 км на південь від с. Юнашки Вінницької обл. Виявлений у ході геологічного довивчення території аркуша "Сквира" [Зюльшле, 2003]. Приурочений до тектонічного порушення північно-західного простягання, яке оперяє глибинний розлом, що обмежує з південного сходу Немирівську тектонічну зону. Прояв розташований у межах одноіменної тектоно-метасоматичної зони. Уранове зруденіння пов'язане з пегматитами уманського комплексу, які утворюють серію жильних тіл північно-західного простягання в зоні контакту лейкократових гранітоїдів того ж комплексу з аподіоритовими плагіогранітоїдами звенигородського комплексу.

Зруденіння тяжіє до ділянок пегматитів з підвищеним вмістом біотиту, де відмічаються підвищена мікротріщинуватість та ознаки альбітизації, серицитизації, карбонатизації, окварцування, гематитизації. Уранова тонкорозсіяна мінералізація представлена уранінітом і урановими чернями, а також мінералами типу болтвудиту. У рудних зонах відмічається також вкрапленість молібденіту, піриту і магнетиту. Вміст урану на ділянках зруденіння коливається від 0,01 до 0,05 %, торію – від 0,02 до 0,037 %. Вміст молібдену (до 0,02 %) і свинцю (0,2 %) у пегматитах досягає рівня пунктів мінералізації. Свинець і молібден утворюють інтенсивні площові геохімічні ореоли в зоні контакту гранітоїдів і плагіогранітоїдів.

Прояв недостатньо вивчений. Наявність верхньорудного ореолу молібдену і свинцю свідчить про його перспективність на глибину. Можливе також нарощування протяжності рудної зони по простяганням.

Макарівський прояв урану (I-2-16) розміщується поміж селами Макарівка, Бистрійка і Василівка Житомирської обл., у межах Макарівського буровугільного родовища. Виявлений у ході пошукових робіт на

буре вугілля [62], оцінювався спеціальними роботами [40] та під час подальших пошуково-розвідувальних робіт на Макарівському родовищі [87], а також геологознімальних робіт [32]. Рудні концентрації урану встановлені у вуглистих глинах і прошарках бурого вугілля серед них, а також у вторинних каолінах. Вугленосні відклади і вторинні каоліни входять до розрізу бучацької серії палеогену і локалізовані в межах Макарівсько-Великоколісовецької палеодолини. Аномальний вміст урану в межах родовища фіксується в корі вивітрювання кристалічних порід.

Вміст урану в зруденілих осадових породах коливається в межах 0,008-0,016 %, в окремих інтервалах досягає 0,2 %. Вміст торію не перевищує 0,05 %. Потужність шарів із урановим зруденінням не перевищує 1 м, середня потужність рудних покладів становить 0,6 м.

Макарівський прояв перспективний з точки зору його комплексності і можливості виявлення значного зруденіння в породах кристалічного фундаменту.

Торій

На площі аркуша "Сквира" підвищений вміст торію в породах кристалічного фундаменту, як правило, обумовлений або концентраціями монациту в гранітоїдах, або наявністю рудних концентрацій ураноносних мінералів. У проявах урану вміст торію інколи досягає промислового рівня. У деяких випадках вміст торію досягає такого рівня в монацитоносних гранітоїдах.

Верхівнянський прояв радіоактивних та рідкісноземельних металів (П-2-49) знаходиться в центральній частині с. Верхівня Житомирської області. Виявлений прояв в ході геологічного довивчення аркуша "Сквира" [Зюльцле, 2003]. Приурочений до Звездаль-Заліської зони розломів (тектоно-метасоматичної зони), до ділянки, де на стику Подільської та Росинської структурно-формаційних зон "масив" гранітоїдів бердичівського комплексу залягає серед плагіогранітоїдів звенигородського комплексу. Зруденіння пов'язане з жилами пегматитів, які січуть гранітоїди бердичівського комплексу.

Мінералом-концентратом торію, урану та рідкісноземельних металів церієвої групи є монацит. Підвищений вміст його (до 7,1 кг/т) фіксується на ділянках пегматитових жил, збагачених біотитом. За даними рентгеноспектрального аналізу, на таких ділянках жил із підвищеною радіоактивністю вміст торію досягає 0,0464 %, урану – 0,0023 %. Вміст церію, за даними спектрального аналізу, не перевищує 0,07 %, лантану – 0,05 %. Потужність жили з максимальним рівнем зруденіння становить 3-5 м, і простежена вона по простяганню на 50 м. Прояв цікавий своєю комплексністю і потребує подальшого вивчення.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Сировина нерудна для металургії

Сировина вогнетривка

Глина

У межах дослідженої території відомі три прояви вогнетривкої сировини, які були виявлені при геологознімальних роботах [37]: у районі сіл Сахни (III-1-88), Ксаверівка (IV-1-134), Олександрівка (IV-1-138). Прояви приурочені до строкатих глин міоценового віку. Глини переважно тонко-середньодисперсні, помірно-середньопластичні. Глини вогнетривкі (температура вогнетривкості більше 1300° С), можуть застосовуватися для виготовлення облицювальної керамічної плитки, дренажних труб, будівельної цегли. Прояви глин безперспективні через невисоку якість сировини.

Каолін вторинний

На дослідженій території відомі Пищиківське родовище і дев'ять проявів вторинного каоліну, які приурочені до палеодепресій нижньокрейдового і бучацького віку.

Пищиківське родовище (П-4-71) вторинного каоліну розміщене в північно-східній частині території між селами Пищики і Великополовецьке Київської обл., на орних землях. Виявлені каоліни під час геологознімальних робіт [66], опішуквані і розвідані в 1962-1966 рр. [93; 94]. У структурному відношенні родовище вторинного каоліну приурочене до Яблунівсько-Фастівської палеодепресії нижньокрейдового віку. У покривлі вторинних каолінів залягають дрібнозернисті, часто каоліністі, кварцові піски, у підшві – різнозернисті піски нижньої крейди або каолінітова кора вивітрювання кристалічних порід. Співвідношення потужностей кондиційних вторинних каолінів і розкритих порід – 1:8. Потужність продуктивного покладу від 0,2 до 18,4 м. Родовище складене трьома лінзами каолінів, які розділені піщаними відкладами.

Вторинні каоліни являють собою тонковідмучену землісту породу світло-сірого і сірого кольору. Переважають чисті каоліни, кількість яких становить 80-85 %, інші види каолінів вміщують домішки тонкокварцового матеріалу. За текстурними особливостями виділяються два різновиди вторинних каолінів: тонкошаруваті і грудкуваті (брекчієподібні).

Мінералогічний склад вторинних каолінів: каолініт – 70-95 %, кварц – 5-30 %, польовий шпат – поодинокі зерна. Хімічний склад: SiO₂ – від 24 до 79 %; Al₂O₃+TiO₂ – від 20 до 66 %; Fe₂O₃ – від 0,27 до 7,4 %; CaO – до 1 %; MgO – до 1 %; SO₃ – до 1 %; K₂O+Na₂O – до 1 %. Вогнетривкість каолінів становить 1730-1770° С. За

технічними умовами більше 60 % покладу вторинних каолінів віднесено до кращих сортів вогнетривкої сировини, а некондиційні прошарки становлять 6 %.

Родовище не розробляється. Інші прояви менш перспективні через незначну потужність, площу поширення або низьку якість сировини.

Сировина формувальна та для огрудкування залізорудних концентратів

Глина бентонітоподібна

На території досліджень бентонітоподібні глини виявлені в районі сіл Озерна, Новоселиця, Човновиця і Павлолоч. Найперспективнішим є Озернянський прояв глин (III-3-108).

Озернянський прояв глин (III-3-108). Розміщений на східній околиці с. Озерна Вінницької обл. Глини прояву аналогічні глинам другого горизонту Дашуківського родовища бентонітових глин. Середня потужність глин – 7,6 м². За даними термічних і електронно-мікроскопічних досліджень глини, складені монтморилонітом, меншою мірою – каолінітом. Вогнетривкість глин – від 1380° до 1650° С, придатні для формувальної сировини, а також як добавка до черепичної сировини (25 %) і компонент у фаянсових масах (до 10 %). На даний час прояв бентонітоподібних глин має обмежені перспективи і не розробляється.

Пісок

Виявлено десять проявів пісків нижньо-середньоміоценового віку (новопетрівська світа), які розміщені переважно на малопродуктивних або неорних землях. Піски залягають на корі вивітрювання кристалічних порід або на еоцен-олігоценевих утвореннях; перекриваються більш молодими міоцен-пліоценовими і четвертинними відкладами.

Пісок кварцовий, світло-сірий до білого, переважно дрібнозернистий, каолінистий, потужністю від 0,3 до 33,0 м. За технічними даними піски придатні для формувальної сировини, а також для виготовлення скла і силікатної цегли, проте практично не придатні для наповнювачів бетонів і будівельних розчинів. Чотири прояви піску перспективні і потребують подальшого вивчення.

Гірничорудна сировина

Сировина абразивна

Діамант технічний

До розряду технічних на території аркуша “Сквира” віднесений різновид діамантів, виявлених у межах Білилівської структури ударно-метаморфічного походження. Знахідки діамантів в осадових породах та проблематичні їх знахідки в корі вивітрювання кристалічних порід трактуються як прояви дорогоцінного каміння і характеризуються у відповідному підрозділі.

Білилівське родовище імпактних діамантів (II-1-244) розміщене в 1,5 км на північ від с. Білилівка Житомирської обл. Виявлене під час проведення геологознімальних робіт [37] і оцінене пошуковими роботами [52; 53]. Приурочене родовище до центральної частини Білилівської астроблеми, складеної імпактитами – уламковими брекчіями зі скляним цементом, які виникли внаслідок руйнування і часткового плавлення порід під дією ударної хвилі, викликаної падінням метеориту. Наявність графітвміщуючих гнейсів у складі порід кристалічного фундаменту визначила можливість формування кристалів діамантів в умовах високих РТ-параметрів ударного метаморфізму.

Породами, що вміщують для діаманти, є різновиди імпактитів – зювіти і тагаміти та їх кора вивітрювання. Діаманти представлені пластинчастими зернами розміром 0,05-1,5 мм. Переважають зерна розміром 0,2-0,4 мм при товщині пластинок 0,03 мм. За забарвленням розрізняються зерна жовтуватого, сірого і чорного кольорів (>50 %).

Вміст діамантів у зювітах коливається від 0,05 до 7,0 карат/т (середній – 1,87 карат/т), у їх корі вивітрювання – від поодиноких зерен до 3,4 карат/т (середній – 0,94 карат/т). У тагамітах встановлений вміст діамантів від 0,1 до 38,1 карат/т (середній – 8,2 карат/т). Середня потужність лінзовидних тіл зювітів (із корою вивітрювання) – 53,5 м, середня потужність близьких до ізометричної форми тіл тагамітів – 18,4 м.

У межах Білилівської астроблеми в багатьох пробах з ударно-метаморфічних порід зафіксований підвищений вміст золота (від 0,001 до 0,07 г/т). У межах цієї структури знаходиться і Ружинський прояв золота та вісмуту, виявлений у ксеноліті габроїдів (II-1-245). Отже, потенційна комплексність Білилівського родовища підвищує перспективність його промислового освоєння.

Родовище не розробляється.

Електро- та радіотехнічна сировина

Графіт

На дослідженій території графіт утворює промислового значення концентрації в глиноземистих гнейсах дністровсько-бузької серії. Рудні концентрації графіту утворюються також унаслідок гідротермально-метасоматичних процесів, які накладаються на різні породи кристалічного фундаменту (зони графітизації).

Зарудинецький прояв графіту (III-1-255) розташований на західній околиці с. Зарудинці Житомирської обл. Виявлений під час геологознімальних робіт масштабу 1:50000 [37] і додатково оцінювався під час геологічного довивчення території аркуша "Сквира" [Зюльшле, 2003]. Графітове зруденіння спостерігається серед глиноземистих плагіогнейсів, які утворюють субширотну підковоподібну Зарудинецьку антиформну структуру розміром 5×3 км.

Найбільш вивченим є північне крило структури, де встановлено 12 розрізаних шарів, які падають на північ під кутами 60-70°, із вмістом графіту понад 3% і потужністю від 3 до 36 м. Вміст вуглецю в них досягає 4,57%. Сумарна потужність рудних тіл у корі вивітрювання становить 1,5 м, а в кристалічному фундаменті – 55 м. Пухкі руди розвиті до глибини 90 м. Максимальна потужність графітвміщуючої пачки становить біля 450 м.

З метою оцінки графітоносності структури в цілому були проведені електророзвідувальні роботи на 6-ти профілях. У результаті на кожному профілі були зафіксовані аномалії електропровідності. Пробуреними в районі одного з електророзвідувальних профілів свердловинами в замковій частині структури розкрита пачка графітвміщуючих плагіогнейсів потужністю до 400 м. Вміст графіту (С) у межах пачки досягає 3,5%. Потужність цієї пачки в південному крилі структури, судячи з даних електророзвідки, поступово зменшується до повного виклинювання. Вміст графіту (С) у даній частині рудної пачки досягає 4,3%.

Загальна протяжність рудної пачки в межах Зарудинецької структури становить біля 10 км. Середній вміст графіту (С) у пухких рудах – 3,55%. Середня потужність кори вивітрювання графітвміщуючих плагіогнейсів – 57 м, середня потужність перекриваючих порід – 31,7 м.

У рудній пачці на ділянках сульфідизації, за даними спектрального аналізу, відмічаються аномальні вмісти свинцю, цинку, міді, молібдену, срібла, золота. Прояв перспективний як стосовно можливості виявлення промислових запасів графітових руд на рівні родовища, так і з огляду на його комплексність.

Сировина ювелірна

Діамант

Територія аркуша "Сквира" на даний час розглядається як площа можливого знаходження корінних джерел діамантів кімберлітового і некімберлітового типу. Перспективи відкриття таких джерел базуються, поперше, на структурно-тектонічній позиції площі, яка охоплює смугу стику Подільської і Росиньської структурно-формаційних зон. По-друге, на суміжних площах на південь і на схід відомі розсіпні концентрації діамантів (Зеленоярський і Тарасівський розсіпи).

На території аркуша в ході геологознімальних і пошукових робіт, у тому числі спеціалізованих [73; 79], кристали та уламки діамантів були виявлені переважно в осадових відкладах як дочетвертинного, так і четвертинного віку. Знахідки уламків кристалів діамантів у корах вивітрювання (3 прояви) залишаються проблематичними, оскільки не виключається їх привнесення з приплотикового шару осадових відкладів під час буріння свердловин. Не виключається і їх техногенне походження.

Діаманти дослідженого району представлені жовтими, жовто-зеленими і безколірними кристалами, зростками кристалів і уламками. Із кристалографічних форм переважають куби, октаедри і складні комбінації кубів і октаєдрів. Розмір кристалів і уламків коливається від 0,05 до 0,5 мм. У більшості проявів кристали і уламки діамантів проблематичні за генезисом або мають вірогідне кімберлітове походження. Найбільш значним є Щербаківський прояв (III-4-117), який знаходиться в межах Щербаківської ділянки Тарасівського ільменіт-цирконового родовища. Тут виявлено понад 60 кристалів і уламків діамантів, які відносяться до кімберлітового та еклогіто-гнейсового типів.

Мінералами-супутниками діамантів є піропи і хромшпінеліди. На території аркуша "Сквира" встановлено велику кількість шліхових ореолів цих мінералів. У 14 ореолах піропу, оконтурених у приплотикових відкладах сучасних водотоків, кількість зерен коливається від 20 до 140 знаків. Ступінь їх механічного зносу переважно середній і низький, майже однаковий у межах всіх ореолів. Колір піропів різноманітний, але переважають світло-бузкові зерна. Встановлено ореоли з переважанням жовто-оранжевих зерен вірогідного еклогітового походження, що може вказувати на наближеність до корінних джерел діамантів. З ореолами піропів, як правило, збігаються ореоли хромшпінелідів, що свідчить на користь їх кімберлітового походження.

Знахідки діамантів і ореоли їх мінералів-супутників здебільшого тяжіють до східної границі Дністровсько-Бузького мегаблока. Тому саме ця частина пограничної Брусилівської шовної зони є найбільш вірогідною смугою концентрації корінних джерел діамантів.

Гірський кришталю

На дослідженій території відомі кілька знахідок кристалів гірського кришталю. Вони зустрічаються в пустотах вилуговування тектонізованих гранітоїдів. Розмір кристалів здебільшого незначний (до 1 см). Більші за розміром кристали (3-4×1-2 см) виявлені в районі с. Таборів у заноришах, утворених у зцементованій вторинним кварцом тектонічній брекчії, уламки якої представлені метаморфічними породами і гранітоїдами. Найбільш значним об'єктом концентрації кристалів гірського кришталю є елювіальний розсіп поблизу с. Круподеринці.

Круподеринецький прояв гірського кришталю (Ш-2-107) знаходиться на південно-східній околиці с. Круподеринці Вінницької обл. Виявлений під час маршрутних досліджень при геологічному довивченні площі аркуша “Сквира” [Зюльцле, 2003]. Прояв являє собою елювіально-делювіальний розсип окремих кристалів гірського кришталю, який примикає до відслонення вивітрілих кристалічних порід. У відслоненні спостерігаються жили пегматитів серед аподіоритових плагіогранітоїдів. Жили мають субмеридіональне і північно-західне простягання. На їх перетинах, вірогідно, і формувалися пустоти з друзами кварцу.

Безпосередньо нижче відслонення, у борту балки, серед елювіально-делювіальних відкладів зустрічаються уламки зерен білого жильного кварцу, щітки і друзи прозорого або димчастого кришталю, або молочно-білого кварцу. Кристали кришталю зональні з переходом від основи, складеної сірим кварцом (часто з вираженими зонами росту), через зону слабодимчастого кварцу до головки з прозорого кришталю. Розмір кристалів різноманітний, висота досягає 9 см. Кристали можуть використовуватись як ювелірна або колекційна сировина.

Опал благородний

Опал на дослідженій території зустрічається лише в пеліканітах. Найбільш значні знахідки благородного опалу приурочені до пеліканітизованої кори вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу на підвищених ділянках гіпсометрії поверхні кристалічного фундаменту.

Опал утворює в пеліканітах прожилки потужністю від кількох міліметрів до перших сантиметрів. Найбагатшими на прожилки і лінзовидні виділення опалу є заповнені каолінітом тріщини в пеліканітах. Вміст опалу в них становить 10-40 % об'єму каолінітової маси.

Талалаївський прояв опалу благородного (Ш-1-95) розміщений на правому схилі р. Смотрич, в 0,8 км на схід від с. Талалаї Вінницької обл. Виявлений у ході геологознімальних робіт [66], оцінювався ревізійно-пошуковими роботами [80], а також попутно оцінювався під час пошукових робіт на пеліканіти [98]. Приурочений прояв до пеліканітів Талалаївського родовища, які спостерігаються у відслоненнях по обидва береги р. Смотриха.

Прожилки і лінзовидної або неправильної форми виділення благородного опалу знаходяться в озалізненій каолінітової масі бурого або сірувато-бурого кольору, яка заповнює тріщини субмеридіонального північно-західного простягання з пологим падінням. Довжина прожилків досягає 8-10 см при товщині 0,5-5 см і ширині по падінню 6-8 см. Вміст опалу в каолінітової масі не перевищує 35-40 %. Орієнтовний вихід опалу з гірничої маси становить близько 1,4 кг/м³.

У межах прояву зустрінуто декілька різновидів опалу: прозорий з ясною золотистою опалесценцією; мутнувато-прозорий і напівпрозорий із блакитним відтінком; прозорий зі слабкою опалесценцією; молочно-білий пльочатий; напівпрозорий молочно-білий “перлоподібний”; мутнувато-білий напівпрозорий із включеннями гострокутаних зерен прозорого кварцу (брекчієвидний).

Зустрічаються також прожилки опалу зональної будови. Центральна частина їх здебільшого складена прозорим блакитним опалом, а зальбанди – напівпрозорим жовтим опалом. Найбільш цінним для ювелірної промисловості є блакитний опал з опалесценцією. Найменш придатним є молочно-білий крихкий опал.

Сировина будівельна

Сировина скляна та фарфоро-фаянсова

Каолін первинний

Територія робіт знаходиться на стику двох каолінових субпровінцій: Подільської, яка охоплює південно-західну частину району, і Центральної, в яку входить більша частина території. У межах аркуша виявлено сім родовищ первинного каоліну: Вербське (1-2-7), Лозовиківське (1-2-235), Шамраївське (II-4-76), Немиринецьке (III-1-256), Лавриківське (III-3-110), Чепіжинецьке (III-3-267), Капустинецьке (III-3-112) і низка проявів у районі сіл Коржиха, Самгородок, Шапіївка, Саврани, Квітневе та ін. У геологічній будові фундаменту в районі родовищ беруть участь граніти і мігматити уманського комплексу; плагіогранітоїди звенигородського комплексу, а також їх кори вивітрювання. Максимальні потужності первинних каолінів приурочені до зон тектонічних порушень, де процеси вивітрювання проникали на значну глибину – більш ніж 100 м. Лінійний тип кори вивітрювання розвинутий у вигляді витягнутих смуг шириною до 1,5 км, довжиною 5-10 км.

Каоліновий район Середнього Поросся характеризується змитою зоною нормальних каолінів і переважанням потужних лужних каолінів, які подібні до каолінів Дубрівсько-Хмельівського каолінового району (Житомирська обл.). Від нормальних каолінів вони відрізняються підвищеним вмістом лугів, які становлять від 1,5-2 до 4-6 % (переважає калій), тоді як у нормальних каолінах він не перевищує 0,5-1 %. Лужні каоліни вміщують значну кількість реліктових зерен мікрокліну і більш цінні, порівняно з нормальними, бо використовуються як комплексна каолініт-польовошпатова сировина. Найбільш вивченими і представницькими є каоліни Лавриківського і Капустинецького родовищ.

Лавриківське родовище каоліну (III-3-110). Розміщене на північний захід від с. Лаврики Сквирського району Київської обл. Відкрите в ході пошукових робіт 1996 р. [99].

Кора вивітрювання в межах родовища має суцільне поширення і три зони: 1) дезінтеграції, 2) гідролізу і лужних каолінів, 3) нормальних каолінів. Неоднакове поширення каолінів відображає неоднорідну геологіч-

ну будову кристалічного фундаменту. Зона кінцевих продуктів (каолінітова) являє собою поклад складної форми, який об'єднує нормальні і лужні каоліни. Потужність кондиційних первинних каолінів змінюється від 3 до 12,5 м, глибина їх залягання – від 6,5 до 15 м. Поклад каолінів мінливий по потужності і якості.

Каолін-сирець Лавриківського родовища складається з каолініту – 65-78 %, із домішкою в нормальних каолінах смектиту – 9-14 %, у лужних – калієвого польового шпату – 7-13 %, кварцу – 5-8 %, гідрослюди – 1-6 %. Каолін-сирець має високу білизну – 65-85 %, число пластичності – 8-16, вогнетривкість – 1750-1770° С. Обсяг використання каолінів у різних галузях промисловості становить: паперова – КН-78 – 67 %, для фарфоро-фаянсових мас придатні марки (каоліну-сирцю) КФ1-КФ3 – 85 %, збагаченого каоліну – 33 %, близько 70 % каолінів придатного для виготовлення вогнетривкої цегли і гумо-технічних виробів марки КР – 60 %. У складі піщаного залишку наявні кварц – до 93 % і мікроклін – до 69 %. Залишок може використовуватися для бетонів і шляхових покриттів.

Родовище не розробляється.

Капустинецьке родовище каоліну (III-3-112). Розміщене в південно-східній околиці с. Капустинці Володарського району Київської обл. Відкрите під час пошукових робіт у 1996 р. [99]. Площа родовища становить 40 га. Кора вивітрювання в межах родовища поширена повсюди, її потужність – 16 м і більше. Вона утворилася по гранітах і мігматитах уманського і плагіогранітоїдах звенигородського комплексів. У профілі кори вивітрювання переважають нормальні каоліни, лужні зустрічаються в окремих прошарках. Поклад первинних каолінів має змінну потужність – від 2 до 20 м, і складну форму. Потужність покривних порід змінюється від 3 до 21,5 м.

Каоліни Капустинецького родовища, на відміну від інших каолінів даного району, мають більший вміст глинозему (55,6 %) і менший окисів заліза і марганцю. Це дозволяє використовувати збагачений каолін у тонкокерамічній промисловості у всіх напрямках: для виготовлення фарфоро-фаянсових мас марки КФ-3; електрофарфору марок КЕ-1, КЕ-2; для електрохімічної галузі – КАХ-2, КАС; гумотехнічної і шинної – КР, КРТ, КРТШ та для інших галузей, що може забезпечити широкий спектр їх реалізації. Родовище не розробляється. Родовища і прояви цієї провінції не мають промислових перспектив.

Пегматит (польовий шпат)

Польовошпатовою сировиною, яка може мати промислове значення, на території аркуша "Сквира" є польовий шпат жильних тіл пегматиту. Значних розмірів жили пегматиту утворюють у межах дослідженої площі кілька ділянок підвищеної насиченості ними інших порід кристалічного фундаменту. Такі ділянки спостерігаються у відслоненнях у районі сіл Круподеринці, Саражинці, Паволоч. Масштабні жили пегматиту зустрінуті та оцінені на інших ділянках. Як родовище оцінені виходи пегматитових жил на поверхню в районі с. Чубинці.

Жильні тіла пегматиту дуже різноманітні за довжиною і потужністю. Протяжність найбільш значних із них досягає кількох сотень метрів, потужність – від кількох метрів до перших десятків метрів. Жили пегматиту на оцінених при проведенні ГДП-200 [Зюльцле, 2003] проявах простежені у відслоненнях на 15-40 м і мають потужність від 1 до 5 м. Вміст суми лугів у них коливається від 5,92 до 10,56 %, вміст SiO_2 – від 73,21 до 77,8 %, вміст Fe_2O_3 – від 0,39 до 1,7 %, вміст Al_2O_3 – від 11,5 до 13,9 %.

Дослідження пегматитів з оцінених проявів свідчать про можливість їх використання як сировини для виготовлення скла, а після збагачення – як сировина для виготовлення будівельної кераміки.

Чубинецьке родовище пегматиту (I-3-55) розміщене на лівому схилі долини р. Роставиця, в 1 км на північ від с. Чубинці. Виявлене і оцінене в ході проведення геологознімальних робіт [66]. Представлене шістьма жилами пегматиту північно-західного простягання, які січуть гранітоїди уманського комплексу. Потужність жил від – 1-3 до 21 м.

Результати мінералогопетрографічних і хімічних досліджень пегматитів свідчать про можливість використання їх як керамічної сировини. Середній вміст суми лужних окислів складає 9,05 %, вміст Al_2O_3 коливається від 13,4 до 14,9 %, Fe_2O_3 – від 0,2 до 0,82 %. Родовище малоперспективне через невеликі запаси і значну потужність перекриваючих порід.

Родовище не розробляється.

Сировина петрургійна та для легких наповнювачів бетону

Пеліканіт

Пеліканізовані кори вивітрювання досить поширені на дослідженій території, особливо на заході, в межах частини Дністровсько-Бузького мегаблока, складеної гранітоїдами бердичівського комплексу. Найбільш інтенсивно процеси пеліканізації проявлені на найбільш підвищених ділянках поверхні кори вивітрювання.

Пеліканіт є сумішшю каолініту і кристалічної форми опалу (β -кристобаліту). Середня густина його становить 2,61 г/см³, середня пористість – 19,81 %, середня міцність у сухому стані – 575 кг/см², середня об'ємна маса – 2,3 г/с³. Технологічні дослідження пеліканіту свідчать про можливість його використання для виготовлення склолітового цементу, що швидко твердішає, і як легкий наповнювач бетону. Додаток пеліканіту в цемент дозволяє збільшити його міцність від 50-54 МПа і пришвидшити його твердіння.

У межах західної частини аркуша “Сквира” виявлено ряд ділянок, де пеліканітизація має площовий характер з утворенням зближених покладів пеліканіту. Такі групи покладів зустрінуті у відслоненнях у районі сіл Немиринці, Свистинці, Талалаї, Очеретня, Андрушівка. Значна концентрація покладів у районі с. Талалаї дозволила оцінити запаси каолініту на цій ділянці на рівні родовища.

Талалаївське родовище пеліканіту (III-1-259) розташоване на обох берегах р. Смотрухи між селами Талалаї і Вишневе Вінницької обл. Оцінене родовище пошуковими роботами [98]. У межах родовища існують кустарні виробки, в яких видобуваються каолін і пеліканіт як будівельні матеріали. Поклади пеліканіту приурочені до нижньої частини каолінітової зони вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу.

Кора вивітрювання має підвищену потужність, є корою лінійного типу, яка трасує субширотну тектонічну зону. Поклади пеліканітів локалізовані саме в корі даного типу. Максимальні їх потужності спостерігаються вздовж центральної частини зони розлому. У розрізі поклади мають вигляд близький до перевернутої вузької призми, яка виклинюється по падінню до центру зони. Виклинюються поклади і по простяганню. У субширотній зоні вхрест простягання чергуються тіла пеліканітів і прошарки слабо пеліканітизованої або пеліканітизованої кори вивітрювання. Потужність покладів коливається від перших сантиметрів до 20,4 м (середня по родовищу – 10,3 м). Глибина їх залягання коливається від 3 до 38 м (середня по родовищу – 16,1 м).

Родовище не розробляється.

Глина керамзитова

У межах вивченого району продуктивною товщею для керамзитового гравію є червоно-бурі глини пліоценового і нижньочетвертинного віку. Вони є легкоплавкою глинистою сировиною, що має властивість спучуватися при певних температурах нагрівання. Відомі Сквирське дрібне родовище керамзитових глин і ряд перспективних проявів.

Сквирське родовище керамзитових глин (II-3-66). Розміщене на південь від м. Сквира на неорних і малопродуктивних землях. Виявлене під час геологознімальних робіт [32] і оцінене розвідувальними роботами [81]. Загальна площа – 79 га, середня потужність глин – 9,0 м. Продуктивна товща – глини червоно-бурі пліоценового і суглинки нижньочетвертинного віку. Глини з добавкою 2 % солярного масла можуть використовуватися для керамзитового гравію марок 350-550.

Родовище не розробляється.

Сировина для побутового каменю

Граніт, мігматит

На території аркуша “Сквира” сировиною для виробництва буту і щебеню є кристалічні породи докембрійського фундаменту. Переважно це гранітоїди, які характеризуються високою міцністю, морозостійкістю і іншими фізико-механічними властивостями, що дозволяє використовувати виготовлений з них бут і щебіння марок 800-1400 для будівельних і дорожніх цілей.

Родовища каменю розташовані в долинах основних водотоків, де кристалічні породи виходять на денну поверхню або переkritі осадковим чохлом незначної потужності. Найбільш крупні родовища розробляються механізованими кар’єрами, розміщеними поблизу смт Погребище і Попільня та сіл Гопчиця, Шамраївка, Руде Село, Юнашки, Кашперівка. Частина родовищ уже відпрацьована, а частина на даний час не експлуатується. Нижче наводиться характеристика найбільших за запасами родовищ, які розробляються.

Лозовиківське родовище мігматиту і граніту (I-2-6) знаходиться на правому березі р. Унава, в 1 км на південний схід від с. Миролюбівка (Лозовики) і в 7 км на північ від смт Попільня Житомирської обл. Дорозвідане в 1959 р. трестом “Київгеологія” і в 1970-1971 рр. трестом “Укрдорстройматериали” [21].

Корисною копалиною є незмінні і зачіплені вивітрюванням мігматити і граніти уманського комплексу. Мінералогічний склад порід: плагіоклаз – 25-40 %, калішпат – 20-40 %, кварц – 25-30 %, біотит – 6 %, апатит – од.з., циркон – од.з., ортит – од.з. Мігматити і граніти придатні для виробництва буту, щебеню, а також дорожньої шашки і брушати. Вихід товарного побутового каменю розміром понад 450 мм у ребрі – 6,4 %, 200-450 мм – 53 %; каменю для щебеню розміром до 200 мм – 40,6 %. Марка щебеню за дробимістю – 1000-1200, за розтиранням – J-I, J-III, за ударом – J-50, J-75, за морозостійкістю – Мрз-50.

Рудосільське родовище граніту і мігматиту (IV-3-146) розташоване на лівому березі р. Рось, у 2 км на південь від с. Руде Село Київської обл. Дорозвідане в 1971 р. трестом “Оргтехсовхозпром” [26].

Корисною копалиною є плагіогранітоїди звенигородського комплексу, в складі яких присутні плагіоклаз, кварц, біотит, інколи амфібол, а також в акцесорних кількостях циркон, апатит, магнетит, пірит. За своїми властивостями як незмінні, так і зачеплені вивітрюванням породи відповідають вимогам для виробництва побутового каменю марки 600 і більше.

Сировина піщано-гравійна

Пісок

На території робіт відомо п’ять родовищ піщано-гравійної сировини. Вони знаходяться в долинах річок Рось і Роставиця. У родовищах Трубіївському (II-2-192), Роставицькому (II-4-199), Володарському (II-4-212), Кашперівському (IV-3-230) розкриті алювіальні піски заплав і перших надзаплавних терас. Покла-

ди піску лінзоподібної форми, максимальна глибина розкриття – 27 м; середня потужність пісків – 8 м. Корисна копалина – пісок алювіально-делювіальний, кварцовий, бурувато-жовтий, дрібно-середньозернистий, нерідко відмитий. За даними гранулометричного аналізу піску, фракція 0,63 мм становить 0,7-45,8 %; фракція 0,14 мм – 9,3-70,6 %. Вміст глинистих частинок коливається в межах 2,8-44,1 %. Коефіцієнт фільтрації пісків змінюється від 0,3 до 13,9 м/добу. У Ратуському родовищі (IV-4-164) корисною копалиною є піски алювіальні і піски неогенового віку.

Запаси підраховані по чотирьох родовищах піску: Трубіївському, Роставицькому, Володарському, Ратуському. За якістю піски не відповідають вимогам ДСТУ 8736-85 “Піщано-гравійна сировина”. Тому, в основному, піски придатні лише для підсіпки автомобільних доріг.

Сировина цегельна-черепична

Суглинок

На площі робіт розвідано 21 родовище цегельно-черепичної сировини з підрахованими запасами, вісім із них на даний час розробляються місцевими організаціями. Більша частина родовищ сконцентрована в районі смт. Попільня, Ружин, м. Сквир і Тетіїв. Найвідоміші з них: Попільнянське (I-2-171), Ружинське (II-1-183), Сквирське-I (II-3-196), Сквирське-IV (II-3-197), Сквирське-V (III-3-210), Тетіївське (IV-3-231). Сировиною для цегельно-черепичних виробів є лесоподібні суглинки верхньочетвертинного віку (бузький кліматоліт). Вони використовуються переважно в чистому вигляді або в шикті з різними добавками (вугілля, тирса, лузга). Найбільш значні родовища розвідані поблизу м. Сквир.

Сквирське родовище IV(II-3-197) розташоване поблизу м. Сквир Київської обл., детально розвідане в 1974 р. експедицією “Укргеолстрой” [26]. Середня потужність продуктивної товщі – 4,6 м, перекриваючих ґрунтів – 0,6 м. Водоносний горизонт не зустрінутий. Суглинки палево-жовті і жовто-бурі з добавкою 3 і 5 % вугілля, придатні для виробництва будівельної цегли марок 75 і 100, а також для дрібних і крупних стінових блоків.

Родовище розробляється.

Сквирське родовище V(III-3-210) розташоване на південно-західній околиці с. Терешки Київської обл. Площа родовища – 70 га. Середня потужність лесовидних суглинків – 4,8 м, перекриваючих порід – 0,8 м. Суглинки відносяться до грубодисперсної сировини, вміст карбонатних включень не перевищує 1,48 %. Суглинки придатні для виготовлення повнотілої і тридірчатої цегли марок 100 і 125.

Родовище розробляється.

ВОДИ

Підземні води

Води питні прісні

Підземні води водоносних горизонтів осадових порід даного району не мають загального площинного поширення і можуть задовольняти потреби тільки невеликих населених пунктів. Водозабір води відбувається переважно з колодязів. Водоносний горизонт осадових порід безнапірний. Якість води невисока: тип води – гідрокарбонатний магнієво-кальцієвий, загальна твердість не перевищує 6-8 моль/дм³. Води прісні, з сухим залишком 0,3-0,8 г/м³, відбір води з колодязів становить 0,1-0,2 м³/добу. Нерідко в межах населених пунктів води забруднені азотними сполуками (нітрати, аміак), вміст яких становить 4-8 ГДК.

Водоносний горизонт, пов’язаний із зонами тріщинуватості кристалічних порід і їх корою вивітрювання, розвинутий повсюди, найбільш водозбагачений і є основним джерелом централізованого водопостачання міст і селищ міського типу. Водоносність тріщинуватої зони досить нерівномірна. У зонах тектонічних порушень дебіти свердловин досягають 10-15 л/сек при зниженні рівня на 15-25 м. Дебіти свердловин за межами тектонічних зон не перевищують 0,5-1,5 дм³/с при зниженні рівня на 25-40 м. Води тріщинуватої зони прісні, гідрокарбонатні магнієво-кальцієві та натрієво-кальцієві з загальною твердістю 5-7 моль/дм³. Для тріщинних вод властивий незначний вміст радону, який досягає 10-30 еман.

Води тріщинного типу широко використовуються для водопостачання міст Сквир, Тетіїв, смт Ружин та Погребище. Води порового типу є джерелом водопостачання для смт Попільня і Володарка.

Ружинське родовище підземних вод (II-1-246). Розташоване поблизу смт. Ружин Житомирської обл. Розвідане в 1977-1978 рр. [88]. Водоносний горизонт тріщинуватої зони кристалічних порід добре водозбагачений. У межах тектонічних зон дебіти свердловин змінюються від 4,2 до 16,7 дм³/с. Води напірні, висота напору досягає 27,8 м. П’єзометричний рівень води встановлюється на глибині + 0,4 – 1,3 м. Тріщинні води прісні, гідрокарбонатні кальцієві та кальцієво-магнієві, жорсткість помірна. Води придатні для господарського і питного водопостачання.

Родовище експлуатується.

Сквирське родовище підземних вод (II-3-251). Розміщене на околиці м. Сквир Київської обл. Розвідане в 1971-1972 рр. [31]. Водоносність кристалічних порід різко посилюється в зонах тріщинуватості, де тріщини не заповнені продуктами вивітрювання. Водоносний горизонт напірний, висота напору змінюється від

9,3 до 43,1 м. П'езометричний рівень води встановлюється на глибині + 0,7 – 1,36 м. Нерідко відбувається самовилив води. Дебіт свердловин становить 3,8 – 1,6 дм³/с. Води гідрокарбонатні магнієво-кальцієві, придатні для водопостачання господарств і населення.

Родовище експлуатується.

Володарське родовище підземних вод (Ш-4-213). Розміщене на околиці смт Володарка Київської обл., в долині р. Рось. Розвідане в 1972-1974 рр. [92]. Водоносний горизонт виявлений у сучасних алювіальних відкладах долини р. Рось. Водоносні породи представлені дрібнозернистими пісками. Середня потужність водоносного горизонту коливається від 15 до 21,6 м. Горизонт безнапірний. П'езометричні рівні води встановлюються на глибині 1-2 м. Нижній водотрив складений озерно-льодовиковими суглинками та бурими глинами пліоцену. Дебіт свердловин становить 5,3 – 16,6 дм³/с. Води прісні, прозорі, без запаху, гідрокарбонатні кальцієво-магнієві. Водоносний горизонт використовується для господарського водопостачання смт Володарка.

Родовище експлуатується.

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Перспективи району пов'язані як з металічними, так і з неметалічними корисними копалинами. У кристалічному фундаменті є можливість визначити ділянки, перспективні для промислового рівня концентрацій урану і благородних металів, а також рідкісноземельних елементів. Кора вивітрювання кристалічних порід є середовищем із реальними перспективами на первинні каоліни і пеліканіти. В осадовому чохлі перспективними для виявлення нових родовищ є ільменіт-цирконові розсипи. Перспективними для освоєння є також розсипи монациту і ксенотиму.

У кристалічному фундаменті рудні концентрації золота і срібла приурочені до гідротермально-метасоматично змінених ультраосновних і основних порід, графітвміщуючих гнейсів і залістисто-кременистих порід. Гідротермально-метасоматичні процеси і пов'язані з ними рудоутворюючі процеси найбільш інтенсивно проявлені в зонах тектонізації порід. У цих же зонах фіксуються також рудні концентрації урану. Дослідженнями встановлено переважне тяжіння ділянок рудної концентрації золота, срібла і урану до смуги стику Подільської і Росинської структурно-формаційних зон. Це обумовлює виділення Брусилівської тектоно-метасоматичної зони, яка збігається з Брусилівської шовною зоною і охоплює смугу стику двох структурно-формаційних зон, як структури, перспективної на виявлення родовищ урану, золота і срібла. Не виключено також виявлення таких родовищ у межах Немирівської і Центральної тектоно-метасоматичних зон, які охоплюють відповідні тектонічні зони.

Найбільш реальними є перспективи виявлення родовищ урану трьох генетичних типів: уранового гідротермально-метасоматичного в зонах роздроблення кристалічних порід, ураново-калієвого гідротермально-метасоматичного в кристалічному фундаменті та ураново-вуглистого осадово-епігенетичного в похованих відкладах бучацької серії. За даними проведених досліджень, максимально сприятлива ситуація для зруденіння двох перших типів існує в районі перетину Брусилівської шовної зони Немирівською зоною розломів. Зруденіння третього типу може досягти промислового рівня у відкладах бучацького віку, які виповнюють палеодепресії, приурочені до Брусилівської шовної зони. У їх межах можливе виявлення родовищ комплексного типу з урановим зруденінням як у кристалічних породах і їх корі вивітрювання, так і у вуглистих породах бучацької серії.

Золоторудні концентрації промислового рівня можна очікувати переважно в межах західної частини Брусилівської шовної зони і прилеглої до неї з заходу смуги Подільської структурно-формаційної зони, а також у межах Центральної тектоно-метасоматичної зони, яка охоплює одноіменну тектонічну зону. На першій площі перспективи золотого зруденіння пов'язані з окварцованими і сульфідизованими породами основного складу (золото-кварц-сульфідний генетичний тип). У межах Центральної тектоно-метасоматичної зони золоторудні концентрації супроводжують уранове зруденіння. З ним же пов'язані і високі концентрації срібла. Таким чином, існують перспективи виявлення в даній зоні комплексних золото-срібло-уранових рудних покладів промислового значення.

Приуроченість більшості знахідок діамантів і ореолів їх мінералів-супутників до східної пограничної смуги Подільської СФЗ створює певні передумови для визначення цієї частини Брусилівської шовної зони як перспективної на виявлення корінних джерел діамантів. Аргументом на користь цього є незначний ступінь механічного зносу піропів і підвищена кількість їх жовто-оранжевих різновидів, які за загальноприйнятою пошуковою практикою можуть свідчити про наближеність до корінних алмазозносних джерел.

У межах Подільської структурно-формаційної зони досить поширена графітова мінералізація в гнейсах дністровсько-бузької серії. Але єдиним перспективним за масштабами і вмістом графіту об'єктом є Зарудинська структура. Проведені дослідження свідчать про можливість оконтурення на її площі рудних покладів промислового значення.

Промислові концентрації ільменіту і циркону в пісках новопетрівської світи приурочені до Придніпровської розсипної зони проявів цих мінералів, яка простягається вздовж північно-східного схилу Українського щита. Висока перспективність частини цієї зони, що входить у межі аркуша "Сквира", на виявлення нових, крім Тарасівського, родовищ ільменіту і циркону базується на наявності кількох значних за ресурсами проявів і десятків пунктів мінералізації з промисловим вмістом даних мінералів. Найбільш вірогідними для виявлення ділянок промислового значення є Золотухінський, Голуб'ятинський і Григорівський розсипи ільменіту та циркону.

Перспективи району на рідкісноземельні елементи пов'язані з елювіально-делювіальними розсипами монациту в верхів'ї долини р. Рось та її притоків і з елювіально-делювіально-алювіальними розсипами монациту в верхів'ї долини р. Роставиця. Ділянки значних за ресурсами рудних концентрацій приурочені до площі розповсюдження гранітоїдів бердичівського комплексу, які є джерелом надходження монациту в усі типи розсипів.

Район має перспективи в плані виявлення значних родовищ високоякісних первинних каолінів у корі вивітрювання кристалічних порід. Насамперед це стосується площі розвитку гранітоїдів бердичівського комплексу на заході території, яка прилягає до відомого Глухівецько-Турбівського каолінового району. Найбільш перспективними є ділянки поєднання різнонаправлених тектонічних зон, в межах яких концентруються тіла лейкократових гранітоїдів.

Широке розповсюдження на площі розвитку гранітоїдів бердичівського комплексу процесів пеліканізації їх кори вивітрювання визначає тут високу перспективність на виявлення значних родовищ пеліканітів. В першу чергу це стосується ділянок із максимальними відмітками гіпсометрії поверхні кори вивітрювання.

Породи кристалічного фундаменту, які виходять на поверхню в долинах основних водотоків району, є перспективною базою для видобутку побутового каменю і щебеню. Необмеженою є сировинна база району для виготовлення цегельно-черепичних виробів із суглинків і глин четвертинного віку.

Водопостачання відбувається в основному за рахунок тріщинних вод, які видобуваються із зон тріщинуватості тектонічного походження. Тектонічна будова території дозволяє оптимістично оцінювати перспективи забезпечення побутових і господарських потреб прісною водою хорошої якості. У районі існують також перспективи відкриття джерел видобування радонових бальнеологічних вод.

11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

Територія геологознімальних досліджень належить до району робіт інтенсивної сільськогосподарської діяльності, де досить широко застосовуються мінеральні добрива, комплексні засоби захисту рослин, меліорація земель, а також локальна розробка надр.

У районних центрах зосереджені підприємства з переробки сільськогосподарської продукції та виробництва місцевих будівельних матеріалів з облаштуванням полігонів побутових відходів і відстійників ставків цукрових, спиртових заводів та тваринницьких ферм. Усі ці фактори тією чи іншою мірою обумовлюють еколого-геологічну обстановку на території аркуша „Сквира” (рис. 11.1).

Систематичне вивчення екологічного стану геологічного середовища території до 1991 р. практично не виконувалося. Найбільш вивченим є стан забруднення підземних вод.

Оцінка забруднення підземних вод

Перші узагальнені висновки про хімічний склад підземних і поверхневих вод були отримані в 1961 р., після виконання геологічної зйомки масштабу 1:200000 аркуша М-35-XXIV (Сквира). За даними повних хімічних та спектральних аналізів сухого залишку підземних і поверхневих вод, було зафіксовано спорадичне забруднення першого від поверхні водоносного горизонту в четвертинних відкладах нітратними сполуками в 20-ти населених пунктах.

Вміст нітратів в окремих колодязях досягав $100-833 \text{ мг/дм}^3$ (тобто 2-18 ГДК). Забруднення підземних вод обумовлене побутовими відходами приватних господарств на ділянках, де літологічний склад порід зони аерації сприяв швидкому проникненню забруднень на глибину. Відповідно, в підземних водах спостерігався підвищений вміст амоній- та нітрит-іонів. Решта макрокомпонентів у підземних водах відповідає нормам ДСТУ „Вода питна”. Забруднення ґрунтів токсичними компонентами не вивчалось.

У період 1972-80 рр. Правобережною геологічною експедицією виконувалися пошуково-розвідувальні роботи на підземні води для централізованого водопостачання міст Сквира, Ружин, смт Погребище, Володарка і Попільня. Дослідження якості підземних і поверхневих вод виконувались на окремих ділянках долин річок у межах міст та їх околиць. За даними визначення макро- та мікрокомпонентного складу, підземні води розвіданих родовищ відповідають нормам ДСТУ „Вода питна”, за винятком вмісту заліза – $0,6-1,5 \text{ мг/дм}^3$, тобто 2-5 ГДК.

Слід відзначити, що за період 1961-90 рр. у межах території знімальних робіт Правобережною ГЕ та іншими спеціалізованими організаціями було споруджено кілька сотень гідрогеологічних свердловин для

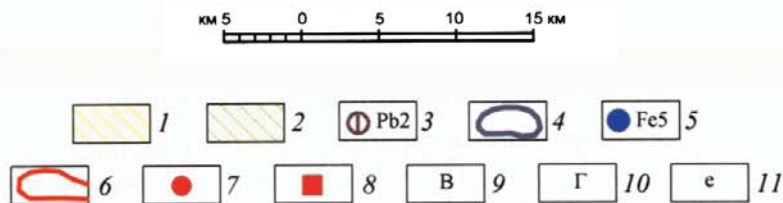
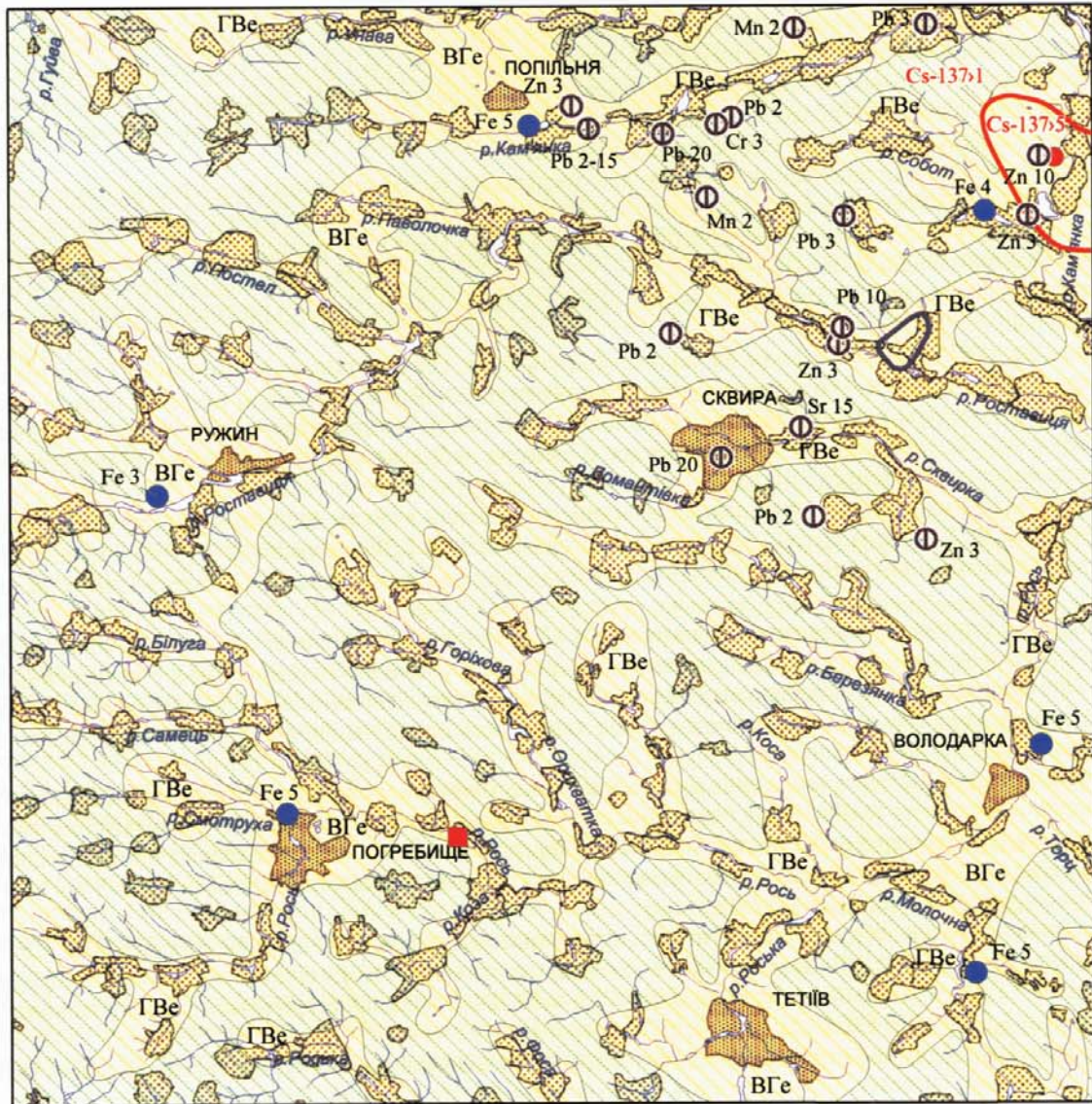


Рис. 11.1 - Схема еколого-геологічної обстановки на території аркуша М-35-XXIV (Сквира)

Рівні екологічного стану геологічного середовища:

1 - помірно напружений рівень (помірно небезпечний рівень забруднення); 2 - задовільний рівень (припустимий рівень забруднення)

Види забруднення компонентів геологічного середовища:

3 - техногенні точкові геохімічні аномалії (хімічний елемент і його рівень перевищення ГДК); 4 - локальне забруднення підземних вод нітратами; 5 - водозабори підземних вод з ознаками забруднення (компонент-забруднювач і його рівень перевищення ГДК); 6 - зона техногенного радіоактивного забруднення Cs-137 (щільність в Ки/кв.км.); 7 - точкова радіоактивна аномалія Cs-137 техногенного походження (щільність в Ки/кв.км.); 8 - радіоактивна аномалія природного походження

Псевдоформули екологічної оцінки стану геологічного середовища (ВГе, ГВе):

9 - індекс помірно небезпечного рівня забруднення підземних вод; 10 - індекс помірно небезпечного рівня забруднення ґрунтів; 11 - індекс помірного і незначного ступеня ураженості небезпечними геологічними процесами

водопостачання сільськогосподарських і промислових об'єктів. Свердловини споруджувалися на основні водоносних горизонтів на глибину 40-100 м, води яких характеризуються сталим у часі хімічним складом, що відповідає вимогам ДСТУ „Вода питна”, за винятком вмісту заліза і фтору. Як правило, якість підземних вод визначалася в місцевих лабораторіях санепідемстанції за результатами скороченого хімічного аналізу та окремих органолептичних показників. Дані хімічних аналізів підземних вод досить суперечливі, проте свідчать про відсутність забруднення токсичними сполуками.

Згідно з результатами попередніх комплексних досліджень якості підземних вод однозначно встановлено, що їх забруднення спостерігається в першому від поверхні водоносному горизонті четвертинних відкладів. Через це в процесі геологознімальних робіт відбиралися проби води з побутових колодязів у населених пунктах з урахуванням ландшафтно-геохімічних умов території. Відбір гідрохімічних проб виконувався в кожному населеному пункті (по 1-2 пробі). В процесі робіт відібрано 166 проб води на повний хімічний і спектральний аналізи.

Станом на 1961 р. підземні води на території листа були вивчені повними хімічними і спектральними аналізами в 420 колодязях, 166 джерелах та 91 свердловині. За хімічним складом підземні води гідрокарбонатні кальцієво-магнієві з сухим залишком в межах 350-670 мг/дм³ і відповідають вимогам ДСТУ „Вода питна”, за винятком 20 колодязів, де спостерігається обмежене побутове нітратне забруднення першого від поверхні водоносного горизонту (3-10 ГДК).

Поверхневі води гідрокарбонатні кальцієво-магнієвого складу з сухим залишком до 380 мг/дм³ і відповідають вимогам ДСТУ „Вода питна”, за винятком амоній-іону (2-4 ГДК) та заліза (2-5 ГДК). Мікрокомпонентний склад та бактеріологічний стан підземних і поверхневих вод при знімальних роботах 1961 р. не вивчався.

Багаторічне інтенсивне техногенне навантаження на геологічне середовище території робіт обумовило в межах населених пунктів та їх околиць площинне нітратне забруднення підземних вод у четвертинних відкладах. Про це однозначно свідчать результати 337 хімічних аналізів за період 2000-02 рр. Не виключене нітратне забруднення і на суміжних площах, проте відсутність опробування водопунктів не дозволяє достовірно оцінити ступінь їх забруднення.

Інтенсивність забруднення підземних вод залежить від багатьох природних і техногенних факторів і, в першу чергу, від ступеня захищеності підземних вод та інтенсивності техногенного навантаження на геологічне середовище. Територія робіт за природними умовами відноситься до незахищеної і помірно захищеної. Через це вміст нітратів у підземних водах четвертинних відкладів коливається в межах від 2-3 до 5-10 ГДК, досягаючи на окремих площах 20-40 ГДК.

Як правило, нітратне забруднення ґрунтових вод супроводжується підвищенням мінералізації підземних вод та загальної жорсткості. Величина сухого залишку на ділянках техногенного забруднення коливається від 1,5-2 до 6-7 ГДК, а загальна жорсткість води – 1,5-6,8 ГДК. Також спостерігається підвищена концентрація хлору – від 1,5-2 до 3-5 ГДК.

Лабораторні дослідження підземних вод, які залягають у відкладах неогену, палеогену та в кристалічних породах докембрію, свідчать про відсутність їх техногенного забруднення. Підвищений вміст іонів заліза у воді на діючих централізованих водозаборах у смт. Погребище, Попільня, Володарка, м. Сквирі і Ружин обумовлений природними факторами гідрохімічного формування підземних вод зони активного водообміну.

Узагальнення даних лабораторних досліджень за період 1961-2002 рр. дозволяє оцінити рівень забруднення підземних вод на території робіт як припустимий і помірно небезпечний.

Оцінка забруднення ґрунтів і донних відкладів

Забруднення ґрунтів і донних відкладів вивчалось Правобережною ГЕ лише на території аркушів М-35-84-А,Б,В,Г при виконанні геологічної зйомки масштабу 1:50000 у 1991-96 рр. На решті території геохімічні дослідження ґрунтів практично не проводилися. У межах даної території еколого-геохімічне опробування ґрунтів здійснювалось в площинному варіанті по сітці 0,5 × 0,5 км та окремими профілями в зонах можливого впливу техногенних об'єктів. У ґрунтах визначалися тільки основні токсиканти: свинець, цинк, хром, нікель, молібден, ванадій, марганець і стронцій – вміст яких перевищував рівні ГДК.

Проаналізувавши більш як 2000 проб ґрунтів на напівкількісний спектральний аналіз, а також незначну частину проб ґрунтів на важкі метали методом рухливих форм, можна констатувати фоновий вміст ряду елементів (в мг/кг): свинець – 2,8-3,8; цинк – 7,1-11,7; кобальт – 1,1-1,8; нікель – 3,5-4,5; молібден – 0,16-0,19; хром 5,9-11,6; ванадій – 10,9-11,5; марганець – 71-75; стронцій – 13,8.

Свинець і цинк – хімічні елементи, які відносяться до першого класу небезпеки, мають точкові геохімічні аномалії з вмістом у межах 2-3 ГДК, а південніше м. Сквирі, західніше смт Попільня та на околиці с. Дулицьке в точкових аномаліях вміст свинцю досягає 10-20 ГДК, цинку – 10 ГДК.

Вміст у ґрунтах елементів другого класу небезпеки (хром, нікель, молібден), в основному, не перевищує ГДК, за винятком точкових аномалій у районі с. Почуйки Попільнянського району, де вміст хрому досягає 3 ГДК, та біля Тхорівського спиртозаводу, де вміст молібдену досягає 2 ГДК.

Серед хімічних елементів третього класу небезпеки на території виявлені поодинокі точкові аномалії марганцю і стронцію в межах 1,5-2 ГДК у районі сіл Кошляки, Новоселиця, Золотуха.

Геохімічне опробування ґрунтів по профілю здійснювалося в межах промислових об'єктів, складів мінеральних добрив і отрутохімікатів, молочно-тваринницьких ферм, автомагістралей та залізниць. У результаті проведених робіт виявлено кілька точкових аномалій свинцю (Тхорівський спиртозавод, Пищиківський завод кісткового борошна, Великополовецьке оцтове підприємство) у межах 1,5-3 ГДК, а також молібдену до 1-2 ГДК та цинку і хрому до 3-5 ГДК у районі Шамраївського цукрозаводу, на північній околиці с. Дулицьке та селища Триліси.

Крім площинного і профільного опробування ґрунтів, були виконані експериментальні дослідження донних відкладів по семи поперечних профілях у заплавах природних водотоків і штучних водосховищ. У результаті лабораторних досліджень донних відкладів у районі Шамраївського цукрового заводу була виявлена точкова аномалія марганцю, яка в 6 раз перевищує його фоновий вміст.

Слід відмітити, що сумарний показник забруднення (СПЗ) території робіт, в основному, не перевищує 10, дуже рідко 16-32.

Радіоактивне забруднення

Техногенне радіоактивне забруднення. Район робіт за показниками забруднення радіонуклідами (цезієм-137, стронцієм-90, плутонієм-238) належить до територій, які вважаються відносно "чистими" після аварії на ЧАЕС. Але біля північно-східної рамки аркуша робіт (Сидори – Дрозди – Великополовецьке) відмічається площинна радіоактивна аномалія, де щільність забруднення ґрунтів цезієм-137 більше 1 Ку/км², а на хуторі Андріївка зафіксовані точкові аномалії до 5-6 Ку/км². Загальний радіоактивний фон ґрунтів та донних відкладів становить 15-20 мкр/год.

Природна радіоактивність. На території України основні джерела природної радіоактивності зосереджені в межах Українського щита, Донбасу та Карпат. До них належать торієве та уранове зруденіння в кристалічних породах, уран та радон у підземних водах, радон у ґрунтових водах та в повітрі. Населення районів із підвищеною природною радіоактивністю зазнає опромінення, яке може досягти високого рівня.

На території геологознімальних робіт у відслоненнях відмічаються прожилки пегматоїдних гранітів активністю від 55 мкр/год до 160 мкр/год, рідко – до 350 мкр/год (відсл. №2691). Потужність цих прожилків становить 0,1-0,5 м, протяжність – до 5 м. У районі с. Юнашки в гранітному кар'єрі зафіксовано природну радіоактивну аномалію гамма-активністю від 100 до 1600 мкр/год.

Радіоактивна аномалія має площинний характер (100×200 м) і пов'язана з рожевими лейкократовими гранітами з рівнем радіоактивності до 100 мкр/год, які дуже часто прориваються жилами пегматитів з рівнем радіоактивності 110-1600 мкр/год. Жила потужністю до 2 м простежується в кар'єрі на протязі 60 м. Продукція гранкар'єру використовується в народному господарстві.

Загальний радіоактивний фон підземних вод на території робіт становить 25-30 еман, і тільки в свердловині №751 (Сквира) зафіксовані максимальні значення – 100-125 еман.

Враховуючи вищезазначене, район геологознімальних робіт можна віднести до території, де рівень забруднення ґрунтів та донних відкладів важкими металами оцінюється як припустимий і помірно небезпечний.

Оцінка ураженості території небезпечними геологічними процесами та явищами

При картографуванні показників, що визначають екологічний стан геологічного середовища, необхідно враховувати вплив небезпечних геологічних процесів та явищ, як екзогенних, так і ендегенних.

На дослідженій території відмічаються наступні екзогенні геологічні процеси (ЕГП) – зсуви, опливини, яри та просадочність лесових ґрунтів.

Зсуви (зміщення порід на схилах під впливом гравітації), як правило, дрібні, потужність їх тіл (глибина) не перевищує 4-6 м, ширина становить 10-60 м. Зсуви майже завжди задерновані і завуальовані делювіальними відкладами, в сучасному рельєфі виявляються у вигляді невеликих зсувних ступенів переважно в середній частині високих схилів річкових долин і балок.

Значна кількість зафіксованих зсувів приурочена до правого крутого схилу долини р. Кам'янка в районі сіл Ставище, Кожанка, Триліси, Королівка. Зустрічаються зсуви і в глибоких балках, які прорізають круті схили долини р. Роставиця в районі сіл Голуб'ятин і Строків. Причинами виникнення зсувів є наявність крутих схилів і близьке залягання нижньочетвертинних і неогенових глин, які служать поверхнею ковзання при значному зволоженні ґрунтовими водами.

Опливини являють собою дуже дрібні поверхневі зсуви, які захоплюють масу ґрунту на глибину не більше 1,0 – 1,5 м. Виникають вони здебільшого в піщано-суглинистих ґрунтах при насиченні поверхнього шару водою під час весняного танення снігу. Зустрічаються разом зі звичайними зсувами, а також на незакріплених схилах давніх ярів, в ерозійних стінках штучних розрізів і кар'єрів.

Яри в межах території робіт не мають широкого розповсюдження. Районами їх максимального розвитку можна вважати долину р. Молочна, частково долину р. Роська біля сіл Кашперівка – Скибинці, долину р. Рось між селами Саражинці – Дзюньків і в районі сіл Михайлівка і Фесюри, а також долину р. Роставиця біля с. Ягнятин і між селами Паволоч, Строків, Буки.

Просадочність лесових ґрунтів на території аркуша проявляється в утворенні степових блюдець і мікрозападин. Приурочені дані форми рельєфу переважно до вирівняних, плоских поверхонь надзаплавних терас

річок, а також до столоподібних, слабо стічних вододільних ділянок лесової рівнини. Утворення даних форм рельєфу пов'язане з процесами суфозії і просідання лесових ґрунтів унаслідок перезволоження.

Степові блюдця являють собою замкнуті плоскодонні пониження овальної, рідше округлої форми. Розміри їх різноманітні: від 20-80 м до 150-300 м по довгій вісі, але найчастіше вони становлять 50-100 м. Глибина їх, як правило, невелика і становить 1,5 – 3,0 м. Дно блюдця часто замулене і слабо дренує дощові і талі води, що призводить до їх періодичного заболочення. Іноді в окремих середніх і великих блюдцях зі значною площею водозбору заболоченість стає практично постійною, і вони заростають вологолюбною рослинністю. Такі блюдця не розорюються.

Виходячи з аналізу поширення небезпечних геологічних процесів та явищ на території аркуша М-35-XXIV, можна зробити висновок, що загальний ступінь ураженості небезпечними ЕГП незначний. Небезпечні геологічні процеси та явища мають локальний характер, значна частина їх закінчила свій розвиток. Сумарна ураженість території небезпечними ЕГП не перевищує 3% від загальної площі, відноситься до незначного ступеня (< 3%).

Прояви небезпечних ендегенних процесів оцінюються через сейсмічність території. Згідно з сейсмічним районуванням (ЗСР – 78), територія геологорозвідувальних робіт належить до асейсмічної.

Структурно-неотектонічні особливості території

До природних чинників, що можуть безпосередньо визначати екологічно значимі характеристики геологічного середовища (ГС), слід віднести і структурно-неотектонічні особливості території. Процеси ерозії (яри та промоїни) на території аркуша „Сквира” найбільше виражені на площі, яка збігається з Брусилівською шовною зоною та охоплює стик Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків фундаменту. Шовна зона з заходу обмежена Звіздаль-Заліською зоною розломів, а зі сходу – Брусилівською зоною. Саме до цих зон на півночі території робіт приурочені два блоки з проявами інтенсивної ерозії. Третій такий блок знаходиться в районі поєднання вищезгаданих тектонічних зон із Немирівською зоною розломів. Ще один блок фіксується за межами шовної зони, в південно-східній частині території району.

На даний час структурно-неотектонічний фактор безпосередньо на погіршення екологічного стану геологічного середовища (крім вищезгаданих екзогенних геологічних процесів) не впливає.

Екологічний стан геологічного середовища території робіт

Отже, враховуючи викладене в попередніх розділах, можна дати інтегральну оцінку екологічного стану геологічного середовища через сумарну оцінку екологічного стану (забруднення) окремих компонентів ГС (ґрунтів, донних відкладів, підземних вод) та небезпечних геологічних процесів. За допомогою інформаційної матриці через сумарні оцінки по кожній градації кожного блоку визначаються дві градації екологічного стану геологічного середовища: задовільний та помірно напружений [17].

Враховуючи стан кожного з компонентів ГС на території району, можна констатувати, що задовільний екологічний стан геологічного середовища охоплює 55-65% її площі, помірно напружений – 35-45%. Задовільний екологічний стан визначається припустимим рівнем забруднення ґрунтів, донних відкладів і підземних вод та помірним і незначним ступенем ураженості геологічними процесами. Помірно напружений екологічний стан зумовлений помірно небезпечним рівнем забруднення ґрунтів, донних відкладів і підземних вод та помірним і незначним ступенем ураженості геологічними процесами.

ВИСНОВКИ

Комплект Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 аркуша М-35-XXIV (Сквира) складений згідно з діючою стратиграфічною схемою. При його створенні був максимально використаний фактичний матеріал попередніх досліджень і враховані результати проведених у 1998-2003 роках робіт по геологічному довивченню території аркуша. На цій основі побудовані принципово відмінні від попередніх геологічні карти, які синтезують накопичений фактичний матеріал і сучасні концепції геологічної будови району.

В основу концепції геологічної будови кристалічного фундаменту закладено модель послідовного циклічного тектоно-метаморфічного перетворення структурно-речовинних комплексів Подільської і Росинської структурно-формаційних зон на фоні зниження РТ-параметрів умов формування комплексів. У межах Подільської СФЗ відбувалось формування чарнокітоїдів літинського комплексу (I етап) і плагіогранітоїдів бердичівського комплексу (II етап) за рахунок метаморфічних порід дністровсько-бузької серії. У межах Росинської СФЗ метаморфічні породи володарсько-білоцерківської товщі та росинсько-тікицької серії служили субстратом для діоритів тетіївського комплексу (I етап) і для плагіогранітоїдів звенигородського комплексу (II етап). У ході цих перетворень чарнокітоїди літинського комплексу і діорити тетіївського комплексу були частково реоморфічно змінені, перетворившись у плагіогранітоїди, бердичівського і звенигородського комплексів відповідно. На останньому етапі геологічного розвитку району в докембрії відбулось палінгенно-метасоматичне заміщення плагіогранітоїдів звенигородського комплексу гранітоїдами уманського комплексу.

Поєднання вказаних структурно-речовинних комплексів у смузі стику Подільської і Росинської СФЗ обумовило виділення авторами Брусилівської шовної зони, яка обмежена Звіздаль-Заліською і Брусилівською тектонічними зонами глибинного закладення і охоплює стик відповідних мегаблоків. Глибинними структурами у вивченому районі є також Немирівська, Центральна і Андрушівська тектонічні зони.

У результаті виконаних досліджень авторами уточнені контури палеодепресій з відкладами нижньої крейди та палеодолин з відкладами бучацької серії.

Вивчений район є перспективним на виявлення родовищ урану, золота і срібла в кристалічному фундаменті, первинного каоліну і пеліканіту в корі вивітрювання кристалічних порід, монациту, ільменіту і циркону в осадовому чохлі. Не виключена можливість відкриття в районі корінних джерел діамантів. На дослідженій території існують умови для розвитку сировинної бази будівельної промисловості, особливо щодо виробництва щебеню, бутового каменю і цегельно-черепичних виробів. Високою є перспективність району на виявлення джерел видобутку бальнеологічних радонових вод.

Проблемними для району залишаються питання співвідношення метаморфічних порід тиврівської і березинської товщ та утворень володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії. Необхідні додаткові дослідження для уточнення віку та етапності формування діоритів і плагіогранітоїдів в межах Росинської СФЗ. Потребують довивчення відомі факти поступового взаємопереходу плагіогранітоїдів бердичівського і звенигородського комплексів. Актуальними є дослідження грубозернистих пісків іршанської світи і бучацької серії на предмет їх алмазносності. Потребують вивчення відклади бучацької серії з точки зору можливого вмісту в них бурштину. Необхідним є фаціальний аналіз відкладів новопетрівської світи з метою визначення ділянок, в межах яких існували сприятливі умови для формування ільменіт-цирконових розсипів.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опублікована

1. *Белевцев Р.Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. – К.: Наук. думка, 1985.
2. *Белевцев Я.Н., Коваль В.В. и др.* Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К.: Наук. думка, 1995.
3. *Борисенко С.Т. и др.* Геология россыпных месторождений Украины. – К., 1958.
4. *Бочай Л.В. и др.* Прогнозно-минерагеническая карта циркониенности территории Украины масштаба 1:1000 000. – К.: ГГП Геопрогноз, 1993.
5. *Венедиктов В.И.* Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1978.
6. *Войновский А.С., Бочай Л.В. та ін.* Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000. – К., 2003.
7. Державний баланс запасів корисних копалин України на 01.01.2001 р. – К., 2001.
8. *Дранник А.С., Костенко М.М., Єсипчук К.Ю. та ін.* Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень // Мінеральні ресурси України. – 2003. – № 1.
9. *Єнтін В.А., Шимків Л.М.* Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень Українського щита // Мінеральні ресурси України. 2004. – № 1.
10. *Єсипчук К.Ю. та ін.* Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-ХVIII (Фастів). Пояснювальна записка. – К., 2000.
11. *Зюльце В.В.* К вопросу о стратиграфии докембрийских образований юго-западной части Украинского щита. // Геол. журнал. – 1986. – Т. 46, № 3. – С.10-18.
12. *Кирилюк В.П.* Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Ст.1. Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея // Геол. журнал. – 1982. – Т. 42, № 3.
13. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1982.
14. *Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. и др.* Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). – Л.: Вища шк., 1975.
15. *Лесная И.М., Елисеєва Г.Д., Лукащук А.В.* Истинный возраст цирконов из эндербитов Побужья // Геол. журнал. – 1983. – Т. 43, № 5.
16. *Метаморфизм Украинского щита /* Под ред. И.С.Усенко. – К.: Наук. думка, 1982.
17. *Методичні рекомендації “Еколого-геохімічна оцінка забруднення ґрунтів, донних відкладів, ґрунтових вод (РК-41-00032626-00-314-98)”.* – К.: ДГП „Геоінформ”, 1998.
18. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. – М.: Наука, 1970.
19. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. – М.: Наука, 1978.
20. *Петрографічний кодекс України.* – К., 1999.
21. *Пивовар И.С., Цапенко В.П. и др.* Минерально-сырьевая база строительных материалов Украинской ССР, Житомирская область. – К.: 1989.
22. *Степанюк Л.М. та ін.* Послідовність формування гранітоїдів Побужжя // Геологія і стратиграфія Українського щита. – К., 1988. – С.94-96.
23. *Фомин А.Б.* Геохимия гипербазитов Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1984.
24. *Щербак Н.П.* Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975.
25. *Щербаков И.Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975.
26. *Цапенко В.П., Димитрова А.Г. и др.* Минерально-сырьевая база строительных материалов Украинской ССР. Киевская область. – К., 1989.
27. *Ярошук М.А.* Пироксен-плагіоклазові кристалічні сланці району Володарських магнітних аномалій // Геол. журнал. – 1968. – Т. 28, № 5.
28. *Ярошук М.А.* Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. – К.: Наук. думка, 1983.
29. *Яценко Г.М.* Нижний докембрий центральной части Украинского щита. – Л.: Вища шк., 1980.

Фондова

30. *Бевза Д.Т. и др.* Отчет о результатах поисков подземных вод для водоснабжения г. Сквир, проведенных в 1967-1970 гг. – К.: Геоинформ, 1970.
31. *Бевза Д.Т. и др.* Отчет о результатах поисков и разведки подземных вод для централизованного водоснабжения г. Сквир Киевской области УССР, проведенных Правобережной ГЭ в 1967-1972 гг. – К.: Геоинформ 1972.
32. *Безверхний Г.С. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50 000 листов М-35-83-Б,Г; М-35-84-А,Б; М-35-95-Б,Г. Отчет геологосъемочной партии № 37 Правобережной экспедиции за 1962-1966 гг. – К.: Геоинформ, 1966.
33. *Безверхний Г.С. и др.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-35-71-Г; М-35-72-В; М-35-72-Г. – К.: Геоинформ, 1970.
34. *Безверхний Г.С. и др.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-35-107 А; М-35-107-Б. Отчет геологосъемочной партии № 37 Правобережной геологической экспедиции за 1969-1972 гг. – К.: Геоинформ, 1972.
35. *Беспалая Е.Л.* Отчет Белоцерковской партии № 41 за 1961 г. – К.: Геоинформ, 1961.
36. *Бондаренко В.И. и др.* Отчет о результатах разведочных работ на воду для централизованного водоснабжения г. Тетиев за 1973-1975 гг. – К.: Геоинформ, 1975.
37. *Бондаренко В.М. и др.* Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов М-35-83-А,В; М-35-95-А,В. Житомирская и Винницкая области. – К.: Геоинформ, 1979.
38. *Бондарь И.И. и др.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на титан, проведенных Правобережной геологической экспедицией на территории центральной части Украинского щита (Киевская область). – К.: Геоинформ, 1964.
39. *Бондарь И.И. и др.* Геологический отчет о результатах проверки радиоактивных аномалий, выполненной в 1967 г. (Велико-Лисовецкое проявление). – К.: Геоинформ, 1968.
40. *Бондарь И.И. и др.* Геологический отчет о результатах проверки Макаровской группы радиоактивных аномалий (Макаровского проявления), проведенных Правобережной ГЭ в 1968 г. – К.: Геоинформ, 1968.
41. *Бондарь И.И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных в центральной части Украинского щита за 1966-1968 гг. – К.: Геоинформ, 1969.
42. *Бондарь И.И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных в пределах Медвинского и Строковского участков центральной части Украинского щита (Правобережная геологическая экспедиция, 1968-1970 гг.). – К.: Геоинформ, 1970.
43. *Бондюшев В.В.* Отчет Звенигородской партии № 41 за 1959 г. – К.: Геоинформ, 1959.
44. *Василенко И.И.* Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов масштаба 1:200 000 Житомирской области Украины. Отчет торфоразведочной партии по тит. 731/89 за 1989-1994 гг. – К.: Геоинформ, 1994.
45. *Викзулина Р.Г. и др.* Геолого-экономический обзор и составление карты торфяных ресурсов масштаба 1:200 000 Винницкой обл. УССР. – К.: Геоинформ, 1991.
46. *Виниченко П.В. и др.* Отчет по поисковым работам на Антоновском и Яблунковом участках за 1977-1980 гг. Партия № 49. ПГО "Кировгеология". – К.: Геоинформ, 1980.
47. *Виниченко П.В. и др.* Отчет по поисковым работам в южной части Молчановской площади за 1979-1982 гг. – К.: Геоинформ, 1982 .
48. *Виниченко П.В. и др.* Отчет партии № 49 по прогнозно-геологическим работам масштаба 1: 50 000 на Попельнянско-Погребищенской площади. – К.: Геоинформ, 1984.
49. *Войновская В.А. и др.* Отчет о геологических работах на титан, выполненных Побужской геологической экспедицией в 1959-61 гг. в бассейне рек Соб и Рось. – К.: Геоинформ, 1961.
50. *Германов Б.С.* Результаты геофизических работ по подготовке геофизических основ для геологической съемки масштаба 1:50 000 листов М-35-83-А,В; - 95-А. – К.: Геоинформ, 1976.
51. *Гетманец В.Д. и др.* Геологический отчет по рекогносцировочно-поисковым работам на пегматиты, произведенных в юго-западной части Киевской области и восточных районах Житомирской и Винницкой областей УССР в 1961 г. – К.: Геоинформ, 1962.
52. *Голубев В.А. и др.* Отчет о поисках кольцевых структур и оценке их алмазоносности в центральной части Украинского щита (Уманская поисковая партия Правобережной экспедиции 1976-1979 гг.). – К.: Геоинформ, 1980.
53. *Голубев В.А. и др.* Отчет о детальных поисках алмазов в пределах Белиловской структуры (Уманская поисковая партия, Правобережной экспедиции, 1978-1981 гг.). – К.: Геоинформ, 1981.
54. *Грачев В.Г., Сморгачев Л.А.* Отчет о работах Сквирской геофизической партии за 1963 г. – К.: Геоинформ, 1963.
55. *Гребнев В.К. и др.* Отчет о результатах поисков коренных источников алмазов в Среднем Побужье, проведенных Белоцерковской ГРП в 1975-1977 гг. – К.: Геоинформ, 1977.

56. Грицков Я.М. и др. Отчет о результатах геологопоисковых работ по Володарской геологопоисковой партии на железные руды за 1959-1961 гг. (Володарский район Киевской области). – К.: Геоинформ, 1961.
57. Гурин П.И. и др. Отчет по прогнозным подготовительным и поисковым работам в Сквирско-Тетиевском районе за 1973-1978 гг. – К.: Геоинформ, 1978.
58. Дадей Н.Г. и др. Отчет о результатах геологопоисковых работ на глинистое сырье для керамзита и других целей на малопродуктивных и непахотных землях в пределах Киевской, Житомирской, Винницкой, Черниговской областей. – К.: Геоинформ, 1977.
59. Деркач С.С. и др. Звіт про проведення геологічного довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXII (Бердичів) за 1992-2000 рр. “Геологічна будова та корисні копалини водорозділу річок Тетерів і Південний Буг”. – К.: Геоінформ, 2000.
60. Довгань Р.М. и др. Металлогеническая карта западной, юго-западной и северо-восточной части Украинского щита. Отчет по теме: “Составление металлогенической и прогнозной карт масштаба 1:200 000 по юго-западной, западной и северо-западной частям Украинского щита за 1974-1977 гг.” – К.: Геоинформ, 1977.
61. Довгань Р.Н. и др. Отчет о глубинном геологическом картировании в пределах южной части Кочеровской зоны (листы М-35-71-Б,Г) за 1982-1985 гг. – К.: Геоинформ, 1985.
62. Довгий М.Г. и др. Отчет о результатах предварительной разведки Макаровского бурогоугольного месторождения, проведенного Правобережной экспедицией в 1966 г. (Попельнянский р-н Житомирской обл. УССР). – К.: Геоинформ, 1966.
63. Довгий М.Г. и др. Отчет о результатах геологопоисковых работ на бурый уголь, проведенных Правобережной экспедицией в пределах северо-западной части Днепробасса в 1963-1966 гг. – К.: Геоинформ, 1966.
64. Довгий М.Г. и др. Отчет о результатах геологопоисковых работ на бурый уголь, проведенных Правобережной экспедицией в восточной части Житомирской области в 1966-1968 гг. – К.: Геоинформ, 1968.
65. Дубовецкий О.Т., Сморгачев Л.А. Отчет о комплексных геофизических исследованиях, выполненных в 1964 г. Попельнянской партией № 19/64 на площади листов М-35-95-А и М-35-83-Б. – К.: Геоинформ, 1964.
66. Жовинский Э.Я. и др. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:200 000. Лист М-35-XXIV (Сквира). Отчет геологосъемочной партии №2 Правобережной экспедиции по работам 1959-1961гг. – К.: Геоинформ, 1961.
67. Забияка Л.И. и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000 листов М-35-59-В; М-35 71-А,В. Отчет геологосъемочной партии №39 Правобережной ГЭ за 1968-1972 гг. – К.: Геоинформ, 1972.
68. Забияка Л.И. и др. Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических исследований по глубинному геологическому картированию листа М-35-XXII (Бердичев) масштаба 1:200 000. – К.: Геоинформ, 1974.
69. Забияка Л.И. и др. Отчет по теме: “Составление прогнозно-металлогенической карты м-ба 1:200 000 кристаллического основания Центральной части УЩ”. – К.: Геоинформ, 1989.
70. Калинин В.В. и др. Отчет Коростышевской ПСЭ-49 по прогнозно-геологическим работам на уран, благородные, редкие металлы и строительные материалы масштабов 1:200 000 и 1:50 000, проведенных на Новоград-Сквирской, Новоград-Волынской и Коростышевской площадях. Отчет по геол. заданию 49-34 за 1989-1992 гг. – К.: Геоинформ, 1992.
71. Кирилюк В.П. и др. Отчет по теме “Литологоформационное изучение глубокометаморфизованных гранитизированных пород западной части УЩ”. – К.: Геоинформ, 1979.
72. Кострыкин Т.С. и др. Отчет о результатах поисков и детальной разведки подземных вод для водоснабжения пгт Попельня Житомирской области за 1976-1977 гг. – К.: Геоинформ, 1975.
73. Кулик С.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Раставица и Каменка. Результаты геологической съемки (листы М-35-84, Б, Г) и геологического доизучения (листы М-35-84-А,В) масштаба 1:50 000 (Сквирский район). Отчет геологосъемочного отряда №30 за 1991-1996 гг. – К.: Геоинформ, 1996.
74. Лавров Д.А. и др. Отчет о результатах поисков алмазов в пределах Правобережной Украины за 1967-1972 гг. – К.: Геоинформ, 1972.
75. Липкина-Кучинская Н.Е. и др. Отчет о результатах комплексных геолого-геофизических исследований по глубинному геологическому картированию листа М-36-ХІХ (Белая Церковь) масштаба 1:200 000. (Отчет ГСП-6 за 1973-1976 гг.) – К.: Геоинформ, 1976.
76. Лысак А.М. и др. Отчет по результатам работ “Формационное изучение ультраметаморфических образований докембрия в бассейне рр. Ю. Буг, Тетерев за 1975-1976 гг.” – К.: Геоинформ, 1976.
77. Маслов А.А. и др. Анализ состояния минерально-сырьевой базы промышленности строительных материалов Винницкой области на 01.01.1993 г. Отчет по тематической работе за 1992-1994 гг. – К.: Геоинформ, 1994.

78. *Мельничук Э.В. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 листов М-35-96-А,Б,В,Г геологосъемочной партии № 37 Правобережной геологической экспедиции по работам 1960-1962 гг. – К.: Геоинформ, 1962.
79. *Мельничук и др.* Результаты поисков коренных источников алмазов в центральной и западной части Украинского щита. (Отчет по работам Правобережной ГРЭ за 1983-1988 гг.). – К.: Геоинформ, 1988.
80. *Муштенко И.Ф. и др.* Драгоценные и цветные камни УССР (Геологический отчет о результатах ревизионно-поисковых работ, проведенных Правобережной ГРЭ в 1961-1962 гг.). – К.: Геоинформ, 1962.
81. *Муштенко И.Ф. и др.* Отчет о детальной разведке Сквирского месторождения керамзитовых глин в Киевской области УССР, проведенной Правобережной экспедицией в 1970-1971 гг. – К.: Геоинформ, 1971.
82. *Муштенко И.Ф. и др.* Отчет о результатах геологопоисковых работ на первичные каолины в центральной части Украинского щита (южная часть Киевской и Житомирской, северо-восточная часть Винницкой областей), проведенных Правобережной экспедицией в 1971-1973 гг. – К.: Геоинформ, 1973.
83. *Павлюк В.М. и др.* Отчет о результатах геологической съёмки масштаба 1:50 000 территории листов М-35-130-А,Б,В,Г. Винницкая область. Отчет геологосъемочной партии № 37 за 1980-1984 гг. – К.: Геоинформ, 1984.
84. *Падалка И.А. и др.* Угольные месторождения и углепроявления центральной части Днепровского бурогоугольного бассейна. – К.: Геоинформ, 1960.
85. *Паталаха М.Е. и др.* Отчет экспедиции № 49 по прогнозно-геологическим работам масштаба 1:50 000 на Антоновской площади за 1993-1997 гг. (задание 49-51). – К.: Геоинформ, 1997.
86. *Паталаха М.Е. др.* Поиски масштаба 1:50 000 месторождений урана и золота на Забелочьевском и Виленском участках Кочеровской площади. Оценка комплексного проявления “Сидоры”. 1991-2003 гг. (задание 49). – К.: Геоинформ, 2003.
87. *Пилипенко А.А. и др.* Отчет о предварительной разведке Макаровского месторождения бурого угля 1980-1981 гг. (Попельнянский, Ружинский и Андрушевский р-ны Житомирской обл. УССР). – К.: Геоинформ, 1981.
88. *Семченко В.Я. и др.* Отчет по поискам источников централизованного водоснабжения пгт Ружин за 1977-1978 гг. – К.: Геоинформ, 1978.
89. *Скаржинская Т.А. и др.* Отчёт по теме: “Стратиграфия, петрография и условия образования гнейсов Правобережной части Украинского щита (район бассейна рек Роси, Роськи и Раставицы)”. – К.: Геоинформ, 1974.
90. *Слынько П.И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на никель, проведенных Правобережной экспедицией в 1961-1965 гг. в пределах Украинского щита, в бассейнах рек Тетерев, Ирпень, Рось. – К.: Геоинформ, 1965.
91. *Сляднев В.А. и др.* Отчет о результатах предварительной и детальной разведки подземных вод для водоснабжения пгт Погребище за 1975-1977 гг. – К.: Геоинформ, 1977.
92. *Стародубцев В.И. и др.* Отчет о поисках и детальной разведке подземных вод для водоснабжения пгт. Володарка за 1972-1974 гг. – К.: Геоинформ, 1974.
93. *Сухарева Л.М. и др.* Отчет о геологопоисковых работах на бурый уголь, огнеупорные глины и каолины в Киевской, Винницкой и Житомирской областях УССР, проведенных Правобережной экспедицией в 1961-1962 гг. – К.: Геоинформ, 1963.
94. *Сухарева Л.М. и др.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Правобережной экспедицией на Писчиковском месторождении вторичных каолинов в Киевской области УССР в 1961-1962 и 1964 гг. – К.: Геоинформ, 1966.
95. *Тесленко А.В.* Отчет о работах аэромагнитной партии в пределах северо-западной части УЩ за 1958 г. – К.: Геоинформ, 1958.
96. *Федорук А.С.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 центральной и северо-восточной части УЩ. – К.: Геоинформ, 1986.
97. *Шаган Л.П.* Результаты комплексных геофизических исследований района верховья р. Рось в пределах площади листа М-36-95-В. – К.: Геоинформ, 1969.
98. *Шепель И.В. и др.* Поиски пеликанита для производства новых видов вяжущих материалов в центральной части Украинского щита (Винницкая, Житомирская и Киевская области). Отчет поисково-разведочной партии за 1985-1988 гг. – К.: Геоинформ, 1988.
99. *Шепель И.В. и др.* Пошуки та пошуково-оціночні роботи на каоліни для кераміки в радіусі 60 км від м. Біла Церква (Київська і Житомирська області). Звіт за 1991-1996 рр. – К.: Геоінформ, 1996.
100. *Шоцкий И.И. и др.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории листов М-35-108 А,Б. Отчет геологосъемочной партии №39 Правобережной геологической экспедиции за 1961-1962 гг. – К.: Геоинформ, 1962.

101. *Шуныко В.И. и др.* Комплексная геологическая карта листа М-36-ХIV (Белая Церковь). Отчет геологосъемочной партии № 6 Правобережной экспедиции по работам 1959-1961 гг. – К.: Геоинформ, 1961.
102. *Шуныко В.И. и др.* Материалы к Государственной геологической карте СССР. Комплексная геологическая карта листа М-35-ХVIII (Фастов). Отчет ГСП-6 Правобережной экспедиции по работам 1960-1962 гг. – К.: Геоинформ, 1962.
103. *Шуныко В.И. и др.* Геологическая карта масштаба 1:50 000 листов М-36-73 А,Б,В,Г. Отчет геологосъемочной партии № 6 Правобережной экспедиции по работам 1967-1970 гг. – К.: Геоинформ, 1970.
104. *Эльберт А.И.* Отчет о результатах комплексных геофизических исследований на территории листов М-35-88-Г, М-35-95-Б,Г, выполненных Погребищенской геофизической партией в 1962 г. – К.: Геоинформ, 1962.

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

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
ГОРЮЧІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Тверді горючі копалини				
Буре вугілля				
I-1-5	Ярешківський прояв, с. Ярешки Андрушівського р-ну Житомирської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 32,4-37,2 %	Осадочний	Бондаренко В. М. [37]
I-2-14	Макарівське родовище, сс. Макарівна, Василівка Попільнянського р-ну, с. Бистрійка Ружинського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється. У піщано-глинистих породах бучацького віку зольність вугілля – 27,8 %	— " —	Жовінський Е. В. [66] Довгий М. Г. [62; 64] Сухарєва Л. М. [93] Пилипенко О. О. [87]
II-2-50	Трубіївський прояв, с. Трубіївка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 40,6 %	— " —	Безверхній Г. С. [32]
II-2-52	Мовчанівський прояв, с. Мовчанівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У породах бучацького віку вугілля глинисте	— " —	Довгий Г. М. [62]
II-2-53	Березянський прояв, с. Березянка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 32,7-39,0 %	— " —	Безверхній Г. С. [32] Довгий М. Г. [63]
III-2-96	Рогачівський прояв, с. Рогачі Ружинського р-ну Житомирської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 19,0-28,0 %	— " —	Безверхній Г. С. [32] Войновська В. А. [49]
III-2-98	Новофастівський прояв, с. Новофастів Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 39,8 %	— " —	Безверхній Г. С. [31]
III-2-100	Соколівський прояв, с. Соколівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 22,0-30,0 %	— " —	Безверхній Г. С. [32] Войновська В. А. [49]
III-2-101	Бурківський прояв, с. Бурківці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У породах бучацького віку вугілля глинисте	— " —	— " —
III-2-104	Круподеринецький прояв, с. Круподеринці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	Сухарєва Л. М. [93] Войновська В. А. [49]
III-4-122	Рогізнянський прояв, с. Рогізна Сквирського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	Гурін П. І. [57] Паталаха М. С. [85]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-4-127	Тарганський прояв, с. Тарган Володарського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку вугілля глинисте	Осадочний	Мельничук Е. В. [78]
IV-3-149	Родовище Тетіївське-I, західна околиця м. Тетіїв Київської обл.	Не розробляється. У породах бучацького віку зольність вугілля – 29,0 %	— " —	Падалка І. А. [84] Сухарева Л. М. [93] Довгий М. Г. [63]
IV-3-150	Родовище Тетіївське-II, східна околиця м. Тетіїв Київської обл.	Не розробляється. У породах бучацького віку зольність вугілля – 22,9 %	— " —	— " —
IV-3-151	Закриничненський прояв, с. Закриничне Тетіївського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку вугілля глинисте	— " —	Мельничук Е. В. [72]
IV-4-152	Городище-Косівський прояв, с. Городище-Косівське Володарського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	Мельничук Е. В. [72] Сухарева А. М. [87]
IV-4-153	Матвіївський прояв, с. Матвіїха Володарського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 17,6-40,4 %	— " —	Мельничук Е. В. [78] Довгий М. Г. [63]
IV-4-155	Зрайківський прояв, с. Зрайки Володарського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 30,0-44,0 %	— " —	Мельничук Е. В. [78] Сухарева Л. М. [93] Зюльцле В. В., 2003
IV-4-157	Григорівський прояв, с. Григорівка Тетіївського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку вугілля глинисте	— " —	Мельничук Е. В. [78]
IV-4-158	Лобачівський прояв, с. Лобачів Володарського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 38,0-41,0 %	— " —	— " —
IV-4-159	Черепинський прояв, с. Черепин Тетіївського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку вугілля глинисте	— " —	— " —
IV-4-161	Стрижавський прояв, с. Стрижавка Ставищенського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
IV-4-163	Софіпільський прояв, с. Софіпіль Тетіївського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – 13,0-47,0 %	— " —	— " —
IV-4-164	П'ятигірський прояв, с. П'ятигори Тетіївського р-ну Київської обл.	У породах бучацького віку зольність вугілля – більше 40,0 %	— " —	— " —
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Чорні метали				
Залізо				
III-4-120	Північно-Березнянське родовище, с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	Не розробляється. В рудних тілах залізо-кремністих порід середній вміст розчинного заліза – 34,8 %	Метаморфогенний	Грищков Я. М. [56]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-4-121	Південно-Березнянський прояв, с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	У двох рудних тілах залізисто-кременистих порід середній вміст розчинного заліза – 32,27 %	Метаморфогенний	Грицков Я. М. [56]
III-4-125	Володарське родовище, смт Володарка Київської обл.	Не розробляється. У межах трьох пачок із рудними тілами залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – 22,42-35,0 %, 46,2-63,11 % і 18,0-33,0 %	— " —	— " —
III-4-126	Матвійхівсько-Надросівський прояв, с. Надросівка Володарського р-ну Київської обл.	У рудному тілі залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – 30,32-40,63 %	— " —	— " —
Кольорові метали				
Мідь				
III-1-89	Ширмівський прояв, с. Ширмівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В окварцованих і сульфідизованих піроксенових кристалосланцях вміст міді – 1 %, срібла – 8 г/т	Срібло-поліметалічний	Бондаренко В. М. [37]
Титан				
I-2-11	Великолісовецький прояв, с. Великі Лісівці Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках бучацького віку вміст умовного ільменіту – 5,6 кг/м ³	Розсипний прибережно-морський	Зюльцле В. В., 2003
I-2-13	Андрушківський прояв, с. Андрушки Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках полтавського віку вміст колективного концентрату – 23,0 кг/м ³	Розсипний	Безверхній Г. С. [32]
I-3-19	Дунайківський прояв, с. Дунайка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках полтавського віку вміст колективного концентрату – 37,6 кг/м ³	— " —	— " —
I-4-29	Триліський прояв, с. Триліси Фастівського р-ну Київської обл.	У пісках обухівського віку вміст колективного концентрату – 40,0 кг/м ³	— " —	Кулик С. М. [73]
I-4-30	Кожанський прояв, с. Кожанка Фастівського р-ну Київської обл.	У пісках обухівського віку вміст колективного концентрату – 47,2 кг/м ³	— " —	— " —
I-4-32	Малополовецький прояв, с. Малополовецьке Фастівського р-ну Київської обл.	У пісках обухівського віку вміст колективного концентрату – 41,2 кг/м ³	— " —	— " —
I-4-35	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання амфіболових кристалосланців вміст ільменіту – до 193,6 кг/м ³	Залишковий	— " —
II-3-65	Кривошійський прояв, с. Кривошійці Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках обухівського віку вміст колективного концентрату – 62,8 кг/м ³	Розсипний	— " —
II-4-72	Пищиківський прояв, с. Пищики Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках обухівського віку вміст колективного концентрату – 47,2 кг/м ³	— " —	— " —
II-4-73	Безпечнівський прояв, с. Безпечна Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках полтавського віку вміст колективного концентрату – 51,6 кг/м ³	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
II-4-79	Малосквирківський прояв, с. Мала Сквирка Білоцерківського р-ну Київської обл.	У пісках неогенового віку вміст колективного концентрату – 38,2 кг/м ³	Розсипний прибережно-морський	Кулик С. М. [73]
III-1-85	Немиринський прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	У корі вивітрювання метагброноритів вміст ільменіту – 21 кг/т	Залишковий	Бондаренко В. М. [37]
III-2-99	Морозівський прояв, с. Морозівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У пісках новопетрівської світи вміст умовного ільменіту – 31,1 кг/м ³	Розсипний прибережно-морський	Безверхній Г. С. [32]
III-3-109	Горобіївський прояв, с. Горобіївка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках неогенового віку вміст колективного концентрату – 47,5 кг/м ³	— " —	Мельничук Е. В. [78]
Кольорові та рідкісні метали				
Титан, цирконій				
I-2-9	Сокільчанський прояв, с. Сокільча Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст умовного ільменіту – 27,1 кг/м ³ , циркону – 5,4 кг/м ³	Розсипний	Безверхній Г. С. [32]
I-2-12	Андрушківський прояв, с. Андрушки Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст колективного концентрату – 30,4 кг/м ³ , циркону – 4,4 кг/м ³	— " —	— " —
I-3-18	Почуйківський прояв, с. Почуйки Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках полтавського віку вміст умовного ільменіту – 37,2 кг/м ³ , циркону – 4,6 кг/м ³	— " —	Бондар І. І. [42]
I-3-22	Рогізнянський прояв (I), с. Рогізна Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках полтавського віку вміст умовного ільменіту – 50,0 кг/м ³ , циркону – 6,8 кг/м ³	— " —	— " —
I-3-23	Рогізнянський прояв (II), с. Рогізна Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках полтавського віку вміст умовного ільменіту – 28,6 кг/м ³ , циркону – 5,6 кг/м ³	— " —	— " —
I-4-37	Великополовецький прояв (II), с. Великополовецьке Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках полтавського віку вміст колективного концентрату – 71,1 кг/м ³ , циркону – 17,8 кг/м ³	— " —	Кулик С. М. [73]
I-4-40	Маломихайлівський прояв, с. Мала Михайлівка Фастівського р-ну Київської обл.	У пісках полтавського віку вміст колективного концентрату – 16,0 кг/м ³ , циркону – 5,6 кг/м ³	— " —	— " —
II-1-41	Вчорайшенський прояв, с. Вчорайше Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пісках полтавського віку вміст умовного ільменіту – 42,9 кг/м ³ , циркону – 4,3 кг/м ³	— " —	Войновська В. А. [49]
II-3-60	Цапіївський прояв (II), с. Цапіївка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст умовного ільменіту – 30,3 кг/м ³ , циркону – 5,0 кг/м ³	— " —	Безверхній Г. С. [32]
II-4-70	Рудівський прояв (II), с. Руда Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст колективного концентрату – 42,7 кг/м ³ , вміст циркону – 0,8 кг/м ³	— " —	— " —
II-4-78	Пустоварівський прояв (II), с. Пустоварівка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст колективного концентрату – 23,8 кг/м ³ , циркону – 4,3 кг/м ³	— " —	Войновська В. А. [49]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-3-113	Рудосільський прояв, с. Руде Село Володарського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст колективного концентрату – 47,4 кг/м ³ , циркону – 7,3 кг/м ³	Розсипний	Мельничук Е. В. [78]
III-4-116	Тарасівське родовище (Щербаківська ділянка), с. Щербаки Білоцерківського р-ну Київської обл.	Не розробляється. У пісках новопетрівської світи середній вміст колективного концентрату – 44,1 кг/м ³	— " —	Мельничук Е. В. [78] Бондар І. І. [42]
IV-4-160	Григорівський прояв, с. Григорівка Тетіївського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст колективного концентрату – 63,6 кг/м ³ , циркону – 15,2 кг/м ³	— " —	Мельничук Е. В. [78]
IV-4-162	Софіопільський прояв, с. Софіопіль Тетіївського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст колективного концентрату – 25,0 кг/м ³ , циркону – 4,2 кг/м ³	— " —	— " —
Рідкісні метали				
Цирконій				
I-3-20	Яхнівський прояв, с. Яхни Фастівського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 4,9 кг/м ³	Розсипний	Безверхній Г. С. [32] Бондар І. І. [42] Кулик С. М. [73]
I-3-21	Північно-Голуб'ятинський прояв, с. Голуб'ятин Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 2,7 кг/м ³	— " —	— " —
I-3-25	Південно-Голуб'ятинський прояв, с. Голуб'ятин Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 5,8 кг/м ³	— " —	Кулик С. М. [73]
II-2-51	Кривошійський прояв, с. Кривошійці Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 4,9 кг/м ³	— " —	Безверхній Г. С. [32]
II-3-56	Чубинецький прояв, с. Чубинці Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 6,3 кг/м ³	— " —	— " —
II-3-59	Золотухінський прояв, с. Золотуха Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 2,4 кг/м ³	— " —	Безверхній Г. С. [32] Кулик С. М. [73]
III-3-111	Мовчанівський прояв, с. Мовчанівка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 4,6 кг/м ³	— " —	— " —
III-4-115	Веснянківський прояв, с. Веснянка Володарського р-ну Київської обл.	У пісках бучацької світи вміст циркону – 16,0 кг/м ³	— " —	Зюльцле В. В., 2003
IV-3-147	Скибинецький прояв, с. Скибинці Тетіївського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи вміст циркону – 5,0 кг/м ³	— " —	Мельничук Е. В. [78]
Вісмут				
III-4-124	Володарський прояв, смт Володарка Київської обл.	В окварцованих біотитових мігматитах вміст вісмуту до 0,3 %	Гідротермально-метасоматичний	Грицков Я. М. [56]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
Благородні метали				
Золото				
I-3-17	Ставищенський прояв, с. Ставище Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У каоліновій корі вивітрювання вміст золота – 1 знак	Залишковий	Кулик С. М. [73]
II-1-47	Голубівський прояв, с. Голубівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пісках неогенового віку вміст золота – 2 знаки	Розсипний	Бондаренко В. М. [37]
III-1-90	Ширмівський прояв, с. Ширмівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В каоліновій корі вивітрювання вміст золота – 1 знак	— " —	— " —
Рідкісноземельні метали				
II-1-45	Вільнопільський прояв, с. Вільнопілля Ружинського р-ну Житомирської обл.	У корі вивітрювання гранат-біотитових плагіогранітоїдів вміст монациту – 5,38 кг/т	Залишковий	Бондаренко В. М. [37]
II-3-67	Сквирський прояв, м. Сквиря Київської обл.	У корі вивітрювання біотитових гранітоїдів вміст ксенотиму – 50 г/т	— " —	Кулик С. М. [73]
IV-1-130	Васильковецький прояв, с. Васильківці Погребищенського району Вінницької обл.	У корі вивітрювання біотитових гранітоїдів вміст ксенотиму – 100 г/м ³	— " —	Мельничук Е. В. [78]
Радіоактивні метали				
Уран				
I-2-16	Макарівський прояв, сс. Макарівка, Бистрійка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У глинистих відкладах бучацького віку вміст урану – 0,008-0,016 %, торію – 0,001-0,002 %	Осадово-інфільтраційний	Сухарева Л. М. [94] Безверхній Г. С. [32] Довгий М. Г. [62] Бондар І. І. [40] Пилипенко О. О. [87]
I-4-34	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання тектонізованих, гематитизованих, окварцованих, альбітизованих гранітоїдів із ксенолітами основних і ультраосновних порід вміст урану – до 0,05 %, золота – до 10 г/т, срібла – до 190 г/т	Залишковий	Кулик С. М. [73]
II-3-58	Таборівський прояв, с. Таборів Сквирського р-ну Київської обл.	В апліто-пегматоїдних гранітах вміст урану – 0,916 %	Калій-кремнієво-урановий	Жовінський Е. Я. [66]
II-3-69	Домантівський прояв, м. Сквиря Київської обл.	В апліто-пегматоїдних гранітах на контакті з останцями амфіболітів вміст урану – 0,006-0,018 %, торію – до 0,009 %	— " —	Бевза Д. Т. [30]
II-4-74	Фурсівський прояв (II), с. Фурси Білоцерківського р-ну Київської обл.	У гранітоїдах з жилами пегматитів вміст урану – 0,014-0,038 %, торію – 0,008-0,017 %	— " —	Бондаренко В. М. [36]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-4-119	Північно-Березнянське родовище, с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	Не розробляється. У зонах тектонізації гранітоїдів вміст урану – до 1,079 %	Урановий гідротермальний у зонах дроблення	Белевцев Я. М. [2] Паталаха М. Є. [85]
III-4-123	Рогізнянський прояв, с. Рогізна Володарського р-ну Київської обл.	У глинисто-вуглистих породах бучацького віку вміст урану – 0,01-0,02 %	Ураново-вуглисті	Гурін П. І. [57] Падалка І. А. [84]
IV-1-129	Погребищенський прояв, с. Педоси Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У тектонізованих і калішпатизованих плагіогранітоїдах вміст урану – до 0,0613 %, торію – до 0,0021 %	Ураново-калієвий	Бондаренко В. М. [37] Калінін В. В. [70]
IV-2-141	Юнашківський прояв, с. Юнашки Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У пегматитових жилах вміст урану – до 0,05 %, торію – до 0,0037 %	Калій-кремнієво-урановий	Зюльцле В. В., 2003
Торій				
II-2-49	Верхівнянський прояв, с. Верхівня Ружинського р-ну Житомирської обл.	У жилі пегматиту серед гранат-біотитових плагіогранітоїдів вміст торію – 0,064 %, вміст монациту – до 7,1 кг/т	Пегматитовий	Зюльцле В. В., 2003
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ Сировина нерудна для металургії Сировина вогнетривка Глина				
III-1-88	Сахнівський прояв, с. Сахни Ружинського р-ну Житомирської обл.	Строката глина придатна для грубої кераміки	Осадочний	Бондаренко В. М. [37]
IV-1-134	Ксаверівський прояв, с. Ксаверівка Липовецького р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
IV-1-138	Олександрівський прояв, с. Олександрівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
Каолін вторинний				
I-1-1	Міньковецький прояв, с. Мінківці Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виготовлення паперу і картону	Осадочний	Бондаренко В. М. [37]
I-1-4	Шпичинецький прояв, с. Шпичинці Ружинського р-ну Житомирської обл.	Каолін марки КН-67 придатний для виготовлення паперу і картону	— " —	— " —
I-2-10	Великолісовецький прояв, с. Великі Лісівці Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виготовлення облицзовальної плитки	— " —	Безверхній Г. С. [32]
I-4-38	Великополовецький прояв, с. Великополовецьке Сквирського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виробництва шамоту	— " —	Кулик С. М. [73]
II-4-71	Пищиківське родовище, с. Пищики Сквирського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виробництва вогнетривів	— " —	Сухарева Л. М. [93; 94]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
II-4-77	Трушківський прояв, с. Трушки Білоцерківського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виробництва шамоту	Осадовий	Кулик С. М. [73]
III-1-83	Огіївський прояв, с. Огіївка Ружинського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виробництва шамоту і грубої кераміки	— " —	Бондаренко В. М. [35]
III-1-87	Сахнівський прояв, с. Сахни Ружинського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виробництва вогнетривів	— " —	— " —
IV-1-135	Андрушівський прояв, с. Андрушівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виробництва вогнетривів і дренажних труб	— " —	— " —
IV-1-136	Олександрівський прояв, с. Олександрівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення облицзовальних плиток	— " —	— " —
Сировина формувальна та для огрудкування залізорудних концентратів				
Глина бентонітоподібна				
III-3-108	Озернянський прояв, с. Озерна Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Глина міоценового віку придатна для виготовлення формувальних виробів	Осадовий	Мельничук Е. В. [78]
Пісок				
I-1-2	Лебединецький прояв, с. Лебединці Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Пісок придатний для виготовлення формувальних виробів	Осадовий	Бондаренко В. М. [37]
I-2-8	Попільнянський прояв, смт Попільня Житомирської обл.	— " —	— " —	Безверхній Г. С. [32]
I-3-26	Строківський прояв, с. Строків Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	Безверхній Г. С. [32] Кулик С. М. [73]
I-3-24	Голуб'ятинський прояв, с. Голуб'ятин Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Пісок придатний для виготовлення формувальних і скляних виробів та силікатної цегли	— " —	Кулик С. М. [73]
I-4-31	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
I-4-36	Мазепинцівський прояв, с. Мазепинці Білоцерківського р-ну Київської обл.	Пісок придатний для виготовлення формувальних виробів	— " —	— " —
I-4-39	Краснолісівський прояв, с. Красноліси Сквирського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
II-1-42	Ярославський прояв, с. Ярославка Ружинського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	Бондаренко В. М. [37]
II-3-61	Селезенівський прояв, с. Селезенівка Сквирського р-ну Київської обл.	Пісок придатний для виготовлення формувальних і скляних виробів та силікатної цегли	— " —	Кулик С. М. [73]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-2-97	Бухнівський прояв, с. Бухни Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Пісок придатний для виготовлення формувальних виробів	Осадочний	Безверхній Г. С. [32]
Гірничорудна сировина Сировина ювелірна Діамант				
II-1-43	Ярославський прояв (I), с. Ярославка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пісках неогенового віку уламок діаманту жовтого кольору	Розсипний	Мельничук Е. В. [79]
II-1-44	Ярославський прояв (II), с. Ярославка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пісках міоцен-пліоценового віку 3 уламки діаманту сіро-зеленого кольору	— " —	— " —
II-3-62	Селезенівський прояв (I), с. Селезенівка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках неогенового віку 2 уламки діаманту світло-жовтого і рожево-фіолетового кольору	— " —	— " —
II-3-64	Селезенівський прояв (II), с. Селезенівка Сквирського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи уламок діаманту	— " —	— " —
III-4-117	Щербаківський прояв, с. Щербаки Білоцерківського р-ну Київської обл.	У пісках новопетрівської світи 4 уламки діаманту	— " —	Бондар І. І. [38] Мельничук Е. В. [79]
IV-2-142	Погребищенський прояв, смт Погребище Вінницької обл.	У глинах міоцен-пліоценового віку уламок прозорого діаманту	— " —	Мельничук Е. В. [79]
IV-2-143	Адамівський прояв, с. Адамівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У пісках міоцен-пліоценового віку 17 уламків прозорого діаманту	— " —	— " —
IV-2-144	Плисківський прояв, с. Плисків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У пісках новопетрівської світи 8 уламків діаманту зеленого і жовто-зеленого кольору	— " —	Бондаренко В. М. [37] Гребнун В. К. [55] Мельничук Е. В. [79] Павлюк В. М. [83]
Гірський кришталю				
III-2-107	Круподеринецький прояв, с. Круподеринці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В елювіально-делювіальних відкладах поблизу жил пегматиту присутні кристали і уламки кристалів гірського кришталю	Кришталевоморіоновий у камерних пегматитах	Зюльшле В. В., 2003
Опал благородний				
III-1-84	Немиринецький прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пеліканітизованій корі вивітрювання гранат-біотитових плагіогранітоїдів присутні прожилки опалу	Залишково-інфільтраційний	Бондаренко В. М. [37] Шепель І. В. [98]
III-1-91	Свитинецький прояв, с. Свитинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	Бондаренко В. М. [37]
III-1-95	Талалаївський прояв, с. Талалаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	Муштенко І. Ф. [80] Бондаренко В. М. [37] Шепель І. В. [98]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
Сировина будівельна Сировина скляна та фарфоро-фаянсова Каолін первинний				
I-2-7	Вербське родовище (Мостівська ділянка), с. Мостове Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Законсервоване. Каолін придатний для виготовлення гумовотехнічних виробів, фарфору і вогнетривкої цегли	Каоліновий гіпергенний	Шепель І. В. [99]
I-4-33	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення кераміки, шамотних і вогнетривких виробів.	— " —	— " —
II-1-68	Квітневський прояв, с. Квітневе Сквирського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення гумовотехнічних виробів, фарфору і вогнетривкої цегли	— " —	— " —
II-4-76	Шамраївське родовище, с. Шамраївка Сквирського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумовотехнічних виробів, фарфору і фаянсу та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
III-1-86	Немиринецький прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виготовлення гумовотехнічних виробів, паперу і кераміки	— " —	— " —
III-3-110	Лавриківське родовище, с. Лаврики Сквирського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і фаянсу, паперу та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
III-3-112	Капустинцівське родовище, с. Капустинці Тетіївського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумовотехнічних виробів, фарфору і фаянсу, санітарно-будівельної кераміки та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
III-3-114	Коржихівський прояв, с. Коржиха Тетіївського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення геотехнічних виробів, фарфору та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
IV-1-139	Паріївський прояв, с. Паріївка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення тонкої кераміки, паперу, гумотехнічних виробів, фарфору і фаянсу та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
IV-1-131	Булаївський прояв, с. Булаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення шамотних виробів, фарфору і фаянсу, паперу та вогнетривкої цегли	— " —	Муштенко І. Ф. [82] Бондаренко В. М. [37]
Пегматит (польовий шпат)				
I-2-15	Паволоцький прояв, с. Паволоч Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Пегматит придатний для виготовлення листового технічного і віконного скла	Гідротермально-пневматолітовий	Кулик С. М. [73]
I-3-28	Буківський прояв, с. Буки Сквирського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
I-3-55	Чубинецьке родовище, с. Чубинці Сквирського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Пегматит придатний для виготовлення санітарно-будівельної кераміки та листового технічного і віконного скла	Гідротермально-пневматолітовий	Жовінський Е. Я. [66]
II-3-57	Таборівський прояв, с. Таборів Сквирського р-ну Київської обл.	Пегматит придатний для виготовлення листового технічного і віконного скла	— " —	Кулик С. М. [73]
II-4-80	Малосквирківський прояв, с. Мала Сквирка Білоцерківського р-ну Київської обл.	Пегматит придатний для виготовлення електротехнічного фарфору, облицзовальної плитки, санітарно-будівельної кераміки та листового технічного і віконного скла	— " —	Гетьманець В. Д. [51] Зюльцле В. В., 2003
III-2-103	Скибинецький прояв, с. Скибинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Пегматит придатний для виготовлення темно-зеленого і тарного скла	— " —	Зюльцле В. В., 2003
III-2-106	Круподеринецький прояв, с. Круподеринці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
Сировина петрургійна та для легких наповнювачів бетону Глина керамзитова				
I-1-3	Шпичинецький прояв, с. Шпичинці Ружинського р-ну Житомирської обл.	Глина червоно-бура придатна для виробництва керамзитового гравію	Осадений	Бондаренко В. М. [37]
II-1-46	Бистрицький прояв, с. Бистрик Ружинського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
II-3-63	Сквирський прояв, м. Сквиря Київської обл.	— " —	— " —	— " —
II-3-66	Сквирське родовище, м. Сквиря Київської обл.	Не розробляється. Глина червоно-бура придатна для виробництва керамзитового гравію	— " —	Муштенко І. Ф. [81] Дадей Н. Г. [58]
III-1-81	Немиринецький прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	Глина червоно-бура придатна для виробництва керамзитового гравію	— " —	Бондаренко В. М. [37]
III-1-82	Княжиківський прояв, с. Княжики Ружинського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
III-1-92	Смаржинецький прояв, с. Смаржинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
III-1-93	Погребищенський прояв, смт Погребище Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
III-1-94	Гопчицький прояв, с. Гопчиця Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
IV-1-128	Ординецький прояв, с. Ординці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Глина червоно-бура придатна для виробництва керамзитового гравію	Осадений	Бондаренко В. М. [37]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
IV-1-132	Андрушівський прояв, с. Андрушівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	Осадений	Бондаренко В. М. [37]
IV-1-133	Ксаверівський прояв, с. Ксаверівка Липовецького р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
IV-1-137	Довжоцький прояв, с. Довжок Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
Сировина для бутового каменю Граніт, мігматит				
I-3-6	Лозовиківське родовище, с. Миролубівка (Лозовики) Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва щебеню і бутового каменю марок 1000-1200	Кристалічний	Пивовар І. С. [21]
I-3-27	Буківське родовище, с. Буки Сквирського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 1000-1200 і бутового каменю марок 600-800	— " —	Цапенко В. П. [26]
II-2-48	Верхівнянське родовище, с. Верхівня Ружинського р-ну Житомирської обл.	Відпрацьоване	— " —	Пивовар І. С. [21]
II-3-54	Чубинецьке родовище, с. Чубинці Сквирського р-ну Київської обл.	Відпрацьоване	— " —	Цапенко В. П. [26]
II-4-75	Шамраївське родовище, с. Шамраївка Сквирського р-ну Київської обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва щебеню і бутового каменю марок 600-1400	— " —	— " —
III-2-102	Круподеринецьке родовище, с. Скибинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Законсервоване. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 1000-1200	— " —	Маслов О. О. [77]
III-2-105	Гопчицьке родовище, с. Гопчиця Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 800-100	— " —	— " —
III-4-118	Щербаківське родовище, с. Щербаки Білоцерківського р-ну Київської обл.	Відпрацьоване	— " —	Цапенко В. П. [26]
IV-2-140	Юнашківське родовище, с. Юнашки Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва щебеню марок 1000-1200	— " —	Маслов О. О. [77]
IV-3-145	Погребинське родовище, с. Погреби Тетіївського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Гранітоїди придатні для виробництва бутового каменю марок 600-1400	— " —	Цапенко В. П. [26]
IV-3-146	Рудосільське родовище, с. Руде Село Володарського р-ну Київської обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва бутового каменю марки 600	Кристалічний	Цапенко В. П. [26]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
IV-3-148	Кашперівське родовище, с. Кашперівка Тетіївського р-ну Київської обл.	Розробляється. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 800-1200 і бутового каменю марки 800	Кристалічний	Цапенко В. П. [26]
IV-4-156	Лобачівське родовище с. Лобачів Володарського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Гранітоїди придатні для виробництва бутового каменю марки 600 і вище	— " —	— " —
Сировина піщано-гравійна Пісок				
IV-4-154	Ратуське родовище с. Ратуш Володарського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Піски неогенового віку придатні для будівництва автомобільних доріг	Осадочний	Цапенко В. П. [26]

**Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIV
“Геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів”
масштабу 1:200 000**

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
ТВЕРДІ ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ				
Торф				
I-1-165	Гуйвинське родовище, сс. Мінківці – Гальчин Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється	Біохімічний	Василенко І. І. [44]
I-1-166	Родовище Кам'янське-I сс. Бровки, Василівка Андрушівського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-1-167	Родовище “Ярешки” с. Василівка Андрушівського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-2-170	Унавське родовище, с. Маркова Волиця Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-2-172	Родовище Кам'янське-II, с. Харліївка Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-2-174	Родовище Кам'янське-III, сс. Кам'янка, Парипси, Саверці, Почуйки Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-2-177	Родовище Роставицьке, сс. Андрушки, Паволоч Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-2-178	Родовище Роставицьке-II, с. Соколів Брід Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-3-179	Борнавське родовище, с. Велика Чернявка Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
III-2-203	Родовище “Бухни” Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	Вікуліна Р. Г. [44]
III-2-204	Морозівське родовище, с. Морозівка Погребищенського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
III-2-205	Сніжнянське родовище, с. Сніжна Погребищенського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-2-206	Бурківцьке родовище, с. Бурківці Погребищенського р-ну, Вінницької обл.	Не розробляється	Біохімічний	Вікуліна Р. Г. [45]
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Рідкісні метали				
Цирконій				
I-1-169	Вчорайшенський прояв, с. Вчорайше Ружинського р-ну Київської обл.	У флювіогляціальних пісках (дніпровський кліматоліт) вміст циркону – 3,9 кг/м ³	Розсипний	Бондаренко В. М. [37]
II-1-189	Дерганівський прояв, с. Дерганівка, Ружинського р-ну Житомирської обл.	У льодовикових відкладах вміст циркону до 3,9 кг/м ³	— " —	— " —
II-3-194	Таборівський прояв, на захід від с. Таборів Сквирського р-ну Київської обл.	В алювіальних відкладах вміст циркону – 3,9 кг/м ³	— " —	Кулик С. М. [73]
II-4-198	Дулицький прояв, с. Дулицьке Сквирського р-ну, Київської обл.	У флювіогляціальних пісках вміст циркону – 7,6 кг/м ³	— " —	— " —
III-1-202	Білашківський прояв, с. Білашки Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В алювіальних відкладах четвертинного віку вміст циркону 5,0 кг/м ³	— " —	Бондаренко В. М. [37]
III-2-209	Саражинецький прояв, с. Саражинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В алювіальних відкладах четвертинного віку вміст циркону до 4 кг/м ³	— " —	Безверхній Г. С. [32]
Благородні метали				
Золото				
II-1-182	Ружинський прояв смт Ружин Житомирської обл.	У сучасних алювіальних відкладах – 1 знак золота	— " —	Мельничук Е. В. [79]
II-1-188	Дерганівський прояв, с. Дерганівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У заплавних алювіальних пісках – 1 знак золота	— " —	— " —
II-1-190	Голубівський прояв, с. Голубівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У піщано-глинистих відкладах середньочетвертинного віку – 1 знак золота	— " —	— " —
II-2-193	Крилівський прояв, с. Крилівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У флювіогляціальних пісках дніпровського комплексу – 1 знак золота	— " —	— " —
III-2-207	Гопчицький прояв, с. Гопчиця Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіальних відкладах – 1 знак золота	— " —	— " —
III-2-208	Жовтневський прояв, с. Жовтневе Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У флювіогляціальних пісках дніпровського комплексу – 1 знак золота	— " —	— " —
IV-2-215	Булаївський прояв, с. Булаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних мулисто-глинистих відкладах – 1 знак золота	— " —	— " —
IV-2-218	Павлівський прояв, с. Павлівка Погребищенського району Вінницької обл.	У сучасних алювіальних відкладах – 1 знак золота	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
IV-2-224	Розкопанський прояв, с. Розкопане Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіальних пісках – 1 знак золота	Розсипний	Мельничук Е. В. [79]
Рідкісноземельні метали Церієва група				
II-1-181	Вільнопільський прояв, с. Вільнопілля Ружинського р-ну Житомирської обл.	У сучасних алювіальних відкладах вміст монациту – 10,6 кг/м ³	Розсипний	Бондаренко В. М. [37]
II-1-184	Бистрицький прояв, с. Бистрик Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пойменних алювіальних відкладах вміст монациту – 1,7-4,9 кг/м ³	— " —	— " —
II-1-185	Роставицьке родовище, у долині р. Роставиця, с. Прибережне Ружинського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється. В алювіальних відкладах заплави і надзаплавних терас вміст монациту – 7,1 кг/м ³	— " —	Борисенко С. Т. [3]
II-1-187	Голубівський прояв, с. Голубівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У сучасних алювіальних пісках вміст монациту – 2,0 кг/м ³	— " —	Бондаренко В. М. [37]
III-1-201	Гопчицький прояв, с. Гопчиця Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіальних пісках вміст монациту – до 2 кг/м ³	— " —	— " —
IV-1-214	Булаївський прояв, с. Булаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В алювіальних відкладах заплав вміст монациту – до 2 кг/м ³	— " —	— " —
IV-1-216	Олександрівський прояв, с. Олександрівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіальних пісках вміст монациту – 2,1 кг/м ³	— " —	— " —
IV-1-3-219	Роське родовище, в долині р. Рось, с. Дзюнків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. У похованих відкладах нижньо- і середньочетвертинного віку вміст монациту – до 3,0 кг/м ³	— " —	— " —
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ Гірничорудна сировина Сировина ювелірна Діамант				
II-1-186	Бистрицький прояв с. Бистрик Ружинського р-ну Київської обл.	В алювіальних сучасних пісках – 1 зерно діаманту	Розсипний	Мельничук Е. В. [79]
IV-2-221	Наказнівський прояв (I), с. Наказне Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У русловому алювії – 5 зерен діаманту	— " —	Лавров Д.А. [74]
IV-2-222	Розкопанський прояв (I), с. Розкопане Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіально-делювіальних пісках – 1 зерно діаманту	— " —	Мельничук Е. В. [79]
IV-2-223	Наказнівський прояв (II), с. Наказне Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіально-делювіальних відкладах – 2 зерна діаманту	— " —	— " —
IV-2-225	Плисківський прояв (III), с. Плисків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіально-делювіальних пісках – 1 зерно діаманту	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
IV-2-227	Плисківський прояв (II), с. Плисків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У сучасних алювіальних відкладах – 1 зерно діаманту	Розсіпний	Мельничук Е. В. [79]
IV-3-229	Погребинський прояв, с. Погреби Тетіївського р-ну Київської обл.	У русловому алювії – 2 зерна діаманту	— " —	Лавров Д. А. [74]
Сировина будівельна Сировина піщано-гравійна Пісок				
II-2-192	Трубіївське родовище, с. Трубіївка Ружинського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється	Осадний алювіальний	Пивовар І. С. [21]
II-4-199	Роставицьке родовище с. Трушки Білоцерківського р-ну Київської обл.	Розробляється	— " —	Цапенко В. П. [26]
II-4-212	Володарське родовище, смт Володарка – с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	Законсервоване	— " —	— " —
IV-3-230	Кашперівське родовище, с. Кашперівка Тетіївського р-ну Київської обл.	Розробляється	— " —	— " —
Сировина цегельно-черепична Суглинок				
I-1-168	Городківське родовище, с. Городківка Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Законсервоване	Осадний еолово-делювіальний	Пивовар І. С. [21]
I-2-171	Попільнянське родовище, смт Попільня Житомирської обл.	Розробляється	— " —	— " —
I-2-175	Парипське родовище, с. Парипси Попільнянського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
I-2-176	Паволоцьке родовище, с. Паволоч Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Законсервоване	— " —	— " —
I-3-180	Кожанське родовище, с. Кожанка Фастівського р-ну Київської обл.	Розробляється	— " —	Цапенко В. П. [26]
II-1-183	Ружинське родовище, смт Ружин Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
II-1-191	Білилівське родовище, с. Білилівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
II-3-195	Родовище Сквирське-II, м. Сквиря Київської обл.	— " —	— " —	— " —
II-3-196	Родовище Сквирське-I, на захід від м. Сквиря Київської обл.	— " —	— " —	— " —
II-3-197	Родовище Сквирське-IV, південно-західна околиця м. Сквиря Київської обл.	— " —	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-1-200	Старостиньське родовище, с. Старостинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Законсервоване	Осадений еолово-делювіальний	Маслов О. О. [77]
III-3-210	Родовище Сквирське-V, с. Терешки Сквирського р-ну Київської обл.	Розробляється	— " —	Цапенко В. П. [26]
III-3-211	Оріховецьке родовище, с. Оріховець Сквирського р-ну Київської обл.	Законсервоване	— " —	— " —
IV-2-217	Погребищенське родовище, смт Погребище Вінницької обл.	Розробляється	— " —	Маслов О. О. [77]
IV-2-220	Дзюньківське родовище, с. Дзюньків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Законсервоване	— " —	— " —
IV-2-226	Плисківське родовище, с. Плисків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Розробляється	— " —	— " —
IV-2-228	Чернявське родовище, с. Чернявка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Законсервоване	— " —	— " —
IV-3-231	Тетіївське родовище, м. Тетіїв Київської обл.	— " —	— " —	Цапенко В. П. [26]
IV-3-232	Теліжинське родовище, с. Теліжинці Тетіївського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
IV-4-233	Косівське родовище, с. Косівка Володарського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
IV-4-234	Лобачівське родовище, с. Лобачів Володарського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
ВОДИ Підземні води Води питні прісні				
I-2-173	Попільнянське родовище, смт Попільня Житомирської обл.	Експлуатується. Води безнапірні, дебіт – 432-924 м ³ /добу	Поровий	Кострикін Т. С. [72]
III-4-213	Володарське родовище, смт Володарка Київської обл.	Експлуатується. Води безнапірні, дебіт – 460-1432 м ³ /добу	— " —	Стародубцев В. І. [92]

**Список родовищ та проявів корисних копалин, показаних на аркуші М-35-XXIV
“Геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту”
масштабу 1:200 000**

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Чорні метали				
Залізо				
I-2-238	Великолісовецький прояв, с. Великі Лісівці Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У двох рудних тілах залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – до 29,86 % і до 36,55 %	Метаморфогенний	Безверхній Г. С. [32] Бондар І. І. [39]
III-4-120	Північно-Березнянське родовище, с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	Не розробляється. У рудних тілах залізисто-кременистих порід середній вміст розчинного заліза – 34,8 %	— " —	Грицков Я. М. [56]
III-4-121	Південно-Березнянський прояв, с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	У двох рудних тілах залізисто-кременистих порід середній вміст розчинного заліза – 32,27 %	— " —	— " —
III-4-269	Рогізнянський прояв с. Рогізна Володарського р-ну Київської обл.	У рудних тілах залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – 28,56-39,86 %	— " —	— " —
III-4-125	Володарське родовище, смт Володарка Київської обл.	Не розробляється. У межах трьох пачок з рудними тілами залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – 22,42-35,0 %, 46,2-63,11 % і 18,0-33,0 %	— " —	— " —
III-4-270	Завадівський прояв, с. Завадівка Володарського р-ну Київської обл.	У рудному тілі залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – 32,67 %	— " —	— " —
III-4-126	Матвіїхівсько-Надросівський прояв с. Надросівка Володарського р-ну Київської обл.	У рудному тілі залізисто-кременистих порід вміст розчинного заліза – 30,32-40,63 %	— " —	— " —
Кольорові метали				
Нікель				
III-3-266	Каленнівський прояв, с. Каленна Сквирського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання трьох тіл ультраосновних порід вміст нікелю – до 1,07 %, 0,36 % і 0,08 %	Залишковий	Жовінський Е. Я. [66]. Мельничук Е. В. [78] Слинько П. І. [90]
III-3-280	Теліжинецький прояв, с. Теліжинці Тетіївського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання ультраосновних порід вміст нікелю – 0,08-0,74 %	— " —	Мельничук Е. В. [78] Слинько П. І. [90]
Мідь				
III-1-89	Ширмівський прояв, с. Ширмівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В окварцованих і сульфідизованих піроксенових кристалосланцях вміст міді – 1 %, вміст срібла – 8 г/т	Срібло-поліметалічний	Бондаренко В. М. [37]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
Титан				
I-2-237	Великолісовецький прояв, с. Великі Лісівці Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У корі вивітрювання сульфідизованого метасоматиту гранатамфіболового складу вміст ільменіту – 20,7-63,0 кг/м ³	Залишковий	Безверхній Г. С. [32]
I-4-241	Кожанський прояв, с. Кожанка Фастівського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання діоритів вміст ільменіту – 100 кг/м ³	— " —	Кулик С. М. [73]
I-4-35	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання амфіболових кристалосланців вміст ільменіту – до 193,6 кг/м ³	— " —	— " —
III-1-258	Люлинецький прояв, с. Вишнівка (Люлинці) Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У корі вивітрювання плагіогранітоїдів з останцями амфіболітів вміст ільменіту – 24,5 кг/т	— " —	Бондаренко В. М. [37]
III-1-85	Немиринецький прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	У корі вивітрювання метагаброноритів вміст ільменіту – 21 кг/т	— " —	— " —
Рідкісні метали				
Тантал				
I-4-242	Маломихайлівський прояв, с. Мала Михайлівка Сквирського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання альбітизованих гранітоїдів вміст Ta ₂ O ₅ – 0,0167 %	Залишковий	Кулик С. М. [73]
Вісмут				
III-4-124	Володарський прояв, смт Володарка Київської обл.	В окварцованих біотитових мігматитах вміст вісмуту – до 0,3 %	Гідротермально-метасоматичний	Грицков Я. М. [56]
Цирконій				
I-4-240	Кожанський прояв, с. Кожанка Фастівського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання плагіогранітоїдів вміст циркону – 9,3 кг/т	Залишковий	Кулик С. М. [73]
Благородні метали				
Золото				
I-3-17	Ставищенський прояв, с. Ставище Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У каоліновій корі вивітрювання вміст золота – 1 знак	Залишковий	Кулик С. М. [73]
II-1-245	Ружинський прояв, с. Білилівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	В окварцованих і сульфідизованих габро вміст золота – до 25 г/т, вісмуту – до 0,32 %	Золотомалосульфідно-кварцовий	Бондаренко В. М. [37]
II-3-250	Сквирський прояв, м. Сквиря Київської обл.	У корі вивітрювання біотитових гнейсів вміст золота – 1 знак	Залишковий	Мельничук Е. В. [79]
III-1-90	Ширмівський прояв, с. Ширмівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У каоліновій корі вивітрювання вміст золота – 1 знак	— " —	Бондаренко В. М. [37]
Срібло				
I-3-249	Великоерчиківський прояв, с. Великі Єрчики Сквирського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання метагаброїдів вміст срібла – 79 г/т	Залишковий	Кулик С. М. [73]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
Рідкісноземельні метали				
II-1-45	Вільнопільський прояв, с. Вільнопілля Ружинського р-ну Житомирської обл.	У корі вивітрювання гранат-біотитових плагіогранітоїдів вміст монациту – 5,38 кг/т	Залишковий	Бондаренко В. М. [37]
II-3-67	Сквиірський прояв, м. Сквиря Київської обл.	У корі вивітрювання біотитових гранітоїдів вміст ксенотиму – 50 г/т	— " —	Кулик С. М. [73]
II-4-252	Пищиківський прояв, с. Пищики Сквирського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання біотитових гранітоїдів вміст ксенотиму – 40 г/т	— " —	— " —
III-1-261	Погребищенський прояв, смт Погребище Вінницької обл.	У корі вивітрювання біотитових гранітоїдів вміст ксенотиму – 60-528 г/м ³ , монациту – 60-720 г/м ³	— " —	Мельничук Е. В. [79]
IV-1-130	Васильковецький прояв, с. Васильківці Погребищенського району Вінницької обл.	У корі вивітрювання біотитових гранітоїдів вміст ксенотиму – 100 г/м ³	— " —	— " —
Радіоактивні метали				
Уран				
I-2-236	Великолісовецький прояв, с. Великі Лісівці Попільнянського р-ну Житомирської обл.	У пегматитах і апліто-пегматоїдних гранітах вміст урану – до 0,339 %, торію – до 0,04 %	Калій-кремнієво-урановий	Безверхній Г. С. [32] Бондар І. І. [39]
I-4-34	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	У корі вивітрювання тектонізованих, гематитизованих, окварцованих, альбітизованих гранітоїдів з ксенолітами основних і ультраосновних порід вміст урану – до 0,05 %, золота – до 10г/т, срібла – до 190 г/т	Залишковий	Кулик С. М. [73]
I-4-243	Фурсівський прояв (I), с. Фурси Білоцерківського р-ну Київської обл.	У гранітоїдах з жилами пегматитів вміст урану – 0,01-0,044 %	Калій-кремнієво-урановий	Бевза Д. Т. [30]
II-2-247	Мовчанівський прояв, с. Мовчанівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	У корі вивітрювання жил пегматиту вміст урану – до 0,022 %, торію до 0,02 %	Залишковий	Безверхній Г. С. [32]
II-3-58	Таборівський прояв, с. Таборів Сквирського р-ну Київської обл.	В апліто-пегматоїдних гранітах вміст урану – 0,916 %	Калій-кремнієво-урановий	Жовінський Е. Я. [66]
II-3-69	Домантівський прояв, м. Сквиря Київської обл.	В апліто-пегматоїдних гранітах на контакті з останцями амфіболітів вміст урану – 0,006-0,018 %, торію – до 0,009 %	— " —	Бевза Д. Т. [30]
II-4-74	Фурсівський прояв (II), с. Фурси Білоцерківського р-ну Київської обл.	У гранітоїдах з жилами пегматитів вміст урану – 0,014-0,038 %, торію – 0,008-0,017 %	— " —	Бондаренко С. М. [37]
III-2-262	Новофастівський прояв, с. Новофастів Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У зонах тектонізації гранітоїдів вміст урану – до 0,047 %	Урановий гідротермальний у зонах дроблення	Паталаха М. Є. [85]
III-3-264	Мовчанівський прояв, с. Мовчанівка Сквирського р-ну Київської обл.	У каолінітовій корі вивітрювання вміст урану – до 0,1 %	Залишково-інфільтраційний	Мельничук Е. В. [78]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-3-265	Каленнівський прояв, с. Каленна Сквирського р-ну Київської обл.	У тектонізованій зоні контакту серпентинітів з гранітоїдами вміст урану – від 0,007 до 0,062 %	Ураново-калієвий	Слинько П. І. [90]
III-3-268	Володимирівський прояв, с. Володимирівка Володарського р-ну Київської обл.	У тектонізованих і гідротермально-метасоматично змінених апліто-пегматоїдних гранітах вміст урану – від 0,006 до 0,017 %	Урановий гідротермальний в зонах дроблення	Грицков Я. М. [56] Паталаха М. Є. [85]
III-4-119	Північно-Березнянське родовище, с. Березна Володарського р-ну Київської обл.	Не розробляється. У зонах тектонізації гранітоїдів вміст урану – до 1,079 %	— " —	Белевцев Я. Н. [2] Паталаха М. Є. [85]
IV-1-129	Погребищенський прояв, с. Педоси Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У тектонізованих і калішпатизованих плагіогранітоїдах вміст урану – до 0,0613 %, торію – до 0,0021 %	Ураново-калієвий	Бондаренко В. М. [37] Калінін В. В. [70]
IV-2-141	Юнашківський прояв, с. Юнашки Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У пегматитових жилах вміст урану – до 0,05 %, торію – до 0,0037 %	Калій-кремнієво-урановий	Зюльцле В. В., 2003
IV-3-278	Тетіївський прояв, с. Теліжинці Тетіївського р-ну Київської обл.	У пегматитових жилах вміст урану – до 0,028 %, торію – до 0,007 %	— " —	Бондаренко В. М. [37] Гурін П. І. [57]
Торій				
II-2-49	Верхівнянський прояв, с. Верхівня Ружинського р-ну Житомирської обл.	У жилі пегматиту серед гранатбіотитових плагіогранітоїдів вміст торію – 0,064 %, монациту – до 7,1 кг/т	Пегматитовий	Зюльцле В. В., 2003
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ Гірничорудна сировина Сировина абразивна Діамант технічний				
II-1-244	Білилівське родовище, с. Білилівка Ружинського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється. У породах ударно-метаморфічного походження вміст імпактних діамантів – до 38,1 карат/т	Імпактний	Бондаренко В. М. [37] Голубев В. М. [52; 53]
Електро- та радіотехнічна сировина Графіт				
III-1-255	Зарудинецький прояв, с. Зарудинці Ружинського р-ну Житомирської обл.	У графітвміщуючих глиноземистих плагіогнейсах вміст вуглецю – 2,0-10,82 %	Графітовий у корі вивітрювання гнейсів	Бондаренко В. М. [35] Зюльцле В. В., 2003
IV-1-273	Плисківський прояв, с. Плисків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У графітвміщуючих глиноземистих плагіогнейсах вміст вуглецю – 1,68-9,5 %	— " —	Бондаренко В. М. [35]
IV-2-277	Ганнівський прояв, с. Ганнівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	У польовошпат-графітовій породі серед пегматитів вміст графіту – до 70 %	Графітовий пневматолітовий	Безверхній Г. С. [31]
Сировина ювелірна Діамант				
II-4-254	Тхорівський прояв, с. Тхорівка Сквирського р-ну Київської обл.	У каолінітовій корі вивітрювання уламок діаманту жовто-зеленого кольору		Кулик С. М. [73]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-1-260	Погребищенський прояв, смт Погребище Вінницької обл.	У корі вивітрювання уламок діаманту сіро-зеленого кольору		Мельничук Е. В. [79]
Гірський кришталь				
III-2-107	Круподеринецький прояв, с. Круподеринці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	В елювіально-делювіальних відкладах поблизу жил пегматиту присутні кристали і уламки кристалів гірського кришталу	Кришталево-моріонова в камерних пегматитах	Зюльцле В. В., 2003
Опал благородний				
III-1-84	Немиринський прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	У пеліканітизованій корі вивітрювання гранат-біотитових плагіогранітоїдів присутні прожилки опалу	Залишково-інфільтраційний	Бондаренко В. М. [37] Шепель І. В. [98]
III-1-91	Свитинецький прояв, с. Свитинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	Бондаренко В. М. [37]
III-1-95	Талалаївський прояв, с. Талалаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	Муштенко І. Ф. [80] Бондаренко В. М. [37] Шепель І. В. [98]
Сировина будівельна Сировина скляна та фарфоро-фаянсова Каолін первинний				
I-2-7	Вербське родовище (Мостівська ділянка), с. Мостове Андрушівського р-ну Житомирської обл.	Законсервоване. Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і вогнетривкої цегли	Каоліновий гіпергенний	Шепель І. В. [99]
I-2-235	Лозовиківське родовище (Попільнянська ділянка), смт Попільня Житомирської обл.	Законсервоване. Каолін придатний для виготовлення кераміки і гумотехнічних виробів	— " —	— " —
I-3-239	Голуб'ятинський прояв, с. Голуб'ятин Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виготовлення кераміки, паперу, картону і вогнетривких виробів	— " —	Кулик С. М. [73]
I-4-33	Сидорянський прояв, с. Сидори Білоцерківського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення кераміки та шамотних і вогнетривких виробів	— " —	— " —
II-3-248	Чубинецький прояв, с. Чубинці Сквирського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення кераміки, паперу, картону та шамотних і вогнетривких виробів	— " —	— " —
II-1-68	Квітневський прояв, с. Квітневе Сквирського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і вогнетривкої цегли	— " —	Шепель І. В. [99]
II-4-253	Дулицький прояв, с. Дулицьке Сквирського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів	Каоліновий гіпергенний	— " —
II-4-76	Шамраївське родовище, с. Шамраївка Сквирського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і фаянсу та вогнетривкої цегли	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
III-1-256	Немиринецьке родовище, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення кераміки, паперу і гумотехнічних виробів.	Каоліновий гіпергенний	Муштенко І. Ф. [82]
III-1-257	Княжиківський прояв, с. Княжики Ружинського р-ну Житомирської обл.	Каолін придатний для виготовлення кераміки, паперу і гумотехнічних виробів.	— " —	Бондаренко В. М. [35]
III-1-86	Немиринецький прояв, с. Немиринці Ружинського р-ну Житомирської обл.	— " —	— " —	— " —
III-3-263	Шапіївський прояв, сс. Шапіївка – Самгородок Сквирського р-ну Київської обл.	Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і вогнетривкої цегли	— " —	Шепель І. В. [99]
III-3-110	Лавриківське родовище, с. Лаврики Сквирського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і фаянсу, паперу та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
III-3-267	Чепіжинецьке родовище, с. Чепіжинці Тетіївського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
III-3-112	Капустинське родовище, с. Капустинці Тетіївського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору і фаянсу, санітарно-будівельної кераміки та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
III-3-114	Коржихівський прояв, с. Коржиха Тетіївського р-ну Київської обл.	Не розробляється. Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів, фарфору та вогнетривкої цегли	— " —	— " —
IV-1-271	Степанківський прояв, с. Степанки Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів і кераміки	— " —	Муштенко І. Ф. [82]
IV-1-131	Булаївський прояв, с. Булаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення шамотних виробів, фарфору і фаянсу, паперу та вогнетривкої цегли	— " —	Муштенко І. Ф. [82] Бондаренко В. М. [37]
IV-1-272	Андрушівський прояв, с. Андрушівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних і шамотних виробів, фарфору і фаянсу та вогнетривкої цегли	— " —	Бондаренко В. М. [37]
IV-1-274	Західно-Очеретнянський прояв, с. Вербівка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення гумотехнічних виробів та фарфору і фаянсу	— " —	Муштенко І. Ф. [82]
IV-1-139	Паріївський прояв, с. Паріївка Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення тонкої кераміки, паперу, гумотехнічних виробів, фарфору і фаянсу та вогнетривкої цегли	Каоліновий гіпергенний	— " —
IV-2-276	Плисківський прояв, с. Плисків Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Каолін придатний для виготовлення кераміки, шамотних виробів та вогнетривкої цегли	— " —	— " —

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
Пегматит (польовий шпат)				
I-2-15	Паволоцький прояв, с. Паволоч Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Пегматит придатний для виготовлення листового технічного і віконного скла	Гідротермально-пневматолітовий	Кулик С. М. [73]
I-3-28	Буківський прояв, с. Буки Сквирського р-ну Київської обл.	— " —	— " —	— " —
I-3-55	Чубинецьке родовище, с. Чубинці Сквирського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Пегматит придатний для виготовлення санітарно-будівельної кераміки, листового технічного і віконного скла	— " —	Жовінський Е. Я. [66]
II-3-57	Таборівський прояв, с. Таборів Сквирського р-ну Київської обл.	Пегматит придатний для виготовлення листового технічного і віконного скла	— " —	Кулик С. М. [73]
II-4-80	Малосквирківський прояв, с. Мала Сквирка Білоцерківського р-ну Київської обл.	Пегматит придатний для виготовлення електротехнічного фарфору, облицовальної плитки, санітарно-будівельної кераміки, листового технічного і віконного скла	— " —	Гетьманець В. Д. [51] Зюльцле В. В., 2003
III-2-103	Скибинецький прояв, с. Скибинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Пегматит придатний для виготовлення темно-зеленого і тарного скла	— " —	Зюльцле В. В., 2003
III-2-106	Круподеринецький прояв, с. Круподеринці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	— " —	— " —	— " —
Сировина петрургійна та для легких заповнювачів бетону				
Пеліканіт				
III-1-259	Талалаївське родовище, с. Талалаї Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Не розробляється. В каоліновій корі вивітрювання гранат-біотитових плагіогранітоїдів присутні тіла пеліканітів потужністю до 20,4 м	Залишково-інфільтраційний	Шепель І. Ф. [58]
Сировина для бутового каменю				
Граніт, мігматит				
I-2-6	Лозовиківське родовище, с. Миролубівка (Лозовики) Попільнянського р-ну Житомирської обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва щебеню і бутового каменю марок 1000-1200	Кристалічний	Пивовар І. С. [21]
I-3-27	Буківське родовище, с. Буки Сквирського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 1000-1200 і бутового каменю марок 600-800	— " —	Цапенко В. П. [26]
II-2-48	Верхівнянське родовище, с. Верхівня Ружинського р-ну Житомирської обл.	Відпрацьоване	Кристалічний	Пивовар І. С. [21]
II-3-54	Чубинецьке родовище, с. Чубинці Сквирського р-ну Київської обл.	Відпрацьоване	— " —	Цапенко В. П. [26]

Індекс клітинки і номер на карті	Найменування об'єкта, його місцезнаходження	Стан експлуатації родовища або коротка характеристика прояву	Геолого-промисловий (генетичний) тип	Джерело інформації
II-4-75	Шамраївське родовище, с. Шамраївка Сквирського р-ну Київської обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва щебеню і бутового каменю марок 600-1400	Кристалічний	Цапенко В. П. [26]
III-2-102	Круподеринецьке родовище, с. Скибинці Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Законсервоване. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 1000-1200	— " —	Маслов О. О. [77]
III-2-105	Гопчицьке родовище, с. Гопчиця Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 800-100	— " —	— " —
III-4-118	Щербаківське родовище, с. Щербаки Білоцерківського р-ну Київської обл.	Відпрацьоване	— " —	Цапенко В. П. [26]
IV-2-140	Юнашківське родовище, с. Юнашки Погребищенського р-ну Вінницької обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва щебеню марок 1000-1200	— " —	Маслов О. О. [77]
IV-3-145	Погребинське родовище, с. Погреби Тетіївського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Гранітоїди придатні для виробництва бутового каменю марок 600-1400	— " —	Цапенко В. П. [26]
IV-3-146	Рудосільське родовище, с. Руде Село Тетіївського р-ну Київської обл.	Розробляється. Гранітоїди придатні для виробництва бутового каменю марки 600	— " —	— " —
IV-3-148	Кашперівське родовище, с. Кашперівка Тетіївського р-ну Київської обл.	Розробляється. Мігматити придатні для виробництва щебеню марок 800-1200 і бутового каменю марки 800	— " —	— " —
IV-4-156	Лобачівське родовище, с. Лобачів Володарського р-ну Київської обл.	Законсервоване. Гранітоїди придатні для виробництва бутового каменю марки 600 і вище	— " —	— " —
ВОДИ				
Підземні води				
Води питні прісні				
II-1-246	Ружинське родовище, смт Ружин Житомирської обл.	Експлуатується. Води напірні, дебіт – 360-1440 м ³ /добу	Тріщинний	Семченко В. Я. [88]
II-3-251	Сквирське родовище, м. Сквиря Київської обл.	Експлуатується. Води напірні, дебіт – 330-1340 м ³ /добу	— " —	Бевза Д. Т. [31]
IV-2-275	Погребищенське родовище, смт Погребище Вінницької обл.	Експлуатується. Води напірні, дебіт – 286-1349 м ³ /добу	— " —	Сляднєв В. А. [91]
IV-2-279	Тетіївське родовище, м. Тетіїв Київської обл.	Експлуатується. Води напірні, дебіт – 190-979 м ³ /добу	— " —	Бондаренко В. І. [36]

КАТАЛОГ ПАМ'ЯТОК ПРИРОДИ

№ на карті № відслонення	Місцезнаходження	Коротка характеристика
Житомирська область		
1-35	с. Миролюбівка (Лозовики) Попільнянського р-ну, правий берег р. Унава	У кар'єрі спостерігаються біотитові мігматити житомирського комплексу. Породи рожево-сірі, дрібнозернисті, ясносмугасті
2-366	с. Строків Попільнянського р-ну, правий берег р. Роставиця	У піщаному кар'єрі відслонюються світло-сірі кварцові піски полтавського віку з чорними прошарками, збагаченими ільменітом і цирконом
3-411	с. Верхівня Ружинського р-ну, лівий берег р. Постел	У корінних виходах і в кар'єрі на протязі біля 800 м спостерігаються полімігматити бердичівського комплексу з останцями діафторованих метаморфічних порід дністровсько-бузької серії. Пізні ін'єкції кварц-польовошпатового складу підкреслюють пликативні дислокації в межах антиформної структури північно-західного простягання.
4-407	с. Ягнятин Ружинського р-ну, правий берег р. Роставиця	У кар'єрі спостерігаються гранат біотитові плагіогнейси дністровсько-бузької серії (березнинська товща), частково мігматизовані
5-472	с. Дерганівка Ружинського р-ну, правий берег р. Роставиця	У корінних виходах і невеликих кар'єрах на протязі біля 300 м спостерігаються гранат-біотитові, інколи з кордієритом плагіограніти бердичівського комплексу
Київська область		
1-86	с. Таборів Сквирського р-ну, лівий берег р. Роставиця	У корінних породах на протязі близько 50 м спостерігаються біотитові гнейсовидні граніти уманського комплексу
2-7	с. Шамраївка Сквирського р-ну, лівий берег р. Роставиця	У кар'єрі спостерігаються біотитові граніти і мігматити уманського комплексу. Породи рожево-сірі, дрібно-середньозернисті, нерівномірностернисті до порфіровидних
3-18,21	сс. Яблунівка – Фесюри Білоцерківського р-ну, правий берег р. Рось	У корінних скелястих виходах спостерігаються біотитові плагіомігматити звенигородського комплексу, які переходять в полімігматити за рахунок ін'єкцій лейкократових гранітів уманського комплексу. Серед гранітоїдів зустрічаються значні останці біотитових і роговообманково-біотитових плагіогнейсів, біотит-роговообманкових кристалосланців та амфіболітів
4-335	с. Щербакі Білоцерківського р-ну, правий берег р. Рось	У кар'єрі спостерігаються різною мірою калішпатизовані біотитові і роговообманково-біотитові плагіограніти звенигородського комплексу з тінювими останцями діоритовидних порід тетіївського комплексу, які містять останці амфіболітів родинсько-тікицької серії
5-207	с. Скибинці Тетіївського р-ну, правий приток р. Роська	У піщаному кар'єрі відслонюються сірі кварцові піски полтавського віку з чорними прошарками, збагаченими ільменітом і цирконом
6-304	с. Теліжинці Тетіївського р-ну, правий берег р. Роська	В корінних виходах на протязі 100 м спостерігаються діорити і діоритовидні породи тетіївського комплексу, ділянками окварцовані, біотитизовані, епідотизовані
Вінницька область		
1-13	с. Талалаї Погребищенського р-ну, правий берег р. Смотриха	У корінних виходах і кустарних виробках спостерігається в різній мірі пеліканітизована кора вивітрювання гранітоїдів бердичівського комплексу, в якій містяться прожилки опалу

№ на карті № відслонення	Місцезнаходження	Коротка характеристика
2-224	с. Бухни Погребищенського р-ну, правий приток р. Оріховатка	У піщаному кар'єрі відслонюються сірі різнозернисті флювіо-гляціальні підморенні піски четвертинного віку з прошарками грубозернистих пісків
3-350	смт Погребище, правий берег р. Рось	У кар'єрі спостерігаються різною мірою калішпатизовані біотитові плагіомігатити звенигородського комплексу, які переходять в полімігатити за рахунок ін'єкцій лейкократових гранітоїдів уманського комплексу
4-61,62,63,64,317,318,346,347	сс. Саражинці – Юнашки Погребищенського р-ну, лівий і правий береги р. Рось	Мальовнича ділянка долини р. Рось зі скелястими корінними виходами висотою до 30 м, в яких спостерігаються метасоматично змінені діорити і діоритовидні породи тетіївського комплексу та гранітоїди уманського комплексу з останцями метаморфічних порід росинсько-тікицької серії

Зюльцле Веніамін Вікторович
Дорковська Зінов'я Миколаївна
Виходцев Микола Корнійович
Бондаренко Володимир Васильович
Гребнева Галина Генріхівна
Кулик Сергій Миколайович
Костюченко Володимир Сергійович
Бевза Дмитро Трохимович
Сінкевич Галина Станіславівна
Нікіташ Леонід Петрович

**Державна геологічна карта України
Масштаб 1:200 000**

Центральноукраїнська серія
М-35-XXIV (Сквира)

Редактор видання *А. А. Горячок*
Комп'ютерна верстка *Г.С. Сінкевич*
Комп'ютерна графіка *Г.С. Сінкевич*
Коректор *Н. В. Кольцова*

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Державної геологічної служби Державного комітету природних ресурсів України від 08.06.2005 р.
(протокол № 156).

Підписано до видання 29.08. 2005р.
Формат 60x84 1/8. Папір типовий. Тираж 100 примірників. Замовлення 2/05

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