



МІНІСТЕРСТВО ЕКОЛОГІЇ ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА СЛУЖБА

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ

ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:200 000

ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-35-XVIII (ФАСТІВ)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Склали К. Ю. Єсипчук, Б. Д. Возгрін, Р. М. Довгань, Г. В. Калініна, К. В. Когут,
С. Г. Кривдік, С. С. Красовський, М. І. Орлюк, В. І. Орса, І. К. Пашкевич,
В. М. Скобелєв, Л. М. Степанюк

Редактор серії К. Ю. Єсипчук

Редактори В. М. Клочков, В. М. Шовкопляс

Експерти НРР М. П. Щербак, В. Ю. Зосимович

Київ – 2003

УДК 550.8:528.(0.84.3M200)(477.42)

Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-XVIII (Фастів). – Київ.: Міністерство екології та природних ресурсів України, Український державний геологорозвідувальний інститут, Національна Академія наук України, Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення. 2002. – 136 с.

Автори:

К. Ю. Єсипчук (відповідальний виконавець), Б. Д. Возгрін, Р. М. Довгань, Г. В. Калініна, К. В. Когут, С. Г. Кривдік, С. С. Красовський, М. І. Орлюк, В. І. Орса, І. К. Пашкевич, В. М. Скобелев, Л. М. Степанюк

Редактор серії:

К. Ю. Єсипчук, доктор геолого-мінералогічних наук

Редактори:

В. М. Клочков, В.М., В. М. Шовкопляс, доктор геолого-мінералогічних наук

Експерти НРР:

М. П. Щербак, академік НАНУ, В. Ю. Зосимович, доктор геолого-мінералогічних наук

У пояснювальній записці узагальнено геологічний матеріал всіх попередніх дослідників, що проводили на території аркуша геологічну зйомку різних масштабів, пошукові і тематичні роботи, а також матеріали самих авторів, отримані ними при довивченні геології аркуша в 1995–2000 рр. Подано опис геологічної карти і карти корисних копалин дочетвертинних утворень, геологічної карти і карти корисних копалин четвертинних відкладів, геологічної карти і карти корисних копалин кристалічного фундаменту. Наведено характеристику стратиграфічного розрізу від архею до сучасних відкладів, магматичних і ультраметаморфічних утворень, тектонічної будови, геоморфології, гідрогеології та еколого-геологічної обстановки. Подано опис родовищ і проявів корисних копалин і викладено перспективи їх подальших пошуків.

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

Лл. 8. Табл. 1. Бібліогр. 131 назв. Додат. 4.

З М І С Т

	стор.
ВСТУП	5
1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ	6
2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	9
Палеоархейська еонотема	10
Неоархейська еонотема	11
Палеопротерозойська еонотема	12
Юрська система	18
Крейдова система	20
Палеогенова система	21
Неогенова система	24
Четвертинна система	25
3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	34
Інфузивні утворення	34
Ультраметаморфічні утворення	41
4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД	48
5. ТЕКТОНІКА	49
Нижній структурний поверх	49
Глибинна будова земної кори	53
Співвідношення приповерхневих та глибинних структур	58
Верхній структурний поверх	60
6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	60
Докембрійський етап	60
Фанерозойський етап	61
7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ	62
8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ	65
9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ	68
10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	74
11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА	80
ВИСНОВКИ	83
Список літератури	84
Додаток 1. Список родовищ і проявів корисних копалин, які показано на аркуші М-35-XVIII	89
Додаток 2. Список родовищ, які показані на аркуші М-35-XVIII	94
Додаток 3. Список родовищ та проявів, які показані на аркуші М-35-XVIII	106
Додаток 4. Геологічні пам'ятки	111

ПРИЙНЯТІ СКОРОЧЕННЯ ДО ТЕКСТУ

АЕС – атомна електростанція
БСК – біологічне споживання кисню
ВЕЗ – вертикальне електричне зондування
ГДК – гранично допустима концентрація
ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування
ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина
З – захід
ІГМР НАНУ – Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення Національної Академії наук України
ІГН НАНУ – Інститут геологічних наук Національної Академії наук України
ІЗВ – індекс забруднення води
Кю/км² – кюри на квадратний кілометр (інтенсивність аномалій цезію)
КП – казенне підприємство
МАКЗ – матеріали аерокосмічної зйомки
НЦ – науковий центр
Пд – південь
Пн – північ
Розділ М – розділ Мохоровичича
С – схід
смт. – селище міського типу
СПАР – синтетичні поверхнево-активні речовини
СФрЗ – структурно-формаційна зона
СФцЗ – структурно-фаціальна зона
табл. – таблиця
УРМСК – Українська республіканська міжвідомча стратиграфічна комісія
УЩ – Український щит
ХСК – хімічне споживання кисню
шл. – шліф
К-Аг – калій-аргоновий метод визначення віку гірських порід
РТ – тиск і температура
Sm-Nd – самарій-неодимовий метод визначення віку гірських порід
U-Pb – уран-свинцевий метод визначення віку гірських порід

ВСТУП

Територія аркуша М-35-ХVIII (Фастів) розташована в межах Радомишльського, Коростишівського, Андрушівського, Попельнянського та Малинського районів Житомирської області; Бородянського, Макарівського та Фастівського районів Київської області. Обмежена географічними координатами: 29°00' і 30°00' східної довготи та 50° 00' і 50°40' північної широти.

Найбільшими населеними пунктами на території є міста Фастів (>50 тис. мешканців), Радомишль (>20 тис. мешканців), Андрушівка (>15 тис. мешканців); селища міського типу Макарів (>10 тис. мешканців), Бородянка (>10 тис. мешканців), Корнін (>8 тис. мешканців), Кодра (>3 тис. мешканців). На території аркуша розміщено близько 200 сільських населених пунктів, у кожному з яких проживають від 100 до 3000, а в деяких і до 5000 мешканців. Усі населені пункти електрифіковані, переважна більшість з них забезпечена телефонно-телеграфним зв'язком. У містах і селищах міського типу працює водопровід, а в селах джерелом водопостачання служать шахтні колодязі завглибшки 3–10 м.

Через північно-східний край аркуша проходить залізнична магістраль Київ – Коростень (20 км, станції Бородянка, Загалці), через всю його південну частину – залізнична магістраль Київ – Житомир (70 км, найбільші станції Фастів, Півні, Корнін, Скочище, Івниця), через південно-східний край – магістраль Київ – Вінниця (20 км, станції Фастів, Триліси). Майже посередині території в субширотному напрямку проходить автомагістраль Київ – Житомир (75 км). Більшість населених пунктів сполучені між собою шосейними дорогами з асфальтовим, зрідка кам'яним покриттям; загальна протяжність шосейних автошляхів – 1085 км. Невеликі села сполучені ґрунтовими дорогами, які в період дощів та весняно-осіннього бездоріжжя важкопрохідні для автотранспорту.

За ландшафтно-природними умовами територія поділяється на дві частини, що зумовлено сполученням в її межах Поліської низовини з Волино-Подільською та Наддніпрянською височинами (межа проходить по долині р. Ірпінь). Рельєф рівнинний, слабогорбистий. Мінімальна абсолютна відмітка +125 м (сmt. Бородянка), максимальна – +266 м (с. Яроповичі в південно-східній частині території). Відносно перевищення вододілів над долинами – до 40 м.

Всі річки належать до басейну Дніпра; вони мілководні, з неширокими долинами. Русло р. Тетерів кам'янисте, з частими перекатами та численними скельними відслоненнями. Рідше скельні відслонення зустрічаються в долині р. Ірпінь та її притоки Унави. Долина р. Здвиг сильно заболочена. На рр. Ірпінь та Унава багато великих водосховищ; їх заплави інтенсивно вкриті іригаційними системами. Річки звичайно замерзають у середині грудня, а розкриваються в другій половині березня. Під час паводка (березень–квітень) рівень води в річках піднімається на 2,5–3,5 м, а в долині р. Тетерів – до 4–6 м; високий рівень води в ній спостерігається і під час дощового літа.

Із загальної площі території 5276 км² 19% (995 км²) покрито лісами, 8% (420 км²) заболочено, 12% (690 км²) забудовано і 60% (3170 км²) перебуває під угіддями та ріллею. Ліси переважно змішані; найбільші лісові масиви (до 200–400 км²) розташовані на правобережжі р. Тетерів, дещо менші (50–100 км²) – на правобережжі р. Ірпінь та р. Здвиг.

Ґрунти на частині території, що належить до Полісся, піщані та супіщані, в долині р. Здвиг – торф'яні; у південній частині ґрунти суглинисті на лесах.

Кліматичні умови помірні. Зима (грудень – лютий) м'яка: невеликі морози (-3° – -5°C) змінюються частими відлигами; лише в деякі зими морози досягають 20–30°. Сніговий покрив не перевищує 15–20 см; в деякі зими майже відсутній. Земля промерзає на глибину 20–40 см. Весна нестійка, часто бувають заморозки (майже до травня). Літо тепле або й жарке з денними температурами 21–23° С, а іноді до 30–35° С. Переважають дні з перемінною хмарністю і слабким вітром, ночі тихі і прохолодні. Опади – у вигляді короткочасних злив, нерідко з грозами та вітром. Перша половина осені (вересень–жовтень) тепла і суха, а друга – прохолодна з хмарною погодою, затяжними дощами, вночі іноді заморозки. Протягом всього року переважають західні та північно-західні вітри, швидкість 3–4 м/сек.

Приблизно третина населення досліджуваної території мешкає в містах, а 2/3 – в селах та селищах міського типу. Основна частина міського населення зайнята на підприємствах легкої та харчової промисловості, на транспорті, гірничодобувних та гірничопереробних підприємствах. У Фастові працює завод хімічного машинобудування. Основні культури землеробства – жито, ячмінь, овес, пшениця, картопля, льон, цукрові буряки (на півдні).

Ступінь освоєння мінеральних ресурсів низький. У м. Коростишіві раніше діяло кілька великих кам'яних кар'єрів, шахта з видобутку бурого вугілля; в м. Радомишлі – кар'єр з видобутку мармуру, такий самий кар'єр – у с. Негребівка, трохи менший – у с. Козіївка, кілька кам'яних кар'єрів діяло в околицях м. Фастів. Нині майже всі ці гірничодобувні підприємства припинили свою діяльність. Продовжує діяти кар'єр з розробки великих гранітних блоків у сmt. Корнін, кар'єр з видобутку щебеню в с. Бистрівка та в сс. Ярошівка і Соснівка. В м. Коростишів працює велике каменерізне підприємство та кілька менш потужних,

що обробляють привізну сировину (переважно з Коростенського плутону). В смт. Андрушівка добувають буре вугілля відкритим способом.

Умови проведення геологічних робіт задовільні. Відслонення докембрійського фундаменту спостерігаються в долинах рр. Тетерів, Ірпінь та Унава. Переважно для цих же ділянок властиві поодинокі виходи юрських, крейдяних, палеогенових і неогенових відкладів. Малопотужні четвертинні відклади поширені і відслонюються по всій території.

Ступінь геолого-геофізичного вивчення території на момент складання Геолкарти-200 відображено в табл. 1.

Таблиця 1

Геолого-геофізична вивченість території

№	Вид робіт	1:200 000		1:50 000 (1:25 000)	
		% площі	Рік виконання	% площі	Рік виконання
1	Геологічна зйомка	100	1957–1962	81	1963–1972
2	Глибинне геологічне картування	–	–	37,5	1976–1985
3	Гравіметрична зйомка	100	1958	81	1954–1967
4	Наземна магнітна зйомка	–	–	81	1960–1970
5	Аеромагнітна зйомка	100	1962	–	–
6	Вертикальне електрондування	–	–	87,5	1965–1982
7	Гідрогеологічна зйомка	100	1957–1962	–	–

Комплект карт складено за матеріалами геологознімальних та пошукових робіт Г. С. Безверхнього, Б. Г. Георгіна, Р. М. Довганя, Л. І. Забіяки, П. І. Слинька, А. Н. Тарасова, М. І. Хворова, І. І. Шоцького, В. І. Шунька та їх співавторів. Найкращою якістю характеризуються матеріали глибинного геологічного картування, проведеного під керівництвом Р. М. Довганя (6 аркушів масштабу 1:50 000). Низьку якість мають матеріали геологічної зйомки масштабу 1:200 000, виконаної В. І. Шуньком по кристалічному фундаменту. А тому частину карти кристалічного фундаменту по трьох східних аркушах, на яких не проводилася геологічна зйомка масштабу 1:50 000 (М–35–60–Б і Г; М–35–72–Б), не можна вважати кондиційною. Однак це не стосується карт дочетвертинних утворень і четвертинних відкладів, матеріалу для яких, особливо з урахуванням даних для суміжного Київського аркуша, достатньо, щоб вважати їх кондиційними.

Переважає більшість лабораторних робіт виконувалася в лабораторіях ІГМР НАН України, повний силікатний аналіз осадових порід і рентгено-флюоресцентний аналіз – в НЦ мінералого-геохімічних і аналітичних досліджень Київського університету, мікрофауністичний і палінологічний аналіз – в ІГН НАН України, мінералогічний і гранулометричний аналіз – в лабораторії КП „Північукргеологія“.

У польових роботах і підготовці матеріалів до друку брали участь К. Ю. Єсипчук, В. М. Скобелев, С. Г. Кривдик, В. І. Орса, Л. М. Степанюк, К. В. Когут, Б. Д. Возгрін, Р. М. Довгань, Г. В. Калініна, Л. В. Сьомка.

Схему глибинної будови земної кори розробили співробітники Інституту геофізики НАНУ С. С. Кравський, М. І. Орлюк та І. К. Пашкевич.

1. ГЕОЛОГІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ

Геологію цієї території ще в першій половині ХХ століття вивчав В. І. Лучицький [41, 42]. Він вперше виділив тетерівсько-бузьку світу, віднісши її спочатку до криптозою, потім до архею. Він виділив також житомирський (антоновський) і коростишівський типи гранітів. М. І. Безбородько [2] виділив на цій площі

фастівський тип гранітів, який потім було включено до складу кіровоградсько-житомирського, а з 1991 р. – до ставищанського комплексу.

Перша геологічна та гідрогеологічна зйомка масштабу 1:200 000 була проведена тут у 1956–1962 рр. В. І. Шуньком [131]. У результаті цих робіт у центральній та східній частинах району було виявлено широкі площі розвитку гнейсів та амфіболітів, у центральній – карбонатних порід та кристалічних сланців, у північно-західній – порід коростенського інтрузивного комплексу. У складі осадового покриву вперше виділено канівську світу. Були складені літолого-фаціальні карти мезо-кайнозойських відкладів та гідрогеологічна карта району. Детально вивчено хімічний склад підземних вод і зроблено висновки щодо можливості забезпечення ними великих населених пунктів. У породах кристалічного фундаменту та осадового чохла виявлено підвищені вмісти рідкісних і розсіяних елементів, викладено рекомендації на подальше їх вивчення. Через недостатні обсяги бурових робіт складені геологічні карти не були кондиційними. Залишилися нерозчленованими метаморфічні породи кристалічного фундаменту, не вивчено їх співвідношення з інтрузивними та ультраметаморфічними утвореннями. Не була з'ясована тектонічна структура кристалічного фундаменту. Ідею про належність гнейсів до синклінальних структур, а гранітоїдів – до антиклінальних не вдалося обґрунтувати. Залишилося недостатнім фауністичне та літологічне обґрунтування стратиграфічного розчленування мезо-кайнозойських відкладів. Недостатньо були обґрунтовані рекомендації на пошуки силікатного нікелю, слабо вивчені гранітоїди, пегматити, метасоматити.

На початку 60-х років розпочинається планомірна геологічна зйомка масштабу 1:50 000. У 1962–1966 рр. І. І. Шоцький [130] проводить таку зйомку на території аркушів М–35–59–Г; 60–В; 71–Б; 71–А. В результаті цих робіт породи тетерівської серії вперше розчленовано на дві світи: городську та кочерівську. Виявлено потужні тектонічні зони (Віленську та Кочерівську), а також Брусилівський (Кочерівський) синклінорій. Вперше в цьому районі встановлено відклади келовейського (верхня юра) та альбського (нижня крейда) ярусів і виділено берекську світу. Виявлено ряд нових родовищ і проявів корисних копалин: кальцитових і доломітових мармурів, фосфоритів, апатиту, бурого вугілля, каолінів, керамзитових глин, титану та цирконію. Закатовано пегматитові тіла з високим вмістом мусковіту, виявлено численні точки флюоритової, мідно-нікелевої та вермикулітової мінералізації. Разом з тим залишилось невирішеним питання віку та взаємовідношення городської і кочерівської світ, не встановлено вік і генезис гранітоїдів та їх співвідношення з метаморфічними товщами. Не обґрунтована концепція різного структурного положення кочерівської (складки субмеридіонального напрямку) та городської (субширотної структури) світ. Не була з'ясована природа та промислове значення мідно-кобальт-нікелевої мінералізації.

Трохи пізніше (1965–1972 рр.) на території п'яти аркушів (М–35–59–Б, В; 60–А; 71–А, В) виконує таку ж зйомку Л. І. Забіяка [92, 93]. В результаті цих робіт було здійснено літолого-формаційне вивчення відкладів тетерівської серії, у складі якої виділено аспідну та вапнякову формації. Вивчено взаємовідношення станишівської та кочерівської світ, що залягають одна на одній без стратиграфічного неузгодження (станишівська світа виділена В. Г. Пастуховим; пізніше перейменована в віленську, а потім василівську В. М. Ключковим). Вивчено склад та умови залягання горизонту так званих конгломератів біля с. Леніно. Вперше виділено бистрівський комплекс лейкократових гранітів, перспективних у металогенічному відношенні. Встановлено складчасто-блокову будову кристалічного фундаменту; виділено Радомишльський прогин, а в його межах – Коростишівську антиклінальну та Кочерівську синклінальну структури. Показано, що блокові переміщення впливали на склад і будову осадового чохла. Виявлено значну металогенічну роль деяких розломів та Коростенського плутону, в межах екзоконтакту якого широко проявилися процеси ороговикування, скарнування, пренітизації та альбітизації. Виявлено ряд нових рудопроявів: бурого вугілля, титанових розсипів, кальцитових мармурів, каситериту, рідкісних елементів, первинних каолінів, керамзитових глин. Були рекомендовані як перспективні для проведення пошукових робіт такі ділянки: 1. Радомишльська – на пошуки каситериту. 2. Городська – на пошуки рудопроявів та родовищ ніобію, літію, олова. 3. Пилиповицька (у зоні контакту порід „рами“ і Коростенського плутону) – на пошуки родовищ рідкісних елементів та кольорових металів. 4. Коростишівська та Березівська – на пошуки первинних каолінів. 5. Іваницька – на пошуки керамзитових глин.

У 1966–1970 рр. аркуші М–35–71–Г; 72–В, Г картує Г. С. Безверхній [72]. У результаті було виділено фастівську світу, представлену переважно ортоамфіболітами. Встановлено, що гнейси городської світи залягають безпосередньо на бердичівських гранітоїдах. Простежено на південь Віленську та Кочерівську зони розломів з багатою графітовою та сульфідною мінералізацією. Геологічно підтверджено Андрушівсько-Фастівську зону розломів, у межах якої проявлені процеси мусковітизації, флюоритизації, а також встановлено прояви радіоактивних елементів і радонових вод. Висловлено думку про те, що зона Сквирського (Брусилівського) розлому поділяє територію на два блоки з різними рівнями ерозійного зрізу: підвищений західний та опущений східний. Вперше на цій території виявлено і фауністично охарактеризовано відклади альбського ярусу та берецької світи. Виявлено ряд нових родовищ і рудопроявів корисних копалин: Корнінське родовище бурого вугілля, 6 родовищ і 6 перспективних ділянок на пошуки керамзитових глин, Корнінське родовище та Любимівську перспективну ділянку первинних каолінів, 4

перспективні ділянки на пошуки титанових розсипів, перспективну ділянку з монацитовим розсипом, ділянки на пошуки радіоактивних елементів і радонових вод, перспективні площі на пошуки мармуру, графіту, силіманіту. Було виявлено багато точок золоторудної, флюоритової, мідної, свинцевої, молібденової, олов'яної і вольфрамової мінералізації та рекомендовано ділянки для її детального вивчення. Однак всі геологічні карти, як і в попередніх авторів, складені за застарілими легендами і стратиграфічними схемами і потребують погодження з сучасними схемами. Виділення Фастівської світи недостатньо обґрунтоване і не підтвердилося подальшими дослідженнями, хоч питання розчленування росинсько-тікицької серії залишається актуальним. Більшість рекомендацій на пошукові роботи були реалізовані подальшими дослідженнями, але вагомих результатів не одержано.

У 1968–1970 рр. територію аркуша М–35–59–А закартовує М. І. Хворов [120]. Було вивчено глибинну будову Коростенського плутону, детально розчленовано основні породи та граніти групи рапаківі. На основі петрохімічних даних зроблено висновок про відсутність генетичного зв'язку між цими двома групами порід. Створено геологічну основу для оцінки території на п'єзооптичну сировину та титан.

В 1967–1975 рр. у середній частині Кочерівської структури було пробурено два субширотних профілі глибоких свердловин завдовжки близько 20 км кожний; один з виходом на західний (Брусилівський) [112], а другий – на східний борт (Юровський) цієї структури [81]. В той же період був пробурений Водотіївський профіль [75]. Результати цих робіт були узагальнені в 1979 р. [106].

В 1976–1985 рр. на території шести аркушів (М–35–59–Б, В, Г; 71–А, Б, Г) виконує глибинне геологічне картування масштабу 1:50 000 Р. М. Довгань [86; 87]. У процесі цих робіт вперше для території використано широкий комплекс нових геологічних, геофізичних, геохімічних та мінералогічних методів досліджень. Для виділення та оконтурювання гранітоїдних масивів застосовано гравіарозвідку в комплексі з електророзвідкою ВЕЗ. Для визначення генетичної природи та формаційної належності гранітів використано термолюмінесцентний метод вивчення мікроклінів і морфологічні дослідження цирконів. З метою пошуків закритого флюоритового зруденіння, виявлення тектонічних зон з проявами метасоматично-гідротермальної мінералізації було застосовано метод фторометричних пошуків за вторинними ореолами розсіювання. Одержано принципово нові дані щодо геологічної будови Кочерівської структури. Основна її складова – Кочерівський синклінорій – поділяється Комарівською субширотною зоною розломів на дві частини: північну, з перевернутим на схід західним крилом, та південну, з перевернутим на захід східним крилом. В основі стратиграфічного розрізу докембрію залягають метаморфічні породи дністровсько-бузької серії (південно-західна частина) та росинсько-тікицької серії (південно-східна частина площі). Вивчено їх формаційний склад. Встановлено, що породи кочерівської світи залягають безпосередньо на породах росинсько-тікицької серії без видимої перерви, стратиграфічної чи тектонічної неузгодженості між ними. В західній частині Кочерівської зони виявлено метаультрамафіти, наближені за складом до перидотитових коматіїтів. Зроблено висновок про значну металогенічну роль Коростенського плутону. З цією інтрузією пов'язується переважна частина рідкіснометалічних рудопоявів. Визначено спеціалізацію деяких геологічних формацій на певні види корисних копалин: альбіт-грейзенової – на рідкісні метали; актиноліт-тремолітової – на хром, нікель, кобальт; мармур-сланцевої – на доломіт, апатит; вуглецево-сланцевої – на графіт. Для подальших пошукових і ревізійних робіт було рекомендовано такі перспективні площі: 1. Кочерівсько-Забілоцька – флюорит, берилій, вольфрам. 2. Поташнянсько-Забілоцька – шеєлітове зруденіння. 3. Рудня-Городецька – рідкісні метали. 4. Теснівська та Кочерівська – радіоактивні елементи. 5. Товстовська – золото. 6. Березцовська – високоякісний облицювальний матеріал. 7. Південна та центральна частини Віленської зони розломів – графіт. 8. Карабачинська – доломіт. 9. Браухінецька – рідкісні метали. Виявлено 5 проявів алмазів. За матеріалами геохімічних досліджень виділено 48 площинних і 43 локальні аномалії. Проте в процесі робіт зовсім не використовувались ізотопно-геохронологічні та ізотопно-геохімічні дослідження. Не вирішено питання зв'язку пегматитів і метасоматитів з певними гранітоїдними комплексами. Недостатньо вивчено і висвітлено у звіті рідкіснометалічне зруденіння в гранітоїдах. Частину глиноземистих порід у межах Коростишівського блоку помилково віднесено до городської світи замість віленської. Недостатньо повно вивчено структуру північної частини Кочерівської зони. Не всі виявлені рудопояви гідротермальної мінералізації та рудні формації вивчено достатньо повно. Роботами не було передбачено вивчення осадового чохла і весь фактичний матеріал, що стосується його, залишився невикористаним.

У 1990 р. А. М. Тарасов завершив роботу з оцінки перспектив рудоносності Кочерівської структури і складання прогнозу карти масштабу 1:50 000 на уран, золото та рідкісні метали по території 12 аркушів (майже вся територія Фастівського аркуша, окрім чотирьох найвіддаленіших східних аркушів). При складанні карти в результаті переінтерпретації геофізичних матеріалів було дещо уточнено контури поширення гранітоїдів і метасоматитів різного складу, певною мірою генералізовано тектонічну структуру району. Виділено 11 ділянок, перспективних на уран, золото, тантал, ніобій, олово, скандій, вольфрам, молібден, берилій; дві зони, перспективні на алмази, одну зону з гідрохімічними ознаками алмазносності та 5 площ, перспективних на радонові, сірководневі, вуглекислі і йодо-бромні води [115]. Під час цих робіт зовсім не вивчалися мезо-кайнозойські і четвертинні відклади. Всі дискусійні питання щодо

стратиграфічного розчленування тетерівської серії та її співвідношень з росинсько-тікицькою та дністровсько-бузькою серіями залишилися невирішеними. Перспективні ділянки на пошуки рідкіснометалічного і золотого зруденіння дуже великі за площею, і контури їх недостатньо обґрунтовані. Не з'ясувався генетичний зв'язок золотого і рідкіснометалічного зруденіння з конкретними геологічними процесами.

Територія аркуша має значні перспективи на рудні і нерудні корисні копалини, у зв'язку з чим протягом останніх 50 років тут виконано досить великі обсяги пошукових, оціночних та геологорозвідувальних робіт. Ще в 1958–1959 рр. велися пошукові роботи на цирконій і ніобій [91], пізніше [79] – пошуки рідкісних металів, а вже в наш час [115] – рідкісних металів і золота. В 1973–1974 рр. у басейні р. Тетерів велися пошукові роботи на олово [95]. Пошуки ільменітових і циркон-ільменітових розсипів велися тут в 1966–1968 [74] і 1972–1973 рр. [84], корінних родовищ сульфідного нікелю – в 1956–1960 [82] та 1961–1965 рр. [111]. Робилася прогностична оцінка території на рідкісні метали, алмази та п'єзокварц [80; 85; 98; 102]. Великі обсяги пошукових і розвідувальних робіт виконано на бурі вугілля, пов'язане з палеогеновими та юрськими відкладами [88–90; 103; 113], а також на пошуки і розвідку родовищ мармуру [99; 117–119; 126] та будівельного каміння. Оцінка території на родовища бокситів дала негативні результати [116].

Значні обсяги робіт пов'язані з геофізичними дослідженнями. Найповніша узагальнююча робота виконана в 1990 р. Л. П. Шаган [124]. Із проведених раніше гравіметричних робіт заслуговують на увагу роботи Л. А. Балабушевича [71] і А. Л. Поліванчука [108]. Приблизно в той же час територія всього аркуша була покрита аеромагнітною зйомкою. Детальніші гравіметричні і магнітометричні наземні роботи були виконані тут протягом 60-х і 70-х років ХХ століття при підготовці до геологічної зйомки масштабу 1:50 000 [73; 83; 98; 101; 104; 121–129]. Ще детальніші геофізичні дослідження велися на окремих ділянках під час пошукових та геологорозвідувальних робіт.

2. СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Стратифіковані утворення на території аркуша представлені осадовими відкладами четвертинної, неогенової і палеогенової систем (кайнозойська ератема), осадовими відкладами крейдової і юрської систем (мезозойська ератема), метаморфічними породами палеопротерозойської, нео- та палеоархейської еонотем.

Відклади кайнозойської і мезозойської ератем утворюють осадовий чохол потужністю до 200 м, який майже повністю перекриває докембрійський кристалічний фундамент окрім незначних ділянок у долинах рр. Тетерів, Ірпінь та Унава. Метаморфізовані та складно деформовані утворення кристалічного фундаменту належать до двох структурних поверхів (палеопротерозойського та архейського), які становлять верхню частину фундаменту в межах трьох структурно-геологічних районів: Північно-Західного, Росинсько-Тікицького та Дністровсько-Бузького.

Нижче наводиться зведений стратиграфічний розріз зверху до низу.

КАЙНОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА Четвертинна система

Голоцен (Н)

Верхній неоплейстоцен-голоцен нерозчленовані (P_{III} – Н)

Неоплейстоцен (Р)

Верхній неоплейстоцен (P_{III})

Середній та верхній неоплейстоцен нерозчленовані (P_{II} – P_{III})

Середній неоплейстоцен (P_{II})

Нижній та середній неоплейстоцен нерозчленовані (P_I – P_{II})

Нижній неоплейстоцен (P_I)

Еоплейстоцен (Е)

Неогенова система

Пліоценовий відділ (N₂)

Товща бурих глин (N₂ bg)

Пліоценовий і міоценовий відділи нерозчленовані (N₁₋₂)

Товща строкатих глин (N₁₋₂ sg)

Міоценовий відділ (N₁)

Полтавська серія

Новопетрівська світа (N₁ np)

Палеогенова система

- Олігоценний відділ (P_3)
Полтавська серія
Берецька світа ($P_3 br$)
Харківська серія
Межигірська світа ($P_3 mž$)
Еоценовий відділ (P_2)
Харківська серія
Обухівська світа ($P_2 ob$)
Київська світа ($P_2 kv$)
Бучацька серія ($P_2 bc$)
Канівська серія ($P_2 kn$)

МЕЗОЗОЙСЬКА ЕРАТЕМА

Крейдова система

Тетерівсько-Ірпінська СФцЗ Здвизька СФцЗ

- Верхній відділ
Сеноманський і туронський яруси нерозчленовані Товща писальної крейди та мергелю ($K_2 km$)

Сеноманський ярус
Нижній під'ярус Верхньобуромська підсвіта ($K_2 br_2$)
Нижній відділ
Альбський ярус
Верхній під'ярус Нижньобуромська підсвіта ($K_1 br_1$)

Юрська система
Тетерівсько-Ірпінська СФцЗ Здвизька СФцЗ
Келовейський і оксфордський яруси нерозчленовані Нижньоіваницька підсвіта ($J_2 iv_1$)
Келовейський ярус Ічнянська світа ($J_2 ic$)
Байоський та батський яруси нерозчленовані Товща пісків і глин ($J_2 pg$) Підлужна та ніжинська світи нерозчленовані ($J_2 pd+nž$)
Байоський ярус Орельська світа ($J_2 or$)

ПРОТЕРОЗОЙСЬКА АКРОТЕМА

Палеопротерозойська еонотема (PR_1)

- Тетерівська серія ($PR_1 tt$)
Кочерівська світа нерозчленована ($PR_1 kc$)
Верхня підсвіта ($PR_1 kc_2$)
Нижня підсвіта ($PR_1 kc_1$)
Городська світа ($PR_1 gr$)
Василівська світа ($PR_1 vs$)

АРХЕЙСЬКА АКРОТЕМА

Неоархейська еонотема (AR_3)

- Росинсько-тікицька серія ($AR_3 rt$)

Палеоархейська еонотема (AR_1)

- Дністровсько-бузька серія нерозчленована ($AR_1 db$)

Далі наведено характеристику перелічених стратонів, які зображено на геологічних картах, починаючи з найдавніших.

Палеоархейська еонотема (AR₁) **Дністровсько-бузька серія нерозчленована (AR_{1db})**

Метаморфічні породи дністровсько-бузької серії зустрічаються лише в південно-західній частині аркуша у вигляді невеликих полів і ксенолітів серед біотит-гранатових гранітів бердичівського комплексу, рідше мусковіт-біотитових гранітів житомирського комплексу. Вони представлені головним чином гранат-кордієрит-біотитовими гнейсами. Здебільшого гнейси помітно мігматизовані. Їх виявлено в районі сс. Яроповичі (св. 5240, 5241, 5261), Волиця (св. 5220, 5223, 5224, 5302), Вербів (св. 5314), Андрушівка (св. 472, 608, 696, 5290, 5286 та ін.), їх видима потужність 500–1000 м. На денній поверхні вихід цих гнейсів простежується тільки поблизу с. Ходорків [93].

У магнітному полі гнейси практично не відрізняються від гранітів, що їх містять, але завдяки більшій щільності вони вирізняються в гравіметричному полі, хоча тектонічна ситуація різко знижує можливості картування гнейсів за даними гравіметричної зйомки.

Макроскопічно гнейси – це дрібнозернисті сланцюваті породи сірого кольору. Мінеральний склад: плагіоклаз № 25–30 (34–40%), кварц (20–25%), біотит (близько 30%), гранат, кордієрит (0–10%), графіт, мікроклін. Акцесорні: монацит, циркон, апатит, пірит, ільменіт. Структура лепідогранобластова, рідше пойкилобластова. Розмір зерен породоутворюючих мінералів – 0,1–1,5 мм.

Магнітна сприйнятливість гнейсів гранат-біотитових 0–65, зрідка до 1500 (середня $92 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), гнейсів кордієритових – 30–1500 (середня $462 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність гнейсів гранат-біотитових 2,66–2,78 (середня $2,73 \text{ г/см}^3$), гнейсів кордієритових – 2,64–2,75 (середня $2,71 \text{ г/см}^3$) [115].

Гнейси дністровсько-бузької серії макроскопічно не відрізняються від відповідних порід тетерівської серії, але виявляють суттєві відмінності під мікроскопом. Для них характерні постійна наявність монациту, більш червоне (оранжево-червоне) забарвлення біотиту. Показник заломлення біотиту нижчий, а основність плагіоклазу вища, ніж у гнейсів тетерівської серії. За хімічним складом гнейси подібні до гнейсів городської світи, за винятком різновидів, що містять силіманіт і мають надлишок глинозему. В них спостерігається підвищений вміст свинцю – 17 проти 6 г/т у гнейсах городської світи, берилію (відповідно 3 і 1,8 г/т), міді (40 і 21 г/т), цирконію (130 і 95 г/т), стронцію (440 і 242 г/т) і понижений вміст літію (19 і 24 г/т) при рівних кількостях нікелю, ітрію, лантану і ітербію.

Неоархейська еонотема (AR₃) **Росинсько-тікицька серія (AR_{3rt})**

Породи росинсько-тікицької серії в межах Фастівського аркуша поширені лише в його східній частині, де вони збереглися від пізніших процесів гранітизації лише у вигляді окремих фрагментів – довгастих смугоподібних останців, невиразної форми скіалітів та різноманітних „оплавлених“ ксенолітів. У переробленому вигляді вони також присутні в субстраті мігматитів, де утворюють палеосому. Контакти порід росинсько-тікицької серії з гранітоїдами звичайно нечіткі, розпливчасті і лише невеликі ксеноліти амфіболітів серед двопольовошпатових гранітів уманського комплексу мають чітко виражену межу. В зонах безпосереднього впливу гранітоїдів на метаморфічні породи спостерігаються явища приконтактового порфіробластезу або поверстової мігматизації. В межах Нежиловицького блоку релікти росинсько-тікицької серії зустрічаються переважно серед плагіоклазових гранітоїдів звенигородського і тетіївського комплексів, у той час як на території Федорівського блоку вони часто спостерігаються і серед нормальних гранітів уманського комплексу. Найбільший останець порід росинсько-тікицької серії представлений синклінальною структурою, вісь якої проходить у субмеридіональному напрямку між сс. Скригалівка та Веприк і далі на північ до с. Дідівщина. Розмах крил цієї структури досягає 8 км. Складені вони головним чином амфіболітами, які ближче до ядра складки поступово замінюються амфібол-біотитовими кристалосланцями та гнейсами. Ще один великий останець виявлено на півночі Федорівського блоку в районі сс. Козичанка, Весела Слобідка, Грузьке. А.М.Тарасов [115] вважав за можливе виділити тут антиклінальну складку з розмахом крил до 4,5 км. Ядро її становлять амфіболіти, а крила – амфіболіві гнейси. Отже, стратиграфічна послідовність порід у цих структурах однакова, що дає підстави сподіватися на можливість стратиграфічного розчленування росинсько-тікицької серії.

У межах Нежиловицького блоку найбільший останець порід площею до 120 км² виявлено в районі сс. Наливайківка, Липівка, Королівка. Із заходу він облямовується Забуянським масивом гранітоїдів звенигородського комплексу, а зі сходу впритул до нього прилягає Макарівський масив. Цей останець становить собою видовжену в меридіональному напрямку синклінальну складку розміром 15 × 10 км. Крила її складені амфіболітами, а в ядрі переважають амфібол-біотитові гнейси. На південь від Макарівського масиву в районі сс. Копилів, Фасова, Людвинівка розташовуються ще два останці амфіболітів, які склали єдине ціле з амфіболітами Коренівської синклінали. Досить великі останці порід росинсько-тікицької серії виявлено також в межах Макарівського масиву, переважно в його північно-східній частині. Останець

площею до 30 км² виявлено бурінням в південній частині Нежиловицького блоку в районі сс. Небелиця, Рожів, Ковганівка, Містечко. У складі цього останця домінують арфіболіти. Видима потужність росинсько-тікицької серії в межах аркуша оцінюється в 1500–2000 м.

Амфіболіти росинсько-тікицької серії являють собою масивні темно-зелені або чорні дрібно-середньозернисті породи. Зустрічаються також неясно сланцюваті та смугасті різновиди. Структура гранобластова, лепідонематогранобластова, гломеробластова, порфіробластова. Іноді вдається розпізнати релікти первинних структур – діабазової або офітової, що дає підстави говорити про їх первинне магматичне походження. Мінеральний склад (%): рогова обманка – 35–60, плагіоклаз – 30–55; іноді піроксен, лужний польовий шпат, біотит, епідот, хлорит, сфен, магнетит, апатит, карбонат, кварц. Рогова обманка утворює зерна неправильної або таблитчастої злегка видовженої форми.

За хімічним складом амфіболіти належать до групи порід трохи недонасичених SiO₂ ($6 > Q > 15$) з високими значеннями коефіцієнта *b*. Вміст MgO та CaO перевищує вміст FeO. На діаграмі Макдональда і Кацури SiO₂ – (Na₂O + K₂O) фігуративні точки амфіболітів розміщуються в полі базальтів толеїтової серії, а частково лягають у поля пікритових базальтів вапнисто-лужної серії. На діаграмі AFM вони потрапляють в область вулканітів невисокої залізистості. Відсутність серед них коматитів пов'язана з тим, що інтенсивність плавлення мантії речовини була для цього недостатньою. Про певну специфічність амфіболітів свідчать геохімічні дані. Так, вміст хрому, який удвічі вищий, ніж в типових толеїтових базальтах (300–400 г/т), відповідає його вмісту в базальтах серединно-океанічних хребтів. Вміст кобальту та нікелю перебуває на рівні толеїтових базальтів; підвищений вміст некогерентних елементів – барію та стронцію, рубідію та літію. Порівняно з амфіболітами тетерівської серії характерний підвищений вміст скандію, берилію, цирконію, нікелю, кобальту і понижений – ніобію, молібдену, олова і цинку.

Гнейси – це сірі або темно-сірі до чорних дрібно-середньозернисті породи з гнейсоподібною, смугастою, іноді масивною текстурою. Структура лепідогранобластова, гетерогранобластова з елементами катакlastичної. Переважно містять у своєму складі рогову обманку, але зустрічаються і безамфіболові різновиди з одним темноколірним мінералом – біотитом. Амфіболвміщуючі гнейси тісно асоціюють з амфіболітами і мають з ними деякі спільні ознаки мінерального, петрохімічного та геохімічного характеру. Безамфіболові різновиди за ознаками становлять окрему групу порід з підвищеною глиноземистістю; не виключено, що вони утворилися з осадових порід.

Магнітна сприйнятливність амфіболітів і гнейсів амфіболових 10–2000 (середня $75 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), гнейсів амфібол-біотитових – 30–10000 (середня $77 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність гнейсів амфіболових і амфіболітів 2,66–3,10 (середня 2,76), гнейсів амфібол-біотитових 2,61–3,00 (середня 2,70 г/см³) [115].

Породоутворюючі мінерали амфіболвміщуючих гнейсів і амфіболітів майже подібні. В біотитових гнейсах плагіоклаз більш кислий (№ 22–28). Біотит належить до середньозалізистих різновидів.

Породи росинсько-тікицької серії зазнали метаморфізму в умовах амфіболітової фації. Метаморфізм першого етапу відповідав високотемпературній субфації, а другого – низькотемпературній. Спостерігаються прояви діафорезу епідот-амфіболітової фації [58].

Час формування росинсько-тікицької серії остаточно не визначено; за рядом ознак її відносять до пізнього архею [67]. Архейський же вік – 2700 млн рр. – отримано за цирконом з кристалічного сланцю з кар'єру в смт. Попельня (південна рамка Фастівського аркуша).

Палеопротерозойська еонотема (PR₁)

Тетерівська серія (PR₁ *tt*)

Породи тетерівської серії займають центральну частину аркуша і значно поширені на його заході. Вони прориваються невеликими масивами і тілами гранітів житомирського комплексу, конфігурація яких здебільшого узгоджується з елементами залягання вміщуючих порід. Поширення серії продовжується на захід і північ за межами аркуша і, очевидно, закінчується в його південній частині. Тут, на продовженні порід тетерівської серії, залягають утворення росинсько-тікицької та дністровсько-бузької серій, які становлять давніші структурні яруси. Безпосередні стратиграфічні співвідношення між ними не спостерігалися. Східна межа поширення порід тетерівської серії збігається з Вільшанським розломом. Потужність всієї тетерівської серії оцінюється в 12 км, а в межах аркуша – близько 8 км [69; 70].

Тетерівська серія розчленовується на три світи: василівську (раніше називалася станишівською, потім віленською), городську та кочерівську [29–33; 38]. Якщо василівська світа у всіх попередніх схемах однозначно займала нижче стратиграфічне положення, то стосовно взаємовідношення городської та кочерівської світ такої узгодженості немає. В попередній стратиграфічній схемі УРМСК городська світа була розташована вище від кочерівської. Деякі геологи вважали, що городська світа залягає на кочерівській зі стратиграфічною незгідністю та базальними конгломератами в підшві [56]. Нашими дослідженнями остаточно підтверджено [57], що ці “конгломерати” є тектонічними утвореннями. Доведено також перевернуте залягання порід кочерівської та городської світ у північній частині західного борту

Кочерівської структури [21].

Тетерівська серія складена різною мірою метаморфізованими і слабо мігматизованими (а нерідко без жодних ознак гранітизації) вулканогенно-осадковими породами. Знизу доверху по розрізу зменшується частка вулканогенних порід та теригенних осадків і збільшується роль глинистих та хемогенних відкладів. Василівська світа в межах її стратотипу складена переважно біотитовими, біотит-роговообманковими сланцями та амфіболітами, які є метаморфізованими аналогами вулканітів середнього, основного та кислого складу (так звана метатрахіандезитова формація [97]). В городській світі переважають біотитові та двослюдяні гнейси при підпорядкованій ролі глиноземистих (силіманітових, гранат-біотитових) та графіт-біотитових кристалосланців; ці породи мають теригенне походження. В кочерівській світі значну роль відіграють карбонатні породи хемогенного походження. Проте на межі її з городською значну роль відіграють вулканогенні породи т.з. метатолітової формації [97].

Василівська світа (PR_{1vs}) має незначний розвиток тільки в крайній західній частині аркуша на південь від м. Коростишів. Поле розвитку цих порід має досить складну конфігурацію і простежується в меридіональному напрямку на відстані близько 20 км, а в широтному – до кількох кілометрів. На цій ділянці василівська світа інтродується найбільшими масивами гранітів житомирського комплексу (переважають порфіроподібні граніти коростишівського типу).

Статотипічний розріз і головне поле розвитку василівської світи розміщується далі на захід, у межах Житомирського аркуша, де вона має значну (очевидно, кілька кілометрів) потужність. Там світа складена гнейсами, сланцями та кристалосланцями, ступінь метаморфізму яких не перевищує амфіболітової або епідот-амфіболітової фацій і вони різною мірою мігматизовані [50]. За даними В. Д. Колія [97], у складі василівської світи переважають біотит-амфіболіти та біотитові кристалосланці з підпорядкованою роллю амфіболітів, глиноземистих і графітових гнейсів і кристалосланців (гранат-біотитових, силіманіт-біотитових, двослюдяних). Амфіболіти, біотит-роговообманкові та біотитові кристалосланці і сланці розглядаються як метаморфізовані вулканіти основного, середнього та кислого складу і належать до біотит-роговообманково-сланцевої або метатрахіандезитової формації [50].

За даними В. М. Ключкова і Р. М. Довганя [86; 87] у складі василівської світи поряд з біотитовими гнейсами значну роль відіграють або навіть переважають різноманітні глиноземисті (гранат-біотитові, силіманітові, двослюдяні гранат-кордієрит-біотитові) та графітові гнейси і сланці при підпорядкованому значенні амфіболітів та метатрабазитів.

Потужність верств різних порід у розрізі василівської світи змінюється від кількох до 200 метрів (частіше 10–25); найпотужнішими частіше бувають біотитові та гранат-біотитові гнейси. У верхній частині розрізу відзначаються кальцифіри з прошарками амфібол-діопсидових кристалосланців, проте не виключено, що ці породи належать вже до кочерівської або городської світи.

У межах Фастівського аркуша василівська світа представлена плагіоклазовими гнейсами та кристалосланцями, серед яких за типом темноколірних мінералів переважають біотитові та амфібол-біотитові, рідше трапляються гранат-біотитові різновиди; різко підпорядковане значення мають амфіболіти. Потужність світи тут не перевищує 1500 м.

Біотитові гнейси – темносірі, дрібно- та середньозернисті породи гнейсової текстури та лепідогранобластової структури, місцями порфіробластичні. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, андезин) – 35–70, кварц – 15–25, біотит – 7–15. Акцесорні мінерали – апатит, сфен, циркон, сульфід, ільменіт, магнетит; вторинні – епідот, хлорит.

Біотитові кристалосланці відрізняються від біотитових гнейсів меншим вмістом кварцу (до 10–15%) або його повною відсутністю та більшим вмістом біотиту (20–40%). В амфібол-біотитових кристалосланцях та гнейсах разом з біотитом присутня рогова обманка (4–35%), а в гранатових різновидах появляється гранат (до 5%). Загалом для названих порід характерна майже повна відсутність мікрокліну, який може з'явитися в приконтактних зонах з гранітами та в гранітизованих різновидах. Амфіболіти складені на 60–80% роговою обманкою, на 15–35% – плагіоклазом з можливими домішками біотиту, кварцу, мікрокліну, епідоту.

Магнітна сприйнятливість гнейсів і кристалосланців біотитових 0–500 (середня $25 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), щільність – 2,51–2,80 (середня 2,68 г/см³) [115].

Вік гнейсів василівської світи, визначений Sm-Nd методом, становить 2600–2450 млн років.

Городська світа (PR_{1gr}) поширена в північно-західній частині аркуша в межах західного борту Кочерівської структури та південно-східного екзоконтакту Коростенського плутону. Найповніший розріз її розкритий свердловинами Радомишльського, частково Кочерівського та Білокриничанського профілів. Сумарна потужність городської світи на зазначених профілях становить близько 1200 м. В. Д. Колій [97] вважає, що ця світа має значно більшу потужність і тільки її глиноземисто-слюдисто-сланцева частина (парагенерація) досягає 5000 м. Очевидно, до городської світи цей дослідник відносив значну частину василівської світи та новоград-волинську товщу.

Найпоширенішими породами у складі городської світи є біотитові гнейси та сланці, які чергуються з двослюдяними, силіманітовими, графітовими гнейсами і сланцями. Трапляються глиноземисті гнейси та сланці з кордієритом та андалузитом. Потужність шарів цих порід змінюється від кількох до 80 м, частіше

становить 5–15 м. Здебільшого це тонко-, дрібно- або середньозернисті породи, смугасті та тонкосланцеваті, часто катаклазовані.

У будові городської світи проявляються ознаки вертикальної впорядкованості верств порід, що її складають [97]. Виділяється п'ять відмінних за складом та будовою товщ, в кожній з яких проявлено від 3 до 7 ритмів. Ритми починаються біотитовими гнейсами, які змінюються вище глиноземистими (двослюдяними, силіманітовими, гранатовими) та графітовими гнейсами і сланцями. Однак є підстави вважати, що текстурно-структурні особливості, а нерідко мінеральний і хімічний склад порід городської світи значною мірою обумовлений тектонічним фактором. Особливо це стосується тієї частини розрізу світи, яка потрапляє в зону Віленського розлому. Цим пояснюються переважно дрібнозернисті структури та сланцеваті і катакластичні (до мілонітових) текстури гнейсів і сланців. Складаються вони з одних і тих же мінералів, розділяючись часто тільки за характером їх розкристалізованості або розсланцьованості. Прикладом такої „тектонізації” можуть бути „конгломерати” в долині р. Тетерів, які простягаються на відстані 12 км від с. Мар'янівка до м. Радомишль. Потужність зони („пласта”) цих „конгломератів” оцінюється в 75–80 м. Наші спостереження підтвердили точку зору дослідників, які вважають, що ці породи мають тектонічне походження, а „гальки” в них є будинованими некомпетентними до розсланцьовання породами – жильні плагіограніти, апліто-пегматити, жильний кварц [57]. Очевидно, ця тектонічна зона розташована як у породах городської світи, так і в породах кочерівської світи, що залягають вище. Так, у межах поширення порід кочерівської світи можна спостерігати „гальки” амфіболітів у „конгломератах”. Бластиосамітові, бластоалевритові структури, що часто-густо зустрічаються в породах городської світи, переважно також мають тектонічне (катакластичне) походження.

В межах поширення порід, що описані В. Д. Колієм як породи городської світи (відслонення в лівому борту р. Тетерів вище с. Козіївка), збереглися гіпабісальні бластопорфірові породи середнього (діоритового) складу, що подібні до порід новоград-волинської товщі.

Біотитові гнейси – це середньо- та дрібнозернисті смугасті породи, структура яких найчастіше лепідогранобластова, що нерідко ускладнюється катаклазом; разом з біотитом (а також за рахунок його) часто появляється мусковіт. Мінеральний склад (%): плагіоклаз 40–75, кварц – 5–35, біотит 3–25, мусковіт – 0–10, графіт – 0–7. Інколи в гнейсах появляється мікроклін (до 20%), який має характер пізнішого (метасоматичного) мінералу. В гранатових різновидах вміст гранату може досягати 8–10%, місцями появляється силіманіт або кордієрит.

Біотитові сланці відрізняються від гнейсів більш вираженою сланцеватою текстурою, меншим вмістом кварцу (5–15%), нерідко підвищеною кількістю біотиту (15–40%) та мусковіту (до 20%). Трапляються гранатвмісні (до 10%) та графітові (до 7%) різновиди біотитових сланців.

Графітові гнейси здебільшого дрібнозернисті і тонкосмугасті породи, що складаються з плагіоклазу (50–65%), кварцу (15–30%), графіту (7–15%) і біотиту (5–15%), які інколи доповнюються гранатом (0–3%), силіманітом (0–2%), мусковітом (0–3%) та мікрокліном (0–15%). Графітові сланці відрізняються від гнейсів меншим вмістом кварцу (2–15%); інколи мають істотно графітовий склад (до 50–65% графіту) [100].

Глиноземисті силіманітові гнейси та сланці характеризуються досить неоднорідними текстурами та структурами (дрібно-, середньо- і тонкозернисті, смугасті, гнейсуваті, сланцеваті), а також нерівномірним розподілом мінералів. Гнейси і сланці розрізняються вмістом кварцу – 20–25 і 3–15% відповідно. Вміст силіманіту в гнейсах становить (%) 2–15, біотиту – 5–25, плагіоклазу – 40–60. Інколи трапляються кордієрит (до 3%) та мікроклін (0–5%). У сланцях вміст силіманіту досягає 20, а біотиту 50%.

Магнітна сприйнятливість гнейсів і сланців біотитових 0–7000 (середня $632 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), гнейсів і сланців силіманітових 0–1500 (середня $103 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), гнейсів і сланців графітових 0–6000 (середня $212 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність гнейсів і сланців біотитових 2,66–3,00 (середня 2,73 г/см³), гнейсів і сланців силіманітових 2,61–2,80 (середня 2,71 г/см³), гнейсів і сланців графітових 2,55–2,78 (середня 2,67 г/см³) [115].

В. Д. Колій [97] виділяє також біотитові, графітові та силіманітові кварцито-гнейси і кварцити, проте вміст кварцу в останніх не перевищує 35%, а за кількістю інших мінералів ці породи не відрізняються від гнейсів та сланців або подібні до лейкократових (аплітоїдних?) гранітів.

Серед біотитових гнейсів та кристалосланців городської світи зрідка (с. Леніно на р. Тетерів) трапляються біотит-амфібол-плагіоклазові кристалосланці. Амфібол має вигляд реліктового мінералу, що заміщується біотитом. Найвірогідніше, що ці породи є розсланцьованими амфіболітами, які потрапили в зону катаклазу.

Порфіритами названі вперше виявлені нами серед городської світи гіпабісальні породи середнього складу. Для них характерні бластопорфірові виділення зонального плагіоклазу розміром від 0,5 до 1,5 см у дрібнозернистій основній масі. Остання складається (%) з плагіоклазу (55–70), біотиту (15–30) та кварцу (5–10). Акцесорні мінерали – апатит, сфен, циркон. За хімічним складом порода відповідає кварцвмісному діориту (андезиту). Залягають вони серед гранітів, які активно впливають на порфірити (проникнення в порфірити кварц-плагіоклаз-мікроклінових прожилків).

Глиноземисті та графітові гнейси і кристалосланці можна вважати за метаморфізовані пелітові осадки або кори вивітрювання; біотитові та амфібол-біотитові гнейси і кристалосланці мають, очевидно, гетерогенну природу. Генетична інтерпретація цих порід ускладнюється через їх значну тектонічну

переробку, катаклаз та розсланцювання. Типових псамітів (кварцових пісків та їх метаморфізованих аналогів – кварцитів) у городській світі не виявлено. Разом з тим більшість наведених В.Д. Колієм хімічних аналізів біотитових гнейсів та кристалосланців городської світи (які розглядаються як метаграуваки алевропсамітового ряду) майже нічим не відрізняються від однойменних біотитових та амфібол-біотитових порід василівської світи, які досить переконливо трактуються як метавулканогенні утворення. Ці дані разом з наявністю описаних вище порфіритів можуть свідчити про те, що значна частина гнейсів та кристалосланців городської світи можуть бути метаморфізованими вулканітами кислого, середнього та основного складу.

Датування гнейсів городської світи ізотопно-свинцевим та самарій-неодимовим методами показало, що вони формувалися у віковому інтервалі 2300–2400 млн р.

Кочерівська світа (PR₁ k_с) завершує розріз тетерівської серії і на території Фастівського аркуша її породи переважають. Загальна потужність її оцінюється різними дослідниками від 2–2,5 до 6–7 км. П. І. Слинько [112] вважав, що кочерівська світа на ділянці Брусилівського профілю має моноклінальне залягання і тому її потужність досягає 6,5 км. Дещо меншу потужність цієї світи (від 3,7 до 4,7 км) наводить В. Д. Колій [97]. Ми розчленовуємо кочерівську світу на дві підсвіти – нижню та верхню, потужність яких однакова або дещо більша у верхній підсвіті. У складі нижньої підсвіти переважають силікатні породи – гнейси і сланці і тільки іноді виявляються кальцифіри та мармури, а у верхній підсвіті останні можуть ділянками становити до половини і навіть більше обсягу розрізів. Деякі дослідники [87; 112] вважають, що істотно сланцево-гнейсова частина є перехідною товщею між цією і городською світами. Породи кочерівської світи складають однойменну субмеридіональну синклінальну структуру, розташовану в центральній частині Фастівського аркуша, та утворюють невеликі поля в його західній частині, де вони контактують з породами городської та василівської світ. Тут, у межах Коростишівського блоку, у складі світи присутні як силікатні так і карбонатні породи і вона картується як нерозчленована. Породи кочерівської світи прориваються гранітами житомирського та бистрівського типу.

Нижня підсвіта (PR₁ k_{с1}) відокремлюється від городської світи і верхньої кочерівської підсвіти меланократовими та кумінгтоніт-роговообманковими амфіболітами, так званими нижньою та верхньою метатолейтовими формаціями [97], потужність яких оцінюється відповідно в 50–750 та 0–400 м. Місцями в цих амфіболітах трапляється реліктовий ортопіроксен [87], а в північній частині Тетерівського блоку (Кочерівський синклінорій) аналогами їх є специфічні двопіроксен-амфіболові кристалосланці. З цими кристалосланцями асоціюють амфібол-двопіроксенові гнейси, амфіболіти, інколи кальцифіри. Ці метабазити є своєрідними маркуючими горизонтами і ми включаємо їх до нижньої кочерівської підсвіти.

У більшій частині розрізу нижньої підсвіти (900–1900 м) ритмічно переверстовуються біотитові, графітові, силіманіт-біотитові, гранат-біотитові (нерідко з кордієритом) гнейси та сланці. В центральній частині підсвіти виявляються малопотужні (5 м) шари кальцифірів, які асоціюють і чергуються з біотитовими, роговообманковими та карбонатно-діопсидовими кристалосланцями. Зрідка трапляються горизонти (1,5–2,2 м) меланократових амфіболітів (з кумінгтонітом). В.Д.Колій вважає, що в нижній підсвіті має місце впорядкований і симетричний розподіл порід („парагенезів”), що проявляється в синхронному підвищенні (від периферійних до центральної частини) глиноземистості та вапнистості порід (з появою карбонатних). Загальна потужність нижньої підсвіти 1000–3000 м.

Біотитові, графітові та глиноземисті (біотит-гранатові з кордієритом, силіманіт-біотитові, двослюдяні) гнейси та кристалічні сланці нижньої кочерівської підсвіти за хімічним і мінеральним складом [97] практично не відрізняються від однойменних порід городської та василівської світ.

Діопсидові (салітові) кристалосланці являють собою масивні (часто зливні) або слабо смугасті дрібно- та середньозернисті породи. Складаються (%) з плагіоклазу (15–75, в середньому 50) та саліту (5–55, в середньому біля 30), до яких в змінних кількостях може добавлятися рогова обманка (0–20), кальцит (0–12), епідот (0–15), кварц (1–15), біотит (0–2) та мікроклін (0–25). Акцесорні мінерали – апатит, сфен, сульфід, магнетит, ільменіт, ортит, циркон, турмалін. Мікроклін у діопсидових та амфіболових кристалосланцях нижньої та верхньої кочерівських підсвіт починає відігравати значно більшу роль як породоутворюючий мінерал порівняно з описаними вище силікатними породами городської та василівської світ. Він має вигляд рівноважного (частіше), або пізнішого метасоматичного, що заміщує плагіоклаз. Очевидно, це пов'язано з наявністю карбонатних порід. Подібна картина спостерігається в інших районах УЩ, де в екзоконтактних ореолах карбонатних порід вміщуючі гранітоїди часто збагачуються мікрокліном аж до утворення своєрідних діопсидових сієнітів або мікроклін-салітових скарноїдів.

Роговообманкові кристалосланці за структурно-текстурними особливостями подібні до діопсидових і складаються (%) з плагіоклазу (40–70) та рогової обманки (10–40), до яких у змінних кількостях можуть додаватися біотит (0–10), діопсид (0–5), карбонат (0–8), кварц (1–10), епідот (0–10), мікроклін (0–15) та магнетит (0–8). Акцесорні мінерали – апатит, сфен, циркон, ортит, сульфід.

Магнітна сприйнятливість діопсидових та роговообманкових кристалосланців 0–700 (середня $67 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), щільність 2,70–2,90 (середня 2,76 г/см³) [115].

Кальцифіри та мармури належать до кальцитових різновидів, у яких можуть бути присутніми діопсид (0–15), амфібол (0–10), флогопіт (0–20), плагіоклаз (0–16), кварц (0–20), мікроклін (0–17) та епідот (0–7).

Акцесорні мінерали – апатит, сфен, сульфід, магнетит, графіт, рутил та ін.

Магнітна сприйнятливість кальцифірів 0–300 (середня 40), мармурів 0–100 (середня $24 \cdot 10^{-5}$ од. СІ); щільність кальцифірів 2,55–2,90 (середня 2,79), мармурів 2,55–2,90 (середня 2,78 г/см³) [115].

Досить специфічними породами є роговообманково-кумінгтонітові амфіболіти, які асоціюють (чергуються) з голомеланократовими амфіболітами (горнблендитами). Високометаморфізованими аналогами таких метабазитів є двопіроксен-амфіболові кристалосланці.

Роговообманково-кумінгтонітові амфіболіти [97] макроскопічно дрібнозернисті, світло-зелені (до білих) сланцюваті породи. Складаються (%) з безбарвного тонко здвійникового кумінгтоніту (40–70), зеленої рогової обманки (0–20), плагіоклазу (20–40), кварцу (2–15), інколи оранжево-бурого біотиту (0–10), поодиноких порфіробластів гранату (0–5) та незначної кількості сульфідів (0–3). Часто відзначається розвиток кумінгтоніту по роговій обманці. Вказується на поодинокі знахідки реліктів ортопіроксену в цих породах [87].

Меланократові роговообманкові амфіболіти темно-зелені дрібно- та середньозернисті породи з смугастими, сланцюватими або масивними текстурами. Складаються (%) з синьо-зеленої рогової обманки (60–85), плагіоклазу (15–35), кварцу (0–10) та рудних мінералів (сульфід, магнетит) (до 10). Акцесорні мінерали – апатит, сфен. У більш меланократових різновидах амфіболітів рогова обманка має видовжений до голчастого габітус і хаотично орієнтована, інколи утворюючи пучкоподібні агрегати (тип пташиного сліду), які львівські геологи вважають за структуру спініфекс.

Магнітна сприйнятливість амфіболітів 0–12000 (середня $126 \cdot 10^{-5}$ од.СІ); щільність 2,66–3,05 (середня 2,90 г/см³) [115].

Голомеланократові амфіболіти майже повністю складаються із зеленої рогової обманки, незначної кількості плагіоклазу (0–10%) та поодиноких порфіробластів гранату (0–5%) (горнблендита або амфіболові кристалосланці).

Двопіроксенів кристалосланці ми спостерігали у двох пунктах: у відслоненнях на південь від с. Лутовка (близько 2 км на південь від контакту порід тетерівської серії з Коростенським плутоном) та у св. 506^а (КП “Кіровогеологія”) на східній околиці м. Радомишль, за 3 км від контакту з Коростенським плутоном. Двопіроксен-амфіболові кристалосланці с. Лутовка – дуже міцні тонкосмугасті середньо- та дрібнозернисті породи. Переважна частина їх (фон) має меланократовий плагіоклаз-амфіболовий (червонувато-бура рогова обманка) склад з домішкою клінопіроксену, інколи ортопіроксену та червонувато-коричневого (титанистого) біотиту. Дещо більш лейкократові (мезократові) тонкі смужки мають двопіроксен-плагіоклазовий склад. У більшості випадків в таких смужках клінопіроксен переважає над ортопіроксеном, при цьому ортопіроксен часто заміщується кумінгтонітом, а червонувато-бура рогова обманка – зеленуватим амфіболом. Обидва піроксени в шліфах майже безбарвні і не проявляють плеохроїзму, що свідчить про їхній магнезіальний склад. Досить магнезіальний склад мають також амфібол і біотит. У цьому ж районі відслонюються гнейси з клінопіроксеном (діопсид-саліт), червонувато-коричневим біотитом та кумінгтонітом. Останній, очевидно, утворився при заміщенні ортопіроксену. Подібні смугасті двопіроксен-амфіболові (бура рогова обманка) кристалосланці виявлені у св. 506^а. Крім описаних особливостей мінерального складу та текстур і структур цих порід в одному випадку спостерігався ортопіроксен (гіперстен), який був орієнтований поперечно до загальної директивності породи. При цьому ортопіроксен заміщується кумінгтонітом та блідо-зеленим амфіболом; останній розвивається також по бурій роговій обманці. З кристалосланцями асоціюють двопіроксенів гнейси з червонувато-коричневим (титанистим) біотитом, зеленуватою роговою обманкою та кумінгтонітом. Цією ж свердловиною розбурено кальцифіри та скарни, які перетинаються жилами дрібнозернистих гранітів бистрівського типу.

Верхня підсвіта (PR₁, k₂) більш розмаїта за складом, її потужність оцінюється від 1000–1300 [87] до 2300–3000 м. Загалом верхня підсвіта являє собою грубо і ритмічно верстовану товщу, в якій чергуються силікатні, силікатно-карбонатні і карбонатні породи. Потужність монопорідних верств змінюється від кількох до 30–50 м (частіше 5–20). Зрідка трапляються поклади мармурів, максимальна їх потужність змінюється від 27 до 105 м. Збільшення потужності шарів карбонатних порід спостерігається на замиканні складчастих структур, де відбувається перетікання пластичного карбонатного матеріалу в тектонічно ослаблені зони. З карбонатними породами чергуються кристалосланці та гнейси, збагачені кальцієм і магнієм, – амфіболові, амфібол-діопсидові (салітові), плагіоклаз-діопсидові. Спостерігається така послідовність чергування верств: біотитові → роговообманкові → діопсидові гнейси та кристалосланці → кальцифіри → мармури. Характерна виражена асиметрія розподілу карбонатних порід у Кочерівському синклінорії – в західній частині переважають доломітові мармури, в східній – кальцитові. Можливо, це пояснюється, як свідчать ізотопно-геохімічні дані [24; 25], різними умовами осадкоутворення.

Як підпорядковані породи (алофільні члени формації) у верхній підсвіті присутні глиноземисті та графітові гнейси і сланці, а також збагачені (до 12%) магнетитом (титаномангнетитом ?) біотитові кристалосланці. За даними валових хімічних аналізів порід [97], сумарний вміст оксидів дво- і тривалентного заліза не перевищує 7,0–8,5 мас.% при досить низькому вмісті кремнезему (57–63%), що не дає підстав відносити ці породи до залізистих кварцитів.

Названі силікатні та вапнисто-силікатні породи (гнейси, кристалосланці, глиноземисті та графітові сланці) подібні до однойменних порід нижньої кочерівської підсвіти та городської світи. Виняток становлять лише охарактеризовані вище дещо збагачені (до 12%) магнетитом біотитові кристалосланці. Існують певні відмінності між біотитовими кристалосланцями нижньої та верхньої підсвіти: у перших відсутні рогова обманка, епідот, кальцит, але поширений мусковіт, вони також мають більш залізистий біотит. Ці підсвіти істотно відрізняються складом карбонатних порід та інтенсивністю їх скарнування. Для верхньої підсвіти характерними породами є доломітові мармури та кальцифіри, які виявлені тільки в західній частині площі поширення усєї світи. Разом з доломітовими трапляються також кальцитові різновиди мрамурів, але вони мають значно меншу потужність [54].

Доломітові мармури – майже мономінеральні породи, середньо- та крупнозернисті, інколи дрібнозернисті, масивної текстури. Серед силікатів у них відзначалися такі низько- та середньотемпературні мінерали як кварц (0–7%), калішпат (0–2%), плагіоклаз (0–16%), флогопіт (0–20%) та діопсид (0–15%) [97]. Проте в доломітових мармурах, а частіше в кальцифірах порівняно часто наявна така високотемпературна асоціація некарбонатних мінералів, як форстерит, шпінель та флогопіт. За даними Р. М. Довганя, ця асоціація є звичайною в мармурах та кальцифірах Брусилівського та Дубровицько-Антонівського профілів (Ставищенський і Ходорківський тектонічні блоки). Таку ж асоціацію ми спостерігали (при ревізії шліфів) у св. 2914 Юровського профілю. Олівін, за даними В.М.Загнітко, нерідко трапляється також у доломітових мармурах Гнилецького та Негребівського родовищ. Олівін визначався у кальцифірах П. І. Слинько [112].

Незважаючи на дискусійність генезису форстериту в карбонатних породах верхньої кочерівської підсвіти (метаморфогенний чи скарново-метасоматичний), цей мінерал, безумовно, свідчить про високотемпературні умови і, на думку багатьох дослідників, є індикатором фізико-хімічних умов гранулітової фації. Характерною для неї є асоціація форстериту з шпінеллю та флогопітом, яка нерідко трапляється в описуваній підсвіті.

Кальцитові мармури вивчено менш детально (за винятком Козіївського родовища). Серед силікатів у них відзначалися кварц, плагіоклаз, калішпат, флогопіт, тремоліт та діопсид.

По доломітових і кальцитових мармурах розвиваються скарни магнезійні та вапнисті скарни з рудною мінералізацією (шеєліт, берил, флюорит та ін.). Про прояви рудної мінералізації йдеться далі в розділі „Корисні копалини”.

Завершуючи опис кочерівської світи, зупинимося на умовах її формування. Світа складена вулканогенно-осадовими породами. Очевидно, вулканогенне походження мають метабазити, біотитові гнейси та кристалосланці (або їх значна частина). Осадовий генезис, згідно з результатами ізотопних досліджень [24; 25; 94] мають карбонатні та графітові породи. Не з'ясовано генезис глиноземистих порід – вони можуть розглядатися, як метаморфізовані глинисті відклади або давні кори вивітрування. Існують також інші точки зору на генезис таких порід (кислотне вилугування, метасоматичний).

Незважаючи на досить широку гаму осадків у кочерівській світі достовірно не виявлені (або відсутні) диференційовані (сортовані) грубозернисті та власне кварц-піщані фації. Для тетерівської серії загалом характерна відсутність прибережно-морських та алювіально-річкових відкладів у межах вивченого розрізу цієї серії [65]. Переважна більшість метаморфічних порід утворилася при метаморфізмі морських або океанічних відкладів осадового та вулканогенного походження.

Коротко зупинимося на умовах метаморфізму. Нині найпоширенішою є точка зору про формування порід тетерівської серії в умовах епідот-амфіболітової та амфіболітової фацій метаморфізму [58; 43; 47]. Деякі породи цієї серії з мінеральними парагенезисами, характерними для гранулітової фації метаморфізму (гіперстен у силікатних і форстерит та шпінель у карбонатних породах) трактувалися як роговики [23] або скарни [47], що утворилися під впливом гранітоїдів Коростенського плутону. Не відкидаючи значення контактового (термального і метасоматичного) впливу Коростенського плутону на оточуючі породи, зауважимо, що процеси високотемпературного ороговикування загалом не характерні для гранітів групи рапаківі. Описані в літературі екзоконтактові перетворення граніто-гнейсів під впливом гранітів рапаківі [11] проявляються на зовсім незначній (в кілька метрів) відстані і виражені у появі порфіробластів калішпату, інколи облямівок біотиту та грейзенізації. Згадувані вище двопіроксенові кристалосланці розміщуються на відстані 2–3 км від контакту з гранітами Коростенського плутону, а кумінгтоніт-роговообманковий амфіболіт з реліктами ортопіроксену (Брусилівський профіль, св. 365) – на відстані 40 км [87]. Дещо більшою є площа поширення карбонатних порід з форстеритом (разом з шпінеллю та флогопітом). Вони відзначалися у свердловинах Брусилівського, Дубровицько-Антонівського та Юровського профілів, а також на Негребівському та Гнилецькому родовищах доломітових мрамурів. Отже, сіткою названих вище пунктів, у яких проявляються високотемпературні гранулітові парагенезиси, охоплено значну частину площі розвитку порід кочерівської світи.

Завершуючи характеристику порід тетерівської серії загалом та умов їх метаморфізму зокрема, зауважимо такі моменти: 1) гранулітові парагенезиси збереглися тільки локально і, ймовірно, в породах, які менш зазнавали змін мінерального складу при подальших динамо-тектонічних процесах; 2) текстурно-структурні особливості (зокрема смугастість), мінеральний склад, інколи навіть валовий хімічний склад і

потужність порід, наприклад, мармурів, сформувалися остаточно під впливом накладених протерозойських динамо-тектонічних і метаморфічних процесів.

За даними ізотопного датування породи кочерівської світи належать до палеопротерозою [1; 64; 66] і формувалися у віковому інтервалі 2200–2300 млн років.

Мезозойська ератема Юрська система (J)

На вивченій території юрські відклади представлені середнім відділом у складі байоського, батського та келовейського ярусів. Згідно з чинною кореляційною схемою [38; 55^б], серед байос-батських відкладів розрізняються утворення орельської, підлужної та ніжинської світи і окремої „товщі перешарування пісків і глин”. Підлужна та ніжинська світи виступають тут як єдине нерозчленоване утворення. Товща у складі підлужної та ніжинської світи – з одного боку, і „товща перешарування пісків і глин” – з іншого боку, розглядаються як стратиграфічні різнофаціальні аналоги, що формувалися у різних структурно-фаціальних зонах (СФцЗ), прибережно-морських (Здвизька СФцЗ) та прибережно-континентальних (Тетерівсько-Ірпінська СФцЗ) умовах.

Відклади келовейського ярусу представлені нижнім, середнім та верхнім під'ярусами. Ранньокеловейські осадки складають ічнянську світу, яка на території Фастівського аркуша виділяється вперше. Відклади середньо- та пізньокеловейського віку утворюють нижню підсвіту іваницької світи.

Байоський ярус Орельська світа (J₂ or)

Складена відкладами байоського віку, що відповідають черкаському горизонту. Ці відклади вперше були виявлені В. І. Шульком [131] на обмеженій площі в північно-східній та східній частинах території (сс. Плахтянка, Гайворонщина, Мар'янівка, Вишеград, Копилів, смт. Макарів та Бородянка). Залягають на докембрійських породах та корі їх вивітрювання, перекриваються незгідно залягаючими осадками (переважно глинами) батського віку. За літологічним складом це товща кварцових пісків з прошарками пісковиків, піщаних глин, глин, вторинних каолінів та бурого вугілля. Піски сірі, бурувато-сірі, середньо-крупнозернисті (в низах розрізу – гравійні), кварцові, глинисті, іноді вуглисті. Потужність світи – 5–20 м.

Вік орельської світи визначається їх положенням у загальному розрізі юри, особливостями палеогеографічних умов утворення та результатами палеонтологічного аналізу. В них знайдено рештки *Gleichenia*, *Alsophylla*, *Coniopteris*, *Lygodium* та ін.

Погане сортування матеріалу, слабка обкатаність зерен, вуглистість пісків, присутність вторинних каолінів та ряд інших ознак свідчать про їх формування в континентальних умовах у межах приморської акумулятивної низини (алювіальні та озерно-болотні утворення).

Байоський та батський яруси Підлужна та ніжинська світи нерозчленовані (J₂ pd+nž)

Об'єднує відклади верхньобайоського, нижньо-, середньо- та верхньобатського під'ярусів. Формування їх пов'язується з геологічним розвитком в юрі Здвизької СФцЗ, яка охоплює північно-східну частину території Фастівського аркуша. Південно-західна межа поширення цих відкладів проходить через с. Мотижин, смт. Макарів, сс. Наливайківка, Королівка, Людвиківка і продовжується на північ. Ця територія відповідає найглибшому заляганню кристалічного фундаменту.

Відклади підлужної та ніжинської товщ представлені глинами, які незгідно залягають на еродованій поверхні кристалічного фундаменту і залишках відкладів орельської світи. Глини досить близького між собою складу домінують в обох світах і тому без спеціальних досліджень розмежувати їх у межах аркуша неможливо. На суміжному Київському аркуші [96] глини ніжинської світи залягають на глинах підлужної теж без очевидних слідів перерви і без достатньо чітко вираженого літологічного контакту.

Товща глин залягає з певним нахилом на північний схід, у бік ДДЗ, що свідчить про зв'язок її формування з морським басейном, який довгий час існував на території западини. Перекривається вона утвореннями ічнянської та іваницької світи, іноді осадками крейди і навіть палеогеону. Стратиграфічний контакт тут завжди чіткий і труднощів при розмежуванні байос-батських та пізніших відкладів не виникає. Глини підлужної та ніжинської світи палеонтологічно німі, в той час як келовейські відклади, що залягають вище, містять багату фауну і переконливо ідентифікуються. Загальна потужність всієї товщі досягає 70 м, з них більше половини становлять відклади ніжинської світи.

Літологічний склад обох світи дуже простий і представлений сірими тонковерстуватими глинами з поодинокими прошарками інших порід. За даними О. Б. Ковальова [96] глини підлужної світи більш

алевритисті, а ближче до підшови вони переходять в глинисті алеврити. Колір їх сірий, темно-сірий, нерідко з блакитним або коричневим відтінком; вони слюдисті, безкарбонатні, іноді вуглисті. Зустрічаються малопотужні глинисті сидерити жовто-бурого кольору.

Стратиграфічне положення охарактеризованих відкладів визначається їх місцем у розрізі юрських утворень. Дуже обмежені палеонлогічні дані (*Coniopteris* sp., *Leiotriletes gleichenidites* Bolch., *Gleichenidites granulatus* Grig., *Gl. senonicus* Ross., *Classoplis classoides* (Pf.) Pokr. та ін.) [96] не суперечать їх належності до відкладів байос-батського віку; їх формування відбувалося в умовах трансгресії моря з північного сходу в бік кристалічного масиву. Пік трансгресії припадав на пізньобатський час.

Товща пісків і глин (J₂ pg)

Цю товщу складає комплекс прибережно-континентальних відкладів батського (байос-батського ?) віку, які були сформовані в межах Тетерівсько-Ірпінської СФцЗ. Збереглася вона лише в межах давніх річкових долин та окремих депресій в доюрському фундаменті. В. І. Шуцько [131] виділяє Кочерово-Межиріцьку, Козичансько-Яблунівську та Веприк-Кушіївську долини-депресії, в яких потужність континентальних відкладів батського віку іноді досягає 70 м.

Відклади товщі залягають із розмивом на породах орельської світи та на докембрійських утвореннях і перекриваються з стратиграфічною незгідністю породами сеноману (Кочерово-Межиріцька долина-депресія) або пісками київської світи (Веприк-Кушіївська долина-депресія). Складається товща пісками та глинами, які перемежуються без певного порядку. Досить часто зустрічаються проверстки бурого вугілля та вторинних каолінів. За даними Л. І. Забіяки [92], в межах планшетів М-35-59-Б та М-35-60-А в найбільш повних розрізах товщі зверху переважають вуглисті глини з малопотужними проверстками бурого вугілля та вуглисті піски. Нижче в глинах більше поширені проверстки вторинних каолінів, а піщані шари мають підвищений вміст каоліну. Ближче до підшови починає переважати крупнозернистий пісок. У глинах нерідко зустрічаються обвуглені рештки дерев. Глини за складом каолініт-гідрослудисті, піски – кварцові. Вторинні каоліни звичайно білі, мають досить високий вміст кварцу та світлої слюди.

Вік цієї безумовно континентальної товщі визначається головним чином за стратиграфічним положенням, а також за результатами спорово-пилкового аналізу (С. Я. Єгорова). Тут встановлено спори плаунів *Selaginella rotumiformis*, папороті сімейства глейхенієвих, деяких голонасінних та хвойних. Формування відкладів відбувалось в умовах теплового та вологого клімату. В батський час вони були поширені на значній території Фастівського аркуша, але пізніше (крейда і палеоген) розмиті під час морських трансгресій з північного сходу.

Келовейський ярус Ічнянська світа (J₂ іч)

Під час попередніх геологознімальних робіт на території Фастівського аркуша нижньокеловейські відклади не виділялися. Роботи на суміжному Київському аркуші [96] показали, що ічнянська світа (нижній келовей) на північному заході цього аркуша впритул підходить до його західної рамки, а отже повинна виділятися і на території Фастівського аркуша. Раніше ці відклади розглядалися у складі глинистої товщі бат-ранньокеловейського віку, а якусь їх частину зараховували до середньокеловейських відкладів (нижня підсвіта іваницької світи). Потужність їх досягає 10 м.

Породи ічнянської світи згідно залягають на глинах ніжинської світи і без видимої перерви перекриваються алевритами іваницької світи, а в місцях її відсутності – осадами нижньої і верхньої крейди або палеогену.

У складі ічнянської світи домінують глинисті алеврити, а також поширені глини, нерідко вапнякові. За даними О. Б. Ковальова [96], ічнянська світа має двохчленну будову: нижня її частина представлена глинами, верхня – глинистими алевритами. Глини сірі, темно-сірі з коричневим відтінком. В них виявлено фауну (*Kerplerites gowerianus* (Sow), *K. calloviensis* (Sow.) [96], що дає підстави віднести ці глини до нижнього келовею. Алеврити сірі, як правило піщанисті, глауконітові. Мікрофауністичний аналіз теж дає незаперечні докази ранньокеловейського віку цих осадків, що підтверджується і палеонлогічними дослідженнями (*Gleichenia Laeta* Bolch., *Gl. umbonata* Bolch., *Leiotriletes gleicheniaformis* Bolch., *Classopollis* sp., *C. classoides* Pg) [96].

Келовейський і оксфордський яруси нерозчленовані Іваницька світа (J₂₋₃ ів) Нижньоіваницька підсвіта (J₂ ів₁)

На території аркуша виділяється тільки нижня підсвіта іваницької світи. Відклади її, що належать до середньої і, частково, верхньої частини келовейського ярусу, поширені лише на крайньому північному схо-

ді. Залягають вони на розмитій поверхні відкладів ічнянської світи, а перекриваються піщаними відкладами альбу та сеноману. Літологічний склад нижньоіваницької підсвіти досить розмаїтий. Головну роль відіграють алеврити, піски, пісковики, глини. Серед них у вигляді окремих лінз зустрічаються мергелі, вапняки, сидероліти. Закономірності у співвідношенні та розподілі літологічних різновидів не встановлено. Потужність підсвіти досягає 9 м.

Піски сірі, кварцові, тонкозернисті, глинисті, нерідко з глауконітом; пісковики – світло-сірі, тонкозернисті з карбонатним або кременистим цементом; глини сірі, каолінітові; серед алевритів розрізняються глинисті, карбонатні і кременисті. Всі вони пов'язані взаємопереходами з широким спектром проміжних різновидів. Карбонатний цемент частіше кальцитовий, іноді доломітовий.

Відклади належать до прибережно-морських та морських осадків, які містять досить багату фауну. За даними Л. І. Забіяки [92] і В. І. Шунька [131] тут встановлені *Goniomia cf. dubois Ag.*, *Keplerites cf. calloviensis (Sow.)*, *Ostrea sp. ind.*, *Chlamys sp. ind.*, *Parallelodon sp.* та ін. Середньокеловейський вік підтверджується фауною: *Spirophthalmidium kanevi Kapt.*, *Sp. areniforme Byk.* та іншими форамініферами.

Крейдова система (К)

У межах Фастівського аркуша крейдові відклади представлені переважно верхнім відділом у складі сеноманського і туронського ярусів. Півною мірою умовно виділені відклади нижнього відділу віднесено до верхньоальбського під'ярусу. Саме ці верхньоальбські відклади разом з досить близькими до них за літологічним складом відкладами нижньосеноманського під'ярусу утворюють буромську світу, що серед крейдових стратиграфічних підрозділів на вивченій території є найдавнішою. Буромська світа розчленовується на дві підсвіти досить близького літологічного складу. Нижньобуромська підсвіта об'єднує відклади верхньоальбського під'ярусу, верхньобуромська – відклади нижньосеноманського під'ярусу.

Середньо- та верхньосеноманський під'яруси представлені досить розмаїтою за літологічним складом товщею, що виділяється під назвою „товща писальної крейди та мергелю”. Завершується розріз відкладами туронського ярусу [96], які утворюють „товщу крейди”. В межах Фастівського аркуша ці дві товщі не розчленовуються. Всі відклади крейдової системи належать до морських осадків, що залягають трансгресивно на юрських або докембрійських утвореннях.

Нижній відділ Верхньоальбський під'ярус Буромська світа (K₁ br) Нижньобуромська підсвіта (K₁ br₁)

Відклади нижньобуромської підсвіти поширені на обмеженій території в північно-східній частині аркуша. За даними В. І. Шунька [131], південно-західна межа їх поширення проходить через сс. Осиково, Мотижин, смт. Макарів, сс. Наливайківка, Нова Буда. Залягають вони на розмитій поверхні келовею, а перекриваються осадками сеноману (верхньобуромська підсвіта). Відклади нижньобуромської та верхньобуромської підсвіт пов'язані між собою поступовими переходами. Потужність нижньобуромської підсвіти від 1,0 до 9,0 м. Представлена вона пісками та пісковиками. Піски зеленувато-сірі, кварцові з підвищеним вмістом глауконіту, дрібнозернисті. Пісковики сірі, кварцові, цемент кременистий.

В низах розрізу нижньобуромської підсвіти встановлено форми форамініфер [96] (*Hedbergella infracretacea*, *Hedbergella sp.*, *Promalina (Glaessn.) sp.* та ін.), що не є типовими ні для нижньокрейдяних, ні для сеноманських відкладів, хоча і дуже близьких до них. Саме на підставі цих знахідок і було визначено верхньоальбський вік цих відкладів. За своїм походженням верхньоальбські відклади є прибережно-морськими.

Верхній відділ Нижньосеноманський під'ярус Верхньобуромська підсвіта K₂ br₂

Порівняно з нижньобуромською ця підсвіта має більше поширення, захоплюючи не тільки Здвизьку, а й значну частину Тетерівсько-Ірпінської СФЦЗ. Південно-західна межа її розвитку проходить через сс. Яблунівка, Козичанка, Завидівка, Містечко, Раївка, Кримок, Веприн. Є всі підстави вважати, що в допалеогеновий час вони займали більшу частину території аркуша. За літологічним складом ця підсвіта, як і нижня, також являє собою істотно піщану товщу. Крім пісків у її складі бувають участь пісковики, спонголіти, опоки. Піски кварц-глауконітові, дрібнозернисті, нерідко містять уламки кременистого пісковика. Пісковики зеленувато-сірі, кварцові та кварц-глауконітові, дрібнозернисті; цемент – глинясто-вапнистий. Містять спікули губок та уламки іншої фауни. Максимальна потужність підсвіти – 27,0 м. Залягає верхньобуромська підсвіта з поступовим переходом на відкладах нижньобуромської підсвіти, а іноді з розмивом на юрських утвореннях; перекривається з поступовим переходом карбонатними осадками середньо-верхнього сеноману.

Верхньобуромська підсвіта палеонтологічно добре охарактеризована. Встановлено досить багато молосків і форамініфер (*Entolium orbiculare* (Sow.) та ін. [96].

Сеноманський і туронський яруси нерозчленовані Товща писальної крейди та мергелю (K₂ km)

Порівняно з верхньобуромською підсвітою відклади цієї товщі менш поширені. За даними В. І. Шунька [131] вони встановлені лише в північно-східній частині аркуша на північний схід від лінії, що проходить через сс. Березівка, Копилів, смт. Макарів, сс. Наливайківка, Волосень, Рудня Мигальська. В літологічному складі товщі домінують мергелі. В нижній частині розрізу це піщанистий глауконітовий мергель, який вище поступово переходить у світло-сірий, а ще вище – в білий крейдоподібний з домішками дрібних зерен кварцу та глауконіту. В підшві товщі залягають кварц-глауконітові вапняковисті піски. На суміжній території [96] товща розчленовується на дві пачки: нижню, що складається з кварц-глауконітових пісків і піщанистого глауконітового мергелю, та верхню, в якій головну роль відіграє білий і сірувато-білий досить чистий мергель. В нижній пачці спостерігається багата мікрофауна, спікули губок, голки їжаків, белемніти, гастроподи. Вік її визначено за фауною форамініфер (*Gaudryinella franki* (Cushm.), *Anomalina bilamellosa* та ін.). Ще вище залягає крейда біла, однорідна, досить тверда, висококарбонатна. Складається з пеліто-морфних зерен кальциту з незначною домішкою зерен кварцу та глауконіту. В крейді зустрічаються рештки фауни – черепашки молосків, спікули губок, голки їжаків, форамініфери. За даними Л. І. Забіяки [93] серед останніх визначено: *Eouvirgerina regularis* (Kell.), *Reussella kelleri* Vass., *Anomalina ammooides* (Reuss) та ін. Крейда перекривається піщаними відкладами палеогену, верхня межа її має ерозійний характер.

Кайнозойська ератема Палеогенова система (P)

Палеогенова система в межах аркуша представлена утвореннями еоценового (канівська і бучацька серії, київська і обухівська світи) і олігоценного (межигірська і берекська світи) відділів [55^a; 92; 93; 114; 130; 131].

Еоценовий відділ (P₂) Канівська серія (P₂ kn)

Відклади канівської серії мають обмежений розвиток і виявлені свердловинами на глибині від 45,0 до 90,0 метрів у північно-східній частині аркуша. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 109,0 до 82,0 м, понижуючись у північно-східному напрямку. Західна межа їх поширення проходить через населені пункти Загальці, Озерщина, Макарів, Фасова, Лишня. Представлені вони переважно пісками мілководної морської і прибережно-морської фації, потужність яких не перевищує 18,0 м.

Піски темні, зеленувато- і бурувато-сірі, дрібно- і тонкозернисті, кварцові, глауконіт-кварцові, слюдяні, глинисті з прошарками піщаної глини; характеризуються доброю відсортованістю матеріалу. Легка фракція представлена переважно кварцом, а також польовим шпатом та глауконітом; вміст слюди не перевищує 3–5%. У важкій фракції присутні ільменіт, циркон, рутил, лейкоксен, гранат, епідот, пірит.

У південно-західній частині піски стають більш темними, вуглистими, в них зменшується вміст глауконіту, з'являються прошарки бурого вугілля різної потужності (місцями до 1,0 м), а також прошарки пісковиків. Кластичний матеріал пісковиків (65%) представлений кварцом (55%) та глауконітом (до 10%), який розподілений нерівномірно; цемент (35%) – базальний монтморилонітового складу.

Канівські відклади залягають трансгресивно на утвореннях верхньої крейди і на корі вивітрювання кристалічних порід, перекриваються відкладами бучацької серії або київської світи, з якими мають поступові переходи, що ускладнює проведення межі між ними.

Серед спорово-пилкових решток А.К.Коломейцевою визначені форми *Extratripopollenites modestus* Mart., *E. aridus* Mart., *E. attritus* Agapov., що відповідають нижнім горизонтам еоцену і верхнім палеоцену.

На території суміжного Київського аркуша, за 15 км на схід від смт. Макарів, А. Б. Ковальовим [96] наводиться споро-пилковий спектр канівських відкладів, що підтверджує їх ранньоеоценовий вік: *Pinus* n/p *Diploxylon* 12, *P. n/p* *Haploxylon* 4, *Ginkgo* sp. 1, *Myricaceae* 10, *Quercus sparsa* Mart. 3, *Castanea* sp. 14, *Tripopollenites robustus* Pfl. 2, *Trudopollis menneri* Mart. 3, *Oculopollis* sp. 1.

Бучацька серія (P₂ bc)

Відклади бучацької серії переважно поширені в північно-східній частині аркуша, а в західній і південній приурочені лише до ерозійних і тектонічних депресій. Абсолютні позначки їх підшви перебувають у межах

168,4–66,6 м, а покрівлі – 174,0–87,0 м, понижуючись у північно-східному напрямку. Потужність відкладів змінюється від десятків сантиметрів до 21,4 м. Представлені вони пісками сірими, зеленувато-сірими, різнозернистими, кварцовими та глауконіто-кварцовими, місцями з прошарками бурого вугілля, глини і вторинних каолінів.

За умовами утворення вирізняються континентальні, субконтинентальні і морські фації. Серед континентальних фацій розрізняються відклади озер і боліт та відклади приморської низовини. Перші мають обмежене поширення і приурочені до невеликих ерозійних западин у районі Коростишева, Андрушівки, Червоноборки, Соболівки, Липок. Тут розріз серії має двочленну будову. Нижня частина представлена темно-сірими, середньозернистими, кварцовими пісками різного ступеня обкатаності, місцями вуглистими та каолінистими з гніздами вторинних каолінів і кварцитоподібних пісковиків, лінзами бурого вугілля і прошарками вуглистих глин. У верхній частині піски вуглисті, темно-сірі з лінзами і пластами бурого вугілля потужністю від 0,5 до 6,8 м. Найпотужніші пласти бурого вугілля виявлені в Коростишівській, Андрушівській, Кіловсько-Королівській, Раковицькій та Осовецько-Озерянській депресіях. Ці пласти містять прошарки вуглистих пісків та кварцитоподібних пісковиків, а за простяганням заміщуються вуглистими глинами і пісковиками.

Відклади приморської низовини розвинені в межах неширокої (до 10 км) смуги, західна межа якої проходить через населені пункти Романівка, Борівка, Ставище, Озеряни, Брусилів, Бишів, Чорногородка. Серед них переважають піски сірі і темно-сірі, різнозернисті, кварцові, часто вуглисті з прошарками вуглистих глин, зрідка бурого вугілля (до 1,0 м) і пісковиків. Потужність цих відкладів 3–5 м, місцями до 10 м.

Далі на північний схід відклади приморської низовини змінюються субконтинентальними відкладами, які представлені пісками сірими, зеленувато-сірими, дрібнозернистими, кварцовими і глауконіто-кварцовими з тонкими прошарками вуглистого піску, зрідка лігніту. Ще далі на північний схід вуглифіковані рослинні рештки в пісках зникають, підвищується вміст глауконіту. Субконтинентальні відклади змінюються морськими, які мають повсюдний розвиток у північно-східній частині території. Представлені вони світлосірими і зеленуватими середньо-дрібнозернистими кварцовими і глауконіто-кварцовими пісками, зрідка з прошарками пісковиків. Легка фракція морських пісків представлена кварцом, польовим шпатом і глауконітом; у важкій переважає пірит, ільменіт, лейкоксен, окисли заліза.

Залягають бучацькі відклади з розмивом на корі вивітрювання кристалічних порід, юрських і крейдяних відкладах, пісках канівської серії, а перекриваються теж незгідно переважно породами київської і обухівської світ.

З палеонтологічних решток у бучацьких відкладах зрідка зустрічаються луска і зуби риб, корали, моховатки, спікули губок. За даними А. К. Коломєйцевої та Т. Б. Губкіної у спорово-пилковому комплексі переважає пилок тропічних і субтропічних рослин середньоеоценового віку: *Mugicaceae*, *Castanea*, *Myrtales*, *Palmae*, *Magnolia*, *Begoniaceae*, *Carya*, *Nyssaceae*, *Betula*, *Pinus* та ін. На території суміжного Київського аркуша О.Б.Ковальов наводить дані спорово-пилкового спектра з відкладів бучацької серії, що підтверджує їх середньоеоценовий вік: *Pinus* n/p *Diploxylon* 6, *Castanea* sp. 2, *Quercus* sp. 1, *Trudopollis meneri* Mart. 2, мікрофітопланктон *Deflandrea* sp.

Київська світа (P₂ kv)

Відклади київської світи найбільше поширені в центральній та східній частинах аркуша, де виявлені свердловинами на глибині 7,5–61,0 м у міжріччі рр.Білка, Здвиг, Ірпінь, Унава. На іншій території простежуються лише невеличкі “острівці” цих відкладів, які збереглися від розмиву в депресіях фундаменту. Виходи на поверхню спостерігаються в долині р. Тетерів у районі населених пунктів Коростишів, Радомишль, Лутівка, в долині р. Свинолужка, в долині р. Ірпінь нижче с. Яроповичі, на лівобережжі струмка Коробочка. Абсолютні позначки покрівлі змінюються від 201 до 117 м, понижуючись у північно-східному напрямку. Потужність їх змінюється від 0,8 до 31 м.

Літологічний склад відкладів світи неоднорідний, особливо в західній, підвищеній частині території, де розвинені мілководні та прибережно-морські фації. Тут вони представлені пісками і пісковиками сірими і сіро-зеленими, дрібнозернистими, кварцовими і глауконіто-кварцовими; опоками і глинами опокopodobними; алевритами, переважно темно-зеленими, слюдяними із значним вмістом глауконіту. Більш однорідний склад світи характерний для частини території на схід від лінії Вовчиця, Жовтневе, Гавронщина, Горобіївка, Яблунівка. Тут відклади представлені трьома товщами: нижньою товщею пісків, середньою – мергелів і верхньою – безкарбонатних глин. Підмергельні піски зеленувато-сірі до сіро-зелених, дрібно-середньозернисті, кварцові та глауконіто-кварцові, глинисті, карбонатні із значною кількістю конкрецій фосфоритів. Легка фракція пісків представлена переважно кварцом, польовим шпатом, глауконітом, кальцитом. У важкій фракції присутні ільменіт, лейкоксен, епідот, гранат, рутил, циркон, турмалін, ставроліт, дистен. Потужність від перших метрів до 6–9 м.

Мергелі, що поступово змінюють піски, переважно сірі з голубуватим та зеленуватим відтінками, глинисто-карбонатні, з домішками тонкозернистого кварцового піску, з глауконітом. В них рівномірно

розподілені спікули губок, які заміщені халцедоном і опалом, зуби акул, молоски, форамініфери, коколіти, діноцисти та інші органічні рештки. Потужність мергелів від 0,5 до 25,0 м, звичайно 10–15 м.

Безкарбонатні глини зеленуватих відтінків, каолінит-монтморилонітові, слюдисті, з домішками кварцу (до 20%) та глауконіту (до 5%). Потужність їх змінюється від 0,2 м до 2,8 м. У крайових частинах поширення київських відкладів з'являються глауконіто-кварцові пісковики на глинистому та глинисто-кременистому цементі з рештками молосків, коралів та моховаток. Їх потужність досягає 8,6 м.

Київська світа залягає трансресивно на породах різних стратиграфічних утворень – від кристалічних порід фундаменту до бучацької серії включно. Перекривається переважно осадами обухівської світи, рідше новопетрівської світи або четвертинної системи.

Відклади київської світи добре охарактеризовані палеонтологічно. Е. О. Ніколаєвською серед молосків визначені *Pseudamussium corneum* Sow., *Chlamys solea* Desh., *Ch. cf. bellicostatus* Wood., *Ostrea cf. callifera* Lamk, *Crassatella cf. barboti* Sok., *Spondylus cf. tenuispina* Sandb. та ін. Т. С. Рябоконт з мергелів та карбонатних глин київської світи Ярошівського кар'єру та відслонення біля с. Мигалки визначила багатий і дуже характерний комплекс форамініфер, який практично тотожний комплексу класичних розрізів в околицях м. Києва. Т. В. Шевченко з тих самих відслонень отримала комплекс діноцист, який за складом відповідає зоні *Rhombodinium rogosum* загальної шкали, що у свою чергу, дає підстави порівнювати київську світу з бартонським ярусом.

Харківська серія Обухівська світа (P₂ ob)

Відклади світи значно поширені в межах аркуша, особливо в північно-східній і східній частині, де розвинені майже суцільним покривом. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 120 до 163 м і мають тенденцію до пониження із заходу і півдня на схід і північний схід. Максимальна потужність не перевищує 15 м. Представлені мілководними прибережно-морськими утвореннями – безкарбонатними глинисто-піщаними алевритами, які в західній частині території фаціально заміщуються глауконіто-кварцовими пісками, пісковиками та опокоподібними породами. Алеврити сірі, зеленувато-сірі, темно-зелені, кварцові з домішками глауконіту, іноді збагачені глинистим матеріалом, слюдисті, тонко-смугасті, іноді горизонтально-шаруваті. Максимальна потужність алевритів – 12,5 м. Пісковики мають обмежене поширення і залягають у вигляді невеликих лінз і прошарків серед алевритів і глин. Потужність їх досягає 2,0 м. В західній частині території, в нижній частині розрізу зустрічаються піски сірі із зеленуватим відтінком, різнозернисті, кварцові, глауконіто-кварцові, з галькою кварцу. Опокоподібні породи (опоки, глини та пісковики опокоподібні) поширені переважно в західній частині аркуша, де зустрічаються у вигляді лінз серед глин і алевритів. Вони містять численні уламки та відбитки черепашок молосків, спікул губок, коралів. Потужність опокоподібних порід – 3–4 м.

Залягають обухівські відклади трансресивно на корі вивітрювання кристалічних порід і утвореннях континентального бучаку і згідно, без перерви – на відкладах київської світи в північно-східній та східній частині території; перебиваються пісками межигірської світи, а на заході – осадами новопетрівської світи або четвертинної системи.

З палеонтологічних решток в обухівських відкладах найчастіше зустрічаються молоски, спікули губок, паліноморфи і діноцисти. Молоски (відомі місцезнаходження в околицях Коростишева), на думку М. М. Ключнікова, дуже близькі до комплексів мандриківки та латдорфу, що свідчить про їх пізньо-еоценовий вік. Паліноморфи (за даними О. Б. Стотланда) складають комплекс з *Murgica pseudogranulata* – *Quesus gracilis* – *Q. graciliformis*, типовий для верхньо-еоценових відкладів Дніпровсько-Донецької і Причорноморської западин, Криму та Північного Кавказу (обухівський і альмінський регіоюруси). З глинисто-алевритових відкладів с. Кам'яний Брід Т. В. Шевченко отримала комплекс діноцист, який можна порівняти із зональним комплексом *Charleddownia clathrata angulosa* загальної шкали, а обухівську світу, відповідно, – з приабонським ярусом.

Олігоценний відділ (P₃)

Представлений морськими мілководними відкладами межигірської і берекської світ [26; 26^a; 28].

Харківська серія Межигірська світа (P₃ m₂)

Відклади межигірської світи вирізняються на досліджуваній території вперше. Поширені вони в основному у східній частині території. Абсолютні відмітки покрівлі коливаються від 181,6 до 123,5 м, понижуються у північно-східному напрямку. Літологічний склад утворень світи однорідний і представлений пісками прибережно-морської фації. Піски зеленувато-сірого кольору, різних відтінків, різнозернисті, часто дрібно-

середньозернисті, кварцові, з глауконітом. Потужність їх становить 0,5 – 14 м.

Залягають межигірські відклади на породах обухівської світи, а на ділянках її відсутності (західна та південна частина аркуша) – на корі вивітрювання кристалічних порід або континентальних утвореннях бучака; перекриваються осадками берекської та новопетрівської світи.

Палеонтологічно породи межигірської світи не вивчалися. У стратотиповому розрізі в с. Нові Петрівці (Київський аркуш) з межигірських відкладів вивчено молоски, спікули губок, палиноморфи та діноцисти, які свідчать про ранньоолігоценовий вік стратону та його відповідність рюпельському ярусу загальної шкали.

Полтавська серія Берекська світа (P₂ br)

Відклади берекської світи мають велике поширення на всій території аркуша за винятком крайньої західної частини та долин річок і великих балок, де вони були розмиті в пліоценовому та четвертинному періодах. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 186 до 139 м. Потужність – 0,5–6,0 м. У складі берекської світи присутнів основному мілководні прибережно-морські утворення: піски, глини, алеврити. Піски становлять до 80–90% розрізу; вони білі або світло-сірі, різних відтінків, тонко-дрібнозернисті, з прошарками середньозернистих, кварцові, рідко з глауконітом, часто вуглисті, слюдисті, горизонтально верстуваті. Легка фракція представлена переважно кварцом, меншою мірою – польовим шпатом. У важкій фракції присутні ільменіт, лейкоксен, рутил, циркон, турмалін, ставроліт, гранат, дистен, сидерит, пірит. Глини та алеврити залягають переважно у нижній частині світи, мають незначне поширення і малу потужність (до 2 м). Вони темно-сірі з буруватим відтінком, вуглисті, іноді з тонкими лінзами бурого вугілля.

Залягають берекські відклади трансресивно з ерозійним неузгодженням на різних за віком породах: на заході і півдні території – на корі вивітрювання кристалічних порід, рідше на бучацьких відкладах, а в північно-східній частині аркуша – на відкладах межигірської світи. Перекриваються новопетрівською світою, іноді пліоценовими або четвертинними відкладами.

Палеонтологічна характеристика небагата. В межах аркуша у пісках берекської світи Кмітовського буровугільного розрізу знайдено ядра та відбитки молосків, а в глинах нижньої частини світи – комплекс палиноморф. Молоски, на думку В. Ю. Зосимовича, як за загальною характеристикою комплексу – великою кількістю церастодерм, корбулід, каліст, так і за наявністю в його складі *Corbula sokovi* Kapl. *Callista beutichi* (Semp.), *Angulus nystii* та ін., безумовно, можна порівнювати з малакофауною стратотипового розрізу на р. Берека та молосками верхньоолігоценових відкладів Причорноморської западини. Склад спор та пилку, за даними Т. Б. Губкіної та О. Б. Стотланда, тотожний типовим палинокомплексам зміївських глин Дніпровсько-Донецької западини.

Неогенова система (N)

Породи неогенової системи на території аркуша розвинені ширше, ніж палеогенові; вони покривають суцільним чохлам всю площу і відсутні лише на ділянках високого залягання порід фундаменту, а також у водно-льодовикових долинах, де були розмиті в четвертинному періоді. Представлені відкладами міоценового (новопетрівська світа), міоцен-пліоценового (товща строкатих глин) і пліоценового (товща бурих глин) віку [92; 93; 130; 131].

Міоценовий відділ (N₁) Полтавська серія Новопетрівська світа (N₁ np)

Відклади новопетрівської світи досить поширені в межах території аркуша, де вони виявлені свердловинами майже повсюдно на глибині 0,5–58,5 м. Виходи на поверхню спостерігаються в долині р. Тетерів, на лівобережжі струмка Коробочка і Мика. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 220 м у південно-західній частині території до 110,5 м – у північно-східній частині. Загальна потужність відкладів становить перші десятки метрів, рідко доходить до 40 м. Літологічно вони представлені різноманітними пісками, місцями вуглистами, з прошарками вторинних каолінів, глин і пісковиків, сформованих у континентальних умовах.

У розрізі новопетрівської світи досить чітко вирізняються три підсвіти: нижня, середня і верхня. Нижня підсвіта не має суцільного поширення і спостерігається переважно в північній і західній частині території. Вона складена пісками темно-сірого кольору, різнозернистими, кварцовими, слабо вуглистими, з лінзами вторинних каолінів і бурого вугілля потужністю до 1,2 м, а також прошарками пісковиків; у підшві досить часто зустрічається галька. Потужність нижньої підсвіти не перевищує 10,0 м. Середня підсвіта більш поширена, а піски, що її складають, характеризуються добрим сортуванням та обкатаністю зерен, що свідчить про

формування в умовах басейну озерного типу. Піски світло-сірого і білого кольору, тонко-дрібнозернисті, з лінзами і прошарками середньозернистих, горизонтально- та косошаруваті, кварцові, нерівномірно збагачені рудними мінералами, переважно циркон-ільменітової групи, які на окремих ділянках утворюють багаті розсипи. Потужність їх досягає 30 м. Верхня підсвіта має обмежене поширення і представлена строкатими пісками та пісковиками що поступово переходять у товщу строкатих глин. Піски сірі з буруватим відтінком, вохристо-жовті, тонкозернисті, кварцові, з прошарками (до 2,0 м) зеленувато-сірих і бурувато-сірих бентонітоподібних і каолінітових глин і лінзами рихлих пісковиків. Потужність їх досягає 15 м.

У північно-східній та східній частині території відклади новопетрівської світи залягають трансгресивно на різновікових утвореннях палеогену (переважно берекських), а на заході і південному заході – на кристалічних породах та корах їх вивітряння. Перекриваються товщею строкатих і червоно-бурих глин або четвертинними осадками. Межі як з підстилаючими, так і перекриваючими утвореннями від згідно поступових до різких, ерозійних.

У вуглистих відкладах нижньої підсвіти (св. 2871) А. К. Коломейцевою виділено пилок родини Taxodiaceae (до 53%) та Pinaceae (до 5%), пилок дуба (*Quercus*) – до 12%, вільхи (*Alnus*) – до 15%, берези (*Betula*) до 5%. Охарактеризований спектр, на думку А. К. Коломейцевої, можна зарахувати до нижнього та середнього міоцену.

Товща строкатих глин (N₁₋₂ sg)

Глини, що утворюють зазначену товщу, поширені на всій території, але, залягаючи вище базису ерозії, збереглися лише на вододілах та їх схилах. Абсолютні відмітки покрівлі змінюються від 130 до 225,5 м, знижуючись із заходу і південного заходу на північний схід. Потужність товщі коливається від 0,1–1 м до 27,7 м, у середньому 5–10 м. Глини переважно сірі з відтінками світлого, темного, зеленуватого кольору, з вохристо-жовтими та вишнево-червоними плямами. Глини щільні до аргілітів, галузит-монтморилонітові, слюдисті, з домішками піщаного матеріалу, з конкреціями і включеннями рихлих карбонатів. У вигляді малопотужних прошарків та лінз серед глин зустрічаються піски дрібно-середньозернисті до грубозернистих, глинисті. У важкій фракції глин та пісків переважають ільменіт, рутит, циркон, гідрогеїт, турмалін, ставроліт, силіманіт, дистен. У нижній частині товщі глин зустрічаються бентонітоподібні зеленувато-сірі глини, рідко лінзи опок. Верхня частина товщі інколи фаціально заміщується товщею бурих глин (N₂ bg). Це пояснюється дуже нерівномірним гідроморфізмом останньої, при якому утворюються змішаношаруваті глинисті мінерали, закисні форми заліза і, відповідно, змінюється колір породи.

Залягають глини на пісках новопетрівської світи, в західній та південній частині території – на корі вивітряння кристалічних порід; перекриваються товщею бурих глин або четвертинними відкладами. Вік строкатих глин у зв'язку з відсутністю органічних решток палеонтологічно не обгрунтований.

Пліоценовий відділ (N₂) Товща бурих глин (N₂ bg)

Утворення цієї товщі мають досить широкий розвиток на вододільних ділянках і у верхніх частинах плато. Абсолютні відмітки їх покрівлі становлять 140–250 м. Потужність товщі досягає 15 м. Представлена червоно-бурими, жовто-бурими і бурими глинами, важкими, в'язкими, пластичними, з незначними домішками карбонатних стяжін, а також бобовин гідроокислів марганцю і заліза. В нижній частині розрізу глини іноді піщані, зрідка навіть з прошарками різнозернистого кварцового піску. Залягають на пісках новопетрівської світи і товщі строкатих глин, з якою пов'язані поступовими переходами; перекриваються відкладами четвертинної системи.

У складі товщі бурих глин в окремих свердловинах нами виділено знизу вгору севастопольський, айдарський, ярківський, кизил'ярківський, богданівський, сіверський та берегівський кліматоліти континентального пліоцену, які являють собою чергування ґрунтових та неґрунтових утворень. У гідроморфних фаціях бурі глини за зовнішнім виглядом нагадують, на перший погляд, породи товщі строкатих глин. Інколи в нижній частині товщі бурих глин залягають піщано-глинисті утворення аловіального генезису. Цоколем для них здебільшого є породи кристалічного фундаменту або кора вивітряння. Вік самих бурих глин і їх генезис остаточно не з'ясовані.

Четвертинна система (Q)

У межах аркуша четвертинні відклади майже суцільним чохлом залягають на дочетвертинних утвореннях; відсутні лише на невеликих ділянках у долинах річок, схилах балок та ярів. Полісся характеризується переважним розвитком утворень рівнинно-льодовикової формації насамперед піщаних відкладів. Південноукраїнська лесова область вирізняється поширенням утворень лесової формації. Поліська частина площі поділяється за повнотою розрізу на дві підобласті: Житомирське та Київське

Полісся; південна частина належить до Прироської підобласті. Абсолютні відмітки залягання підосви квартеру змінюються від 125 м на півночі аркуша до 250 м – на півдні; потужність четвертинного покриву від 0 до 52 м, середня – 15 м. Найбільша потужність в улоговинах льодовикового виорювання та розмиву.

Четвертинні відклади представлені такими генетичними типами: льодовиковими, водно-льодовиковими, озерно-льодовиковими, озерними, біогенними, алювіальними, делювіальними, елювіальними, еоловими, техногенними, а також їх поєднаннями і комплексами різногенетичних утворень, з яких найбільше поширені є еолово-делювіальний та делювіально-еоловий. За віком серед четвертинних утворень виділено еоплейстоценові, нижньонеоплейстоценові, середньонеоплейстоценові, верхньонеоплейстоценові та голоценові відклади. Найповніше вони вивчені в опорному розрізі “Коростишів”.

Еоплейстоценовий розділ (Е)

Складається з трьох кліматолітів: березанського, крижанівського та іллічівського.

У складі еоплейстоценових відкладів виділено субаеральні і субаквальні утворення. Раніше еоплейстоценові відклади на площі аркуша не виділялись, а їх зараховували до складу бурих або строкатих глин. Тому вивченість еоплейстоцену на площі дуже низька.

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e, v_d E) найчастіше зустрічаються в південній та східній частинах району в межах плакорів як у Поліссі, так і в лесовій області. Елювіальні та еолово-делювіальні відклади залягають на пліоценових, зрідка на більш давніх утвореннях, покриваються неоплейстоценовими відкладами. Потужність стратону 0,5–5 м. Визначальною складовою еоплейстоцену є крижанівський кліматоліт, який представлений 2–3 ґрунтами і ґрунтовими відкладами: червонувато-бурими, коричнювато-бурими та бурими, напівгідроморфними і темноколірними важкосуглинистими та глинистими. Кількість частинок < 0,01 мм становить 45–55%, у тому числі часток < 0,005 мм – 14–17%. За даними мінералогічного аналізу легка фракція у класі 0,1–0,01 мм складається з кварцу (54–71%) і польового шпату (16–22%). У важкій фракції класу 0,1–0,01 мм найбільше поширені магнетит, ільменіт, лейкоксен (28–31%), рутил (21–22%), а також епідот та цоїзит (9–16%). Серед глинистих мінералів переважає каолініт. Потужність крижанівського кліматоліту 0,3–2 м. Від ґрунтів берегівського та широкинського кліматолітів крижанівські відрізняються більш світлим кольором, більш легким гранулометричним складом. Березанський та іллічівський кліматоліти представлені суглинками та супісками сизувато-бурими, бурувато-сірими із зеленкуватим відтінком, з жовто-бурими плямами оглеєння, середніми та важкими за гранулометричним складом, потужністю 0,2–2,5 м. Коли в розрізі еоплейстоцену відсутні березанський та іллічівський кліматоліти, вирізняються елювіальні відклади крижанівського кліматоліту (eE_{II} kr).

Алювіальні відклади (aE) виявлені свердловинами у південно-західній і південно-східній частинах території біля сс. Волиця, Кормчище, Веприк. Представлені пісками сірими, бурувато-сірими різнозернистими, часто гравійними, а також супіском бурим різнозернистим; потужність 2–13 м. Алювіальні відклади належать до похованих давніх долин.

Неоплейстоценовий розділ (Р)

У складі неоплейстоцену виділено нижню, середню та верхню ланки.

Нижній неоплейстоцен (Р₁)

Алювіальні відклади (aP₁) розвинені у похованих долинах поліської (св. 5210, 5294, 5323 та ін., відслонення в с. Верлок) і лесової (св. 9261, 9281, 5219, 5223, 5277 та ін.) областей. Представлені пісками сірими, жовтувато-сірими різнозернистими, переважно грубозернистими з рінню, рідше пісками дрібнозернистими, інколи зустрічаються суглинки, супіски, глини зеленкувато- і темно-сірі з рослинними рештками. Потужність алювію 0,5–12 м, у середньому 5–7 м. Абсолютні відмітки залягання підосви 170,1–207,8 м. Найбільше поширений будакський алювій. У деяких розрізах спостерігається алювій як теплого, так і холодного етапів. Нижньонеоплейстоценовий алювій підстеляється найчастіше породами докембрію, рідше мезокайнозою. Перекриваються нижньо-середньонеоплейстоценовими утвореннями різними за генезисом.

На окремих ділянках алювіальні відклади заміщуються або покриваються озерними відкладами (P₁), представленими суглинками та супісками зеленувато-сірими, верстуватими потужністю до 10 м.

Елювіальні і еолово-делювіальні відклади (e₁v_dP₁) поширені як у поліській, так і в лесовій частині аркуша, але їх поширення має нерівномірний характер. Головними причинами є екзарация дія дніпровського льодовика і розмив флювіогляціальними потоками. На сучасній поверхні ці відклади спостерігаються тільки в окремих відслоненнях (м. Коростишів, с. Верлок). Представлені головним чином товщею викопних ґрунтів важко-середньосуглинистих, зрідка глинистих і неґрунтових відкладів, які розділяють їх і мають середньосуглинистий, супіщаний, іноді піщаний гранулометричний склад. Елювіальні і еолово-делювіальні відклади нижнього неоплейстоцену мають переважно темно-сірий, сизувато-

зеленкувато-сірий колір. Потужність 0,5–11,5 м.

В окремих розрізах у складі нижнього неоплейстоцену виділені широкинський, приазовський, мартоноський, сульський, лубенський та тилігульський кліматоліти. Елювіальні відклади широкинського кліматоліту (eP_{1sh}) (один з реперних для нижнього неоплейстоцену) представлений у комплексі світою з двох-трьох ґрунтів червонувато-коричнювато-бурих, коричнювато-бурих, бурувато-коричневих, часто дерново-глеєвих, гідроморфних (поліська частина площі). Широкинські ґрунти мають переважно важкосуглинистий склад, інколи глинистий. Повсюдно ґрунти мають ознаки гідроморфізму – сизувато-сірі плями, злитість, оглеєність, за простяганням на нижчих ділянках змінюються сизувато-зеленкувато-сірими гідроморфними ґрунтами. Кількість частинок $< 0,01$ мм становить 51–53,5%, у тому числі частинок $< 0,005$ мм – 17–22%. У легкій фракції (0,1–0,01 мм) переважають кварц (34–3%) та польовий шпат (12–19%), у важкій (0,1–0,01 мм) – магнетит та лейкоксен (29–30%), рутил (13–18%), епідот та цоїзит (15–18%). У складі глинистих мінералів переважає каолінит.

За даними спорово-пилкового аналізу (аналітик О. А. Сіренко) в ґрунтах переважає пилок деревних порід (72,4–74,1%), серед яких домінує сосна (56,1–60,7%), в тому числі такі термофільні види, як *Pinus Sect. Cembrae* та *P. Sect. Strobus*. Широколистяні породи представлені пилом липи (*Tilia cf. cordata* Mill.) – 1,9–2,9% та граба (*Carpinus cf. betulus* L.) – 1,8–2,8%, дуба (*Quercus* spp.) – 1%. Серед дрібнолистяних зустрінутий пилок берези (*Betula* spp.) – 2,8–5,7%, а також вільхи (*Alnus* spp.) – 1,9–2,9%. Термофільні рослини (0,9–1,8%) представлені пилом *Juglans* sp. та *Pterocarya* sp. Пилок трав становить 20,3–23,4%. Він дуже різноманітний; домінує пилок полинів, зустрічається пилок гідро- і гігрофітів. Спори (0,9–2,8%) належать до *Polypodiaceae* і *Bryales*. Потужність ґрунтів широкинського кліматоліту 0,8–2,5 м, в середньому 1,2 м.

Приазовський кліматоліт представлений у комплексі елювіальних і еолово-делювіальних відкладів (e_1vdP_1) суглинками зеленкувато-сірими та сірими, середніми за гранулометричним складом, часто оглеєними, а також супісками і пісками, які мають еолово-делювіальний генезис (vdP_{1pr}) (іноді делювіально-еоловий). Потужність приазовських відкладів 0,2–3,9 м. Дуже часто вони відсутні в розрізі і мартоноські ґрунти безпосередньо залягають на широкинських.

Мартоноський кліматоліт представлений товщею з двох ґрунтів (mr_1 та mr_3) бурих, темно-бурих, червонувато-бурих, лучних, гідроморфних. Останні мають темнувато-зеленкувато-сірий, темно-сизий колір з плямами вохристо-жовтого кольору. Елювіальні відклади (eP_{1mr}) мають глинистий, середньо-важко-суглинистий гранулометричний склад. Кількість частинок $< 0,01$ мм дорівнює 53,8–19,4%. Легка фракція (0,1–0,01 мм) представлена в основному кварцом (43–53,3%) і польовим шпатом (10,8–16,6%). У важкій фракції (0,1–0,01 мм) переважають магнетит, ільменіт, лейкоксен (24,2–25,1%), рутил (18,3–21,2%), епідот-цоїзит (17,4–17,9%), значна роль оксидів заліза (12,4–13,7%). Серед глинистих мінералів поширені група каолініту, монтморилоніт, гідрослюди. Ґрунти мартоноського кліматоліту відрізняються від широкинських меншою кількістю частинок $< 0,005$ мм, а також польового шпату, різким збільшенням оксидів заліза, що свідчить про більший розвиток гіпергенезису. В мартоноських відкладах порівняно з широкинськими збільшується кількість пилку деревних порід (80,9–83,6%), серед яких панує сосна (*Pinus* spp.) – 64,7–68%, а також термофільних рослин: горіха (*Juglans* spp.) – 0,9–3%, шовковичних (*Moraceae*) – 0,9%, лапини (*Pterocarya* sp.) та дуба (*Quercus* spp.) – 1,9%. Серед трав'янистих (12,3–15,31%) спостерігається збільшення кількості пилку лободових (*Chenopodiaceae*) – 0,9–4%, полину (*Artemisia*) – 3–3,8%. У спорово-пилковому комплексі майже відсутні гідро- та гігрофіти. Потужність пачки ґрунтів мартоноського кліматоліту 0,5–2,1 м, у середньому 1–1,2 м. Дуже часто мартоноські ґрунти залягають безпосередньо на широкинських (опорний розріз “Коростишів”).

Сульський кліматоліт складений суглинками палевими, бурувато-палевими, зеленкувато-сірими, сизувато-сірими, середніми та легкими, пилуватими, з прошарками супісків та пісків – еолово-делювіальних відкладів (vdP_{1sl}). В опорному розрізі “Коростишів” сульський кліматоліт складений суглинком, у якому кількість частинок $< 0,01$ мм дорівнює 29,4–34,3%, у тому числі частинок $< 0,005$ мм – 14,1–14,7%. Легка фракція (0,1–0,01 мм) представлена кварцом (32,5%) та польовим шпатом (27,4%), важка (0,1–0,01 мм) – головним чином магнетитом, ільменітом та лейкоксеном (24,3%), епідотом та цоїзитом (21,3%), рутилом (17,4%). У складі глинистих мінералів присутні каолінит, монтморилоніт. Спорово-пилкові дані свідчать про збільшення кількості пилку деревних порід порівняно з мартоноським кліматолітом до 85,2%; домінує пилок сосни, але без теплолюбивих видів. Трав'янисті рослини представлені пилом лободових (3,9%) і полином (4,9%), поодинокими іншими трав'янистими. Потужність еолово-делювіальних відкладів сульського кліматоліту становить 0,3–10,5 м, в середньому 5 м.

Лубенський кліматоліт складений товщею з трьох ґрунтів (lb_1 , lb_3 та lb_5) бурих і темно-бурих лісових оглеєних, чорноземоподібних оглеєних, темноколірних лучних, а також гідроморфних елювіальних відкладів (eP_{1lb}). Гранулометричний склад ґрунтів переважно важко-середньосуглинистий. Кількість частинок $< 0,01$ мм становить 29,4–41,7%, у тому числі частинок $< 0,005$ мм – 12–18,8%. У легкій фракції (0,1–0,01 мм) переважають кварц (42,5–51%) та польовий шпат (22,9–29,7%), зустрічаються мінерали Mn. Важка фракція (0,1–0,01 мм) представлена головним чином магнетитом, ільменітом та лейкоксеном (29,4–29,8%), епідотом та цоїзитом (18,9–22,3%), рутилом (15,5–24,7%), порівняно з сульськими відкладами підвищена роль оксидів

заліза (3,1–15,1%). У складі глинистих мінералів домінує каолінит, Са-Mg монтморилоніт. У лубенських ґрунтах порівняно з мартоносськими і завадівськими кількість пилку деревних порід зменшується до 68,7–69,4% переважно за рахунок сосни (*Pinus*) – 51,7–54,3% і збільшується кількість трав'янистих. Серед соснових домінують представники підроду *Diploxylon*. З широколистих (4,5–6,7%) виявлено пилок дуба (*Quercus* sp.) – 1,3–1,4%, липи (*Tilia cf. cordata*) – 1,3–5,8% та ін.. Серед термофілів зустрінуто пилок горіха (*Juglans* spp.) – 1,4–1,9%. Пилок трав'янистих рослин (21–30,5%) представлений лободовими (2,9–6,3%), полином (6,8–12,4%) та складноцвітими (9,7–10,5%). Зустрінуто гідро- та гігрофіти. Потужність елювіальних (ґрунтових) відкладів лубенського кліматоліту становить 0,2–4,2 м, у середньому 1,5 м.

Тилігульський кліматоліт у комплексі елювіальних та еолово-делювіальних відкладів представлений суглинками палевими, жовтувато-зеленкувато-сірими, сірими легкими та середніми, а також супісками пилуватими – еолово-делювіальними відкладами (vdP_{1-II}). У розрізах цей кліматоліт може бути відсутній і тоді на лубенських відкладах залягають завадівські або молодші відклади. Потужність тилігульських еолово-делювіальних відкладів становить 0,2–7,8 м, у середньому 2 м. Коли в розрізах субаральних відкладів нижнього неоплейстоцену еолово-делювіальні відклади (суглинки і супіски лесоподібні) переважають над ґрунтовими утвореннями, виділяється комплекс еолово-делювіальних і елювіальних відкладів (vd, eP_1) потужністю 5–16 м.

Нижній та середній неоплейстоцен нерозчленовані (P_I-P_{II})

Алювіальні відклади (aP_{I-II}) зустрічаються як у поліській, так і в лесовій областях площі аркуша (св. 9259, 9260 та ін.). Представлені пісками темнувато-сірими різнозернистими (від дрібнозернистих до грубозернистих) кварцовими, в яких розрізняються алювіальні фації. Потужність 3–10 м.

Алювіальні і водно-льодовикові відклади (a, fP_{I-II}) зустрінуто у свердловинах 5230, 5273, 9257 та ін. Представлені пісками сірими та жовто-сірими, тонко-дрібнозернистими, кварцовими. Потужність 5–15 м.

Еолово-делювіальні та озерно-льодовикові відклади (vd, lgP_{I-II}) виявлено у свердловинах 5210, 5285, 5292, 9362 та ін. Представлені лесоподібними суглинками та супісками жовтувато-зеленкувато-сірими з прошарками тонко-дрібнозернистих пісків. Виділені на тих ділянках, де підморенні озерно-льодовикові відклади дніпровського кліматоліту безпосередньо залягають на еолово-делювіальних відкладах, які утворились в холодні етапи нижнього неоплейстоцену. Потужність їх 1–12 м.

В окремих випадках, де спостерігається найповніший розріз підморених відкладів, картується комплекс еолово-делювіальних і елювіальних відкладів (vd, eP_{I-II}), до якого входять не тільки нижньо-неоплейстоценові, еолово-делювіальні та елювіальні відклади, а й викопні ґрунти завадівського кліматоліту. Потужність відкладів досягає 15 м.

Лубенський та завадівський кліматоліти об'єднані. Елювіальні відклади ($eP_{I-II}lb+zv$) виділено на окремих ділянках, де завадівські ґрунти залягають на лубенських (опорний розріз „Коростишів”). Елювіальні відклади представлені викопними ґрунтами бурими, червонувато-бурими, темно-бурими лісовими оглеєними, чорноземоподібними, гідроморфними, які мають переважно важко-середньосуглинистий склад. Потужність їх становить 1,5–5 м, у середньому 2,5 м. Характеристику лубенських ґрунтів наведено вище, тому розглянемо детальніше елювіальні відклади завадівського кліматоліту ($eP_{II}zv$). Вони представлені світою з трьох-чотирьох ґрунтів: червонувато-бурих, темно-бурих оглеєних, а також гідроморфних темних і сіроколірних, іноді з прошарками до 0,3 м неґрунтових відкладів. Ґрунти мають середньо-важкосуглинистий склад. Кількість частинок < 0,01 мм становить 28,2–40,9%, серед них < 0,005 мм – 13,2–21,4%. Кількість кварцу (46,6–55,9%) та польового шпату (16,2–23,1%) серед фракції 0,1–0,01 мм дещо вища, ніж у лубенських ґрунтах. Вміст у важкій фракції (0,1–0,01 мм) магнетиту, ільменіту та лейкоксену (21,6–25,4%), а також рутилу (9–16%) менший, ніж у ґрунтах лубенського кліматоліту. Кількість епідоту та цоїзиту на такому самому рівні. Характерний вищий вміст оксидів заліза (11,1–19%). Глинисті мінерали представлені групою каолініту, монтморилонітом, гідрослюдами. В опорному розрізі „Коростишів” завадівський кліматоліт характеризується вищим вмістом пилку деревних (74–84,4%) порівняно з лубенським. Серед соснових (51,6–66,4%) знову з'являється пилок теплолюбних видів *Cembrae* і *Strobus*, а серед широколистих (до 8,3%) – пилок граба (*Carpinus* sp.) та в'яза (*Ulmus* sp.). Трав'янисті становлять 20–30%. У складі комплексу збільшується порівняно з лубенськими ґрунтами кількість злакових (до 5,1%), але зменшується вміст пилку складноцвітних, лободових та полину. Потужність елювіальних утворень завадівського кліматоліту становить 0,7–1 м. Завадівські ґрунти зустрічаються в розрізах досить рідко внаслідок інтенсивних процесів площинної льодовикової екзарцації.

Середній неоплейстоцен (P_{II})

Утворення дніпровського кліматоліту (dn) дуже поширені. Вони пов'язані з перебуванням на цій території величезного дніпровського льодовика, який залишив після себе донну та абляційну морену, водно-льодовикові, озерно-льодовикові відклади, крайові льодовикові утворення, улоговини льодовикового

виорювання та розмиву. Озерно- та водно-льодовикові відклади прийнято поділяти на підморенні та надморенні. Дніпровські субаеральні утворення мають підпорядковане значення.

Еолово-делювіальні та озерно-льодовикові підморенні відклади ($vd,lgP_{\text{пдн}}^1$) поширені переважно в південній частині аркуша, на окремих ділянках – у північній (опорний розріз „Коростишів”). Представлені суглинками зеленкувато-сірими легкими та середніми, супісками, іноді з тонкими прошарками пісків. Кількість частинок $< 0,01$ мм становить 22,4–23,1%, у тому числі частинок $< 0,005$ мм – 11,9%. Легка фракція (0,1–0,01 мм) представлена кварцом (65,8%) та польовим шпатом (24%) (більше, ніж в елювіальних). У важкій фракції (0,1–0,01 мм) переважають магнетит, ільменіт та лейкоксен (28,8%), епідот та цоїзит (24,9%), а також рутит (17,5%). Значно менший, ніж у завадівських ґрунтах, вміст оксидів заліза (8,6%). Глинисті мінерали представлені групою каолініту. В спорово-пилковому спектрі в дніпровських підморенних суглинках домінує пилок сосни – 86,4%, у невеликій кількості – берези (1,9%). Серед трав'янистих (11,5%) виявлено полин, лободові, складноцвіті та злакові. Потужність відкладів 0,3–5 м. На значних площах еолово-делювіальні та озерно-льодовикові підморенні утворення відсутні у зв'язку з розмивом та льодовиковою ескарпацією в долинах річок.

Льодовикові відклади ($gP_{\text{пдн}}$) поширені на більшій частині аркуша за винятком південно-західної та річкових долин. Вони виходять на сучасну поверхню, зустрічаються в більшості свердловин. Льодовикові відклади представлені суглинками легкими та середніми, а також супісками, рідше пісками бурими, жовто-бурими, червонувато-бурими, сизувато-сірими з валунами, уламками кристалічних порід. Часто в морені зустрічаються лінзи, прошарки різнозернистих кварцових пісків потужністю до 3 м. У морені іноді спостерігаються гляціодинамічні текстури. В деяких свердловинах (5199, 5205, 5210, 5218, 5289, 9362 та ін.) зустрічаються відторженці кори вивітрювання, строкатих та бурих глин, нижньооеоценових відкладів потужністю до 11 м. Вміст частинок $< 0,01$ мм становить в морені 7,9–15,7%, у тому числі частинок $< 0,005$ мм – 4,9–10,3%. В легкій фракції (0,1–0,01 мм) переважають кварц (42,3–47,4%) та польовий шпат (21–27%). Серед важких (0,1–0,01 мм) мінералів домінують магнетит, ільменіт та лейкоксен (16,8–22%), група епідоту (16,9–17,8%), амфіболи (11,2–15,4%), рутит (11,8–12,9%), оксиди заліза (7,6–16,2%). Спостерігається зменшення кількості рудних мінералів, групи рутилу та епідот-цоїзиту і поява у значній кількості амфіболів. Глинисті мінерали представлені каолінітом, монтморилонітом, гідролитами. У складі льодовикових відкладів розрізняються донна та абляційна морени, зрідка спостерігається акватична морена. Потужність льодовикових відкладів становить 0,1–38 м, у середньому 3 м.

У центральній та південній частині аркуша, у зв'язку з незначною потужністю і фаціальними змінами, льодовикові та водно-льодовикові відклади дніпровського кліматоліту ($g,fP_{\text{пдн}}$) показано разом. Представлені вони пісками і супісками водно-льодовикового генезису з лінзами супісків і суглинків льодовикового генезису. Потужність відкладів становить 3–10 м.

Озерно-льодовикові відклади ($lgP_{\text{пдн}}$) досить поширені, особливо в південно-західній частині аркуша, де вони складають лімнокми і лімноози. Представлені жовтувато-зеленкувато-сірими, сизувато-сірими тонкими супісками, пилуватими суглинками, стрічковими бурувато-сірими глинами з прошарками глинистих пісків. Для озерно-льодовикових відкладів характерна рутит-гранат-цирконова асоціація з дистеном, епідотом та амфіболами. Стрічкові глини складені гідролитами, монтморилонітом з невеликою домішкою каолініту і можуть бути використані для виробництва керамзитового гравію. У свердловині 5288 в озерно-льодовикових відкладах виявлено: *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Succinea oblonga* Drap., *Punctum rugmaeum* (Drap.), *Anisus* sp. та ін., серед яких значна кількість холодолюбних *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) (визначення І. В. Мельничука). Потужність озерно-льодовикових відкладів змінюється від 0,2 до 20 м. Найбільші потужності спостерігаються в межах улоговин льодовикового виорювання та розмиву, а також в лімнокмах та в лімноозах. Залежно від положення озерно-льодовикових відкладів відносно морени виділено озерно-льодовикові відклади підморенні ($lgP_{\text{пдн}}^1$) та озерно-льодовикові відклади надморенні ($lgP_{\text{пдн}}^2$), які є проявами трансгресуючого та регресуючого льодовика.

Водно-льодовикові відклади ($fP_{\text{пдн}}$), як і озерно-льодовикові, розвинені досить широко. Вони складені пісками жовто-сірими, сірими різно-дрібнозернистими, інколи гравелистими, кварцовими, польовошпатово-кварцовими. Вміст фракції 0,1–0,25 мм у піску дорівнює 30,4–40,1%, фракції 0,25–0,5 мм – 23,4–28%, фракції 0,5–1 мм – 4–10%. Глинисті частинки ($< 0,01$ мм) становлять 4,5–7,9%. У легкій фракції (0,1–0,01 мм) кількість кварцу дорівнює 52,6%, польового шпату – 26,4%. У класі 0,25–0,1 мм вміст кварцу становить 92,7%, польового шпату 5,5%. Серед важких мінералів (розмірність 0,1–0,01 мм) найчастіше зустрічаються магнетит, ільменіт та лейкоксен (34,6%), епідот і цоїзит (11%), амфіболи (19,6%), гранат (8,9%), циркон (7,5%) та ін., тобто переважає амфібол-епідот-магнетит-ільменітова мінералогічна асоціація, характерна для льодовикових відкладів. Роль мінералів групи рутилу порівняно з доніпровськими відкладами незначна. Потужність водно-льодовикових відкладів 0,4–21,5 м, у середньому 3 м. Водно-льодовиковими відкладами складені флювіози. Залежно від положення водно-льодовикових відкладів відносно морени, розрізняють водно-льодовикові підморенні ($fP_{\text{пдн}}^1$) та водно-льодовикові надморенні відклади ($fP_{\text{пдн}}^2$); потужність останніх значно менша. Там, де водно-льодовикові та озерно-льодовикові підморенні відклади чергуються, на карті та розрізах показано об'єднані водно- та озернольодовикові

Середній та верхній неоплейстоцен нерозчленовані (P_{II}-P_{III})

Кайдацький, тясминський, прилуцький, удайський та витачівський кліматоліти нерозчленовані. Елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e,vdP_{II-III} kd-vt) зустрічаються переважно у південній частині аркуша, в межах лесової області. Цей комплекс представлений чергуванням ґрунтових і неґрунтових лесових суглинчастих та супіщаних відкладів, переважно середньосуглинчастих, які підстилаються дніпровськими відкладами, а покриваються бузькими або бузько-причорноморськими і тільки в окремих відслоненнях залягають на поверхні. Потужність комплексу становить 1–2,5 м.

У поліській частині аркуша породи, що складають комплекс, змінюються комплексом елювіальних і делювіально-еолових відкладів (e,dvP_{II-III}kd-vt). Цей комплекс відрізняється від охарактеризованого поширенням піщаних та супіщаних відкладів, пов'язаних з холодними періодами (тясминський та удайський), а також збільшенням ролі гідроморфних ґрунтів, легшим їх складом. Потужність порід комплексу досягає 0,5–2,0 м. Елювіальні відклади кайдацького кліматоліту в комплексі представлені одним або двома ґрунтами (kd₁,kd₃) бурими лісовими, часто оглеєними, середньо-легкосуглинчастими, інколи гідроморфними, пілуватими. Вміст глинистих частинок (< 0,01 мм) становить 14,3–19,5%, вміст частинок < 0,005 мм – 5,2–9,4%. Кварц (48,1%) та польовий шпат (19,4%) є основними мінералами легкої фракції (0,1–0,01 мм). У важкій фракції (0,1–0,01 мм) серед мінералів переважають магнетит, ільменіт та лейкоксен (28,7%), епідот та цоїзит (25,9%), група рутилу (14,6%), амфіболи (8,6%), циркон (6,6%). Порівняно з воднольдовиковими відкладами спостерігається різке збільшення вмісту епідоту та цоїзиту, рудних мінералів, зменшення вмісту рутилу, а також амфіболів. Глинисті мінерали представлені групою каолініту, гідрослюдами, монтморилонітом. У спорово-пилковому спектрі переважає сосна (*Pinus Sect. Eupitys*) – 74,8%. Пилок листяних порід (9%) представлений березою (*Betula sp.*) – 4,5%, вільхою (*Alnus sp.*) – 1,8%, рідше – липою (*Tilia cf. cordata Mill.*), грабом (*Carpinus sp.*), дубом (*Quercus cf. Robur L.*). Серед трав'янистих переважають представники родин лободових (2,9%) та злакових (2,9%). Потужність ґрунтів кайдацького кліматоліту становить 0,3–1,5 м. Кайдацькі ґрунти покриваються відкладами тясминського кліматоліту і дуже часто прилуцького. Еолово-делювіальні відклади тясминського кліматоліту (e,vdP_{II}ts) представлені суглинками легкими або супісками лесоподібними. Вміст глинистих частинок (< 0,01 мм) у породі (опорний розріз „Коростишів”) становить (13,5%), у тому числі частинок < 0,005 мм 7,7%. 51,5% породи припадає на фракцію 0,005–0,01. У легкій фракції (клас 0,1–0,01 мм) переважають кварц (56,7%) та польовий шпат (33,2%), вміст яких вищий, ніж у кайдацьких ґрунтових утвореннях. Важка фракція (клас 0,1–0,01) характеризується мінеральною асоціацією, що складається з магнетиту, ільменіту та лейкоксену (всього 29,3%), епідоту та цоїзиту (16,7%), рутилу (11,9%), циркону (11,9%), амфіболів (8,2%), гранатів (8%). Спостерігається збільшення вмісту циркону і гранатів та зменшення вмісту епідоту, цоїзиту і рутилу порівняно з кайдацькими відкладами. Глинисті мінерали представлені групою каолініту, гідрослюдами, монтморилонітом. У тясминських відкладах виявлено невелику кількість пилку, який належить переважно сосновим. Зустрічаються поодинокі зерна полину, злаків. Потужність тясминських відкладів 0,2–1 м. У розрізах вони часто відсутні і тоді прилуцький ґрунт залягає безпосередньо на кайдацькому. Відклади прилуцького, удайського та витачівського кліматолітів, які входять до складу елювіальних та еолово-делювіальних, а також згаданих еолово-делювіальних та елювіальних утворень, розглянуто при характеристиці верхньонеоплейстоценових відкладів.

Верхній неоплейстоцен (P_{III})

Верхньоплейстоценові утворення є основним об'єктом картування четвертинних відкладів. За складом ці відклади у межах Поліської та Центрально- і Південноукраїнської областей дуже відрізняються. Відклади Поліської області мають переважно піщаний склад, потужність їх невелика. У Південноукраїнській області вирізняється потужний бузький кліматоліт, для відкладів характерний суглинчастий літологічний склад.

Делювіально-еолові та елювіальні відклади (dv,eP_{III}), поширені у північній частині аркуша, займають великі площі плакорів та схилів долин. Представлені піщаними та супіщаними утвореннями причорноморського та бузького кліматолітів, іноді з прошарками, лінзами викопних ґрунтів прилуцького, витачівського, зрідка дофінівського кліматолітів. Причорноморські піски різнозернисті, переважно дрібнозернисті, мають сірий, жовтувато-сірий колір, у верхній частині з тонкими бурими, вохристо-бурими хвилясто-горизонтальними прошарками – псевдофібрами, які є результатом голоценового дерново-підзолистого ґрунтоутворення. Бузькі відклади представлені тонкими пілуватими супісками зеленкувато-сірими, оглеєними. Поховані ґрунти і ґрунтові відклади мають бурий, сірувато-бурий, темно-сірувато-сірий колір, часто з плямами оглеєння, переважно супіщаний склад, потужність 0,5–4 м. Вони підстилаються

породами дніпровського кліматоліту (мореною, водно- і озерно-льодовиковими відкладами), зрідка кайдацькими та тясминськими утвореннями, покриваються голоценовими ґрунтами, озерно-біогенними відкладами, еоловими утвореннями голоценового і причорноморського кліматолітів. Під час попередніх геологічних зйомок ці супіщано-піщані відклади картувалися як водно-льодовикові. Проте через наявність похованих ґрунтів кайдацького, прилуцького і витачівського кліматолітів не можна погодитися з таким висновком. На невеликих ділянках поліської частини площі (м. Коростишів, с. Лутівка та ін.) в розрізі четвертинних відкладів верхнього неоплейстоцену спостерігались тільки елювіальні та елювіально-делювіальні утворення – викопні ґрунти та ґрунтови утворення. У цьому випадку виділено стратон елювіальних відкладів (eP_{III}), потужністю 0,4–2,5 м.

В окремих розрізах елювіальні відклади (викопні ґрунти) перешаровуються малопотужними делювіально-еоловими піщаними та супіщаними відкладами. При цьому утворюється комплекс елювіальних і делювіально-еолових відкладів (e, dvP_{III}) потужністю 1,0–3,0 м.

На значних ділянках поліської частини аркуша під сучасним ґрунтом поширені делювіально-еолові відклади (dvP_{III}), які представлені супіщано-піщаними відкладами потужністю 0,3–5,5 м.

Еолово-делювіальні та елювіальні відклади ($vd, e P_{III}$) широко розвинені у південній частині аркуша в межах лесової області. Представлені відклади лесами і лесоподібними легкими суглинками з прошарками викопних ґрунтів середньосуглинистих. Потужність відкладів 1,0–8,0 м.

У складі цього комплексу виділено прилуцький, удайський, витачівський і бузький кліматоліти.

Елювіальні відклади прилуцького кліматоліту ($eP_{III} pl$) складені одним–трьома ґрунтами: сірими і бурими лісовими (plb_1), внизу – чорноземні опідзолені та лучно-чорноземні ґрунти (plb_3), буроземоподібні ґрунти (pl_c), інколи гідроморфними та напівгідроморфними, середньосуглинистими, рідше легкосуглинистими та супіщаними. В опорному розрізі „Коростишів” прилуцький чорноземний ґрунт (pl_3b) містить частинок < 0,01 мм до 19,9–21,1%, у тому числі частинок < 0,005 мм – 7,8–12,1%. У легкій фракції (клас 0,1–0,01 мм) вміст кварцу 47%, польового шпату – 19,4%, що значно менше ніж у тясминському кліматоліті. Важку фракцію цього ж класу складають в основному такі мінерали: магнетит, ільменит і лейкоксен (30%), епідот і цоїзит (22%), рутил (15,3%), амфіболи (10,9%), гранат (5,2%), циркон (4,4%). Порівняно з кайдацьким ґрунтом спостерігається збільшення кількості епідот-цоїзиту, рутилу, амфіболів. Серед глинистих мінералів переважають група каолініту, монтморилоніт, гідрослюди. У спорово-пилковому спектрі з прилуцьких відкладів переважають деревні (69,6%); трав'янисті становлять – 28,8%. Серед деревних домінує пилок сосни, головним чином *Pinus sylvestris* L. Листяні породи (11,7%) досить різноманітні: *Betula* sp. (3,2%), *Alnus* sp. (1,1%), *Quercus* cf. *robur* L., *Quercus* sp. (2,1%), *Ulmus* cf. *laevis* Pall. (0,5%), *Tilia* cf. *cordata* Mill. (2,1%), *Carpinus* sp. (1,1%), *Corylus* sp. (0,5%).

З термофільних знайдено пилок горіха (*Juglans* sp.) – 1,1%. Серед трав'янистих переважає пилок складноцвітих. Широко представлене різнотрав'я. Присутній пилок гідро- і гідрофітів. Потужність прилуцьких ґрунтових утворень становить 0,3–1,5 м. Це найтепліший у пізньому неоплейстоцені палеогеографічний етап. Удайський кліматоліт розвинений не повсюдно, і тому місцями витачівський ґрунт, що залягає вище, утворює з прилуцьким єдиний ґрунтовий комплекс. Представлений кліматоліт суглинками легкими лесоподібними та супісками, часто карбонатизованими. Потужність удайських відкладів становить 0,1–1 м.

Елювіальні відклади витачівського кліматоліту ($eP_{III} vt$) завершують комплекс, представлений товщею з двох ґрунтів – буроземоподібного та бурого лісового (vtb_1 та vtb_3), середньосуглинистих, щільних на контакті з шаром, що лежить нижче, з багатьма ґрунтовими хвостами. За простяганням у нижчих місцях субаеральні витачівські ґрунти змінюються напівгідроморфними та гідроморфними ґрунтами темно-сизувато-сірими, темно-зеленкувато-сірими з багатьма вохристо-бурими плямами. У поліській частині площі витачівські ґрунти інколи мають легкосуглинистий та супіщаний склад. За даними вивчення опорного розрізу „Коростишів” вміст частинок < 0,01 мм у витачівських ґрунтах становить 21–27,4%, у тому числі фракції < 0,005 мм – 9,4–16,8%. Ці дані свідчать про те, що витачівські ґрунти за гранулометричним складом важчі порівняно з прилуцькими. Серед мінералів легкої фракції (клас 0,1–0,01 мм) найбільше поширені кварц (43–44,7%) та польовий шпат (21–22,4%). У важкій фракції цього класу переважають магнетит, ільменит і лейкоксен (26–29,4%), епідот і цоїзит (16–18,7%), рутил (11,5–12,3%), гранат (5,6–5,8%), циркон (5,4–7,6%). Порівняно з прилуцькими ґрунтами збільшується вміст циркону та гранату, але зменшується вміст рутилу та епідоту. Глинисті мінерали витачівських ґрунтів, як і прилуцьких, представлені монтморилонітом, групою каолініту, гідрослюдами. У витачівському ґрунті (vtb_2) в опорному розрізі „Коростишів” знайдено 67 пилкових зерен і одна спора *Lycopodium* sp. Переважає пилок деревних порід: *Pinus sylvestris* L. (57 п. з.), *Alnus* sp. (2 п. з.) і *Carpinus* cf. *Betulus* L. (1 п. з.) Пилок трав'янистих рослин (6 п.з.) належить до родин *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Superaceae* і *Sparganiaceae*. Потужність витачівських елювіальних відкладів становить 0,3 – 1 м.

Еолово-делювіальні відклади бузького кліматоліту ($vdP_{III} bz$) майже повсюдно поширені у південній частині площі в межах лесової області, де спостерігаються в багатьох відслоненнях, виявлені численними свердловинами. Вони представлені суглинками палевими, жовтувато-палевими, зеленкуватими (у нижній частині розрізу) легкими, пилуватими, карбонатними, які на схилах змінюються лесоподібними супісками.

Еолово-делювіальні відклади підстеляються ґрунтами витачівського або прилуцько-витачівського кліматоліту, в долинах річок – трубізько-вільшанським алювієм. Покрівлею служить голоценовий ґрунт. У свердловинах 9288 та 9299 бузький лес у нижній частині має спорово-пилкову характеристику. Вміст деревних становить 45–70%, серед них переважає пилок сосни (75–100%). У невеликій кількості міститься пилок ялини (1–3%), липи (1–3%), ліщини (1–10%). Серед трав'янистих (10–45%) домінує пилок лободових (25–50%) і полину (25–50%) у різних співвідношеннях. Потужність бузьких відкладів становить 0,5–6,5 м (середня – 2,5 м).

Алювіальні відклади верхнього неоплейстоцену (aP_{III}) поширені в долинах невеликих річок, а також у верхів'ях рр. Тетерів, Ірпінь, Унава, Здвиж. Річкові тераси морфологічно не виражені або дуже невеликі за розміром. Представлені супісками, пісками, рідше суглинками, гітєю, торфом. Потужність – 1–5 м.

Озерно-біогенні відклади прилуцького та витачівського кліматолітів нерозчленованих ($lbP_{IIIpl-vt}$) виявлено в улоговинах льодовикового виорювання та розмиву, а також у межах третіх та четвертих надзаплавних терас річок, у тому числі похованих, в сс. Котлярка, Яроповичі, Дідовщина та ін., переважно у південній частині аркуша на глибинах 3,2–25,5 м. Представлені супісками, суглинками темно-сизувато-сірими, темно-бурими, легкими, з рештками рослинності, молюсків, торфом, діатомітом, гідроморфними ґрунтами. Підстеляються озерно-льодовиковими відкладами або кайдацько-прилуцьким алювієм. Озерно-біогенні відклади покриваються бузькими або голоценовими відкладами. У свердловинах 9288 та 9299 озерно-біогенні утворення вивчалися спорово-пилковим методом (Б. Д. Возгрін, Т. Б. Губкіна, 1984 р.). Послідовність кульмінацій вмісту пилку ялини, сосни, дуба, ліщини, липи та граба дала змогу авторам порівняти цей розріз з мікулинськими відкладами Росії, муравінськими утвореннями Білорусі та прилуцьким кліматолітом України. Автори встановили такі основні пилкові зони: ялини (M_1), сосни та берези з участю ялини (M_2), сосни та берези з домішкою дуба, в'яза, ліщини (M_3), дуба та в'яза, максимум ліщини (M_4), сосни, ялини, липи, граба, дуба (M_{5-7}). Зони M_1 – M_4 належать лісовій, M_{5-7} – лісостеповій рослинності. Верхня частина озерно-біогенних відкладів (частина зони M_{5-7}) належить витачівському кліматоліту. Спорово-пилкова діаграма озерно-біогенних відкладів у свердловині 9288 порівнянн з верхньою частиною діаграми по розрізу свердловини 9299. Витачівські озерно-біогенні відклади характеризуються домінуванням пилку деревних (50–60%), ялини (18–25%), граба (10–24%), липи (6–8%), вільхи (5–10%), ліщини (6–10%), при низькій участі дуба та в'яза. Потужність озерно-біогенних відкладів прилуцького і витачівського кліматолітів нерозчленованих становить 1,1–18 м.

Алювіальні відклади трубізького ступеня ($a^3P_{III tb}$) поширені в долинах рр. Ірпінь та Унава в районі селищ Чорногородка і Кошівка, де вони складені переважно піщаними відкладами. Перекриті витачівським ґрунтом, бузькими лесами. Потужність алювію – 6–10 м.

Алювіальні відклади трубізького та вільшанського ступенів ($a^{2-3}P_{III tb-vl}$) поширені в межах других і третіх надзаплавних терас у долинах рр. Тетерів, Ірпінь, Унава та ін. Представлені пісками різнозернистими з гравієм, галькою кварцу, кристалічних порід, дрібнозернистими кварцовими з прошарками супісків, зрідка суглинків. Вирізняються фації: руслова, із субфацією розмиву, старична та заплавна. Вік алювію встановлюється за геоморфологічними ознаками, а також за положенням у розрізі (нижче субаеральних відкладів бузького та причорноморського кліматолітів). Потужність відкладів – 3–9 м.

Алювіальні відклади витачівського кліматоліту ($a^2P_{III vt}$) складають нижню частину другої надзаплавної (вільшанської) тераси рр. Тетерів, Ірпінь, Унава. Зустрічаються відклади в окремих розрізах. Представлені різнозернистими пісками, вгорі з лінзами суглинків та супісків старичної та заплавної фації. Потужність алювію досягає 5 м.

Делювіально-еолові відклади бузького та причорноморського кліматолітів ($dvP_{III bz-pc}$) поширені в поліській частині аркуша в долинах річок. Представлені пісками і супісками різнозернистими та дрібнозернистими сірими, жовтувато-сірими, часто з бурими хвилястими псевдофібрами – свідченням голоценового дерново-підзолистого ґрунтоутворення. Залягають вони під сучасним ґрунтом, еоловими утвореннями і підстеляються алювієм верхнього неоплейстоцену. Делювіально-еолові відклади спостерігаються у відслоненнях, а також у керні свердловин. Потужність їх становить 0,3–5,5 м, у середньому 2 м. Делювіальні відклади ($dP_{III bz-pc}$) знайдено на окремих ділянках як у поліській (лесові острови), так і в лесових областях, де вони виповнюють давні післядніпровські яруги і спостерігаються в сучасних гідроерозійних утвореннях (ярах). Представлені лесоподібними супісками та суглинками жовтувато-зеленкувато-сірими, сизувато-сірими, тонковерстуватими, з прошарками глинистих дрібнозернистих пісків. Спостерігається падіння під невеликим кутом шарів і верств делювію. Ці відклади залягають безпосередньо під сучасним ґрунтом, але на різних за віком утвореннях – від докембрію до дніпровських відкладів. У нижній частині розрізу стратону спостерігаються лінзи різнозернистих пісків, уламки пісковиків та кристалічних порід. Потужність їх досягає 1–15 м. Еолово-делювіальні відклади ($vdP_{III bz-pc}$) розвинені в поліській частині аркуша біля сс. Ветрівка, Раковичі, Наливайківка, Колонщина, Ситняки, де вони складають лесові острови. Представлені лесоподібними легкими суглинками та супісками. Залягають вони під сучасним ґрунтом і підстеляються водно-озерно-льодовиковими відкладами дніпровського кліматоліту, рідше прилуцько-витачівськими викопними ґрунтами. Потужність їх становить 0,3–3,0 м. Елювіальні відклади дофінівського кліматоліту

виявлено в розрізах Полісся (м. Коростишів, с. Бистрівка та ін.). Представлені малопотужними (1–2 м) бурими та дерновими, інколи напівгідроморфними та гідроморфними ґрунтами – супіщаними та легко-середньосуглинистими. В опорному розрізі „Коростишів” у дофінівському ґрунті вміст частинок < 0,01 мм становить 30,4–34%, у тому числі частинок < 0,005 мм – 18,5–21,8%, тобто дофінівський ґрунт має важчий гранулометричний склад порівняно з витачівським. У легкій фракції (клас 0,1–0,01 мм) переважають кварц (38,7%) та польовий шпат (25,8%) в іншому співвідношенні порівняно з витачівськими ґрунтами. У важкій фракції цього класу найбільше розвинені: магнетит, ільменіт та лейкоксен (28,5%), епідот і цоїзит (21,5%), амфіболи (15,6%), рутил (12,26%), гранат (6,6%) і циркон (5,2%). Від витачівських ґрунтів дофінівський відрізняється більшим вмістом мінералів групи епідоту, амфіболу, гранату. У дофінівському ґрунті, як і у витачівських, переважають монтморилоніт, мінерали групи каолініту, гідрослюди. За спорово-пилковими даними у дофінівському ґрунті переважає пилок сосни (*Pinus sylvestris* L.), знайдено пилок берези (*Betula* sp.), вільхи (*Alnus*). З трав’янистих виявлено лободові, полин та ін. Багато перевідкладеного пилку липи, трав’янистих. Потужність дофінівських ґрунтів – 0,2–0,8 м.

Алювіальні відклади деснянського ступеня ($a^1P_{III}ds$) складають перші надзаплавні тераси долин рр. Тетерів, Ірпінь, Унава, Здвиг. Алювіальні відклади представлені пісками сірими, жовтувато-сірими, дрібнозернистими і різнозернистими, зрідка з лінзами сизувато-сірих супісків. Залягають вони на різних за віком породах. У верхній частині розрізу тераси іноді зустрічаються субаеральні піщані відклади невеликої потужності. Потужність відкладів становить 1–6 м.

Верхній неоплейстоцен – голоцен

Алювіальні відклади (aP_{III-N}) широко розвинені в долинах невеликих річок–приток основних річок, а також днищ великих річок, на площі аркуша як у поліській, так і в лесовій областях. Представлені відклади дрібнозернистими піщано-суглинистими породами. Потужність їх досягає 1–3 м.

У північно-східній частині аркуша в долинах правих приток р. Здвиг, де спостерігається найглибший їх вріз, виявлено алювіально-делювіальні відклади (adP_{III-N}). Вони складені переважно дрібно-тонкозернистими супіщаними породами потужністю до 3 м.

Еолові відклади причорноморського кліматоліту і голоценового розділу ($vP_{IIIrc-N}$) досить поширені в межах поліської частини аркуша, де вони складають піщані пасма, вали, дюни, горби та горбкуватості. Піски різнозернисті, переважно дрібнозернисті. Інколи в розрізах спостерігаються сліди дернового ґрунтоутворення. Потужність їх 1–10 м.

Голоцен (Н)

Елювіальні відклади (eН) представлені сучасними ґрунтами, в поліській частині дерново-підзолистими, сірими лісовими, лучними, алювіальними, в лесовій області чорноземами опідзоленими, сірими і темно-сірими лісовими, а також лучними та алювіальними. Гранулометричний склад їх супіщаний, середньо-легкосуглинистий, зрідка піщаний. Потужність сучасних ґрунтів – 0,3–1,8 м. На карті четвертинних відкладів голоценові ґрунти згідно з інструкціями, зняті і показані на схемі взаємозв’язку четвертинних відкладів, геологічних розрізів, типологічних колонках.

Алювіальні відклади (aН) утворюють заплави рр. Тетерів, Здвиг, Ірпінь, Унава та ін. Складені пісками різнозернистими, дрібнозернистими з лінзами супісків, мулом з рештками рослин, черепашками моллюсків, торфом. Алювій залягає на різних за віком породах, у тому числі і на докембрійських, на похованому алювії, озерних відкладах неоплейстоцену. В заплавах алювії спостерігається на денній поверхні або покривається болотними чи озерно-болотними відкладами. В алювії більших річок розрізняються руслова, старична та заплавна фації. Алювій малих річок диференційований на фації слабо. Потужність алювію у заплавах великих річок досягає 6 м, малих річок – 3–4 м.

Алювіально-делювіальні відклади (adН) поширені у долинах маленьких річок, струмків, днищ ярів та ярів, де вони представлені піщано-супіщаними утвореннями, інколи з уламковим матеріалом. Потужність 1–3 м.

Озерні відклади (oН) зустрічаються в пониженнях на межиріччях, а також на надзаплавних терасах у долинах річок переважно в поліській області. Представлені темноколірними супісками та мулом з рослинними рештками. Потужність 0,5–3 м.

Біогенні відклади (bН) досить поширені у поліській частині. Вони залягають як в долинах річок, так і на межиріччях. Представлені торфом низовинним різних типів у заплавах і верховим на межиріччях і терасах, зрідка сапропелем. Потужність біогенних відкладів від 0,3 до 5 м.

Озерно-біогенні відклади (lbН) поширені насамперед на межиріччях, де вони представлені супісками, суглинками, мулом, гітією з прошарками торфу. Потужність 0,3–5 м.

Еолові відклади (vН) зустрічаються лише в окремих місцях у басейні р.Тетерів (с. Вишевичі), де вони утворюють піщані вали, пасма. Складені переважно дрібнозернистими пісками. Потужність 1–3 м.

Техногенні утворення (тН) мають досить обмежене поширення. До них належать відвали кар'єрів, насипи залізничних та автомобільних доріг, наслідки інженерного планування рельєфу в містах, осадки водосховищ. Літологічний склад їх різноманітний, потужність 0,5–5 м.

На межі Київського і Фастівського аркушів межі геологічних тіл четвертинних відкладів збігаються, але у визначенні віку та генезису деяких стратонів існують відмінності. Так, на аркуші „Фастів” виділено аллювій деснянського ступеня першої надзаплавної тераси ($a^1P_{III}ds$), в той час як на аркуші „Київ” на аллювіальних низьких надзаплавних терасах показано делювіально-еолові верхньоплейстоценові та голоценові відклади нерозчленовані ($dvP_{III}-H$). На аркуші „Фастів” еолові відклади голоцену (vH) та причорноморсько-голоценового віку ($vP_{III}pc-H$) закартовані окремо. На цьому ж аркуші детальніше розчленовані субаеральні покривні відклади верхнього неоплейстоцену на річкових терасах ($dvP_{III}bz-pc$) порівняно із стратонем $dvP_{III}-H$ (верхній неоплейстоцен та голоцен нерозчленовані) на суміжному аркуші.

У межах Полісся на плакорах Київського аркуша автори виділяють елювіально-делювіально-еолові відклади від середнього неоплейстоцену до голоцену включно, які формувалися протягом двох ланок та розділу $edvP_{III}-H$. У межах Фастівського аркуша на плакорах картується комплекс піщаних та ґрунтових утворень верхнього неоплейстоцену ($dv,e P_{III}$), де перші переважають.

На площах розвитку порід лесової формації (аркуш „Київ”) показано елювіальні та еолово-делювіальні відклади верхнього неоплейстоцену ($e,vd P_{III}$). Але в розрізах лесові утворення мають значно більшу потужність за ґрунтові, тому на Фастівському аркуші ці ґрунтово-лесові породи закартовані як комплекс еолово-делювіальних та елювіальних відкладів верхнього неоплейстоцену ($vd,e P_{III}$).

На Київському аркуші у південно-західній його частині показано озерні утворення дніпровського кліматоліту середнього неоплейстоцену ($l P_{II}dn$), які простежені до західної рамки аркуша. На суміжній території вони оконтурені як озерно-льодовикові відклади дніпровського кліматоліту середнього неоплейстоцену ($lg P_{II} dn$). Зауважимо, що в межах поширення дніпровського льодовика його озерні утворення можуть бути тільки озерно-льодовиковими, тобто повинні мати індекс $lg P_{II} dn$.

3. НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Представлені інтрузивними, ультраметаморфічними та метасоматичними породами архейського і протерозойського віку. Виходи нестратифікованих кристалічних порід на геологічній карті кристалічної основи займають близько 70% території аркуша, а на карті дочетвертинних утворень – не більше 10%.

Нестратифіковані утворення поширені в межах трьох СФрЗ. Тільки в межах Макарівсько-Фастівської СФрЗ зустрічаються інтрузивні утворення неархейських юровського інтрузивного та тетіївського ультраметаморфічного комплексів, які інтродують гнейсо-амфіболітову товщу росинсько-тікицької серії. Ультраметаморфічний шерметівський комплекс, що розвивається по гнейсо-кристалосланцевій василівській світі, поширений тільки в Тетерівсько-Кочерівській СФрЗ. До цієї ж СФрЗ приурочені житомирський ультраметаморфічний, букинський та коростенський інтрузивні комплекси, що інтродують тетерівську серію. Бердичівські ультраметаморфічні граніти розвинені переважно в Андрушівській СФрЗ, де вони розвиваються по гнейсах дністровсько-бузької серії; два невеликих масиви їх виявлено на півночі Макарівсько-Фастівської СФрЗ серед давніших утворень росинсько-тікицької серії і звенигородського комплексу. В цій же СФрЗ закартовані палеопротерозойські ультраметаморфічні звенигородський і уманський комплекси та інтрузивний фастівський комплекс.

Інтрузивні утворення

Вікова схема інтрузивних утворень, поширених на території Фастівського аркуша, має такий вигляд [107]:

	Протерозойський акрон
	Мезопротерозойський еон
	Дайковий комплекс ($\beta v PR_2$)
	Коростенський комплекс ($PR_2 ks$)
	Палеопротерозойський еон
Букинський комплекс ($PR_1 bk$)	Фастівський комплекс ($PR_1 fs$)
	Архейський акрон
	Неоархейський еон

Далі наводиться їх опис, починаючи від найдавніших утворень.

Архейський акрон Неоархейський еон (AR₃) Юровський комплекс (AR₃ jr)

До складу юровського комплексу зараховано метаморфізовані перидотити, піроксеніти-горнблендити, актинолітити, габро-амфіболіти та метадіабази, які утворюють порівняно невеликі лінзоподібні та пластовидні останці серед гранітоїдів тетіївського і звенигородського комплексів, рідше – серед амфіболітів і гнейсів росинсько-тікицької серії. За розміром вони, як правило, не перевищують 1 км за простяганням при потужності від 20 до 400 м. Закатовано кілька більших за розміром (до 2 км) ізометричних або дещо видовжених масивів: Юровський, Вільшанський, Кошляцький [36; 53; 59; 81].

Масиви мають чіткі контакти з вмщуючими гранітоїдами з проявами в базит-ультрабазитах амфіболізації, біотитизації, флогопітизації. В будові масивів намічається вертикальна та латеральна зональність: верхні та периферійні частини їх складені габро-амфіболітами, середні – амфіболізованими піроксенітами, а нижні і внутрішні – перидотитами, місцями інтенсивно серпентинізованими. Діабази утворюють дайки серед габро-амфіболітів потужністю до 10 м переважно субмеридіонального простягання. По них розвиваються метасоматити плагіоклаз-хлоритового, плагіоклаз-епідот-мікроклінового й істотного мікроклінового складу. Мафіт-ультрамафіти розсікаються жилами рожевих аплітоїдних та пегматоїдних гранітів потужністю до 6–8 м, а також субмеридіональними зонами дроблення і брекчіювання. За геофізичними даними, контакти Юровського масиву мають помірне (56°) південно-східне падіння.

Перидотити представлені метаморфізованими гарцбургітами, лерцолітами, рідше верлітами, в тій чи іншій мірі, частіше дуже сильно амфіболізованими і серпентинізованими. Мінеральний склад гарцбургітів (%): олівін (до 15), ортопіроксен (до 30), серпентин (до 50), амфібол (до 15); лерцолітів: олівін (до 10), ортопіроксен (до 20), клінопіроксен (до 30), амфібол (до 25), серпентин (до 20); верлітів: олівін (до 5), клінопіроксен (до 15), амфібол (до 75). У всіх різновидах ультрамафітів присутні рудні мінерали, а також у незначних кількостях флогопіт, ідінгсит, хлорит, тальк і карбонати.

Піроксеніти постійно амфіболізовані і складаються на 95% з амфіболу; олівін, орто- і клінопіроксени, плагіоклаз, флогопіт і хлорит присутні в кількостях до 3–5% кожний. Ще в менших кількостях зустрічаються епідот, карбонати, рудні й акцесорні мінерали (апатит, циркон, сфен). Олівін в ультрабазитах представлений хризолітом з $f = 14\text{--}19\%$, від гарцбургітів до лерцолітів його залізистість підвищується; ортопіроксен представлений бронзитом і гіперстеном з $f = 13\text{--}23$; клінопіроксен салітом з $f = 20\text{--}26\%$, в перидотитах клінопіроксен найбільш магнезіальний; плагіоклаз змінюється від андезину до альбіт-олігоклазу (іноді в межах одного шліфа).

Актинолітити зустрічаються переважно на контакті перидотитів з метасоматитами по діабазам і складені актинолітом (до 95%), флогопітом (до 5%), хлоритом, тальком, карбонатами, рудними мінералами; іноді зустрічаються релікти олівину і піроксенів.

Габро-амфіболіти (метаморфізовані габро-норити) містять плагіоклаз і рогову обманку (до 75%), релікти орто- і клінопіроксенів, біотит, серицит, хлорит, епідот, акцесорні (апатит, циркон, сфен) і рудні мінерали.

Метадіабази мають специфічну гранобластову з реліктами порфірової і офітової структури; мінеральний склад їх такий (%): плагіоклаз (до 65), рогова обманка (до 35), біотит (до 15), хлорит (до 10), епідот (до 5), місцями в дуже невеликій кількості кварц і мікроклін, а також серицит, апатит, циркон і сфен.

Магнітна сприйнятливість перидотитів $100\text{--}2000$ (середня $600 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), піроксенітів – $50\text{--}1500$ (середня $350 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність перидотитів $3,06\text{--}3,20$ (середня $3,15$ г/см³), піроксенітів $3,01\text{--}3,15$ (середня $3,13$ г/см³).

Амфіболізація і ослуоденіння мафіт-ультрамафітів супроводжувались привнесенням і виносом деяких петрогенних елементів: порівняно з первинним складом вони характеризуються насамперед дещо підвищеним вмістом Al₂O₃, CaO та лугів. Незначних змін зазнали вміст MgO, FeO і загальна залізистість.

Перидотити характеризуються пониженим вмістом MgO і підвищеним FeO, Al₂O₃, CaO та лугів. Серпентинізовані гарцбургіти за складом близькі до амфіболізованих перидотитів, але містять дещо більше магнію і менше глинозему, кальцію і лугів; вміст калію і натрію в них майже однаковий. Амфіболізовані піроксеніти-горнблендити відрізняються від перидотитів більшим вмістом кремнезему, глинозему і кальцію і дуже низьким вмістом сірки. Габро-амфіболіти характеризуються дещо пониженим вмістом кальцію і підвищеним – натрію. Метадіабази близькі до габро-амфіболітів, відрізняються дещо більшим вмістом кремнезему, титану, калію і меншим магнію, кальцію і сірки. В нижніх частинах розрізу породи більш магнезіальні, а у верхніх дещо збагачуються залізом, глиноземом, кальцієм і лугами.

Ультрамафіти юровського комплексу характеризуються підвищеним порівняно з кларком вмістом титану і пониженим – кобальту і нікелю, вміст ванадію, хрому і міді мало відрізняється від кларкового. Серпенти-

нізовані перидотити з центральної частини Юровського масиву мають підвищений вміст хрому, кобальту і нікелю. Найнижчі вмісти цих елементів в перидотитах з крайових частин масиву, на контакті з гранітоїдами. Амфіболізовані піроксеніти містять більше титану і ванадію, менше – хрому, кобальту і нікелю. Габро-амфіболіти мають невисокий вміст титану, кобальту, нікелю і міді, а в метадіабах вміст титану ще нижчий. Описані породи характеризуються дещо підвищеним вмістом платини і паладію [59]; максимальний вміст їх у перидотитах досягає відповідно 0,042 і 0,031 г/т. Вміст кобальту і нікелю в амфіболах значно нижчий, ніж в олівінах і піроксенах. Це свідчить про те, що первинні мафіт-ультрамафіти, до їх метаморфізму, характеризувалися значно вищим вмістом елементів групи заліза і не відрізняються від типових.

За умовами формування це типові доорогенні мафіт-ультрамафітові інтрузії, що формувалися за кілька фаз і зазнали певного розшарування під час кристалізації.

Вік габро-амфіболітів юровського комплексу – 2590–2615 млн років [66].

Протерозойський акрон **Палеопротерозойський еон (PR₁)** **Букинський комплекс (PR₁, bk)**

До букинського комплексу належать породи ультраосновного, основного та середнього складу, представлені габро та габроноритами, монцодіоритами і кварцовими монцонітами та гранодіоритами, які беруть участь у будові порівняно невеликих (від 1 до 40 км²) штокоподібних ізометричних у плані масивів у межах Кочерівської структури та Коростишівського блоку. Жоден з них не виходить на денну поверхню; всі вони виявлені за геофізичними даними і переважна більшість з них підтверджена буровими роботами.

Найбільший з цих масивів – Товстовський (6 × 6,5 км; св. № 268) [86], складений переважно монцодіоритами та кварцовими монцонітами. За інтерпретацією магнітної аномалії його західний контакт з породами вміщуючої тетерівської серії має круте (80°) західне падіння, а східний і південно-східний – таке ж круте в цих напрямках. За цими даними породи масиву простежуються на глибину до 38 км. Вишевицький масив (0,8 × 0,7 км), який теж прориває породи тетерівської серії, круто (70°) падає на північ, поверхня його розміщується на глибині 160 м і простежений він до 6,56 км.

Монцодіорити та кварцові монцоніти (qm) – це темні зеленувато-сірі дрібно- та середньозернисті масивні породи з гіпідіоморфнозернистою структурою. Їх мінеральний склад (%): плагіоклаз № 40–45 (35–65), ортоклаз (8–40), кварц (0–12), ромбічний та моноклінний піроксени (0–30), біотит (5–20), рогова обманка (5–25). Від монцодіоритів до кварцових монцонітів спостерігаються поступові переходи; при цьому зменшується вміст плагіоклазу і підвищується вміст ортоклазу та кварцу. В залежності від вмісту темноколірних мінералів розрізняються істотно піроксенові, біотит-піроксенові та біотит-амфібол-піроксенові різновиди цих порід.

У гранодіоритах зменшується основність (до № 25–30), збільшується вміст кварцу (до 15–20%) і, як правило, відсутні піроксени; біотит (15–20%) переважає над роговою обманкою (5–10%).

Габро та габронорити (v) – темносірі середньозернисті масивні породи, що мають такий мінеральний склад: плагіоклаз № 45–50 (48–55%), моноклінний піроксен (35–40%), ромбічний піроксен (5–20%), рогова обманка (0–15%).

Магнітна сприйнятливість габро та габроноритів 400–10000 (середня 2000·10⁻⁵ од. СІ), монцонітів та монцодіоритів 200–5000 (середня 1500·10⁻⁵ од. СІ), гранодіоритів 50–3000 (середня 800·10⁻⁵ од. СІ). Щільність габро та габроноритів 2,80–2,95 (середня 2,90 г/см³), монцонітів та монцодіоритів 2,75–2,85 (середня 2,80 г/см³), гранодіоритів 2,60–2,85 (середня 2,70 г/см³).

Час формування інтрузій букинського комплексу приблизно збігається з часом формування інтрузій осницького та фастівського комплексів, а також ультраметаморфічних гранітоїдів житомирського комплексу (2100–2050 млн років) [51, 68].

Фастівський комплекс (PR₁, fs)

Цей комплекс на території аркуша і взагалі в кореляційній стратиграфічній схемі докембрію УЩ виділяється вперше. Свого часу М. І. Безбородько [2] виділив самостійний фастівський тип граніту, який пізніше було включено до складу кіровоградсько-житомирського комплексу, а потім [107] зараховано до ставищанського комплексу. Нашими дослідженнями у процесі підготовки до видання комплексу Геолкарта–200 було встановлено, що фастівський тип гранітів помітно відрізняється від усіх інших, розвинених на цій та суміжних територіях, наближаючись за мінеральним і хімічним складом та геохімічними особливостями до інтрузивних гранітів осницького комплексу. Крім специфічних особливостей самого граніту дуже характерна породна асоціація, що супроводжує цей граніт, а саме його тісний парагенетичний зв'язок з габро, діоритами і гранодіоритами, які являють більш ранні фази єдиної габро-діорит-гранітної інтрузії.

Породи фастівського комплексу розкриті трьома великими кар'єрами, розташованими в долині р. Ірпінь

поблизу сс. Сосновка, Ярошівка та Чорногородка (останній, Плесецький кар'єр, розміщується вже на території Київського аркуша). Поодинокі відслонення цих порід зустрічаються вище по р. Ірпінь (сс. Пришивальня, Дідовщина), а також на р. Унава в межах м. Фастів та на його північній околиці (сс. Мал. Снітинка, Офірна).

Гранітоїди фастівського комплексу утворюють два досить великі за площею масиви в крайній південно-східній частині аркуша. Сосновський масив видовжений у меридіональному напрямку на 20 км при ширині 3–5 км. Фастівський масив займає площу понад 150 км² і має неправильну форму з численними великими останцями гнейсів і кристалосланців росинсько-тікицької серії.

За площею розвитку у складі комплексу істотно переважають граніти (Г). Це рожево-світло-сірі середньозернисті масивні породи, що складаються (%) з плагіоклазу (40–50), мікрокліну (30–35), кварцю (25–30), біотиту (3–5), зрідка рогової обманки та акцесорних мінералів (апатит, магнетит, циркон, сфен). Мікроклін, що розміщений досить нерівномірно, утворює зерна неправильної форми (0,5–2 мм), зрідка – порфіробласти розміром до 5 мм і містить включення інших мінералів: плагіоклазу, біотиту, кварцу. Досить характерні регулярні дрібні пертитові вrostки альбіту. Плагіоклаз характеризується найбільшим ідіоморфізмом, часто утворює короткопризматичні кристали. Кварц гранульований, у вигляді досить великих зерен з хвилястим погасанням; зрідка містить призматичні зерна циркону та апатиту. Біотит зеленувато-коричневий, часто хлоритизований, містить включення сфену. Із вторинних мінералів крім хлориту зустрічається епідот і мусковіт; останній разом з хлоритом розвивається по біотиту та плагіоклазу.

Гранодіорити (Гδ) – це сірі або рожево-сірі середньозернисті породи, в яких плагіоклаз сильно переважає над мікрокліном і значно збільшується вміст рогової обманки (до 10–15%). Її вміст в діоритах досягає 20–25%, в той час як мікроклін зовсім відсутній. Габро характеризуються майже однаковим вмістом плагіоклазу (андезин № 40–50) і рогової обманки. Самостійні габрові і діоритові масиви фастівського комплексу на території аркуша відсутні. Ці породи утворюють різні за розміром ксеноліти (не більше перших десятків метрів), які іноді мають дайкоподібну форму. Один із таких дайкоподібних ксенолітів можна спостерігати в північній стінці Соснівського кар'єру; його ширина до 25–30 см, довжина – до 10 м. В торцевих частинах добре видно активний вплив граніту на більш ранню породу габрового складу.

Більші ксеноліти дещо гранітизованих габроїдів можна спостерігати в Плесецькому та Ярошівському гранітних кар'єрах.

Склад плагіоклазу в породах фастівського комплексу змінюється від олігоклазу (№ 10–15) в найбільш лейкократових різновидах гранітів до андезину і навіть лабрадору в діоритах та габро. Характерний зональний плагіоклаз з більш основним ядром, що підтверджує магматичний генезис цих порід. Лужний польовий шпат (мікроклін-пертит з помірною кількістю вrostків альбіту) характеризується низькою концентрацією натрію в калішпатовій фазі. В гранодіоритах мікроклін збагачений альбітовим (22–23%) і дещо анортитовим (до 5%) компонентами. А в лейкократових гранітах вміст альбітового компоненту в мікрокліні знижується до 15–10%. Біотит має досить високу залізистість (70–75%) і помірну глиноземистість, яка знижується в завершальних фазах та фаціях. Титаністість порівняно з гранітами житомирського та коростенського комплексів нижча. Рогова обманка характеризується низькою залізистістю (50–60%), помірним вмістом TiO₂ (0,5–1,5%), лугів та глинозему.

Циркон утворює досить великі (до 0,2 мм) добре огранені кристали. Колір їх коричнево-рожевий, рожево-бурий до бурого. Вміст урану в них змінюється в межах 150–600 г/т, торію – 50–500 г/т, свинцю 50–250 г/т, ітербію до 800 г/т, ітрію – до 2500 г/т, відношення Zr/Hf = 40–45. У складі апатиту від ранніх до пізніших фаз підвищується вміст ітрію (від 90 до 2000 г/т) і зменшується кількість стронцію (від 800 до 100 г/т).

За петрохімічними даними граніти фастівського комплексу характеризуються дещо підвищеною глиноземистістю, а також помітно високою лужністю (середній вміст K₂O + Na₂O досягає 8% при везначному переважанні Na₂O).

Вміст елементів-домішок у породах комплексу залежить від їх складу. Так, вміст стронцію змінюється від 10 г/т в лейкогранітах до 700–800 г/т в діоритах і габро. Вміст циркону – в межах (г/т) 50–500; рубідію – 40–250; свинцю – 0–70; ніобію – 0–30; ітрію – 0–40.

Слід зазначити позитивну геохімічну і металогенічну спеціалізацію гранітів фастівського комплексу на молибден, що ще більшою мірою споріднює їх з гранітами осницького комплексу.

Вік граніту фастівського комплексу визначався уран-свинцевим ізотопним методом за розмірними фракціями циркону із проби, відібраної в Плесецькому кар'єрі, і становить 2078±1,5 млн років. За пробою габро з Сосновського кар'єру визначався вік його формування самарій-неодимовим методом; за різними моделями цей вік становить 2200–2400 млн років (у всякому разі – він не давніший).

Отримані результати дають підстави стверджувати, що формування фастівського комплексу як єдиної плутонічної асоціації відбулося у віковому інтервалі 2200–2050 млн років [55]. Воно збіглося із часом формування подібної, але дещо більш високотемпературної асоціації букинського комплексу і трохи передувало утворенню ультраметаморфічної асоціації гранітоїдів житомирського комплексу. Первинна магма мала різне глибинне походження: вона змінювалася від основної мантіїної, що призвело до

вкорінення габроїдів, до середньої та кислої за складом, яка виплавлялася з нижньокорового субстрату. Формування комплексу відбулося не менш ніж у три фази: перша – габро; друга – діорити і гранодіорити; третя – граніти.

Мезопротерозойський еон (PR₂) Коростенський комплекс (PR₂, ks)

Породи цього комплексу поширені тільки в крайній північно-західній частині аркуша. Загальна площа їх розвитку перевищує 350 км². Ці породи не відслонюються і їх опис базується переважно на результатах попередніх геолого-знімальних робіт, які супроводжувалися бурінням [86; 120], а також на літературних даних [11; 7–9; 18; 76].

Магматичні породи південно-східної частини Коростенського плутону контактують з породами тетерівської серії (кочерівська та городська світи) і гранітоїдами житомирського та букинського комплексів. Ці контакти мають переважно тектонічний характер або ускладнені розломами, контактні взаємовідношення вивчені слабо [7; 23]. У більшості випадків високотемпературні перетворення вміщуючих порід (на рівні піроксенових роговиків) на контакті з інтродуючими їх гранітами не спостерігалися. М. І. Хворов зі співавторами [120] відзначав появу ортопіроксену та кордієриту у вміщуючих гнейсах тільки в тих випадках, коли вони пересікаються габро та габроноритами.

Породи коростенського комплексу представлені двома групами – основними (базити) та кислими (граніти) з переважанням останніх. Під час перших геологічних зйомок [131] тут виділялися породи проміжного складу між габроїдами і гранітами (габромонзоніти, монзоніти та кварцові монзоніти). На геологічній карті їх зображали у вигляді смуги між основними породами і гранітами. При пізніших детальніших геологічних зйомках [120] монзоніти окремо не виділялися, а на їхньому місці показано крайову фацію гранітів рапаківі. Вивчаючи шліфи із колекції Р. М. Довганя, ми зрідка зустрічали монзоніти в тих свердловинах, де наявні габронорити. Отже, геологічне положення монзонітів остаточно не з'ясовано, а масштаби їх поширення, очевидно, незначні.

Майже загальноприйнятою вважається точка зору, згідно з якою основні породи давніші за граніти. Серед основних порід вирізняються (від давніших до молодших): анортозити, габро-анортозити та габронорити. Дуже рідко і як малопотужні тіла зустрічаються діабазити [120].

Анортозити (η) мають обмежене поширення. Це невеликі лінзоподібні тіла та ксеноліти неправильної форми розміром від 20 до 80 см у габро-анортозитах. Вони крупно- до гігантозернистіх (до 4–5, інколи 8–10 см), рідше середньозернисті; складаються на 90–98% з основного або середнього плагіоклазу (№ 43–58), до якого в незначній кількості додається ромбічний та моноклінний піроксени, олівін, біотит, лужний польовий шпат, ільменіт та апатит. Більшість з цих мінералів дрібніші від плагіоклазу і розташовуються між великими зернами останнього.

Габро-анортозити (vη) також належать до малопоширених основних порід. Залягають вони серед габро та анортозитів. На карті вирізняються чотири невеликі тіла цих порід. Найбільше з них, що має підковоподібну форму, завдовжки 2 км, а завширшки близько 1 км. Переважають крупнозернисті різновиди, складені переважно (75–85%) плагіоклазом (частіше № 42–52, рідше 35–40 та 60–65) [40]. Інші мінерали (ромбічний та моноклінний піроксени, олівін, лужний польовий шпат, біотит, рогова обманка, апатит, ільменіт, інколи кварц) розташовуються в інтерстиціях між великими зернами плагіоклазу. Позаяк ромбічний піроксен частіше переважає над моноклінним, І. Л. Личак [40] об'єднував габро-анортозити з норитами в одну групу порід – габро-норито-анортозити, вважаючи, що між ними існують поступові переходи. Піроксени – основні фемічні мінерали габро-анортозитів. Ромбічні піроксени мають залізистість 56–68%, а моноклінні за оптичними властивостями наближаються до піжонітового типу з незначним вмістом енстатитового компоненту. Олівін (0,8–7%) містить від 38 до 62% фаялітового компоненту.

Габро та габронорити (v) належать до найпоширеніших основних порід коростенського комплексу в межах аркуша і залягають у вигляді суцільного поля розміром 19 x 6 км. Серед них розміщуються невеликі тіла габро-анортозитів. Габронорити контактують з вміщуючими породами тетерівської серії та гранітоїдами житомирського і букинського комплексів. Ці контакти повсюдно ускладнені тектонічними розломами.

Габро та габронорити – переважно середньозернисті масивні породи, трапляються також їхні дрібно- та крупнозернисті як одноріднозернисті, так і порфіроподібні різновиди. Складаються з майже однакової або переважаючої (до 60%) кількості плагіоклазу (№ 44–55) та фемічних і рудних мінералів (піроксени, олівін, біотит, амфібол, ільменіт, титаномагнетит). В підпорядкованій кількості наявні калішпат (до 7%), апатит (до 3%) та кварц (до 3%). Залежно від переважання моноклінного чи ромбічного піроксену розрізняють габро або габронорити, зрідка трапляються власне норити. Піроксени є головними фемічними мінералами габроноритів і їх загальна кількість становить у середньому 22–25%. Належать до піжонітів, гіперстенів (залізистість 55–61%), фероавгітів (залізистість 41–59%). Вміст олівину звичайно становить перші проценти, інколи досягає 15–20%. Склад його змінюється в досить широких межах (40–72Fa) [40]. Характерно, що в

жає над останнім, що свідчить про значну окисленість заліза в цих породах. Можливо, це, а також периферичне положення габроноритів є основними причинами широких варіацій залізистості фемічних мінералів та основності плагіоклазу в цих породах.

Магнітна сприйнятливість габро та габроноритів $3000\text{--}20\ 000$ (середня $8000 \cdot 10^{-5}$ СІ), анортозитів та габро-анортозитів – $70\text{--}1500$ (середня $200 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність габро та габроноритів $3,00\text{--}3,10$ (середня $3,05$), анортозитів та габро-анортозитів $2,71\text{--}2,90$ (середня $2,85$ г/см³).

У магнітному полі основні породи коростенського комплексу не вирізняються; їм відповідає негативне поле інтенсивністю $200\text{--}500$ нанотесл; у гравітаційному полі над габро-анортозитовим масивом спостерігається досить інтенсивне позитивне (до 25 ум.од.) поле.

Серед основних петрохімічних особливостей габроїдів коростенського комплексу вирізняються такі: вони належать до насичених кремнеземом або кварцнормативних (нерідко містять модальний кварц); мають високу загальну залізистість, частіше вищу, ніж в однойменних породах інших формаційних типів, що виражається в загалом високій залізистості мінералів; характеризуються високою глиноземистістю, що виражається в значному переважанні плагіоклазу над іншими мінералами і його ранній кристалізації; проте піроксени габроїдів мають помірний вміст алюмінію. Очевидно, первинна (або набута) насиченість кремнеземом таких базитових магм приводила до того, що кінцевими диференціатами стали граніти або, принаймні, монзоніти і кварцові сієніти, а не фельдшпатоїдні сієніти. Висока залізистість початкових базитових магм зумовлювала також формування високозалізистих ультрабазитів (ультрамафітів), які належать до малопоширених порід анортозит-рапаківігранітних плутонів і часто є їх пізніми диференціатами.

У геохімічному відношенні габроїди коростенського комплексу спеціалізовані на фосфор і титан, для них характерний низький вміст хрому та нікелю [60].

Граніти групи рапаківі складають більшу частину коростенського комплексу в межах Фастівського аркуша. М. І. Хворов [120] виділяв чотири різновиди гранітів групи рапаківі, які розглядалися як утворення двох інтрузивних фаз з двома фаціальними різновидами (крайові та внутрішні). Позаяк дві крайові (дрібнозернисті) фації цих фаз гранітів практично нічим не відрізняються одна від одної, ми розглядаємо їх разом і виділяємо такі три основні типи гранітів групи рапаківі: середньо-крупнозернисті роговообманково-біотитові нечітко порфіроподібні (рапаківіподібні); біотит-роговообманкові дрібно- та середньоовоїдні; біотит-роговообманкові крупноовоїдні. Ці граніти відрізняються один від одного лише структурно-текстурними особливостями, маючи близький або практично однаковий валовий мінеральний склад. До коростенського комплексу зараховано також біотитові граніт-порфіри.

Рапаківіподібні граніти (Γ_1) середньо-крупнозернисті, роговообманково-біотитові, нечітко порфіроподібні вважаються найпоширенішими серед гранітів Коростенського плутону і найчастіше займають центральні частини гранітних масивів. Ці граніти вважаються і найбільш ранніми (перша інтрузивна фаза гранітів). Від вміщуючих порід (тетерівська серія, житомирські граніти, основні породи коростенського комплексу) вони відокремлюються зоною середньо- та дрібнозернистих гранітів, які розглядаються [120] їх крайовою фацією.

Мінеральний склад рапаківіподібних гранітів такий (%): мікроклін-пертит, рідше ортоклаз (50), плагіоклаз (10–20), кварц (25–30), біотит (5) рогова обманка (0–5), інколи фаяліт та фероавгіт; акцесорні мінерали – флюорит, ортит, циркон, апатит, ільменіт, магнетит, сульфід. Порфіроподібні виділення мікроклін-пертиту, розміром $1,0\text{--}2,5$ см займають близько 30% об'єму породи. Інколи вони мають плагіоклазову облямівку, а частіше оточені мікропегматитовим агрегатом. Кварц утворює як крупніші ізометричні і, нерідко, субідоморфні виділення, так і дрібнозернистий (включаючи мікропегматитовий) агрегат в основній масі. Амфібол та біотит представлені високозалізистими (83–95%) різновидами помірної глиноземистості (ферогастингситовою роговою обманкою та аніт-сидерофілітом).

Граніти біотит-роговообманкові (Γ_2) дрібно- та середньоовоїдні залягають по периферії рапаківіподібних гранітів і вважаються їх крайовою фацією [120]. Вони контактують безпосередньо з породами тетерівської серії, а інколи з житомирськими гранітами. В породах тетерівської серії в екзоконтакті з дрібно- та середньоовоїдними гранітами описано високотемпературні (з гіперстеном та кордієритом) роговики.

Дрібно-середньоовоїдні граніти за мінеральним складом аналогічні середньо-крупнозернистим гранітам, відрізняючись від останніх тільки текстурно-структурними особливостями. Для них характерні як субідоморфні порфірові, так і дрібноовоїдні (розміром не більше $1\text{--}2$ см) виділення калішпату (ортоклаз або мікроклін) з облямівками олігоклазу, а в основній масі частіше появляються мікропегматитові (гранофірові) агрегати. Дрібнозернисті зеленувато-сірі різновиди цих гранітів мають більш основний склад (до кварцового монзоніту – SiO_2 на рівні 66–70%) і часто містять фаяліт та фероавгіт [11; 120]. Деякі дослідники вважають такі граніти гібридними утвореннями [40].

Граніти біотит-роговообманкові крупноовоїдні (Γ_3) мають незначне поширення. Ці граніти належать до другої інтрузивної фази; тіла їх мають полого залягання. В керні свердловин профілю 10334–10337 близько с. Потіївка спостерігався їх чіткий інтрузивний контакт з габро. В крупноовоїдних гранітах овоїди калішпату розміром від $1,5$ до $5,0$ см (середній $2\text{--}3$ см) становлять 30–50% об'єму породи. Форма овоїдів –

округла, еліпсоподібна, округло-таблитчаста, таблитчаста. Здебільшого вони мають плагіоклазову облямівку, інколи гранофірову. Кварц найчастіше утворює ізометричні, округлі або частково огранені зерна. Ці ж мінерали – мікроклін-пертит, плагіоклаз, кварц, а також біотит та амфібол входять до середньо- або дрібнозернистої основної маси. Загальний мінеральний склад крупноовоїдних гранітів [120] такий (%): мікроклін-пертит (45), плагіоклаз (20–25), кварц (25), рогова обманка (5), біотит (1–2), поодинокі зерна клінопіроксену та олівину. Рудні та акцесорні мінерали – ільменіт, сульфід, апатит, циркон, флюорит. Темноколірні мінерали належать до високозалістистих різновидів: олівін представлений фаялітом, клінопіроксен – фероавгітом, амфібол – ферогастингситовою роговою обманкою, біотит – анітсидерофілітом.

Магнітна сприйнятливість гранітів 0–400 (середня $60 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), щільність 2,60–2,75 (середня 2,65 г/см³). У магнітному полі граніти коростенського комплексу не вирізняються, а в гравітаційному їм відповідає негативне поле до -7,5 умовних одиниць.

Граніт-порфіри (π) являють останню фазу Коростенської інтрузії. На території аркуша ці породи залягають у вигляді дайок, інколи штокоподібних тіл, які не виходять за межі поля розвитку порід коростенського комплексу. Найбільше тіло граніт-порфірів має близьку до овальної форму розміром 200 x 100 м. Переважають біотитові різновиди, інколи спостерігаються амфібол-біотитові. За мінеральним та хімічним складом вони подібні до гранітів групи рапаківі. Калішпат (найчастіше мікроклін-пертит, зрідка ортоклаз) явно переважає (приблизно в 2 рази) над плагіоклазом. Структура порфірова; вкрапленики представлені мікроклін-пертитом (розмір 0,5–2,0 см), рідше – темно-сірим кварцом (розмір 0,3–0,5 см), інколи олігоклазом, і загалом становлять 30–40% породи. Деякі вкрапленики мікроклін-пертиту мають плагіоклазові облямівки, основна маса – дрібно- або середньозерниста (0,05–0,5 мм), гіпідіоморфна, ділянками аплітова та мікропегматитова. Складається з мікрокліну, плагіоклазу, кварцу, біотиту (до 5–10%), інколи амфіболу. Акцесорні та рудні мінерали – ільменіт, магнетит, сульфід, апатит, флюорит, циркон.

Серед основних петрохімічних та геохімічних особливостей гранітів групи рапаківі відзначимо переважання калію над натрієм, високу загальну залізистість породи при незначній окисленості заліза; підвищений вміст фтору та ряду рідкісних металів (Sn, Be, Zr, Nb, Y, TR) [68].

Вік малинських гранітів рапаківі, визначений ізохронним U-Pb методом за цирконом, становить 1760 ± 5 млн років [66]. Вік анортозиту, визначений таким самим методом за цирконом, – $1800 \pm 1,3$ млн років, а за баделейтом – $1794 \pm 6,7$ млн років. Для циркону із габронориту одержано значення віку 1759 млн років [14]. Формування всього плутону пов'язано з кількома інтрузивними фазами: найбільш ранні анортозити, габро-анортозити і габронорити (1800–1784 млн років.); роговообманково-біотитові рапаківіподібні граніти (1760 млн років); крупноовоїдні біотит-роговообманкові граніти рапаківі (1760–1755 млн років); пізніші лабрадорити та габронорити (1760–1759 млн рр.); завершальна фаза вкорінення гранітної магми (1755–1750 млн років). Всі наведені геохронологічні дані одержано за межами Фастівського аркуша [14].

Дайковий комплекс ($\beta \nu PR_2$)

Майже всі комплекси магматичних і ультраметаморфічних порід мають свої жильні або дайкові фації. Жили гранітів житомирського та бистрійського типу перетинають метаморфізовані породи тетерівської серії. Вони, як правило, не мають порфірових структур та ендоконтактних гартівних фацій. Очевидно, такі жили є апофізами більших інтрузій гранітів, що залягають поряд, і розглядаються разом з останніми у складі відповідних комплексів. Разом з тим на території Фастівського аркуша зустрічаються дайкові породи основного складу, які мають кайнотипний вид і є найпізнішими магматичними утвореннями. Час їх формування та формаційна належність остаточно не з'ясовані. Такі породи були виділені раніше [35] в окремий дайковий комплекс, який розміщувався між букинським та кіровоградсько-житомирським. Породи дайкового комплексу перетинають тетерівську серію (наприклад, у районі Негребівського мармурового родовища) та іноді спостерігаються серед бистрійських гранітів (с. Забілоччя, св. 267), хоча взаємозв'язки дайок з гранітами трактується неоднозначно. Р. М. Довгань вважає, що ці дайкові породи („свіжі діабазити”) на контакті з бистрійськими гранітами змінюються, гранітизуються. Можливо, в цьому разі спостерігається відомий „ефект Седергольма” (підплавлення вміщуючих гранітоїдів в екзоконтакті з інтрузіями основних порід). До цього дайкового комплексу зараховувалися [86] такі породи: метадіабазити, метапорфірити, метадіабазові порфірити, діабазові спесартити та гранодіорит-порфірити. Останні, очевидно, належать до гіпабісальних фацій гранодіоритів житомирського комплексу або ж мають однаковий вік з метавулканітами середнього складу тетерівської серії.

Ми включаємо до дайкового комплексу тільки основні породи (долерити і габро-долерити), які вважаємо найпізнішими магматичними утвореннями. На основі аналізу результатів попередніх досліджень [86] та повторного перегляду шліфів з цих порід нині можна виділити два петрохімічні ряди основних дайкових порід – нормальний та підвищеної лужності. Для основних порід нормальної лужності характерною ознакою є переважання плагіоклазу над клінопіроксеном, а останній не проявляє ознак підвищеної лужності (авгіт, діопсид-саліт). Плагіоклаз часто утворює порфірові виділення в основній, нерідко інтенсивно змінений діабазовий з офітовою структурою масі. Такі діабазові порфірити зафіксовані у св. 382 (с. Став. Слобода).

Основні дайкові породи підвищеної лужності, виявлені у св. 267 (с. Забілоччя), мають такі характерні особливості хімічного та мінерального складу: присутність фіолетово-рожевого (титанистого) авгіту; підвищений вміст титану (4,2% TiO_2) та лугів (6–7% Na_2O+K_2O) зі значною часткою калію (2–3% K_2O). Для них також характерний підвищений вміст Nb (15–20 г/т) та Zr (200–250 г/т). Ці породи (долерити) складаються з плагіоклазу, титанавгіту та магнетиту (5–10%), але як показують їх хімічні аналізи, вони повинні мати у своєму складі калішпат і (або) біотит, що разом з титанавгітом дає підстави зарахувати їх до сублужного або лужного ряду. В діабаз-спесартитах відзначалася бура рогова обманка [86]. Подібні породи зовсім не характерні для коростенського комплексу, що виправдовує виділення окремого дайкового комплексу, який охоплює хоча б частину дайкових порід основного складу.

Ультраметаморфічні утворення

Вікова схема ультраметаморфічних утворень, поширених на території Фастівського аркуша, має такий вигляд:

Тетерівсько-Кочерівська СФрЗ	Андрушівська СФрЗ	Макарівсько-Фастівська СФрЗ
	Протерозойський акрон	
	Палеопротерозойський еон	
Житомирський комплекс ($PR_1 \text{ } \check{z}t$)	Бердичівський комплекс ($PR_1 \text{ } bd$)	Уманський комплекс ($PR_1 \text{ } um$)
		Звенигородський комплекс ($PR_1 \text{ } zv$)
Шереметівський комплекс ($PR_1 \text{ } \check{s}m$)	Архейський акрон Неоархейський еон	
		Тетіївський комплекс ($AR_3 \text{ } tt$)

Наводимо їх опис, починаючи з найдавніших утворень.

Архейський акрон Неоархейський еон Тетіївський комплекс ($AR_3 \text{ } tt$)

Гранітоїди тетіївського комплексу в межах Фастівського аркуша мають обмежений розвиток. Виділені вони (деякою мірою умовно) лише в його східній частині на території Макарівського блоку. Тут вони досить тісно асоціюють з метаморфічними породами росинсько-тікицької серії та ультрабазитами юровського комплексу. Найбільший за розміром масив розміщений у західній частині зони контакту Нежиловицького і Федорівського блоків в районі сс. Великий і Малий Карашин. Ряд невеликих тіл гранітоїдів цього комплексу закартовано на захід від м. Фастів у районі сс. Скригалівка, Ставки. В північній частині Макарівського блоку невеликі тіла цих гранітоїдів виявлено в оточенні Королівської синклінальної структури, складеної породами росинсько-тікицької серії. Поодинокі тіла цих гранітоїдів зустрічаються серед утворень росинсько-тікицької серії та в інших місцях Макарівського блоку.

Контакти гранітів комплексу з вміщуваними метаморфічними породами здебільшого активні, іноді тектонічні. Водночас зафіксовано випадки активного впливу на тетіївські гранітоїди пізніших апліто-пегматоїдних гранітів уманського, а також плагіогранітів звенигородського комплексу.

У петрографічному відношенні тетіївський комплекс на вивченій території представлений діоритами, кварцовими діоритами та амфіболвміщуваними тоналітами (δ). Як правило, це гнейсоподібні породи з явними ознаками мігматизації. Макроскопічно вони сірі або темно-сірі середньозернисті. Структура гетерогранобластова з фрагментами катакlastичної. В мінеральному складі переважає плагіоклаз (45–65%), представлений андезином (№ 28–34). Вміст рогової обманки перебуває в межах 6–28%; вміст біотиту завжди менший (4–16%). За складом рогова обманка і біотит належать до середньозалізистих різновидів. З акцесорних мінералів зустрічаються апатит, сфен, циркон, магнетит.

Магнітна сприйнятливість діоритів і кварцових діоритів $100\text{--}6000$ (середня $200 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), тоналітів $50\text{--}1000$ (середня $100 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність діоритів і кварцових діоритів $2,65\text{--}2,90$ (середня $2,80$ г/см³), тоналітів $2,60\text{--}2,80$ (середня $2,70$ г/см³). В магнітному і гравітаційному полях вони не вирізняються.

Просторовий і генетичний зв'язок гранітоїдів тетіївського комплексу з амфіболітами росинсько-тікицької серії свідчить про їх автохтонний характер і, наймовірніше, архейський вік.

Протерозойський акрон Палеопротерозойський еон (PR₁)

Ультраметаморфічні утворення палеопротерозойського віку присутні в межах всіх трьох структурно-формаційних зон, на які поділяється кристалічний фундамент території аркуша: Тетерівсько-Кочерівської, Макарівсько-Фастівської та Андрушівської. Вік формування їх перебуває в межах 2500–2000 млн років. У межах Тетерівсько-Кочерівської СФрЗ ці утворення представлені шереметівським та житомирським комплексами, у межах Макарівсько-Фастівської – звенигородським і уманським комплексами, а в Андрушівській СФрЗ – бердичівським комплексом.

Шереметівський комплекс (PR₁ 5m)

До шереметівського комплексу належать плагіограніти та плагіомігматити, які поширені тільки в західній частині території аркуша, в межах Коростишівського блоку, і відслонюються нижче м. Коростишів (с. Харитонівка); розкриваються свердловинами в околицях сс. Крапивня, Радовка, Квітневе та ін. Вперше комплекс було виділено на основі вивчення матеріалів структурно-профільного буріння на території суміжного Житомирського аркуша (Василівський структурний профіль, села Шереметево–Василівка). Петротип комплексу розміщується в районі м. Новоград-Волинський, в берегових відслоненнях р.Случі (околиці с. Олександрівка). Там плагіограніти шереметівського комплексу утворюють малопотужні (до 2 м) згідні тіла серед гнейсів василівської світи, а також являють жильний матеріал в біотитових плагіомігматитах. Мінеральний склад плагіогранітів такий (%): антипертитовий плагіоклаз (олігоклаз) (до 55%), кварц (до 40%), біотит (до 15%), акцесорні мінерали: апатит, циркон, рудні. За хімічним складом вони характеризуються низькою лужністю (Na₂O = 3,24%, K₂O = 3,40%) та помірною залізистістю [13; 66].

У межах Фастівського аркуша різко переважають нечіткосмугасті, інтенсивно деформовані плагіомігматити, які переходять у двопольовошпатові значно менш інтенсивно деформовані мігматити житомирського комплексу.

Орієнтовний вік плагіомігматитів шереметівського комплексу (2,5–2,4 млрд років) встановлюється на основі того факту, що в районі с. Олександрівка вони прориваються субвулканічними тілами гранодіорит-порфірів, які належать до вулканоплутонічної асоціації новоград-волинської товщі і мають вік 2,41 млрд років [65; 66].

Звенигородський комплекс (PR₁ 2v)

Гранітоїди звенигородського комплексу поширені лише в межах Макарівського блоку, на схід від Вільшанського розлому. Просторово асоціюють з метаморфічними породами росинсько-тікицької серії, основними та ультраосновними породами юровського комплексу, порівняно з якими є пізнішими утвореннями. Встановлено, що звенигородські плагіограніти перетинаються жилами гранітів уманського комплексу.

Гранітоїди звенигородського комплексу відіграють провідну роль у складі докембрію Нежиловицького блоку, утворюючи тут серію масивів. Це насамперед великий за розміром (понад 350 км²) масив, розміщений у східній частині блоку. Периферійна його частина здебільшого представлена смугастими мігматитами з великим вмістом останців амфіболітів і гнейсів, а центральна складена більш-менш масивними різновидами плагіогранітів. У західній частині блоку закартовано масив площею 45 км², який характеризується видовженою формою і простягається в субмеридіональному напрямку. Інші масиви й окремі тіла гранітоїдів звенигородського комплексу в межах блоку також конкордантні і добре вписуються в загальний субмеридіональний структурний план району. Дуже поширені гранітоїди звенигородського комплексу і в межах Федорівського блоку, де вони займають майже всю його північну частину. Поряд з переважаючими смугастими мігматитами тут виявлено кілька плагіогранітних масивів. Найбільший з них розташований у безпосередній близькості від Вільшанського розлому в районі сс. Козичанка, Весела Слобідка. У південній частині блоку провідну роль серед утворень звенигородського комплексу відіграють мігматити, склад яких відповідає гранітоїдам підвищеної основності.

Гранітоїди звенигородського комплексу поділяються на дві великі групи. Першу утворюють кварцові діорити, гранодіорити та амфіболвмісні тоналіти (Гδ), які пов'язані між собою поступовими переходами. До другої належать безамфіболові тоналіти, плагіограніти та мігматити (ρΥm). Гранітоїди підвищеної основності (перша група) формувались по субстрату, у складі якого переважали амфіболіти, друга група пов'язана з гнейсовим субстратом [72]. За текстурними ознаками переважають гнейсоподібні та смугасті різновиди, масивна текстура більш характерна для плагіогранітів. Структура гранобластова, лепідогранобластова, місцями гломерогранобластова і порфіробластова.

Магнітна сприйнятливість гранітоїдів першої групи 50–3000 (середня 100·10⁻⁵ CI), другої групи 20–500

Магнітна сприйнятливість гранітоїдів першої групи 50–3000 (середня $100 \cdot 10^{-5}$ СІ), другої групи 20–500 (середня $55 \cdot 10^{-5}$ СІ). Щільність відповідно 2,65–2,90 (середня 2,80 г/см³) та 2,55–2,75 (середня 2,65 г/см³). Перші вирізняються в магнітному і гравітаційному полях слабкими позитивними аномаліями.

У складі всіх порід переважає плагіоклаз (40–65%). Вміст кварцу в діоритах і кварцових діоритах не перевищує 10%, в гранодіоритах і амфіболвміщуючих тоналітах – до 11–25%, а в безамфіболових тоналітах і трондьємітах досягає 30–40%. Амфібол, представлений роговою обманкою, зустрічається лише в гранітоїдах підвищеної основності. Дуже високим вмістом рогової обманки (до 30%) характеризуються діорити і кварцові діорити. В гранодіоритах та амфіболвмісних тоналітах вміст рогової обманки дорівнює 2–12%. Вміст біотиту у діоритоподібних породах становить 6–19%, а в плагіогранітах – 3–6%. Мікроклін (2–15%) зафіксовано лише в гранодіоритах. Акцесорні мінерали в гранітоїдах підвищеної основності представлені сфеном, апатитом, магнетитом, цирконом; у плагіогранітах різко зменшується вміст сфену; крім апатиту, циркону і магнетиту іноді зустрічається ортит і сульфід.

Плагіоклаз у діоритах представлений андезином (№ 32–38), у гранодіоритах і тоналітах плагіоклаз більш кислий (№ 25–31), в плагіогранітах основність його найменша (№ 20–24). Рогова обманка має залізистість $f = 46$ –53%, біотит в амфіболвмісних гранітоїдах – 42,0–44,0%, у плагіогранітах – 47–55%.

Плагіограніти належать до класу порід, слабо пересичених SiO₂ і дуже бідних на луги. Характерним є постійне переважання натрію над калієм і низький вміст K₂O. Порівняно з середнім складом кварцових діоритів, гранодіоритів та тоналітів відповідні породи звенигородського комплексу характеризуються чітко вираженим кальціплетовим відхиленням, що дає підстави вважати цю особливість типоморфною ознакою. Відрізняються вони і за вмістом елементів-домішок. Характерний підвищений вміст Sr (близько 900 г/т в діоритах і 450 г/т в плагіогранітах), низький вміст Rb, а в діоритах Zr.

Про належність цих гранітоїдів до ультраметаморфічних утворень свідчить дуже тісний зв'язок їх з метаморфічними породами субстрату, а також численні структурно-текстурні ознаки (мігматитовий характер, переважання бластових структур і тощо). Формування їх відбувалося в P–T умовах амфіболітової фази на тому етапі геологічної історії, коли під впливом тектонічних факторів різко зменшився тиск і термальні флюїди дістали можливість вільно надходити в зону гранітоутворення.

Палеопротерозойський вік визначається за аналогією з однотипними гранітоїдами, поширеними в межах Уманського аркуша. Їх датування ізохронним уран-свинцевим методом дало вік 2140–2000 млн років [48; 49; 66; 109].

Бердичівський комплекс (PR, *bd*)

Біотит-гранатові граніти (Г) і мігматити (Гm) бердичівського комплексу поширені в південно-західній частині аркуша, де вони розкриті лише свердловинами. Андрушівська структурно-формаційна зона їх розвитку просторово належить до Бердичівського блоку Дністровсько-Бузького району. Контакт з породами тетерівської серії та гранітами житомирського комплексу переважно тектонічний, по широтному розлому, який входить до системи розломів Андрушівської зони. В районі с. Яроповичі граніти виявлено свердловинами 5244, 5246 і 5296 за межами зони розломів, але характер контактів тут встановити не вдалося. Фізичні поля в області поширення гранітоїдів цього комплексу мало контрастні і не відрізняються від полів над породами інших комплексів.

Магнітна сприйнятливість гранітів бердичівського комплексу 0–60 (середня $15 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), щільність 2,60–2,80 (середня 2,70 г/см³).

Два невеликих масиви гранат-біотитових гранітів, дуже подібних до бердичівських, закартовані Р. М. Довганем [86] у північній частині аркуша (сс. Язвинка, Макарівська Буда, Забуяння та Нежиловичі). Розташовані вони серед порід росинсько-тікицької серії і звенигородського комплексу в зоні зчленування їх з породами тетерівської серії і житомирського комплексу. Всі породи виявлені тільки в свердловинах і дані про їх співвідношення відсутні.

Макроскопічно граніти сірі, жовтувато-сірі, середньо-нерівномірностерні з масивною „очковою” текстурою. Структура гранітна, на окремих ділянках бластокатакластична, в плагіогранітах гіпідіоморфностерніста. За текстурними особливостями серед них переважають мігматити. Плагіограніти зустрічаються лише в центральній частині СФрЗ (св. 5281, 5282).

До мінерального складу цих порід входять плагіоклаз, мікроклін, кварц, біотит, гранат, кордієрит, графіт, мусковіт; акцесорні: монацит, циркон, апатит, пірит, ільменіт. Розмір зерен породоутворюючих мінералів становить 0,2–3,0 мм.

Бердичівські граніти і мігматити Фастівського аркуша дещо відрізняються від типових порід цього комплексу: гранат, силіманіт і кордієрит зустрічаються в них рідко і в малій кількості; зате постійно присутній мусковіт (3%), що не є для них типовим мінералом; окрім того, інтенсивно проявлена мікроклінізація, розвинені порфіробласти мікрокліну і спостерігається різке його переважання над плагіоклазом. Можливо, ці відмінності зумовлені впливом гранітів житомирського комплексу.

Плагіоклаз (20–42%, а в плагіогранітах до 57%) представлений олігоклазом № 19–25 ($N_g = 1,546$ –1,551,

Скарни розвиваються переважно по карбонатних породах кочерівської світи на контакті їх з силікатними породами (гнейсами, кристалосланцями або гранітами та пегматитами [46; 47; 81]. Раніше вважалося, що процес скарнування пов'язаний з укорінням гранітів Коростенського плутону. Проте значно більше скарнів спостерігається поблизу або безпосередньо на контактах з бистрійськими гранітами та пегматитами. Скарни характерні для екзоконтактових ореолів Забілоцького гранітного масиву, що залягає серед карбонатних і силікатних метаморфічних порід тетерівської серії [46]. Потужність скарнових зон досягає 10 м, але здебільшого це перші метри або десятки сантиметрів. Форма їх досить різноманітна – від верстуватих і лінзоподібних у потужніших покладах до округлих гнізд і невеликих включень (частіше в карбонатних породах). Вирізняються біметасоматичний та інфільтраційний типи скарнів.

За мінеральним складом і характером заміщуваних порід скарни поділяються на магнезійні та вапнисті (кальцієві). Перші розвиваються по доломітових мармурах, а другі – по кальцитових мармурах та кальцифірах, а також по багатих кальцієм силікатних породах (амфіболіти, кристалосланці). Виділяються ще так звані апомагнезійні вапнисті скарни [46]. Для магнезійних скарнів і пов'язаних з ними кальцифірів характерні такі мінерали як форстерит, хондродит, шпінель, діопсид (фасаїт?), флогопіт. Вапнисті та апомагнезійні скарни складаються з кальцієвих і кальцій-магнієвих силікатів, але, як правило, більш залістистих, ніж однойменні мінерали в магнезійних скарнах. Найхарактернішими серед цих мінералів є воластоніт, піроксен саліт-геденбергітового складу, гранат андрадит-гросулярового ряду, везувіан, амфібол тремоліт-актинолітового ряду, рогова обманка, інколи паргасит. Крім того, для екзоскарнових зон характерний мікроклін, який часто асоціює з плагіоклазом і салітом. На ділянках Кочерів та Тіснівка часто спостерігається скаполіт в асоціації з плагіоклазом і салітом [46]. Рідше трапляються в скарнах епідот і кліноцоїзит. Типовими акцесорними мінералами є сфен і апатит.

У скарнах вирізняються кілька стадій мінералоутворення, які пов'язані з послідовністю скарноутворення та відбивають температурні інтервали процесу (від високо- до середньо- і низькотемпературного). Наявність таких мінералів, як воластоніт та везувіан, свідчить про гіпабісальні умови скарноутворення. Скарни з високотемпературними парагенезисами не проявляють металогенічної спеціалізації. У пізніших процесах (окварцованні, флюоритизації), які, можливо, є низькотемпературним продовженням скарнового процесу, з'являється шееліт, інколи вольфрам-берилієва мінералізація. Але такі породи частіше відносять до апоскарнових грейзенів або кварц-альбітових і кварц-плагіоклазових метасоматитів [46]. Для скарнів не характерна (чи не виявлена) металогенічна спеціалізація на олово, як це властиво для подібних докембрійських скарнів Карелії.

Грейзени та грейзенізовані породи найбільше характерні для гранітів та пегматитів бистрійського типу. Вони частіше приурочені до крайових та апікальних частин масивів (Городський, Забілоцький, Кочерівський, Іванівський, Папірнянський та ін.). Потужність тіл грейзенів не перевищує 2–3 м. Грейзени складаються (%) з кварцу (30–80), мусковіту (20–40), альбіту (0–30) та флюориту (0–20). Акцесорні мінерали – апатит (інколи до 10%), турмалін, топаз, сфен, берил, сульфіді, каситерит. У грейзенах проявляється геохімічна спеціалізація на Be, Sn, Nb, Cu, Zn, U, Mo [115]. Грейзени інколи інтенсивно флюоритизовані.

Схильність бистрійських гранітів і пегматитів до грейзенізації зумовлена, очевидно, вже первинним їх складом та збагаченням леткими компонентами, особливо фтором. Збагачені слюдою різновиди бистрійських гранітів та пегматитів можна розглядати як своєрідні грейзенізовані ділянки пізньо- або постмагматичного етапу їх формування. В зонах тектонічних розломів і катаклазу грейзеноподібні породи розвиваються також по гнейсах і кристалосланцях тетерівської серії. Проте ці слабо вивчені породи, очевидно, не належать до грейзенової формації. В них не проявляється помітна геохімічна спеціалізація на характерні для грейзенів рідкісні елементи. До грейзенової формації деякі дослідники зараховують збагачені флюоритом кварц-польовошпатові породи, що розвиваються по скарнах.

Подібними до грейзенів, але більш низькотемпературними метасоматитами є кварц-гідрослюдисті, часто з хлоритом, ділянками з каоліном породи. Вони розвиваються в зонах тріщинуватості як серед скарнів і грейзенів, так і вміщуючих гнейсів, мігматитів, гранітоїдів. Потужність цих метасоматитів частіше становить перші сантиметри, інколи метри. Вони подібні до низькотемпературних утворень типу аргілізитів [115].

Лужні метасоматити розвиваються по породах різного складу – від гранітоїдів до базитів, ультрамафітів та скарнів. Вирізняються лужні метасоматити натрієвого [34] і калієвого ряду, а також проміжні різновиди. Калій-натрієві метасоматити дехто з дослідників розглядає разом із заміщеними (на пізніх стадіях формування) пегматитами [115]. Простежується певна закономірність у просторовому розподілі лужних метасоматитів: у західній частині аркуша до Кочерівського розлому поширені переважно метасоматити натрієвого ряду (альбітити), а далі на схід від цього розлому – калієвого ряду (мікроклініти, сієнітоподібні породи) [34]. Це пов'язано з різним складом заміщеного субстрату – у східній частині переважають породи основного та середнього складу (ортоамфіболіти, діорити, плагіомігматити, габроїди), а в західній – граніти і пегматити. Серед альбітизованих апогранітоїдів та апогранітоїдних альбітитів зрідка трапляються різновиди з лужним амфіболом (родуситом) [115]. Такі породи відрізняються від типових двослюдяних гранітів бистрійського типу. Зрідка альбітити зустрічаються і в східній частині Кочерівської площі, проте

вміщуючими породами. В зоні ендоконтактів вони стають більш дрібнозернистими, часто насичені ксенолітами вміщуючих порід, жилами пегматитів, а також зазнають значних метасоматичних перетворень (окварцовання, альбітизація, грейзенізація). По вміщуючих карбонатних породах утворюються скарни.

Пегматити (р) концентруються переважно в межах екзоконтактів чотирьох гранітних масивів бистрійського типу: Городського, Папірнянського, Толстовського та Кочерівського. Належать до рідкіснометально-слюдистої формації і представлені такими мінеральними типами: олігоклаз-альбіт-мікрокліновим з мусковітом, олігоклаз-мікрокліновим та істотно мікрокліновим з мусковітом, альбіт-мікрокліновим і мікроклін-альбітовим з апатитом, гранатом, танталітом-колумбітом, берилом, сподуменом, фенітом та ін. За текстурою спостерігаються переходи від азональних через неясно зональні до зональних; потужність жил змінюється в дуже широких межах: від перших метрів до 10–15 м.

Житомирський граніт (Γ_1) має склад (%): плагіоклаз (№ 12–21) – до 35, мікроклін – до 30, кварц – до 30, біотит – 5–8, мусковіт – 3–5, акцесорні – монацит, циркон, апатит, сульфід. Склад коростишівського граніту (Γ_4) більш перемінний; мікроклін переважає над плагіоклазом, а мусковіт часто відсутній; вміст біотиту в меланократових різновидах досягає 15%, а в лейкократових понижується до 2–3%. У бистрійських гранітах (Γ_2) мікроклін і плагіоклаз містяться в рівних кількостях або дещо переважає перший; вміст кварцу сягає 35%, а мусковіту і біотиту (в сумі) не перевищує 5%. Порівняно з іншими типами гранітів дуже низький вміст циркону; зустрічаються флюорит, турмалін, сфалерит. Склад корнінського граніту (Γ_3) (%): плагіоклаз – 35, мікроклін – 29, кварц – 24, біотит – 13; акцесорні – циркон, апатит, сфен, ортит, рудні мінерали.

Мікрокліни різних типів гранітів характеризуються різним вмістом альбітового компоненту: в меланократовому коростишівському – 10%, в житомирському і мезократовому коростишівському – 12–15%, в корнінському – 15–17, в бистрійському – 15–20, в грейзенізованих гранітах – 20–25, в пегматитах – до 30%. Рентгенівська триклінність висока (0,80–0,94). Характерна досконала двійникова гратка снопоподібного типу і присутність дископодібних, лінзоподібних, рідше стовпчастих пертитів (3–5%, а в корнінському граніті – до 15%). Природна термолюмінесценція змінюється в межах 40–5000 умовних одиниць (середня – 400); рентгенівська термолюмінесценція більш витримана (3–16 тис. ум. од.), з дуже характерною кривою ТВ, що має один додатковий максимум. Біотит коричневий або оранжевий, у гранодіоритах – зеленувато-бурий; залізистість 55–65%; ступінь окисленості заліза – 17–18%. Циркон коричневий або коричнево-бурий, рідше рожевий, видовжені ($K_{\text{вид}} = 2-3$) призматичні кристали з обкатаними ядрами. Характеризується низьким вмістом торію (50 г/т), високим – урану (1660 г/т) і ітрію (2560 г/т); $Zr/Hf = 39$.

Хімічний склад гранітів характеризується підвищеною кремнекислотністю, низьким вмістом СаО (звичайно менше 2%, а в бистрійських – менше 1%). Дуже низький ступінь окислення заліза. В сумі лугів (понад 8%) переважає K_2O . Глиноземистість помірна, а в деяких різновидах дещо підвищена (Al_2O_3 до 15,5%). Вміст і розподіл елементів-домішок залежить від складу порід. У середньому граніти характеризуються невисоким вмістом елементів групи заліза, а також стронцію та рубідію (150–170 г/т). Дещо підвищений вміст (г/т) літію (40), міді (64), лантану (85), церію (141), а також свинцю, цинку, олова і ніобію. Встановлюється позитивний кореляційний зв'язок ванадію з церієм і лантаном, барієм і стронцієм, негативний – натрію з калієм і рубідієм.

Вік гранітів коростишівського типу, визначений ізохронним уран-свинцевим методом по циркону [55] становить 2041 ± 24 млн років. Вік бистрійських гранітів, визначений тим же методом по монациту – 2078 ± 2 млн років, а по циркону – 2080 млн років. Враховуючи те, що коростишівські граніти за геологічними даними молодші від житомирських (останні повинні бути майже синхронними з бистрійськими), попередні дані про вік житомирських гранітів [64, 66] 1965 млн років (рубідій-стронцієвий метод), 1990–1910 млн років (калій-аргоновий метод), 2360–1890 млн років (уран-торій-свинцевий метод) слід вважати застарілими.

За наявними геологічними, петролого-мінералогічними та геохімічними даними гранітоїди житомирського комплексу мають ультраметаморфічне верхньокорове походження [84; 10; 17; 19; 20]. Початкова магма виплавлялася з плагіогранітогнейсового субстрату василівської світи (для житомирського, коростишівського і бистрійського типів) або росинсько-тікицької серії (для корнінського типу) під впливом глибинних флюїдно-теплових потоків у віковому інтервалі 2100–2040 млн років. Генерація магматичних осередків відбувалася на порівняно невеликій глибині (5–10 км) під покрівлею вулканогенно-осадової товщі городської та кочерівської світи.

Метасоматичні породи досить поширені на території аркуша, особливо в межах розвитку бистрійських гранітів. На карті кристалічного фундаменту вони показані як результат дії накладених процесів, пов'язаних переважно з інтрузією житомирського комплексу. Метасоматичних перетворень зазнають найчастіше карбонатні породи кочерівської світи, апікальні частини інтрузій бистрійського типу і пов'язані з ними пегматити. Меншою мірою метасоматити розвиваються по житомирських гранітах. Вирізняються три основні формації метасоматитів, пов'язаних з житомирським комплексом: скарнова; грейзенова; лужних метасоматитів [34; 37].

Скарни розвиваються переважно по карбонатних породах кочерівської світи на контакті їх з силікатними породами (гнейсами, кристалосланцями або гранітами та пегматитами [46; 47; 81]. Раніше вважалося, що процес скарнування пов'язаний з укорінням гранітів Коростенського плутону. Проте значно більше скарнів спостерігається поблизу або безпосередньо на контактах з бистрійськими гранітами та пегматитами. Скарни характерні для екоконтактних ореолів Забілоцького гранітного масиву, що залягає серед карбонатних і силікатних метаморфічних порід тетерівської серії [46]. Потужність скарнових зон досягає 10 м, але здебільшого це перші метри або десятки сантиметрів. Форма їх досить різноманітна – від верстуватих і лінзоподібних у потужніших покладах до округлих гнізд і невеликих включень (частіше в карбонатних породах). Вирізняються біметасоматичний та інфільтраційний типи скарнів.

За мінеральним складом і характером заміщуваних порід скарни поділяються на магнезійні та вапнисті (кальцієві). Перші розвиваються по доломітових мармурах, а другі – по кальцитових мармурах та кальцифірах, а також по багатих кальцієм силікатних породах (амфіболіти, кристалосланці). Виділяються ще так звані апомагнезійні вапнисті скарни [46]. Для магнезійних скарнів і пов'язаних з ними кальцифірів характерні такі мінерали як форстерит, хондродит, шпінель, діопсид (фасаїт?), флогопіт. Вапнисті та апомагнезійні скарни складаються з кальцієвих і кальцій-магнієвих силікатів, але, як правило, більш залістистих, ніж однойменні мінерали в магнезійних скарнах. Найхарактернішими серед цих мінералів є воластоніт, піроксен саліт-геденбергітового складу, гранат андрадит-гросулярового ряду, везувіан, амфібол тремоліт-актинолітового ряду, рогова обманка, інколи паргасит. Крім того, для екоскарнових зон характерний мікроклін, який часто асоціює з плагіоклазом і салітом. На ділянках Кочерів та Тіснівка часто спостерігається скаполіт в асоціації з плагіоклазом і салітом [46]. Рідше трапляються в скарнах епідот і кліноцоїзит. Типовими акцесорними мінералами є сфен і апатит.

У скарнах вирізняються кілька стадій мінералоутворення, які пов'язані з послідовністю скарноутворення та відбивають температурні інтервали процесу (від високо- до середньо- і низькотемпературного). Наявність таких мінералів, як воластоніт та везувіан, свідчить про гіпабісальні умови скарноутворення. Скарни з високотемпературними парагенезисами не проявляють металогенічної спеціалізації. У пізніших процесах (окварцованні, флюоритизації), які, можливо, є низькотемпературним продовженням скарнового процесу, з'являється шееліт, інколи вольфрам-берилієва мінералізація. Але такі породи частіше відносять до апоскарнових грейзенів або кварц-альбітових і кварц-плагіоклазових метасоматитів [46]. Для скарнів не характерна (чи не виявлена) металогенічна спеціалізація на олово, як це властиво для подібних докембрійських скарнів Карелії.

Грейзени та грейзенізовані породи найбільше характерні для гранітів та пегматитів бистрійського типу. Вони частіше приурочені до крайових та апікальних частин масивів (Городський, Забілоцький, Кочерівський, Іванівський, Папірнянський та ін.). Потужність тіл грейзенів не перевищує 2–3 м. Грейзени складаються (%) з кварцу (30–80), мусковіту (20–40), альбіту (0–30) та флюориту (0–20). Акцесорні мінерали – апатит (інколи до 10%), турмалін, топаз, сфен, берил, сульфід, каситерит. У грейзенах проявляється геохімічна спеціалізація на Be, Sn, Nb, Cu, Zn, U, Mo [115]. Грейзени інколи інтенсивно флюоритизовані.

Схильність бистрійських гранітів і пегматитів до грейзенізації зумовлена, очевидно, вже первинним їх складом та збагаченням леткими компонентами, особливо фтором. Збагачені слюдою різновиди бистрійських гранітів та пегматитів можна розглядати як своєрідні грейзенізовані ділянки пізньо- або постмагматичного етапу їх формування. В зонах тектонічних розломів і катаклазу грейзеноподібні породи розвиваються також по гнейсах і кристалосланцях тетерівської серії. Проте ці слабо вивчені породи, очевидно, не належать до грейзенової формації. В них не проявляється помітна геохімічна спеціалізація на характерні для грейзенів рідкісні елементи. До грейзенової формації деякі дослідники зараховують збагачені флюоритом кварц-польовошпатові породи, що розвиваються по скарнах.

Подібними до грейзенів, але більш низькотемпературними метасоматитами є кварц-гідролудисті, часто з хлоритом, ділянками з каоліном породи. Вони розвиваються в зонах тріщинуватості як серед скарнів і грейзенів, так і вміщуючих гнейсів, мігматитів, гранітоїдів. Потужність цих метасоматитів частіше становить перші сантиметри, інколи метри. Вони подібні до низькотемпературних утворень типу аргілізитів [115].

Лужні метасоматити розвиваються по породах різного складу – від гранітоїдів до базитів, ультрамафітів та скарнів. Вирізняються лужні метасоматити натрієвого [34] і калієвого ряду, а також проміжні різновиди. Калій-натрієві метасоматити дехто з дослідників розглядає разом із заміщеними (на пізніх стадіях формування) пегматитами [115]. Простежується певна закономірність у просторовому розподілі лужних метасоматитів: у західній частині аркуша до Кочерівського розлому поширені переважно метасоматити натрієвого ряду (альбітити), а далі на схід від цього розлому – калієвого ряду (мікроклініти, сіенітоподібні породи) [34]. Це пов'язано з різним складом заміщеного субстрату – у східній частині переважають породи основного та середнього складу (ортоамфіболіти, діорити, плагіомігматити, габроїди), а в західній – граніти і пегматити. Серед альбітизованих апогранітоїдів та апогранітоїдних альбітитів зрідка трапляються різновиди з лужним амфіболом (родуситом) [115]. Такі породи відрізняються від типових двослюдяних гранітів бистрійського типу. Зрідка альбітити зустрічаються і в східній частині Кочерівської площі, проте

тут переважають метасоматити калієвого ряду, серед яких вирізняються мікроклініти та сієнітоподібні породи. Вважається, що калієві метасоматити більш ранні і місцями змінюються натрієвими. Мікроклініти характерні для Товстовського масиву основних порід, де потужність їх досягає інколи 10–20 м. Значно меншої потужності (сантиметри – до перших метрів) мікроклініти виявлені на схід від с. Семенівка в зоні Кочерівського розлому, де вони утворюються при заміщенні трахітоїдних і пегматоїдних гранітів. З такими мікроклінітами пов'язана уранова мінералізація [115]. Мікроклініти складаються (%) в основному з мікрокліну (70–90), альбіту (0–15), кварцу (0–15), інколи карбонату (до 30), епідоту (до 15), хлориту (0–15), гідробіотиту (0–5), родуситу і актиноліту (0–5). Акцесорні мінерали – апатит, сфен, гранат, магнетит, ортит.

Сієнітоподібні породи більше поширені в зоні Брусилівського і Вільшанського розломів. Вони утворюються при пізнішій альбітизації мікроклінітів та пегматоїдних гранітів, а також у зонах брекчіювання основних і ультраосновних порід Юровського масиву. Складаються (%) з мікрокліну (15–60), альбіту (30–40), епідоту (25–35), хлориту (3–30), біотиту (0–14), родуситу (1–5). Акцесорні мінерали – сфен, апатит, магнетит. Ці метасоматити інколи характеризуються підвищеною радіоактивністю, а також підвищеною концентрацією Zr, Cu, Ce, La, V, Sr [87].

Наводимо фізичні властивості деяких порід житомирського комплексу. Магнітна сприйнятливість житомирських і бистрийських гранітів 0–300 (середня $58 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), коростишівських і корнінських гранітів 0–10 (середня $4 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), пегматитів 0–70 (середня $8 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), скарнів 0–1000 (середня $142 \cdot 10^{-5}$ од. СІ). Щільність житомирських і бистрийських гранітів 2,56–2,75 (середня 2,63 г/см³), коростишівських і корнінських 2,56–2,75 (середня 2,65 г/см³), скарнів 2,67–3,03 (середня 2,90 г/см³).

Уманський комплекс (PR₁ *ит*)

До уманського комплексу зараховано плагіоклаз-мікроклінові граніти Макарівського блоку, який входить до складу Росинсько-Тікицького у південній і середній частинах якого (Уманський, Білодерківський аркуші) граніти уманського комплексу відіграють провідну роль. Плагіоклаз-мікроклінові граніти Макарівського блоку за структурно-текстурними ознаками та особливостями речовинного складу досить близькі до типових гранітів уманського комплексу. Раніше граніти східної частини Фастівського аркуша відносились до кіровоградсько-житомирського комплексу. Потім [107] було виділено самостійний ставищанський комплекс. Ще пізніше [3] було показано, що ці граніти не відрізняються істотно від уманських і немає сенсу виділяти два майже тотожні гранітоїдні комплекси в одному й тому ж районі.

У північній частині аркуша, в межах Нежиловицького блоку граніти уманського комплексу утворюють ряд видовжених масивів, орієнтованих у субмеридіональному напрямку; площа найбільшого з них – Новомирівського, перевищує 40 км². Трохи далі на південь, на межі Нежиловицького і Федорівського блоків, розміщується субширотно орієнтований найбільший за розміром (до 70 км²) Рожевський масив. Ще далі на південь, у межах Федорівського блоку, розташовані Дивинський і Веприцький масиви та кілька менших за розміром.

Граніти (Г) уманського комплексу є пізнішими утвореннями порівняно з метаморфічними породами росинсько-тікицької серії, базитами та ультрабазитами юрівського комплексу і гранітоїдами тетіївського та звенигородського комплексів. Про це свідчить наявність серед них всіх перелічених утворень у вигляді останців і ксенолітів та досить широкі поля пов'язаних з ними мігматитів (Г_м). Це сірі або рожево-сірі рівномірнорзернисті, дрібно- та середньозернисті породи. Досить часто зустрічаються і апліто-пегматоїдні різновиди. Склад їх непостійний. Зустрічаються меланократові та більш лейкократові різновиди. Непостійні і співвідношення плагіоклазу та мікрокліну. Середній мінеральний склад (%): плагіоклаз – 25–35, мікроклін – 28–34, кварц – 26–31, біотит – 1,5–4, мусковіт – 1. З акцесорних мінералів у невеликій кількості присутні апатит, циркон, магнетит. Структура гранітова, зумовлена однаковим ступенем ідіоморфізму плагіоклазу і мікрокліну, іноді спостерігається типова гранобластова структура, що свідчить про певну метаморфічну переробку.

Плагіоклаз за складом відповідає олігоклазу № 17–24, в апліто-пегматоїдних гранітах він більш кислий (№ 8–15). Мікроклін з добре розвиненою двійниковою ґраткою високого ступеня удосконалення. Характерні пертитові вrostки різного морфологічного типу. Біотит зеленувато-бурий, іноді коричнево-бурий. Утворює невеликі лусочки або гломеробластичні зростки, рівномірно розподілені по всій масі породи. Загальна залізистість 56–64%.

За петрохімічними даними ці граніти характеризуються підвищеним вмістом лугів з переважанням K₂O над Na₂O, помірним вмістом CaO та невисоким FeO. Умови формування (ультраметаморфічні утворення, що пройшли не тільки стадію розплаву, а й певне переміщення) визначаються за аналогією з типовими уманськими гранітами [67].

Магнітна сприйнятливість уманських гранітів 50–400 (середня $80 \cdot 10^{-5}$ од. СІ), щільність 2,57–2,76 (середня 2,63 г/см³).

Надійних ізотопних даних про вік формування уманських гранітів поки що немає. Безумовно, вони дещо молодші від гранітоїдів звенигородського комплексу, що утворилися в інтервалі 2140–2000 млн років [66].

4. КОРА ВИВІТРЮВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД

Кора вивітрювання кристалічних порід (основним чином каолінітового складу, плошова, рідше лінійного типу) розвинена майже на всій території аркуша (90–95%). Ділянками у долинах річок і на підвищеннях фундаменту (пенеппенах) вона розмита в мезо-кайнозойський період. Потужність кори змінюється від 0,1–0,3 до 240 м. На більшій частині території вона перекривається мезозойськими і кайнозойськими осадовими утвореннями, найдавніші з яких належать до юрського періоду. Це дає підстави зробити висновок про переважно палеозойський (частково мезозойський) вік кори вивітрювання [39]. Вважається загальноприйнятим, що каолінітові, а також бейделітові, монтморилонітові, гідрослюдисті (так звані сіалітні) кори вивітрювання формувалися в умовах гумідного тропічного клімату. Проте пошуки тут латеритних кір вивітрювання з бокситами не дали обнадійливих результатів [116].

Найпоширенішим типом кір вивітрювання вважається плошовий (до 90–80%). Лінійні кори контролюються зонами тріщинуватості, дроблення порід, які звичайно пов'язані з розломами. Вони мають обмежене за площею (не більше 15%) поширення, але значно потужніші. Ряд лінійних зон вивітрювання виділяється [85; 86; 77] у східній частині аркуша: Кочерівська, Скочищанська, Міньковецько–Королівська, Віленська, Коростишівська, Козіївсько–Старосільська, Березівська, Журавлінівська, Глиницька, Слизаветинська, Андрушівська, Вербівська та ін.

У вертикальних перетинах всіх морфогенетичних і мінералогічних типів кір вивітрювання при повному профілі їх розвитку вирізняються такі зони (знизу догори): жорсткова (дезінтеграційна), гідрослюдиста (каолініт-гідрослюдиста) та каолінітова. Зони жорсткості характеризуються переважанням фізичного вивітрювання над хімічним та початковою гідратацією і вилуговуванням силікатів, що виражається в їх освітленні, появі гідрослюди, у незначній кількості каолініту і монтморилоніту. Ця зона займає 10–20% площі розвитку кори вивітрювання, а її потужність змінюється від 0,1–0,2 до 20–25 м (у зонах розломів). Гідрослюдиста зона має різний мінеральний склад залежно від вихідних порід. По гранітоїдах, гнейсах та кислих сланцях розвиваються гідрослюди і каолініт з домішкою гідрохлоритів (по первинних біотитах). По породах основного та ультраосновного складу, включаючи кристалосланці та меланократові кальцифіри, розвивається переважно монтморилоніт, гідрохлорит, гідрослюди, гетит, частково каолініт. Мінерали материнських порід (кварц, польові шпати, гранат, піроксени, амфіболи) можуть становити близько половини (40–50%) обсягу кори вивітрювання. Майже незмінними зберігаються такі акцесорні мінерали як циркон, апатит, турмалін, монацит, рутил, сфен, ільменіт. Продукти гідрослюдистої зони становлять 30–40% площі кір вивітрювання. Потужність їх у плошовому підтипі змінюються від 0,5–1,0 до 20–30 м, а в лінійному – до 50–170 м. Каолінітова зона являє собою кінцевий продукт вилуговування та гідролізу кристалічних порід і основним її мінералом є каолініт, який заміщує не тільки польові шпати, а й темноколірні мінерали. При вивітрюванні порід основного складу в нижній частині цієї зони в підпорядкованій кількості присутні монтморилоніт, гідрослюда, галузит, бейделіт та гідроокисли заліза. Стійкими реліктовими мінералами в цій зоні є кварц, графіт, силіманіт, циркон, рутил, колумбіт, берил, частково апатит; водночас ільменіт часто лейкоксенизується. Каолінітові породи вивітрювання займають 50–60% загальної площі їх розвитку при потужності для плошового підтипу від 0,3–1,0 до 18–20 м, а для лінійного – від 18–20 до 100 м і більше.

До специфічних екзогенних порід, пов'язаних з корах вивітрювання, належать пеліканіти, сидеритоліти, сидеритизовані та окремнілі породи. Одні дослідники [86] вважають, що такі породи утворилися по вже сформованих глинистих (каолінітових) корах вивітрювання при інфільтрації розчинів з додатковим привнесенням деяких компонентів, а інші [93] – що подібні породи утворилися одночасно з розвитком профілю кори вивітрювання. Пеліканоліти (суміш каоліну та опалу) локалізовані в каолінітовій корі вивітрювання бердичівських гранітів та плагіомігматитів (сс. Миролубівка і Букалівщина, св. 9261 і 9326); їх потужність 1,0–1,6 м. Сидеритоліти та сидеритизовані породи спостерігаються в каолінітовій та каолініт-монтморилоніт-гідрослюдистій зонах кори вивітрювання по амфіболітах, амфіболових гнейсах, кристалосланцях, інколи кальцифірах біля с.с. Пилипонка, Озера та Криве (св. 6656, 4369, 4370, 9356, 9359, 386, 153 та ін.).

Окремніння спостерігається в охоплених вивітрюванням карбонатних породах (доломітові та кальцитові мармури, кальцифіри) в околицях сс. Долинівка, Н.Озеряни, Осовці, Карабичі та ін. (св. 8270, 8142, 8127, 399, 8133 та ін.). Потужність горизонтів окременілих порід досягає 1,0–1,1 м. Кремені складаються з халцедону і кварцу (40–85%), гідрохлориту (10–40%) та карбонатів.

5. ТЕКТОНІКА

У геологічній будові території вирізняються два абсолютно різних за складом та структурою поверхи: нижній, докембрійський, складений інтенсивно деформованими утвореннями кристалічного фундаменту, та верхній, фанерозойський, в будові якого беруть участь порівняно малопотужні (від 0 до 200 м) горизонтально залягаючі осадові породи юрського, крейдового, палеогенового, неогенового і четвертинного періодів. Загалом ця територія розміщується в межах північно-східної частини Українського щита і її крайню північно-східну ділянку слід віднести вже до схилу цієї докембрійської мегаструктури. Потужність фанерозойських відкладів весь час збільшується у східному напрямку, де в межах суміжного Київського аркуша проходить межа між Українським щитом та Дніпровсько-Донецькою западиною. Така позиція території в загальній структурі земної кори України знайшла певне відображення у складі та будові обох структурних поверхів.

Нижній (докембрійський) структурний поверх

Кристалічний фундамент території аркуша належить до трьох мегаблоків: Північно-Західного, або Волинського (52% площі), Росинсько-Тікицького, або Білоцерківського (40%) і Дністровсько-Бузького, або Подільського (8%). Центральну частину території займає субмеридіонально орієнтована Кочерівська синклінальна структура, що входить до складу Волинського мегаблоку. На сході від Білоцерківського мегаблоку вона відокремлюється субмеридіональною зоною Вільшанського розлому, на заході від Коростенського блоку – теж субмеридіональною, але дещо звивистою зоною Віленського розлому. Крайню північно-західну частину території аркуша в межах Волинського мегаблоку (7% його площі) займають породи Коростенського плутону, що мають з породами вміщуючої тетерівської серії переважно тектонічні контакти [61].

На захід від Кочерівської структури, між Коростенським плутоном на півночі і Гардишівським блоком (що є частиною Дністровсько-Бузького мегаблоку) на півдні розміщується найбільший у межах території аркуша блок – Коростишівський, до якого приурочена нижня частина розрізу тетерівської серії (василівська і городська світи), а також найбільші за розміром масиви гранітів житомирського комплексу.

Незначна частина Подільського мегаблоку (Гардишівський блок) розташована в межах крайньої південно-західної частини території аркуша, де кристалічний фундамент складений гранітами і мігматитами бердичівського комплексу з останцями та ксенолітами гнейсів дністровсько-бузької серії. Від Коростишівського блоку, який прилягає з півночі, він відокремлюється Андрушівським широтним розломом; його зчленування з Кочерівським синклінорієм у межах периклінального замикання останнього досить складне, здебільшого має тектонічний характер, із згідним простяганням елементів тектонічної структури в межах контактів різновікових стратиграфічних підрозділів. Між Подільським і Білоцерківським мегаблоками розміщується Котлярський масив гранітів житомирського типу.

Білоцерківський мегаблок займає всю східну частину території аркуша. Разом з Подільським мегаблоком вони являють нижній, архейський структурний ярус докембрійського фундаменту, який незгідно перекривається протерозойським структурним ярусом у межах Волинського мегаблоку. Частина Білоцерківського мегаблоку, яка входить до території аркуша (Макарівський блок), поділяється на два майже рівні за розміром блоки нижчого порядку: північний, Нежиловицький, та південний – Федорівський; межа між ними проходить по широтному Коростишівському розлому.

Розривні тектонічні порушення

Розривні тектонічні порушення в кристалічному фундаменті поділяються на дві групи. До першої належать основні, глибинні розломи, що зумовлюють мегаблоковий поділ земної кори та закладення Кочерівського синклінорію. Друга обширна група об'єднує розломи менш глибинного закладання, що зумовлюють блоковий поділ кори вищих порядків і контролюють розміщення значної частини гранітоїдних масивів [12; 15; 78].

Вільшанський глибинний розлом меридіонального простягання проходить через всю територію аркуша, продовжуючись за його межами з одного боку на південь до Немирівського розлому, що розділяє тут Білоцерківський та Подільський мегаблоки, а з другого – на північ та північний схід, створюючи східне тектонічне облямування Коростенського плутону. В гравітаційному полі йому відповідає зона зчленування Бородянсько-Фастівського гравітаційного максимуму (40 мГл) та Радомишльського мінімуму (4–6 мГл). В магнітному полі вздовж всього розлому від південної до північної рамки аркуша простежується серія вузьких позитивних аномалій, зумовлених неглибоко залягаючими тілами габро, габро-амфіболітів, габро-піроксенітів та перидотитів. Кошляцький масив основних та ультраосновних порід юровського комплексу

розміщується в зоні цього розлому на самому півдні аркуша. В середній його частині в зоні перетину Вільшанського розлому з широтним Коростишівським закартований Ястребинський масив основних та ультраосновних порід. Трохи на південь, в околицях с. Вільшка, свердловинами розбурено потужну зону мілонітизації та катаклазу, що розділяє ортоамфіболіти росинсько-тікицької серії і гнейси кочерівської світи. Падіння змішувача круте західне (60–90°). Враховуючи те, що в західній частині Кочерівського синклінорію немає виходів на картовану поверхню городської світи, яка підстеляє кочерівську, Вільшанський розлом трактується як лівосторонній скид з амплітудою 500 м. Час його первинного закладання відповідає архею (інтрузії юровського комплексу), найбільш інтенсивні рухи – ранньому протерозою (закладання та розвиток Кочерівського синклінорію), помітні зрушення аж до четвертинного періоду фіксуються за орієнтуванням річкової та яружно-балкової систем.

Віленський глибинний розлом субмеридіонального простягання відокремлює Кочерівський синклінорій від Коростишівського блоку і теж простягається через всю територію аркуша і далеко за його межами: на північ в тілі Коростенського плутону (Кіровський розлом, що контролює розміщення Звездаль-Заліської дайки та західний борт Вільчанської западини), а на південь переходить в Джурин-Немирівський розлом. На відміну від Вільшанського Віленський розлом у плані має не пряму, а звивисту форму, міняючи напрямок простягання в межах розміщення гранітних масивів житомирського комплексу, що приурочені до Коростишівського блоку. Цей розлом має первинну конседиментаційну природу – він маркується досить витриманим горизонтом специфічних кумінгтоніт-роговообманкових порід, що зараховано до толейт-коматитової формації (нижня підсвіта кочерівської світи). Цей горизонт досить чітко фіксується у магнітному полі. В зоні розлому розміщуються також пластові інтрузивні тіла, що належать до букинського комплексу. Пізніші тектонічні рухи призвели до утворення серії тектонічних швів, виповнених бластокатаклазитами, мілонітами. В околицях с. Леніно спостерігається серія таких катаклазитів, що дуже нагадують метаконгломерати, в яких псевдогалки представлені будинованими, розвальцьованими кварцевими і гранітними жилами. Зустрічаються також тіла грейзенізованих апліто-пегматоїдних гранітів і пегматитів. У південній частині аркуша змішувач розлому має східне падіння (60–70°), а в північній – вертикальне і західне. Тут спостерігається насування городської світи на кочерівську, що призвело свого часу до неправильного розуміння їх вікових співвідношень. Південна частина Віленського розлому являє собою лівосторонній підкид, а північна – лівосторонній насув.

Кочерівський і Брусилівський субмеридіональні розломи проходять майже вздовж осьової лінії Кочерівського синклінорію з обох її боків (західного та східного), великою мірою визначаючи його внутрішню будову. На півночі аркуша Кочерівський розлом обмежує південно-східну частину Коростенського плутону. Далі на південь він маркується локальними тілами габроїдів букинського комплексу, дайками діабазів і невеликими масивами гранітів житомирського комплексу: Кримоцьким, Толстовським, Забілочівським, Кочерівським і ще меншими – в межах Покришівського підняття. Ще далі на південь розлом контролюється Долинівською складчасто-кільцевою структурою, Соболівським масивом габроїдів букинського комплексу і зоною зчленування Кочерівської синклінали з Ходорківським і Котлярським гранітними масивами. Розлом губиться в зоні широтного Андрушівського розлому і однойменного підняття. Загальна його протяжність – 70 км при ширині зон мілонітизації, катаклазу, брекчіювання, дроблення і підвищеної тріщинуватості порід 1–5 км. Вздовж всієї зони розлому спостерігаються глибокі лінійні кори вивітрювання, потужність яких у тектонічних вузлах досягає 100–250 м.

Брусилівський розлом контролює розміщення інтрузивних порід середнього, основного і ультраосновного складу, а також Східно-Білківського, Раковицького, Королівського та Корнінського гранітних масивів. Порооди в зоні розлому зазнали інтенсивного катаклазу, мілонітизації та брекчіювання; змішувачі падають на схід під кутами 60–70°. Закладання розлому відбулося в ранньому протерозої, під час формування трогової структури. За морфологією це лівосторонній скид.

Андрушівська зона розломів простежується в південно-західній частині аркуша, де вона розділяє Подільський і Волинський мегаблоки. Це серія широтних скидів, по яких відбулося ступінчасте опускання Коростишівського блоку відносно до Подільського. Вони добре виражені в магнітному полі і фіксуються зонами катаклазу та мілонітизації по породах дністровсько-бузької серії і бердичівського комплексу. З півночі до цієї зони прилягають масиви гранітів житомирського комплексу: Південно-Івницький, Степоцький та Східно-Яроповицький. На сході Андрушівська зона розломів обмежується субмеридіональною Віленською зоною та Ходорківським масивом житомирських гранітів.

Далі на північ простежуються ще кілька серій широтних розломів, серед яких найчіткіше виражені Житомирська і Коростишівська зони, а також Машеринська (між Андрушівською і Житомирською) і Глухівська (обмежує з півдня східну частину Коростенського плутону).

Серед розломів північно-західного простягання найчіткіше виражені три: Центральний, Старосільський і Макарівський. Центральний розлом належить до регіональних, що простягається далеко на північний захід через увесь Коростенський плутон, де він розділяє Чоповицький і Володарсько-Волинський габро-анортозитові масиви і відокремлює останній від Малинського масиву гранітів рапаківі. У південно-східному

напрямку він простежується майже через весь Росинсько-Тікицький мегаблок. У межах Фастівського аркуша в цій зоні розміщуються невеликі масиви граніт-порфірів, жили аплітоїдних гранітів, а в межах Кочерівської структури – масиви гранітів житомирського комплексу: Папірнянський, Кочерівський, Соломійвський, Дивинський, а також Карабчинсько-Покришівське підняття. В зоні останнього, де Центральний розлом перетинається з Житомирським, дешифруються 5 локальних кільцевих структур, в яких спостерігаються тектонічні брекчії.

Старосільський розлом, розташований за 15 км на південний захід від Центрального, добре виділяється в магнітному і гравітаційному полях. Він проходить між Коростишівським і Городським гранітними масивами і в зоні цього розлому північно-східне простягання порід городської світи різко змінюється на північно-західне. Далі на південний схід в районі с. Віленька і верхів'ї р. Здвиж Старосільський розлом перетинається з Віленьським і Житомирським. До цього тектонічного вузла приурочені кілька невеликих масивів основних порід букинського комплексу. Ще далі на південь Старосільський розлом служить південно-західним бортом Кочерівської трогової структури.

Макарівський розлом, на відміну від усіх попередніх, розташований винятково в межах Білоцерківського мегаблоку і виділяється переважно за магнітометричними даними. В його межах фіксується кілька зон катаклазу та мілонітизації по породах росинсько-тікицької серії і звенигородського комплексу; за морфологією це лівосторонній скид.

Розломи північно-східного простягання мають другорядну роль і не утворюють чітких, досить витриманих зон. Як виняток, можуть бути відмічені розломи, що обмежують з південного сходу Коростенський плутон, і серія розломів північно-східного простягання, які розміщуються за 10–15 км на південний схід від плутону і наймовірніше пов'язані з його вкоріненням. Друга серія розломів північно-східного простягання розміщується в південно-східній частині території, в межах прибортової частини Кочерівської трогової структури, переважно в породах росинсько-тікицької серії та інтрузіях, що її проривають.

Складчасті і магматичні структури

Основну частину Гардишівського блоку (88%) (Подільський мегаблок) становлять граніти і мігматити бердичівського комплексу, які утворюють тут кілька невеликих масивів, що обмежуються розломами, і великий, складний за формою Зарубинський масив, що оточується гнейсами березнинської товщі. Породи залягають досить полого (30–40°, а на півночі блоку – 45–75°) при північному падінні. В зонах розломів, що представлені бластокатаклазитами і бластомілонітами, залягання порід круте (75–85°); до широтних розломів приурочені гігантозернисті граніти. В східній частині блоку вирізняються невеликі аномалії, які можуть бути зумовленими тілами основних порід букинського комплексу.

Переважну частину Нежиловицького блоку займають гранодіорити і плагіограніти звенигородського комплексу, що утворюють великий (>350 км²) масив північно-західного простягання, який оточується полями мігматитів з великими останцями амфіболітів і гнейсів росинсько-тікицької серії і дискордантними інтрузіями гранітів уманського комплексу. Із заходу масив обмежується Макарівським розломом. У районі ст. Загальці та с. Филиповичі масив містить великий останець гнейсів росинсько-тікицької серії, що утворюють синклінальну складку північно-західного простягання. Значно менший (до 45 км²) масив, видовжений в субмеридіональному напрямку, розміщується на межі Нежиловицького блоку і Кочерівської структури; його західна частина зрізається Вільшанським розломом. Між цими двома масивами зберігся досить великий останець порід росинсько-тікицької серії (до 120 км²), який являє собою ядро синклінальної складки (Королівська синкліналь) до 8–10 км у поперечнику, видовженої в субмеридіональному напрямку на 15 км. В ядрі складки залягають амфіболо-біотитові гнейси, а на крилах – амфіболіти. Гнейси і амфіболіти прориваються невеликими інтрузіями гранітоїдів букинського і уманського комплексів. Новомирівський масив уманських гранітів (40 км²) розміщується на північ від Королівської синклінали, а ще далі на північ – трохи менший за розмірами останець гнейсів росинсько-тікицької серії, що мають уже північно-східне простягання. Крім Новомирівського масиву граніти уманського комплексу утворюють ще кілька менших за розмірами масивів, видовжених у субмеридіональному напрямку, і субширотно орієнтований великий (до 70 км²) Рожевський масив.

Федорівський блок суттєво відрізняється від Нежиловицького за складом і будовою. Перша відмінність – це його більш складна, мозаїчна структура, зумовлена більшою кількістю розломних порушень і меншим розміром магматичних масивів та останців метаморфічних порід. В цьому блоці на відміну від попереднього, поширені масиви основних і ультраосновних порід юровського комплексу, а також масиви габро-гранодіорит-гранітної асоціації фастівського комплексу. Широко розвинені тут мігматити звенигородського комплексу, які разом з гранодіоритами становлять майже повністю північну частину блоку; при цьому гранодіорити приурочені до його західної половини, а мігматити – до східної. Серед останніх збереглося досить багато останців росинсько-тікицької серії, представлені тут переважно амфіболо-біотитовими гнейсами, рідше – амфіболітами. Переважно серед гранодіоритів розміщуються невеликі овальні останці базит-ультрабазитів юровського комплексу: Обиркінський, Веселослободянський, Юровський, Сосновський та ін.

У південній частині Федорівського блоку звенигородський комплекс представлений переважно мігматитами, а росинсько-тікицька серія – амфіболітами (“фастівська світа” Г. С. Безверхнього, до якої були включені також габро-амфіболіти інтрузивного походження, що зараз належать до фастівського комплексу). В центральній частині аркуша М–35–72–Г збереглася синклінальна складка (Фастівська) з розмахом крил до 8 км, з субмеридіональною орієнтацією осьової площини. Зустрічаються невеликі масиви діоритів тетіївського комплексу, з якими асоціюють останці порід юровського комплексу. Протерозойські інтрузивні утворення представлені тут кількома масивами фастівського комплексу (у східній частині блоку) та ультраметаморфічними гранітами уманського комплексу в західній його частині (Дивинський, Веприцький).

В зоні широтного Житомирського розлому на південь від с. Вільшанка, між сс. Вільне на сході і Дивин на заході А. М. Тарасовим [115] за даними дешифрування аерокосмоснімків виявлено кілька кільцевих структур до 0,5 км у діаметрі, які трактуються як можливі трубки вибуху. Юровський і ряд інших масивів цей автор теж трактує як кільцеві тектоно-вибухові або вулканоплутонічні структури, хоча надійних доказів для такого трактування немає.

Коростишівський блок порівняно з Макарівським побудований дещо простіше. Його основу становлять переважно гнейси василівської і городської світ тетерівської серії, що займають до 50% площі, а в них розміщені порівняно невеликі (до 50 км²) конкордантні масиви гранітів житомирського комплексу. Масиви мають неправильну або видовжену форму, їх контакти узгоджені з гнейсовидністю і смугастістю вміщуючих порід; деякі масиви лінзоподібні, ще рідше – ізометричні. У південній частині блоку гнейси мігматизовані інтенсивніше, залягання їх тут дуже невитримане із зміною простягання від північно-західного до широтного і північно-східного. Вони утворюють куполоподібні складки до кількох кілометрів у поперечнику з падінням на крилах до 45°. Останній напрямок домінує в межах південно-східного екзоконтакту Коростишівського масиву, екзоконтактів Голубовсько-Щиглеївського масиву. Далі на північ, в екзоконтактах Городського масиву та на північ від Коростишівського масиву простягання порід змінюється на північно-західне. Тут виділяється невелика синклінальна складка (Козіївська), ядро якої складене породами кочерівської світи. Прориваючись гранітами Березівського масиву, ці породи продовжуються далі на північний захід аж до межі з Коростенським плутоном. Протяжність складки 15 км, розмах крил – до 5 км, падіння порід на крилах 45–75°. Поблизу контакту з Коростенським плутоном простягання порід знову змінюється на північно-східне і субмеридіональне.

А. М. Тарасов [115] виділив тут дві кільцеві структури діаметром до 2 км: Осиково-Копецьку у південно-східній частині Коростишівського гранітного масиву і Оріхівську, розміщену серед гнейсів за 8 км на південь від першої.

Кочерівський синклінорій [52] являє собою трогову шовну структуру, яка була закладена на межі Білоцерківського і Волинського мегаблоків у ранньому протерозої після формування в межах останнього (а, можливо, і на Білоцерківському мегаблочі) теригенних товщ василівської і городської світи. На сучасному ерозійному зрізі вона складена майже винятково породами кочерівської світи з незначними виходами в антиклінальних підняттях гнейсів городської світи, масивами гранітів житомирського комплексу та значно меншими за розмірами і мало поширеними масивами букинського комплексу.

Внутрішня будова Кочерівського синклінорію досить складна. В його межах виділяються кілька антиклінальних піднять, в ядрових частинах яких виходять на картовану поверхню гнейси городської світи, граніти житомирського комплексу або амфіболіти і кристалосланці нижньої підсвіти кочерівської світи. У найдальшій північній частині аркуша закартовано субмеридіональну Білокриничанську антиклінальну складку завширшки до 3–4 км, яка на заході межує з Вишневецькою, а на сході – з Кодринською синклінальними структурами. З півночі і сходу вони облямовуються Вепринським та Білокриничанським масивами гранітів житомирського комплексу, а Кодринська синкліналь на півдні обмежується Кодринським гранітним масивом. У межах південного периклінального замикання Білокриничанської антиклінали розташований найбільший масив кварцових монзонітів букинського комплексу – Білковський (до 5 км у поперечнику). Тут же розташований невеликий однойменний масив бистріївських гранітів, а на схід від нього видовжений майже на 10 км у вигляді дуги, випуклої на північ, – Комарівський масив аналогічних гранітів. Останній облямовує з півночі майже ізометричну Комарівсько-Боровську синклінальну складку з розмахом крил до 4 км, складену амфіболовими кристалосланцями кочерівської світи.

Вздовж західного борту в північній частині Кочерівського синклінорію виділяється видовжена в субмеридіональному і північно-західному напрямку майже на 30 км Поташнянсько-Березівська синкліналь, складена переважно породами верхньої підсвіти кочерівської світи. На заході вона обмежується гранітами Коростенського плутону, а далі на південь – Віленським розломом; на сході – Білковським, Забілочівським і Кочеровським гранітними масивами.

У центральній частині синклінорію вирізняються дві досить вузькі (до 3 км) меридіонально орієнтовані синклінальні складки: Новоозерянсько-Раковицька та Ставищанська.

З півдня вони обмежуються Карабачинсько-Костовецьким антиклінальним підняттям, складеним гнейсами городської світи. У північно-західній частині цього підняття розташований невеликий масив гранітів бистріївського типу.

У південній частині синклінорію виділяється майже ізометрична синклінальна складка (Западнянська), завширшки до 5–6 км, ядро якої складене карбонатними породами верхньої підсвіти кочерівської світи. З півночі її обмежує Романівсько–Семенівська група невеликих інтрузій житомирського комплексу, а з півдня – смуга гнейсів городської світи.

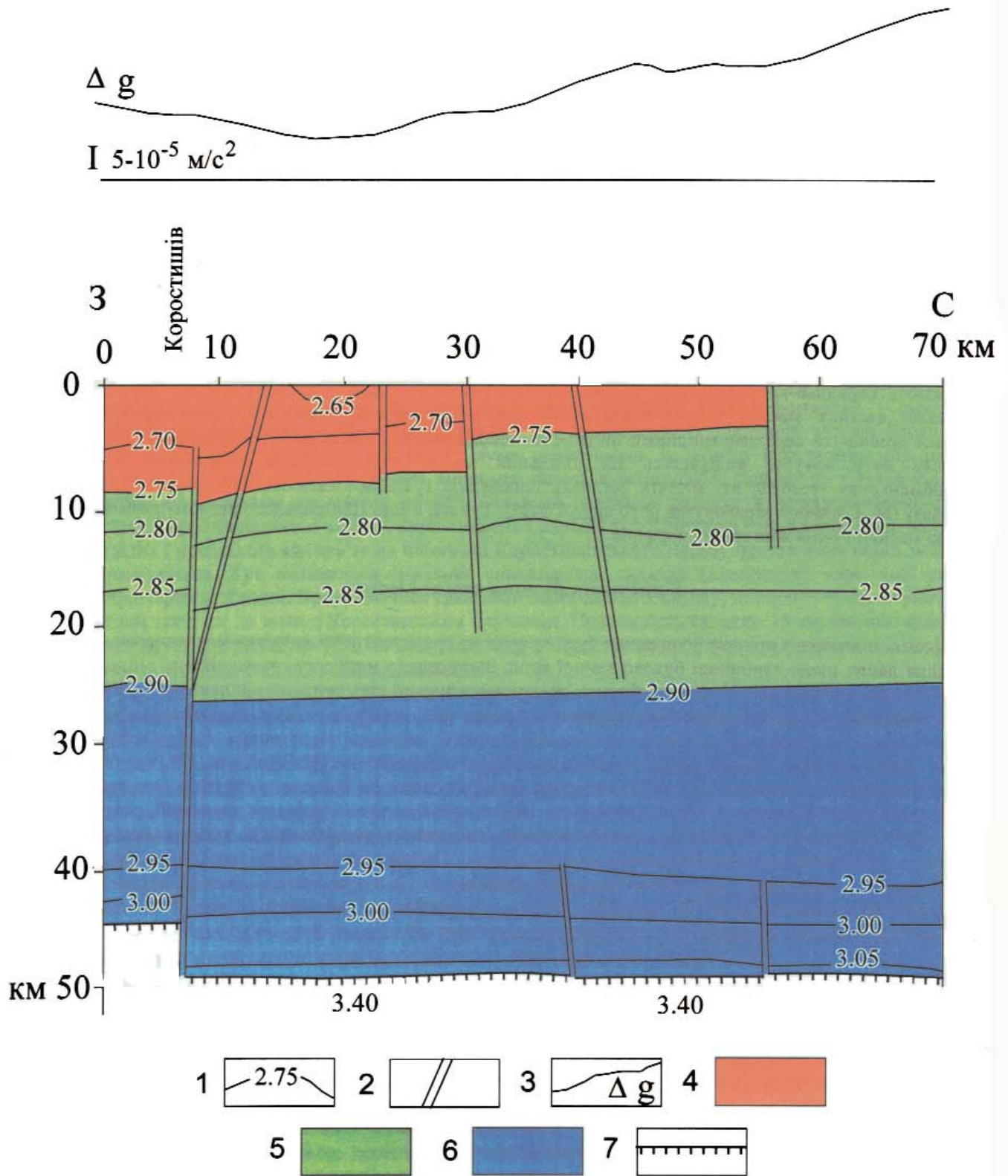
У межах південного приклінального замикання Кочерівського синклінорію гнейси городської світи містять кілька масивів гранітів житомирського і бердичівського комплексів, а в південно-східній частині розташований великий (8 x 20 км) Корнінський масив порфіроподібних гранітів, вміщуючими породами для яких є вже гнейси і амфіболіти росинсько-тікицької серії, плагіогранітоїди тетіївського та звенигородського комплексів.

Південно-східна частина Коростенського плутону представлена в межах аркуша двома різними за складом масивами (частинами їх): Володарськ-Волинським габро-анортозитовим та Малинським рапаківігранітовим; розділяє їх Центральний розлом. У межах першого різко переважають габро та габро-норити, що утворюють першу фазу; в них залягають порівняно невеликі тіла габро-анортозитів другої фази, а в останніх – ще менші за розмірами (від десятків сантиметрів до 250 м) відособлення чи ксеноліти (?) анортозитів. Серед гранітного масиву, майже в три рази більшого за площею від габро-анортозитового, переважають середньо-крупнозернисті роговообманково-біотитові рапаківіподібні граніти, що займають центральну частину масиву неправильної амебоподібної форми. По периферії вони облямовуються пізнішими дрібно- та середньоовоїдними біотит-роговообманковими гранітами. У найдальшому північно-західному куту аркуша виділяється ще овальний масив крупноовоїдних біотитових і біотит-роговообманкових гранітів, які містять останець попередніх гранітів і являють наймовірніше наступну, третю фазу (М. І. Хворов зараховував їх до другої фази). Тут же, в зоні Центрального розлому розміщуються невеликі масиви і серія жил граніт-порфірів.

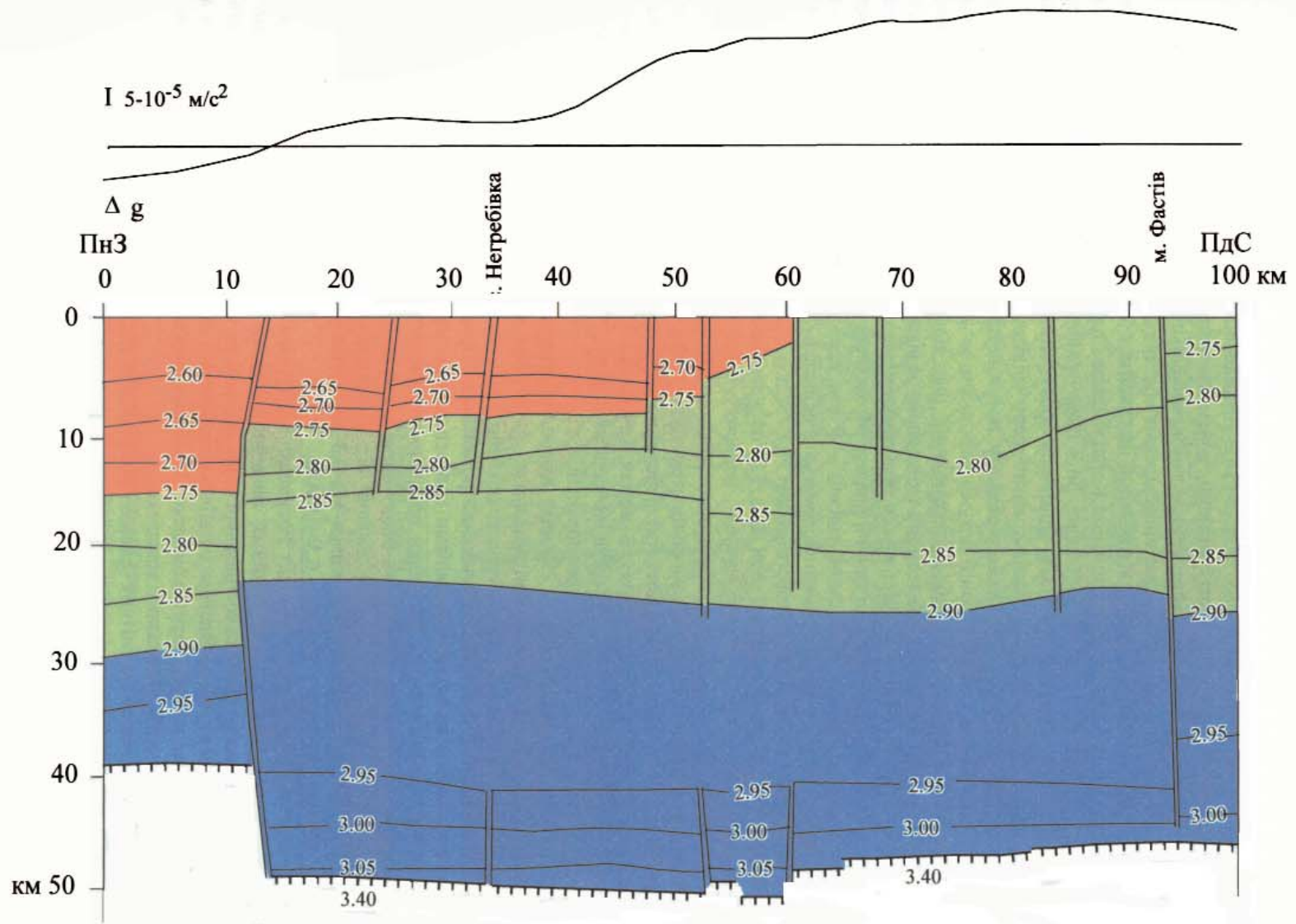
Глибинна будова земної кори

У процесі підготовки аркуша до видання було проведено гравітаційне та магнітне моделювання з метою одержання даних щодо глибинної будови земної кори. Застосовано методику гравітаційного моделювання градієнтно-шаруватих тривимірних глибинних та приповерхневих структур, що спирається на швидкісні розтини, кореляційні залежності $\rho = f(V_p)$ для кристалічних порід (базуються на дослідженнях при високих P_T з урахуванням поправок на специфіку речовинного складу), вивчення теоретичних моделей різних типів блоків і оцінку їх ізостатичної рівноваги, а також сучасне математичне забезпечення. На базі глибинної будови літосфери за даними ГСЗ, профілі якого, на жаль, розташовані за межами Фастівського аркуша, та карт гравітаційного поля масштабу 1:200 000 як самого аркуша, так і суміжних територій, розраховано об'ємну щільнісну модель глибинних структур, в якій для кожного квадрата 10x10 км отримано розподіл щільності за глибиною від денної поверхні до розділу Мохо. Побудовано щільнісні розрізи за субширотним та діагональним профілями. При цьому автори спиралися на дані про співвідношення щільностей ρ і швидкостей поздовжніх хвиль V_p для різних типів кристалічних порід консолідованого фундаменту. Виділено три інтервали в земній корі: 1) $\rho < 2,75 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, $V_p < 6,30 \text{ км/с}$; 2) $\rho = 2,75\text{--}2,90 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, $V_p = 6,30\text{--}6,80 \text{ км/с}$; 3) $\rho > 2,90 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, $V_p < 6,30 \text{ км/с}$. Петрологічно першому діапазону відповідає суміш порід кислого та середнього складу, другому – суміш порід середнього та основного складу, третьому – породи основного та ультраосновного складу і метаморфічні утворення високих ступенів метаморфізму (амфіболіти, грануліти, еклогіти). Таким чином, земна кора умовно поділена на три поверхи без різких меж між ними, які можна умовно називати “гранітним”, “діоритовим” і “базальтовим” (мал. 5.1 і 5.2).

Гравітаційне поле аркуша досить складне, з багатьма ділянками високих градієнтів різних напрямків (наслідок розломної тектоніки) та великою кількістю локальних аномалій різного знака, пов'язаних з окремими масивами інтрузивних порід та останцями метаморфічних порід. Вся центральна частина аркуша, що відповідає Кочерівському синклінорію, в гравітаційному полі являє собою складну мозаїчну зону, в якій найбільш виразно простежуються окремими відрізками субмеридіональні ділянки з найінтенсивнішими градієнтами поля, пов'язаними із субмеридіональними Віленським, Брусиловським та Кочерівським розломами. В північно-західній частині аркуша досить виразно вимальовується частина Коростенського плутону, який чітко розділений діагональною зоною різних градієнтів гравітаційного поля на дві частини – Володарськ-Волинський габро-анортозитовий масив на південному заході та Малинський рапаківігранітний масив на північному сході. Центральний розлом, що розділяє їх, простежується далі на південний схід через увесь аркуш, але вже менш виразно і фрагментарно.



Мал. 5.1. Щільнісна модель земної кори за широтним профілем.
 Горизонтальний масштаб 1:500 000.
 1 - ізолінії щільності; 2 - розломи; 3 - графік гравітаційного поля; 4 - гранітний шар; 5 - діоритовий шар; 6 - базальтовий шар; 7 - розділ Мохо.



Мал. 5.2. Щільнісна модель земної кори за діагональним профілем.
 Горизонтальний масштаб 1:500 000.
 Умовні позначення на мал. 5.1.

Волинський і Подільський мегаблоки розділяються Андрушівською зоною розломів, яка в гравітаційному полі простежується як межа ділянок з різною морфологією аномалій при дещо підвищеному рівні поля в Подільському мегаблоці. Далі на північ за деякими змінами можна виділити в гравітаційному полі ще кілька субширотних зон, які можна ототожнювати з Житомирською, Коростишівською, Машеринською зонами розломів, що простежуються далі на схід в Росинсько-Тікицький блок. Досить чітко різким градієнтом гравітаційного поля відзначається і південна межа Малинського масиву гранітів рапаківі – Глухівський розлом.

У межах Росинсько-Тікицького мегаблоку, який в цілому характеризується високим рівнем гравітаційного поля, найінтенсивніші аномалії спостерігаються на сході Нежиловицького блоку. Провести чітку межу між цим та Федорівським блоками за гравітаційним полем складно. Водночас у межах останнього морфологія поля складніша, мозаїчна, що наймовірніше зумовлено більшою тектонічною роздробленістю та значною кількістю невеликих за розміром магматичних масивів і останців метаморфічних порід.

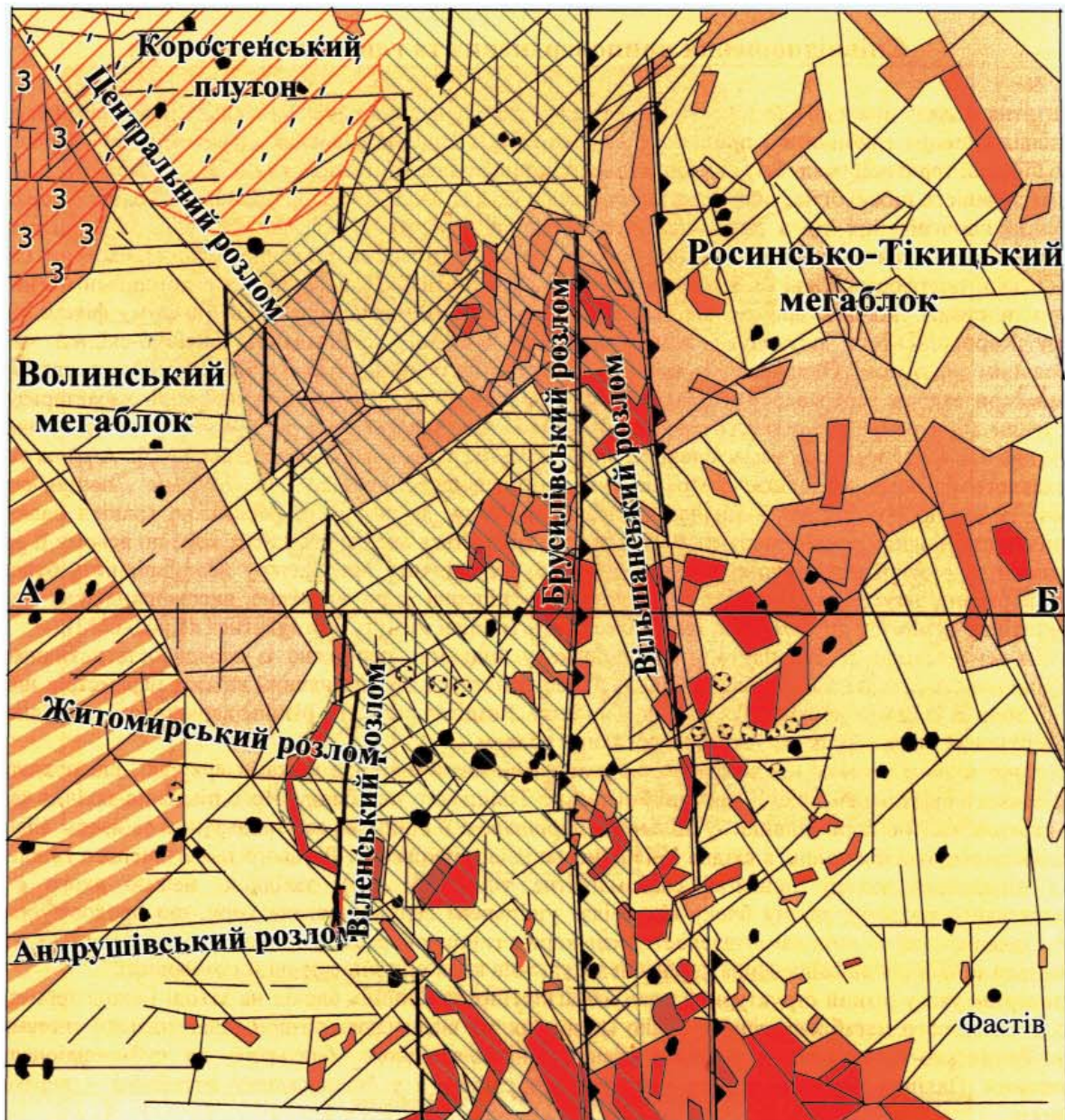
Розділ Мохо на більшій частині аркуша розташований на глибинах близько 50 км з деяким зануренням (до 1–2 км) під Кочерівським синклінієм. Лише під Коростенським плутоном цей розділ підіймається до глибини 35–38 км (значення цієї глибини приблизне, бо в цьому районі відсутні профілі ГСЗ). Саме тут найбільша потужність „гранітного” шару (14 км) і найменша – „базальтового” (9 км). Далі на південний схід Мохо занурюється до 50 км, потужність „базальтового” шару збільшується до 27 км, а „гранітного” – зменшується до 10 км. Далі на схід, до Віленського розлому, потужність „гранітного” шару зменшується до 3 км, „базальтового” – до 24 км при збільшеній потужності „діоритового” шару від 13 до 24 км. У межах більшої частини Росинсько-Тікицького мегаблоку „гранітний” шар відсутній, а потужність „діоритового” збільшується до 27 км, і лише на самому південному сході знову зафіксовано „гранітний” шар потужністю до 3 км. Щодо субширотного профілю спостерігається така сама тенденція, але амплітуди змін потужностей шарів земної кори дещо менші. Так, перепад глибин розділу Мохо становить всього 49 – 45 км, потужність „гранітного” шару на заході (Коростишівський масив) – 9 км, далі на схід ця потужність поступово зменшується і „гранітний” шар зовсім виклинюється в Росинсько-Тікицькому мегаблоці за рахунок відповідного збільшення потужності „діоритового” шару.

Магнітна модель верхньої частини земної кори (мал. 5.3) побудована в трихвимерному варіанті з оцінкою глибин залягання нижніх країв „аномальних джерел”, напрямку їх падіння та рівня намагніченості. Вони відповідають переважно тілам магматичних порід основного та ультраосновного складу і метаморфічним ортопородам. Найбільша кількість магнітних тіл концентрується в зонах зчленування блоків та поблизу них. Тіла, що зумовлюють магнітні аномалії, мають тут переважно меридіональну орієнтацію, намагніченість 1,0–2,0 А/м і простежуються до глибин 5–8 км. В межах Кочерівського синклінію магнітоактивними є переважно основні кристалосланці та амфіболіти кочерівської світи, які приурочені до крил декількох синклінальних та антиклінальних складок вищих порядків.

На захід від Віленського розлому, в межах Коростишівського блоку, складеного переважно немагнітними гранітами і мігматитами житомирського і шереметівського комплексів та гнейсами василівської і городської світ, магнітне поле низькоградієнтне, з відсутністю або дуже невеликою кількістю приповерхневих магнітних джерел. Дещо підвищений регіональний фон на північному заході аркуша, що ускладнюється невеликими локальними аномаліями над основними породами коростенського комплексу. Загальне магнітне поле зумовлене тут не тільки основними породами, що виходять на поверхню, а й похованими на глибині; середня намагніченість блоку сягає 0,5 А/м. Подібне тіло з помітною, хоча й не дуже високою намагніченістю фіксується на південь від Коростенського плутона. Його верхній край нахилений на південь при зміні глибини залягання від 0,3 до 3,0 км; глибина залягання нижнього краю оцінюється в 7 км, а величина намагніченості – 0,5–0,8 А/м.

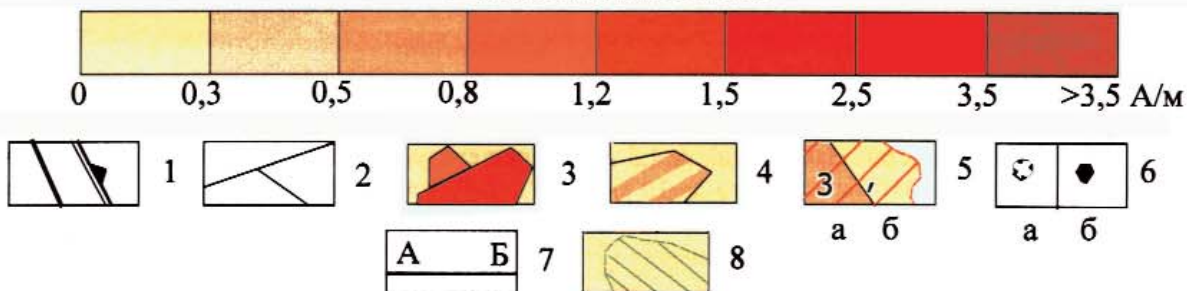
На схід від Вільшанського розлому в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку приповерхневі джерела слабоманітні (0,4–1,0 А/м) за винятком крайньої південної частини аркуша. Тут магнітоактивними є амфіболіти гнейси та амфіболіти росинсько-тікицької серії, основні та ультраосновні породи юровського і тетіївського комплексів. У центральній частині мегаблоку виділяється слабоманітна зона, що належить до поля розвитку гранітоїдів звенигородського комплексу. У північно-східній частині аркуша слабоманітне поле зумовлене масивами гранітів уманського комплексу.

Найбільша концентрація високоманітних джерел фіксується в південно-східній частині аркуша. Тут вони зумовлені як зазначеними магматичними і метаморфічними породами, так і діоритами та габро фастівського комплексу, які на закартованій поверхні спостерігаються лише у вигляді останців серед гранітів, а глибше утворюють досить значні за площею масиви.



0 10 км

Шкала намагніченості



Мал. 5.3. Тривимірна магнітна модель верхньої кори.

1 - крайові розломи зони зчленування Північно-Західного і Росинсько-Тікицького мегаблоків; 2 - інші розломи різних рангів; 3 - контури намагнічених тіл; 4 - контур магнітного джерела з намагніченістю 0,5 А/м, що не виходить на поверхню докембрійського фундаменту; 5 - Коростенський плутон: а) габро та анортозити, б) граніти; 6 - вулканоплутонічні кільцеві структури (а) таїзометричні позитивні магнітні аномалії, що пов'язані з аналогічними структурами (б); 7 - розрахований профіль АБ (розріз на мал. 5.4); 8 - Кочерівська структура.

Співвідношення приповерхневих та глибинних структур

Магнітна модель нижньої частини кори відображає значну неоднорідність її складу і дає підстави судити про співвідношення глибинних і приповерхневих структур. Вона побудована в тривимірному варіанті для значно більшої території (мал. 5.4) з використанням раніше описаної технології [46^а].

Намагніченість нижньої частини кори змінюється в межах 0–3,0 А/м. Порівняння розподілу і морфології глибинних намагнічених тіл з потужністю земної кори і формами рельєфу на розділі М виконано за профілями ГСЗ з урахуванням даних про будову і склад літосфери південно-західної частини Східно-Європейської платформи. Дані ГСЗ із геотраверсу II і EUROBRIDGE порівняно з глибинними магнітними неоднорідностями свідчать про те, що найбільш намагнічена нижня кора (2,0–3,0 А/м) фіксує нижню частину Коростенського плутону і відокремлюється від його немагнітної північно-східної частини Центральним розломом. Одночасно із зміною намагніченості змінюється і тип сейсмічного розрізу цієї частини кори вздовж геотраверсу II із заходу на схід: намагнічений блок нижньої кори характеризується градієнтним збільшенням швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль від 6,6 до 6,9 км/с при намагніченості 2,0 А/м і до 7,1–7,15 км/с при намагніченості 3,0 А/м. Немагнітна нижня частина кори (0,05 А/м) на схід від Центрального розлому відповідає безградієнтній зміні швидкості від 6,95 до 7,0 км/с, починаючи від глибини 19 км до розділу М. У північній частині плутону, де розвинені переважно граніти рапаківі, а намагніченість нижньої кори становить 0,05 А/м, теж фіксується високошвидкісна кора по всьому її розрізі, включаючи приповерхневу частину з $V_p = 6,4$ км/с. Це свідчить про суттєву неоднорідність будови та складу кори під плутоном. На обох геотраверсах у підшві кори виявлено високошвидкісну частину (коромантіynu суміш) та дві поверхні, що її обмежують (обидві можуть розглядатися як розділ М).

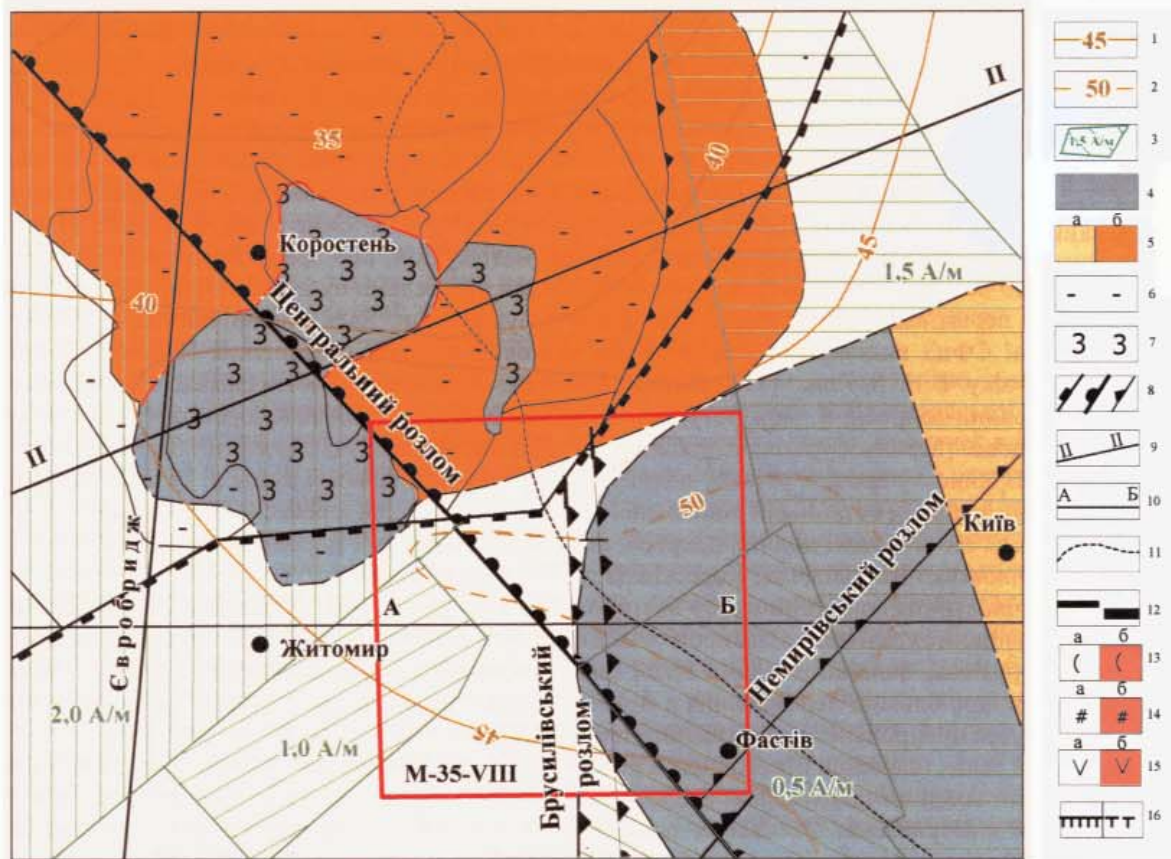
Розріз земної кори всього плутону має понижену щільність порівняно із середньостатистичною для зв'язку щільність-швидкість поздовжніх хвиль. Спостерігається неоднозначний зв'язок параметрів нижньої частини кори із складом докембрійського фундаменту. Розділяє області з різним характером співвідношень приповерхневих і глибинних структур Центральний розлом.

Середню намагніченість 1,5 А/м має глибинний Київський блок (за межами аркуша), що прилягає до Макарівського і відповідає східній частині Росинсько-Тікицького мегаблоку. Його південно-західна частина має у верхній частині кори підвищену щільність порівняно з її оцінками за стандартним зв'язком щільність – швидкість поздовжніх хвиль, а східна і північно-західна – понижену. До цього намагніченого глибинного тіла з південного заходу прилягає слабوماгнітне тіло (0,5 А/м), західною межею якого є зона Брусилівського розлому; цьому блоку відповідає ущільнена верхня частина кори, що продовжується на північ. Однозначний зв'язок намагніченості низів кори з глибиною розділу Мохо не встановлюється, а лише намічається тенденція до збільшення намагніченості низів кори при збільшенні її потужності.

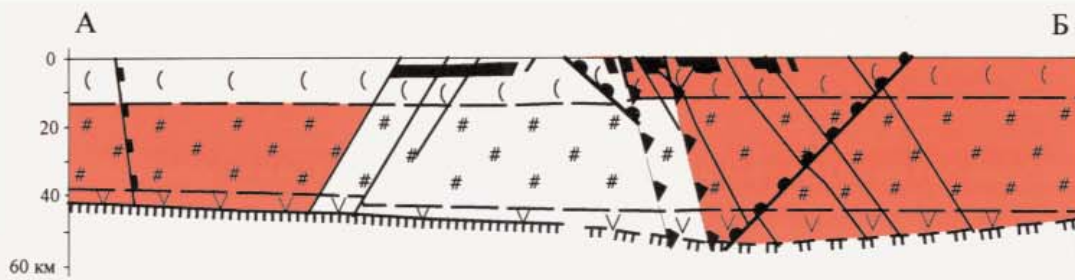
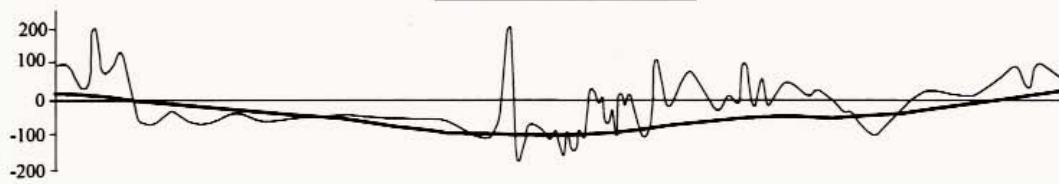
Привертає увагу різний структурний план намагнічених глибинних блоків на заході і сході території. В межах Волинського мегаблоку конфігурацію магнітних тіл визначають розломи діагональної системи, а в межах Росинсько-Тікицького – розломи північ-північно-західного, близького до субмеридіонального простягання. Падіння розломів в межах останнього східне, а у Волинському мегаблочі – перемінних напрямків.

Під Коростенським плутоном фіксується зв'язок величини намагніченості з потужністю „базальтового” шару ($V_p > 6,8$ км/с). Намагніченість центральної частини цього блоку (3,0 А/м) відповідає нижній корі найбільш основного складу при потужності „базальтового” шару 15–16 км і „діоритового” – 8–12 км. На схід, при зменшенні намагніченості до 2,0 А/м, потужність „базальтового” шару зменшується до 6,5 км, а „діоритового” збільшується до 14 км.

Для Київського блоку вздовж геотраверсу II встановлюється подібний зв'язок намагніченості нижньої частини кори з її основністю. Намагніченість 1,5 А/м характеризує розріз з переважанням „діоритового” шару (20 км) при потужності базальтового до 10 км. Такі співвідношення намагніченості і складу нижньої кори характерні для районів розвитку основних порід, перероблених пізнішими процесами гранітизації. Різний характер співвідношення приповерхневих і глибинних структур в межах різних мегаблоків свідчить про існування у межах території аркуша декількох структурних поверхів, а також про можливі тектонічні неузгодження типу шар'яжів чи внутрікорових зміщень.



0 50 км



Мал. 5.4. Глибинна будова району досліджень.

На схемі: 1 - ізолінії глибини залягання розділу М, км; 2 - те саме, передбачувані; 3 - глибинні магнітні неоднорідності (з показом намагніченості, А/м) та щільнісні неоднорідності; 4 - зони ущільненої верхньої кори; 5 - розущільнена кора: верхньої частини (а), всього розрізу (б); 6 - граніти-рапакові; 7 - основні та ультраосновні породи; 8 - розломи; 9 - геотраверс ІІ; 10 - розрахований профіль АБ; 11 - контур Українського щита. На розрізі: 12 - приповерхневі магнітні аномалії; 13 - гранітний шар немагнітний (а), магнітний (б); 14 - діоритовий шар: немагнітний (а), магнітний (б); 15 - базальтовий шар: немагнітний (а), магнітний (б); 16 - розділ М: встановлений (а), передбачуваний (б).

Верхній структурний поверх

Цей геологічний ярус складений майже горизонтально залягаючими мезозойськими (юра та крейда) і кайнозойськими (палеоген, неоген та квартал) відкладами, що мають загальну потужність від 0 до 200 м. Еродована поверхня кристалічного фундаменту, яку вони перекривають, має абсолютні відмітки від майже –100 до +220 м. Мінімальні відмітки спостерігаються в північно-східній частині аркуша, де кристалічний фундамент являє північний схил УЩ, а максимальні – в південно-східній частині, в межах Гардишівського блоку, який входить до складу Дністровсько-Бузького району УЩ. Саме в цій, найбільш піднятій частині території аркуша, верхній структурний ярус або зовсім відсутній, або представлений лише четвертинними відкладами, або незначними за площею і малопотужними відкладами бучацької серії, київської і новопетрівської світ, що перекриваються товщами строкатих та бурих глин. Далі на північний схід, у межах Тетерівсько-Ірпінської СФцЗ виділяється кілька давніх річкових долин і тектонічних депресій доюрського або докрейдового віку. В. І. Шунько [131] виділив Кочерово-Межиріцьку, Козичансько-Яблунівську і Веприк-Кошівську долини-депресії, в яких потужність континентальних відкладів юрської (товща пісків і глин – J_2 pg) та крейдової (верхньобуромська підсвіта – K_2 br₂) систем можуть досягати 80 м. Ще можна виділити Борщівсько-Мірчинську древню річкову долину, паралельну нинішньому руслу р. Тетерів, розташовану в 10 км на північний захід від останньої і виповненої товщею пісків і глин юрського віку – (J_2 pg).

Вирізняються ще молодші долини-депресії, виповнені осадовими породами бучацької серії: Осовецько-Озерянська, Кіловсько-Королівська, Коростишівська і Андрушівська.

Наявність численних зон лінійних кір вивітрювання і приуроченість до них юрських долин свідчить про певну активізацію тектонічної діяльності в мезозої, що виявилось у відновленні давніх і появі нових розривних порушень. Залягання одних і тих самих горизонтів осадових порід на різних гіпсометричних рівнях свідчить про блокові переміщення в мезо-кайнозої. Сучасні річки (Тетерів, Здвиж та ін.) на ділянках зпрямлених русел приурочені до відновлених тектонічних зон.

Прикладом таких блокових переміщень є район Брусилова, Водотисева і Карабачина, де вирізняються два блоки: піднятий західний та опущений східний, межа між якими проходить по сучасній долині р. Здвиж. Тут поверхні кори вивітрювання і осадових порід в кожному із блоків розміщуються на різних абсолютних відмітках. У західному блоці абсолютні відмітки поверхні кори вивітрювання 155–160 м, у східному – від 95 м до 140 м; межигірської світи – від 158–163 м у західному блоці до 143–155 м у східному блоці. Окрім того в опущеному блоці присутні юрські, бучацькі та київські відклади. При цьому в східному блоці, починаючи з юрських і закінчуючи харківськими відкладами, відбувається успадкування морфологічних структур, долин і пагорбів. Наявність піднятого та опущеного блоків фіксується також за різною потужністю і гранулометричним складом відкладів. Редукована потужність і грубий гранулометричний склад порід характерні переважно для західного піднятого блоку.

Аналогічні переміщення блоків у мезо-кайнозої (від юрського до сучасного періоду) зі зміною положення підшоши і покрівлі окремих горизонтів осадового чохла, їх потужності та літологічного складу характерні й для інших ділянок території аркуша.

6. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

В геологічній історії району чітко розрізняються два етапи: 1) докембрійський, з яким пов'язане формування кристалічного фундаменту; 2) фанерозойський, протягом якого породи кристалічного фундаменту зазнавали вивітрювання і денудації і відбувалося накопичення порівняно малопотужного осадового покриву, що формувався в морських або континентальних умовах.

Докембрійський етап

Докембрійський етап геологічної історії охоплює 6 еонів: палеоархей (3800–3400 млн років), мезоархей (3400–3200 млн років) і неоархей (3200–2600 млн років); палеопротерозой (2600–2000 млн років), мезопротерозой (2000–1700 млн рр.) і неопротерозой (1700–570 млн років).

Найдавнішими породами в межах аркуша вважаються гнейси, кристалосланці, амфіболіти і кальцифіри дністровсько-бузької серії, яка належить до палеоархею. Це свідчить про те, що понад 3400 млн років тому на тій частині території, що належить до Андрушівської СФрЗ, відбувалося накопичення вулканогенно-осадової товщі; цьому процесу передували вивітрювання, дезінтеграція та перевідкладення первинної континентальної кори основного складу і утворення найдревніших осадків, які пізніше разом з вулканітами зазнали високотемпературного метаморфізму в гранулітовій фації і були інтенсивно деформовані в умовах

двостороннього стискування. Сформувався палеоархейський протоконтинентальний терейн (літоплінт).

Протягом мезоархейського часу ця ділянка земної кори перебувала в умовах денудації та пенепленізації; жодних геологічних свідків того часу не залишилося. В неоархеї формується потужна, переважно вулканогенна товща росинсько-тікицької серії, інтродована доорогенними базит-гіпербазитами юрського комплексу, а потім метаморфізована в умовах амфіболітової фації, гранітизована і мігматизована під впливом синорогенних інтрузій тетіївського комплексу. Судячи з формаційного складу, петрохімічних і геохімічних особливостей порід, їх утворення відбувалося в островодугових геодинамічних умовах і завершилося формуванням палеоархейського мікроконтиненту.

На початку протерозою західна частина території покривається задуговим морським басейном, у межах якого накопичується вулканогенно-осадова товща василівської світи; із закриттям цього басейну пов'язаний її метаморфізм в умовах амфіболітової фації і мігматизація у зв'язку з вкоріненням плагіогранітів шереметівського комплексу. Ці події відбулися приблизно 2500 млн років тому.

Дещо пізніше морем покривається вся територія аркуша разом з територією всього Північно-Західного району, і йде накопичення переважно теригенних і карбонатних товщ городської і кочерівської світи. Це був порівняно неглибокий морський басейн, що утворився в умовах пасивної континентальної окраїни; накопичені тут і потім метаморфізовані осадки найкраще збереглися в межах Кочерівської трогової структури тектонічного походження. Цей морський басейн проіснував від 2350 (новоград-волинська товща) до 2100 млн років. З його закриттям пов'язана деформація і метаморфізм в умовах амфіболітової фації порід тетерівської серії, а також гранітоїдні інтрузії житомирського і габро-гранодіорит-гранітна інтрузія букинського комплексу. На прилягаючих континентальних схилах, у межах Макарівсько-Фастівської і Андрушівської СФрЗ архейський фундамент зазнає тектоно-магматичної активізації, яка виявилася в накладених повторних деформаціях, діафоричних перетвореннях і вкоріненні інтрузій бердичівського, звенигородського, фастівського і уманського комплексів, які формувалися в умовах активної континентальної окраїни. Цими процесами завершується формування стійкого кратона, створюються платформні умови. З наступною сильною тектоно-магматичною активізацією пов'язана інтрузія Коростенського плутону, що була зумовлена підняттям великого мантіяного діяпіру (астеноліту), який спочатку призвів до вкорінення габро-анортозитових масивів. Під впливом діяпіру зазнають часткового плавлення нижні горизонти земної кори; з виплавленої гранітної магми формуються рапаківігранітні інтрузії, становлення яких відбувалося кількома фазами. Завершується докембрійський магматизм вкоріненням невеликих інтрузій дайкового комплексу.

Останній етап магматичної діяльності, що розпочався формуванням гранітоїдів житомирського комплексу, а завершився вкоріненням дайок, пов'язаний із зіткненням двох великих континентів: Українсько-Воронезького (Сарматія) та Білорусько-Прибалтійського (Фенноскандія). Шовна зона, що їх розділяє, відповідає Осницько-Мікашевицькому вулканоплутонічному поясу.

Протягом неопротерозою відбувалися вивітрювання і денудація докембрійських гірських систем. Ці процеси тривали також у фанерозої і частково в мезозої – аж до юрського періоду.

Фанерозойський етап

В юрському періоді територія ДДЗ та північно-східного схилу УЩ покривається морем. В байосі море ще не доходило до території Фастівського аркуша і тут в умовах приморської акумулятивної низовини відбувалося формування аловіальних та озерно-болотних пісків з прошарками глин, вторинних каолінів та бурого вугілля орельської світи, які збереглися лише в крайній північно-східній частині аркуша.

Наприкінці байоського та протягом батського віку море продовжує трансгресувати і вже захоплює крайню північно-східну частину території (Здвижська СФрЗ). Тут накопичується товща глин та глинистих алевритів підлужної і ніжинської світи, які перекрили і зберегли від розмивання підстеляючі піски орельської світи. На південний захід від цієї площі (Тетерівсько-Ірпінська СФрЗ) в умовах прибережно-морської низовини при теплому та вологому кліматі продовжується накопичення товщі пісків та глин, які поширювалися на всій території, але були розмиті під час наступної морської регресії і збереглися лише в похованих річкових долинах та інших пониженнях рельєфу.

З черговою морською трансгресією в келовеї та оксфордї пов'язане накопичення прибережно-морських алевритів, пісків та глин нижньоіваницької підсвіти, які пізніше також були перекриті прибережно-морськими пісками та пісковиками верхньоальбського віку (нижньобуромська підсвіта) та сеноманськими пісками і пісковиками (верхньобуромська підсвіта). Є підстави вважати, що ця морська трансгресія захоплювала майже всю територію аркуша і завершилася накопиченням товщі крейдових відкладів туронського віку, які потім на переважній більшості площі були розмиті і збереглися тільки в крайній її північно-східній частині.

З кінця крейди (сантон-маастрихт) до початку еоцену територія була сушею і всі попередні відклади зазнали значної ерозії та розмиву, збереглися лише в межах північно-східної частини території аркуша. В еоцені починається нова морська трансгресія, яка захопила тільки крайню північно-східну частину

території, що межує з ДДЗ (мілководні прибережно-морські відклади канівської серії). В наступному бучацькому і київському віці трансгресія досягла свого максимуму; бучацьке море покривало всю північно-східну половину території аркуша, в той час як в її південно-західній частині (Тетерівсько-Ірпінська СФцЗ) накопичувалися континентальні відклади в умовах приморської низовини, в тому числі поклади бурого вугілля. Наступна київська морська трансгресія охопила всю площу і прибережно-морські умови зберігалися тут протягом верхнього еоцену (обухівська світа) та олігоцену (межигірська та берекська світи).

На рубежі олігоцену та міоцену відбулася велика регресія, внаслідок якої морський басейн повністю залишив територію, і формування неогенових відкладів (новопетрівської світи, строкатих та бурих глин) відбувалося у континентальних умовах – переважно річкових, болотних, озерних.

Суттєвою геологічною подією у четвертинному періоді було велике дніпровське зледеніння, що залишило після себе потужні товщі моренних та водно-льодовикових відкладів.

7. ГЕОМОРФОЛОГІЯ ТА РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

Площа аркуша розміщується в межах двох геоморфологічних областей: Українського Полісся та Придніпровської правобережної підвищеної рівнини. Північна та центральна її частини належать до Українського Полісся, де В. Г. Бондарчук і Ю. Л. Грубрін виділили Житомирське та Київське Полісся, в межах яких переважно поширені дніпровські льодовикові та озерно-водно-льодовикові відклади. Поверхня поліської частини площі слабо горбкувата, розчленована рідкою мережею річкових долин та балок. Для неї характерні сильна заболоченість, широкий розвиток еолових та льодовикових форм рельєфу, наявність лесових островів. Ця частина площі характеризується слабо оформленими річковими долинами (насамперед малих річок), невеликою глибиною врізу русел, широкими заболоченими заплавами, пологими схилами, які поступово переходять у плакори. Абсолютні відмітки поверхні коливаються в межах 138 м (с. Папірня) – 225 м (с. Струцівка) з нахилом площі у північно-східному напрямку в бік Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ).

Південна частина аркуша розміщується в межах Придніпровської правобережної підвищеної рівнини, яка складена переважно лесовими утвореннями. Поверхня її слабо хвиляста і характеризується значною розчленованістю річковою мережею, ярами та балками. Долини річок широкі, досить глибокі, добре виражені, із асиметричним поперечним профілем. Долини маленьких річок вузькі і глибокі. Поверхня рівнини знижується з заходу–південного заходу на північний схід, її абсолютні відмітки змінюються від 190–200 до 266 м (с. Яроповичі), в долинах річок від 132 до 180 м. Межа з Поліссям в рельєфі не завжди чітко виражена і фіксується переважно за геологічною будовою – наявністю потужного лесового покриву.

На площі аркуша поширені акумулятивний, денудаційно-акумулятивний, ерозійно-акумулятивний та структурно-денудаційний типи рельєфу.

Акумулятивний рельєф

Моренно-зандрова, слабо хвиляста рівнина середньо-пізньоплейстоценового віку поширена на більшій половині поліської частини площі аркуша в басейні рр. Тетерев, Здвиж, Ірпінь. Для моренно-зандрової рівнини характерний типовий поліський рельєф. Напрямок течії річок північно-східний та меридіональний. У геологічній будові моренно-зандрової рівнини бувають участь покривні піщані верхньоплейстоценові відклади, комплекс порід водно-льодовикового, льодовикового та озерно-льодовикового генезису середнього неоплейстоцену, а також субаеральні і субаквальні піщано-глинисті утворення переважно нижнього неоплейстоцену та еоплейстоцену. Четвертинні відклади підстеляються червоно-бурими та строкатими глинами. Вік рельєфу – середній неоплейстоцен, коли утворилася після відступу льодовика моренно-зандрова рівнина та пізній неоплейстоцен, коли відклалися покривні супіщано-піщані делювіально-еолові відклади („зандрові“) з лінзами викопних ґрунтів середнього та пізнього неоплейстоцену і відбувалася планажія рельєфу.

Лесова слабо хвиляста рівнина пізньонеоплейстоценового віку розвинена в південній частині аркуша, в межах Придніпровської правобережної підвищеної рівнини. Переважний напрямок течії річок – субширотний. Лесова рівнина має значно вищі абсолютні відмітки поверхні, меншу заболоченість; на ній розвинені степові блюдця, мікрозападини, яри, зсуви. Основною особливістю лесової рівнини є потужний лесовий покрив (до 8,5 м), який покриває комплекс порід дніпровського кліматоліту водно-льодовикового, льодовикового та озерно-льодовикового генезису. У південно-західному кутку аркуша льодовикові відклади відсутні. Вік рельєфу – пізньонеоплейстоценовий; вплив похованого горбистого моренного рельєфу на сучасний був незначний.

До долин малих річок пізньонеоплейстоцен-голоценового віку належать зокрема долини приток Тетерева

і Здвижа: рр. Вирва, Міроча, Глухівка, Пісківка, Ів'янка, Вабла, Фоса, а також верхів'я рр. Здвиг, Ірпінь, Унава, Буча, Білка, Кодра, Дубовець. Долини цих річок неформлені, характеризуються широкими заболоченими, заторфованими заплавами, з невеликою глибиною ерозійного врізу. Поверхня заплав рівна, ширина десятки–сотні метрів. Глибина водотоків змінюється від 0,3 до 1,5 м. Спостерігаються спрямлені меандри. Річкові тераси відсутні; поверхня заплави поступово переходить у схили плакорів. Вік рельєфу – пізній неоплейстоцен–голоцен; у деяких розривах під сучасним алювієм виявлено поховані субаеральні і субаквальні відклади пізнього неоплейстоцену.

Ерозійно-аккумулятивний рельєф

Долини рр. Тетерів, Здвиг, Ірпінь і найбільших їх притоків пізньоплейстоцен-голоценового віку належать до басейну Дніпра і характеризуються широкими заплавами, невеликою глибиною ерозійного врізу та порівняно чіткими руслами. Долини добре оформлені, особливо в межах лесової рівнини. В них добре виражені схили, надзаплавні тераси, заплави, русла. Частина річкових долин має асиметричний поперечний профіль. Схили долин переважно асиметричні з крутизною до 30° (р. Тетерів) – 50° (р. Ірпінь), де лівий схил крутіший та вищий, а правий – похиліший і низький. На ділянках, де річки врізаються в кристалічні породи фундаменту, долини їх вузькі, V-подібні або каньйоподібні (р. Тетерів біля м. Коростишів). В районах розвитку осадових порід долини широкі, схили їх виполюжені. У межах лесової рівнини спостерігаються круті схили (р. Ірпінь). У цих місцях вони прорізані ярами, ускладнені зсувами.

Надзаплавні тераси (перша, друга та третя) добре простежуються в долинах великих річок і найбільших їх приток. Друга і третя надзаплавні тераси в рельєфі виявлені не завжди виразно, їх уступи похилі, висота 10–18 м, а ширина від 70 м до 2 км. Поверхні терас рівні, інколи нахилені у бік річки, часто прорізані балками, ярами, ускладнені піщаними горбами. Тиловий край терас у рельєфі виражений слабо. Складені тераси товщею верхньочетвертинних алювіальних та субаеральних пісків, супісків та суглинків, у тому числі лесоподібних. Перша надзаплавна тераса розвинена ширше ніж друга і третя. Морфологічно виражена слабо. Поверхня її рівна; абсолютні відмітки тераси 140–160 м. Висота тераси 1–4 м; ширина від 20 м (р. Бистрийка) до 1,2 км, рідко до 4 км (р. Ірпінь). Часто поверхня тераси горбкувата, зрізана ярами та балками, з нахилом у бік русла річки. Тиловий край тераси морфологічно виражений слабо, її поверхня поступово переходить до вищих терас або плакору. Ця тераса складена товщею верхньочетвертинних пісків, переважно алювіального генезису. Біля приток і у верхів'ях річок перша надзаплавна тераса морфологічно не виділяється у рельєфі і практично зливається з вищими терасами. В районі м. Коростишева надзаплавні тераси належать до цокольних.

Заплава простежується на обох берегах річок за винятком тих ділянок, де долини мають каньйоподібний характер. Ширина змінюється в значних межах: від перших десятків-сотень метрів до 1–2,5 км, а висота над рівнем води сягає 0,5–4 м. Зустрічаються заплави високого рівня. В заплавах найбільших річок простежуються три рівні: 0,5–1,5 м; 1,5–3,0 м і 3,0–4,0 м. Поверхня заплав рівна, часто заболочена, в долинах Унави, Ірпіня, Здвижа з великими торфовищами, невеликими озерами. Русла переважно неширокі (до 30 м), глибина сягає 3 м, проходять вони в середній частині заплави, інколи спостерігаються меандри. Дно річок мулисте, інколи піщане, в межах виходів кристалічних порід кам'яне.

Денудаційно-аккумулятивний рельєф

Моренна відкопана рівнина середньо-пізньонеоплейстоценового віку поширена на окремих ділянках аркуша в його центральній частині біля населених пунктів Макарів, Мінейки, Привороття, Фасова, Мотижин.

Моренна рівнина слабо хвиляста з невеличкими западинами. На ділянках її поширення морена залягає безпосередньо під сучасним ґрунтом. Абсолютні відмітки поверхні моренної рівнини становлять 180–200 м. На цих ділянках покривні надморенні озерно-водно-льодовикові, а також делювіально-еолові верхньочетвертинні відклади відсутні або майже відсутні. Це пов'язано з процесами комплексної денудації на цих ділянках у пізньому неоплейстоцені; саме тому моренна рівнина належить до відкопаних. Вік її утворення – середній–пізній неоплейстоцен. Спочатку відбувалася аккумуляція утворень льодовикового комплексу, пізньонеоплейстоценових покривних відкладів, а потім їх денудація.

Структурно-денудаційний рельєф

Горбиста зандрога рівнина з великою кількістю останців порід кристалічного фундаменту пізньонеоплейстоцен-голоценового віку розташована на правому березі р. Тетерів біля м. Коростишів. Поверхня рівнини горбиста, піщана з еоловими пасмами, горбами, покрита змішаним лісом з багатьма виходами на поверхню порід кристалічного фундаменту. Абсолютні відмітки становлять 160–210 м. Спостерігається нахил рельєфу на північний захід.

В геологічній будові рівнини бувають участь еолові, делювіально-еолові, алювіальні відклади пізнього неоплейстоцену і голоцену, інколи водно-льодовикові і льодовикові утворення середнього неоплейстоцену, які залягають на кристалічних породах. Фактично ми маємо відпрепаровану структурну поверхню кристалічного фундаменту. Неотектонічні підняття і денудація рівнини проходили в пізньочетвертинний і голоценовий час.

Форми та елементи рельєфу

До акумулятивних форм рельєфу належать торфовища, заболочені ділянки, степові блюдця, моренні горби, ози і ками, еолові піщані пасма, горби, піщані масиви.

Торфовища поширені переважно в поліській частині аркуша в заплавах річок Здвиж, Тетерів, Білка, Дубовець, Міроча, Глухівка, а також Ірпінь та Унава. За умовами залягання торфовища належать до низинного типу. Найбільші за площею торфовища розміщуються в заплаві р. Здвиж на ділянці її від м. Макарів до смт. Бородянка протягом 30 км при ширині 1–2 км.

У пониженнях на плакорях у межах поліської частини аркуша поширені верхові і напівверхові торфовища. Значна частина низинних торфовищ розробляється.

Заболочені ділянки характерні в основному для моренно-зандрової рівнини, де вони приурочені до понижень на межиріччі басейнів Тетерева, Здвижа та інших річок. Вони мають неправильну форму та дуже пологі схили. Розміри змінюються від 100–200 м до 2,5 км. Розріз заболочених ділянок представлений озерно-болотними відкладами: суглинками, супісками, гітисю з прошарками торфу.

Степові блюдця зустрічаються в південній частині аркуша в межах лесової рівнини, на плакорях, плоских ділянках надзаплавних терас. Блюдця являють собою неглибокі пониження овальної форми розміром від 20 до 100 м і завглибшки до 1,5 м. Утворення блюдців пов'язано з просадкою лесових порід.

Мікрозападини являють собою невеличкі форми рельєфу, що зустрічаються на плакорях лесової рівнини. Їх форма округла, розміри 4–6 м, а глибина 0,5–0,7 м.

Моренні горби являють собою виположені підняття округлої форми розміром 400 x 300 м, що складені мореною, яка зверху може бути перекрита лесовими або піщаними породами. Моренні горби виявлено в околицях м. Фастів, с. Грузьке та ін. Їх походження пов'язане з крайовими утвореннями.

Ози і ками розміщуються переважно в південній частині аркуша біля сс. Видумки, Заруб'янці, Горіхове, Осикове, Щоглівка, Яроповичі, Котлярка, Ходорків.

Розміри озів сягають 4 x 1 км, висота – 5–25 м, ками мають довжину 1,5–1,0 км, ширину 1,0–0,6 км, висоту 10–15 м. Ози переважно належать до флювіоозів і мають піщаний склад. Ками в більшості випадків складені стрічковими глинами, суглинками та супісками (лімноками).

Орієнтація озів та камів переважно субширотна. Утворення їх пов'язане з внутрішніми крайовими зонами льодовика на стадії його дегляціації.

Піщані пасма, горби та пагорби дуже поширені в межиріччі Тетерева та Здвижа, а також в південній частині території. Їх розміри невеликі (10–50 м, висота до 5 м), форма овальна і кругла; складені пісками. Формування цих піщаних утворень пов'язано з еоловою акумуляцією.

Піщані масиви виявлено на північ від смт. Корнін, біля сс. Мохначки, Суцанка, Пришивальня, Біла Криниця, Кодра, Білка та ін. Не закріплені ґрунтом, вони належать до еолової акумуляції.

До ерозійно-акумулятивних форм рельєфу віднесені балки, поховані водно-льодовикові долини, улоговини льодовикового виорювання та розмиву.

Балки на площі аркуша розвинені слабо. Найбільша їх кількість зустрічається в межах лесової рівнини, річкових терас, перш за все на схилах вододілів, річкових долин Тетерева, Ірпіня, Здвижа. Схили їх в межах лесової рівнини круті (30–50°), майже повсюдно задерновані. Глибина балок сягає 20–30 м. Днища вузькі (до 20, рідко 60 м), сухі, протяжністю до 5 км.

Балки, що зустрічаються в межах поліської частини площі, мають значну протяжність (до 10 км), невелику глибину врізу. Їх схили слабо похилі (10–15°) з поступовим переходом до днища і на вододілі. Днища широкі, заболочені, з торфовищами.

Поховані водно-льодовикові долини в межах аркуша займають значні площі. В сучасному рельєфі вони не виражені і виявляються тільки на плакорях за геологічною будовою. Вони являють собою широкі, видовжені в різних напрямках пониження, до яких приурочені долини переважної більшості сучасних річок. Протяжність долин сягає десятків кілометрів. Ширина від 1,5 км до 12 км.

Орієнтація долин переважно південно-західна і субмеридіональна. Формування їх пов'язано як з трансгресивною, так і з регресивною стадіями росту льодовика.

Улоговини льодовикового виорювання та розмиву розвинені переважно в південній частині аркуша поблизу сс. Волиця, Котлярка, біля м. Фастів. Нижня частина улоговин виповнена потужною (до 15 м) моренною товщею, вище якої залягають озерно-льодовикові відклади, а ще вище – більш молоді верхньоплейстоценові. Утворення улоговин пов'язано з екзараційною діяльністю трансгресуючого льодовика, яка найбільш інтенсивно проявилася в зонах інтенсивного дроблення порід, тобто в зонах

розривних порушень, (наприклад – субширотна Андрушівсько-Фастівська зона розломів).

До ерозійних форм рельєфу належать наскрізні долини, яри, ерозійні уступи.

Наскрізні долини являють собою ділянки середньочетвертинних водно-льодовикових долин, формування яких проходило під час відступу льодовика. Вони майже не еродовані і в сучасному рельєфі часто виражені неширокими (0,4–20 м) улоговиноподібними пониженнями, ложинами протяжністю до 2–4 км. На території аркуша такі долини зустрічаються рідко. Одна з них спостерігається між верхів'ями рр. Ірпінь та Калинівка. Ця долина має вигляд улоговини без водостоку, з розлогими, задернованими схилами і рівним „сухим” дном. Виповнені такі долини лесоподібними суглинками, надморенними і підморенними пісками і суглинками.

Яри зустрічаються в основному на лівому березі р. Тетерів і по обох берегах річок Ірпінь, Унава та їх притоків. Вони розчленовують схили річкових долин, балок, поверхні надзаплавних терас. Стінки ярів круті, майже вертикальні, глибина їх 15–30 м, довжина від кількох десятків до сотень метрів, рідко 1 км; днища плоскі, вузькі (1–2,5 м).

Найбільша кількість їх зустрічається в межах лесової рівнини. В ярах іноді зустрічаються вибої, – як початкова стадія ярів у вигляді видовжених заглиблень до 3 м завглибшки. На пологих схилах балок та плакорів зустрічаються улоговини і борозни, які являють собою лінійно-видовжені, вузькі та плоскі заглиблення, що утворилися під впливом тимчасових водостоків та площинного змиву; глибина їх невелика (0,5–0,8 м).

Ерозійні уступи утворюються водною ерозією в руслі річок (м. Коростишів, сс. Високий Камінь, Городське та ін.), сюди ж належать уступи терас.

Зсуви належать до гравітаційних форм рельєфу. На площі аркуша мають незначне поширення. Виявлено на крутих схилах річкових долин, рідше балок. Більшість зсувів приурочені до схилів долин Унави (біля м. Фастів), Ірпеня, Тетерева. Форма зсувів циркоподібна, поверхня нерівна, горбкувата; розбиті тріщинами на окремі блоки. Ширина зсувів від 20 до 60 м, а довжина – 20–80 м, амплітуди зміщення 3–17 м. Сповзання проходило по похилій поверхні червонобурих і строкатих глин неогену.

Результати морфоструктурного аналізу, опрацювання даних МАКЗ дозволили виділити ймовірні розривні порушення, які більшою частиною співпадають із спрямленими долинами рік та річок, великих балок, а також лініаменти, які трактуються як розривні порушення.

До техногенних форм рельєфу належать кар'єри для видобутку каміння, глини, піску, поля фільтрації, торфорозробки, насипи, відвали, дренажні канали, багаточисельні греблі, промислові та громадські споруди.

8. ГІДРОГЕОЛОГІЯ

У межах території аркуша вирізняються два гідрогеологічних райони. Перший, що займає майже три чверті території, характеризується неглибоким заляганням кристалічних порід фундаменту (від 0 до 120 м) і відповідно вміщуючих вод, а також значним поширенням підземних вод, що приурочені до флювіогляціальних, озерно-гляціальних та алювіальних відкладів, меншою мірою підземних вод неогенових, палеогенових, крейдяних та юрських порід. Другий гідрогеологічний район, що розміщується в північно-східній частині території, відрізняється значним зануренням кристалічного фундаменту (до 200 м) і значним поширенням підземних вод, що приурочені до юрських, крейдяних, палеогенових, неогенових та четвертинних відкладів. На відміну від першого району тут значно поширені водоупори, що представлені глинами, мергелями, крейдою, які зумовили напорний характер більшості горизонтів підземних вод.

У межах всієї території вирізняються такі водоносні горизонти: 1. В сучасних болотних утвореннях. 2. В сучасних алювіальних відкладах заплав річок та днищ балок. 3. В алювіальних відкладах перших і других надзаплавних терас. 4. У флювіогляціальних та озерно-гляціальних відкладах. 5. У відкладах олігоценного та міоценового відділів. 6. У відкладах еоценового відділу. 7. У відкладах крейдової системи. 8. У відкладах юрської системи. 9. В кристалічних породах докембрію та їх корах вивітрювання.

Води болотних утворень, переважно торфовищ, поширені в заплавах річок та днищах балок, розміщуються на глибині до 1,5 м. Болотні утворення мають низьку водовіддачу і навіть при малій водонасиченості є своєрідним водним акумулятором. Води буруваті, затхлі, з неприємним присмаком, гідрокарбонатні кальцієві, гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, гідрокарбонатно-сульфатні натрієві або змішані, з підвищеним вмістом окислів заліза. Мінералізація низька, не перевищує 0,3 г/л. Живлення проходить за рахунок атмосферних опадів, підтоку із інших водоносних горизонтів, а також поверхневих вод. Для водопостачання болотні води непридатні. Але завдяки цьому водоносному горизонту ґрунти Полісся меншою мірою терплять від засухи.

Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах заплав річок та днищ балок має незначне поширення. Водовміщуючі породи представлені в основному дрібно- і середньозернистими, нерідко глинистими

пісками, рідше супісками та суглинками потужністю від 1 до 10, рідко 20 м. Вони залягають на кристалічних породах і їх корах вивітрювання, рідше на розмитій поверхні неогенових або палеогенових відкладів; а в місцях неглибокого врізу долин – на середньо- і верхньочетвертинних відкладах. Добрі водонепрохідні товщі відсутні, тому води змішуються з іншими горизонтами; вони безнапірні, рідко слабонапірні, доброї якості. Абсолютні відмітки рівнів води коливаються від 133 до 188 м, а глибина залягання змінюється від 0,5 до 7 м. У зв'язку з нерівномірністю гранулометричного складу порід змінюється їх водонасиченість. Добовий водовідбір із колодязів коливається від 0,1 до 1 м³, дебіти свердловин становлять 0,1–0,3 л/сек до 3 л/сек, а коефіцієнт фільтрації змінюється від 4 до 18 л/добу. Вода прозора, прісна, гідрокарбонатна кальцієва та гідрокарбонатна кальцієво-магнієва з мінералізацією 0,2–0,6 г/л. Сухий залишок не перевищує 0,7 г/л. В районі с. Волиця по р.Унава спостерігається підвищений вміст загального заліза. Жорсткість перебуває в межах 3,5–7,4 мг-екв/л, реакція нейтральна (рН – 7). Живлення горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та дренажу вод з верхніх та нижніх водоносних горизонтів. Для центрального водопостачання цей горизонт непридатний і може використовуватись лише для окремих невеликих господарських об'єктів.

Водоносний горизонт, приурочений до алювіальних відкладів перших і других надзаплавних терас, не має істотного поширення і зустрічається лише в долинах великих річок. Терасові відклади представлені різнозернистими пісками потужністю до 10 м. У покрівлі залягають водонепрохідні відклади – лесоподібні та алювіальні суглинки і супіски. Водоносний горизонт залягає на глибинах від 2,5 до 8,8 м у межах абсолютних відміток 123–155 м. Вони безнапірні, рідше слабонапірні. Дебіти води в колодязях становлять 0,06–0,2 л/сек, рівні води змінюються від 0,3 до 2 м. Води прозорі, без запаху, гідрокарбонатні кальцієві і гідрокарбонатно-магнієво-кальцієві з мінералізацією 0,3–0,4 г/л. Жорсткість води змінюється від 4,04 до 7,46 мг-екв/л, реакція нейтральна (рН – 6,9–7,1). Сухий залишок не перевищує 0,6 г/л. Живлення горизонту відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, а також підтоку із нижніх напірних горизонтів. Для централізованого водопостачання ці води непридатні, але використовуються сільським населенням для домашніх потреб.

Водоносний комплекс, приурочений до флювіогляціальних та озерно-гляціальних відкладів, поширений переважно в межах поширення морени і складається з двох горизонтів: надмореного та підмореного, які представлені різнозернистими, часто глинистими пісками з прошарками суглинків, нерідко з галькою та валунами кристалічних порід. Потужність 10–15 м, а в межах водно-льодовикових долин – 40–50 м, глибина залягання – 2,5–20 м. Води флювіогляціальних та озерно-гляціальних відкладів широко використовуються в сільській місцевості, переважно з допомогою шахтних колодязів, дебіти яких становлять 0,01 л/сек – 0,2 л/сек. Бурові свердловини використовуються переважно в місцях поширення водно-льодовикових долин. Їх дебіти значно вищі – 1,4–1,67 л/сек.; а загалом водонасиченість цих відкладів слабка. Води переважно гідрокарбонатні кальцієві, гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, гідрокарбонатні магнієво-кальцієві з мінералізацією 0,1–0,5 г/л, загальною жорсткістю 1–7 мг-екв/л та нейтральною реакцією (рН 6,9–7,1). У місцях, де відсутня водонепрохідна покрівля, води бувають забруднені продуктами розкладу органічних речовин; на окремих ділянках відмічається підвищений вміст хлоридів та сульфатів. Води прісні (сухий залишок не перевищує 1 г/л), рідко (с. В. Офірня) слабомінералізовані (сухий залишок до 2,97 г/л). Живлення горизонтів здійснюється переважно за рахунок атмосферних опадів, а також підтоку із нижніх водоносних горизонтів. Використання цього типу вод для централізованого водопостачання обмежене. Їх можна використовувати в окремих господарствах за умов дотримання санітарної охорони.

Водоносний горизонт, приурочений до відкладів олігоценого та міоценового відділів, складений переважно тонко- і дрібнозернистими пісками новопетрівської, берецької і межигірської світ з прошарками та лінзами вторинних каоолінів і пісковиків, рідше алевритів і вуглистих глин загальною потужністю до 40 м. Водоносний горизонт вивчено за допомогою колодязів і свердловин, дебіти яких становлять відповідно 0,1–0,2 л/сек. і 0,23–1,4 л/сек, при пониженні від 7,7 до 13 м. Глибина залягання різна – від 0,5 м у долинах річок до 58 м на вододілах. Води безнапірні і слабо напірні (висота напору до 4–6 м), прісні, гідрокарбонатні кальцієві і гідрокарбонатні кальцієво-магнієві, з мінералізацією 0,2–0,8 г/л та загальною жорсткістю 3,7–5,8 мг-екв/л. Якість води добра і лише в місцях відсутності водонепрохідної покрівлі, якою є строкаті глини, води бувають частково забруднені. Живлення горизонту відбувається за рахунок переливу вод із четвертинних відкладів і підтоку із нижніх горизонтів. Зафіксоване незначне (1,5–2,5 м) коливання рівня води, яке залежить від сезонних змін. Експлуатуються води цього водоносного горизонту дуже мало у зв'язку з низькими фільтраційними властивостями пісків, слабкою водонасиченістю та наявністю пливунів.

Водоносний комплекс, приурочений до відкладів еоценового відділу, охоплює відклади канівської і бучацької серій та київської світи. Поширений переважно в східній частині території, де ці відклади представлені дрібно-середньозернистими пісками, рідко пісковиками потужністю від 3 до 40 м. Переважають піски фракції 0,25–0,07 мм, коефіцієнт фільтрації яких в середньому становить близько 5 л/добу. В покрівлі залягають водонепрохідні мергелі київської світи, а в підшві – мергельно-крейдяна товща верхньої крейди. Глибина залягання водоносного комплексу від 30 до 76,5 м, глибина залягання

п'езометричного рівня залежить від рельєфу: мінімальні значення – 0,4–10 м в долинах річок, максимальні – 21,0–49,0 м (на вододілах). Висота напору від 20 м на заході до 34 м на північному сході території. Водонесний комплекс розкривається свердловинами, дебїти яких змінюються від 0,84 до 6,7 л/с. Коливання рівня води незначне. Води комплексу прозорі, без запаху, прїсні, приємні на смак, з мінералізацією від 0,1 до 1 г/л, гідрокарбонатні кальцієві, рїдше кальцієво-магнієві і кальцієво-натрієві, нейтральні (рН – 6,8–7,2), рїдше слаболужні (рН – 7,3–7,9) з жорсткістю від 2 до 6,2 мг-екв/л та сухим залишком до 1 г/л. Шкїдливї компоненти відсутні. Живлення водонесного комплексу проходить за рахунок переливу напорних вод із нижніх горизонтів. Використовуються води широко й інтенсивно переважно в схїдній та північно-схїдній частинах території, в основному дрібними споживачами. У зв'язку з неглибоким заляганням, значною водонасиченістю та доброю якістю води цього комплексу можна успішно використовувати для централізованого водопостачання. В межах Веприк-Кушїївської депресїї можлива побудова великого водозабору.

Водонесний горизонт, приурочений до відкладів крейдової системи, складений дрібно- і середньозернистими пісками та пісковиками сеноманського ярусу потужністю від 8,5 до 22, рїдко 30 м. Вони зустрічаються переважно в північно-схїдній частині території. В покрївлї залягає водонепрохідна мергельно-крейдова товща, рїдше піщана товща еоценових відкладів, а в підшві – породи юрської системи, або кристалїчні породи фундаменту. Спостерїгається тїсний гїдралїчний зв'язок цього горизонту з водами вищележачих еоценових відкладів, а також трїщинними водами кристалїчних порїд. Залягає водонесний горизонт на глибинах від 51,6 м до 97 і бїльше метрїв. Води наїрні (висота напору 20,8–68 м), їх рївні в свердловинах встановлюються на глибинах від 8,2 м до 35,4 м, коефіцієнт фільтрації 3,05 л/добу. Води гідрокарбонатні кальцієві, прїсні, з мінералізацією 0,3–0,4 г/л, з жорсткістю не бїльше 5,5 мг-екв/л, з нейтральною (рН – 6,8), слаболужною (рН – 7,8) реакцією. Якість води добра. Живлення горизонту проходить за рахунок переливу води із нижніх напорних горизонтів та комплексів. Використовується даний горизонт дуже мало. Рекомендується для централізованого водопостачання на тих ділянках, де відсутній водонесний еоценовий комплекс.

Водонесний комплекс, приурочений до відкладів юрської системи, представлений двома горизонтами: пісками орельської свїти, товщею пісків і глин з прошарками бурого вугїлля та вторинних каоїнів загальною потужністю до 34 м в захїдній частині території; алевроїтами, пісками і пісковиками іваницької свїти на сходї території. Глибина залягання водонесного комплексу від 10–15 до 173 м. У покрївлї залягають піщанї відклади сеноманського ярусу або еоцену, а в підшві – кристалїчні породи фундаменту і їх кора вивїтрювання. У зв'язку з відсутністю надїйних водонепрохідних товщ, як у покрївлї, так і в підшві ці води мають тїсний зв'язок з водами верхніх і нижніх водонесних горизонтів. Води наїрні (висота напору від 38 до 127 м) з дебїтами свердловин від 0,9 до 8,35 л/сек., рїдко 16 л/сек., гідрокарбонатні кальцієві, рїдко гідрокарбонатні хлоридно-кальцієво-натрієві, з мінералізацією 0,3–0,5 г/л та жорсткістю від 5,2 до 6,2 мг-екв/л, реакція нейтральна і слабонейтральна (рН – 7,1–7,3). Якість води добра. Живлення водонесний комплекс отримує за рахунок підтоку трїщинних вод фундаменту. У зв'язку з глибоким заляганням і незначним поширенням води цього комплексу в народному господарствї використовуються дуже рїдко і для централізованого водопостачання малопрїдатні.

Водонесний горизонт, приурочений до трїщинуватої зони в кристалїчних породах докембрїю та їх корах вивїтрювання, поширений на всїй території (особливо в долинах річок та балок) на глибинах від 0–3 м (долини річок та балок) до 10–30 м у межах Українського щита і до 90 м на його схїлі. На бїльшїй частинї території води наїрні і лише в місцях глибокого врізу річних долин – безнаїрні. П'езометричні рївні розміщуються на глибинах від 0,23 м (долини річок і балок) до 41 м (вододїли) з загальним нахилом на схїд – північний схїд. У місцях пониження покрївлї фундаменту зустрічаються самовиливаючі води з рївнем до 1 м вище поверхні землі. Дебїти джерел становлять від 0,1 до 3,3 л/с, дебїти колодязїв не перевищують десятих часток л/сек., а свердловини – від 0,4 до 6,7 л/сек., в середньому 0,5–2 л/сек., при пониженнях від 1,5 до 68 м. Коефіцієнт фільтрації низький – від 0,05 до 1,2 л/добу, що характеризує невисоку водонасиченість. Найбїльшою водонасиченістю характеризуються зони тектонїчних порушень, де коефіцієнт фільтрації досягає 227,7 л/добу, а дебїт збїльшується до 16,7 л/сек. Води прозорї, прїсні, слабо мінералїзованї (сухий залишок не перевищує 0,5 г/л, температура їх від 7,3 до 10°C. За хїмічним складом переважають води гідрокарбонатні кальцієві і гідрокарбонатні кальцієво-магнієві. В районї Радомишля і Фастова вміст кальцію досягає відповідно 77,2 мг/л і 83 мг/л, магнію – 29,8 мг/л і 40 мг/л, гідрокарбонатів – 348 мг/л і 378 мг/л. У поодиноких випадках зустрічаються води гідрокарбонатного магнієво-натрієвого, гідрокарбонатно-сульфатного кальцієво-натрієвого складу. Загальна жорсткість змінюється від 2,7 до 6 мг-екв/л, реакція нейтральна і слаболужна (рН – 6,8–7,5). В районї Фастова на глибинї 14–90 м виявленї трїщинні води з підвищеним вмістом радону від 37–104 до 250–300 еман (інколи 580–780 еман), які мають практичне значення. Вміст урану незначний і, як правило, не перевищує фонового. Вміст залїза 3,4–5,5 мг/л, інколи 12 мг/л. В окремих свердловинах підвищений вміст брому – до 1,06 мг/л. В районї Радомишля в трїщинних водах зустрічається підвищений вміст урану – до 6,5–10,7 г/л, радон відсутній. Живлення цей горизонт отримує за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. На бїльшїй частинї території він служить основним або і єдиним джерелом централізованого водопостачання для питних, технїчних, рїдко бальнеологїчних цїлей. Заслугують на увагу на подальше вивчення виявленї в районї Фастова радоновї води.

9. КОРИСНІ КОПАЛИНИ ТА ЗАКОНОМІРНОСТІ ЇХ РОЗМІЩЕННЯ

У докембрійському фундаменті території аркуша відомо ряд точок мінералізації і окремі рудопрояви чорних, кольорових та благородних металів (Fe, Ti, Cu, Ni, Co, Zn, Mo, Pb, Au), рідкісних елементів (Ta, Nb, W, Sn, Bi, Y, Li, Rb, Cs, Be), прояви керамічного пегматиту, мусковіту, каоліну, графіту та родовища будівельних матеріалів. В осадовому чохлі юрського – четвертинного віку розміщуються розсіпні прояви цирконію і титану, золота, рідкісноземельних елементів, прояви та родовища бурого вугілля, керамзитових глин, вторинних каолінів, торфу, будівельних та скловарних пісків, глин цегляно-черепичних, мергелю лучного.

За схемою металогенічного районування території України аркуш належить до металогенічної провінції Українського щита і охоплює частково дві субпровінції: Волинську та Росинсько-Тікицьку. Згідно з тектонічною схемою в межах аркуша вирізняються 4 структурно-металогенічні зони (Коростенська, Тетерівсько-Кочерівська, Андрушівська та Макарівсько-Фастівська), а за характером зруденіння – 18 рудоносних полів (мал. 9.1).

Основними рудоконтролюючими чинниками є стратиграфо-літологічні та магмато-метасоматичні; певну роль відіграє структурно-тектонічний рудоконтроль. Безумовно, тільки стратиграфічними чинниками контролюються родовища та прояви мармуру (верхня підсвіта кочерівської світи), графіту (нижня підсвіта кочерівської світи), бурого вугілля (збагачені органічною речовиною горизонти у складі бучацьких та юрських відкладів), торфу (четвертинні відклади в долині р. Здвиж) і т.п.

З магматичними та метасоматичними породами, що їх супроводжують, пов'язані рудопрояви рідкісних металів (бистрійські граніти житомирського комплексу), молібдену (граніти фастівського комплексу). З масивами гранітів житомирського і фастівського комплексів пов'язані відомі та перспективні родовища будівельного і облицювального каміння в районі міст Коростишів і Фастів, смт. Корнін, сс. Городське, Бистрійка, Ярошівка, Соснівка та ін.

Ознаками структурно-тектонічного рудоконтролю можуть служити приуроченість проявів золоторудної мінералізації до зони центрального розлому, більшості точок мінералізації рідкісних металів – до західного борту Кочерівського синклінорію, Віленського та Кочерівського розломів.

Горючі корисні копалини

Торф

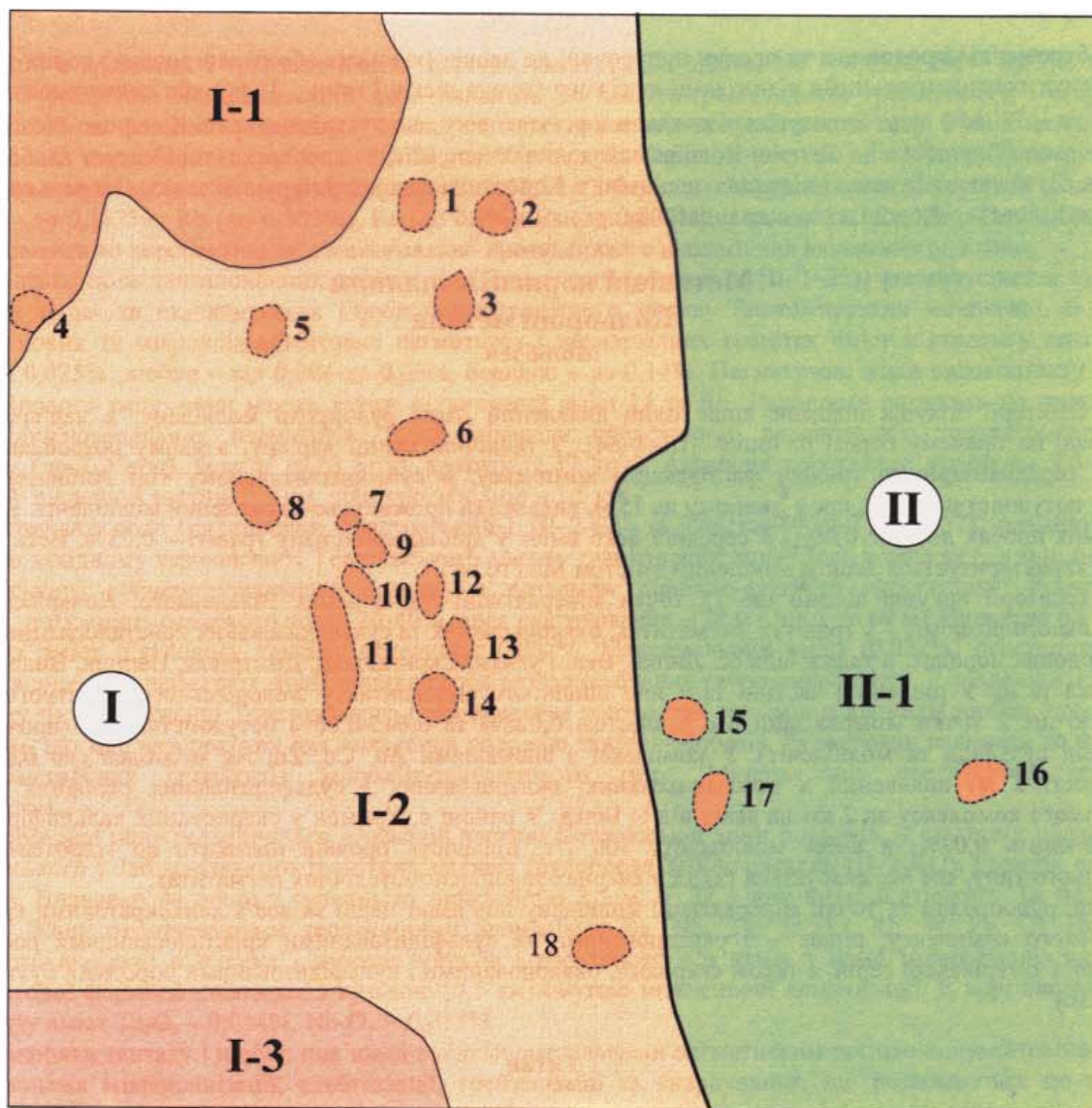
Відомо багато родовищ осадово-діагенетичного генезису у заплавах річок Здвиж, Тетерів, Руда, Білка, Фоса, Калинівка. З них тільки на 7 підраховані промислові та геологічні запаси і вони зареєстровані торф'яним фондом України (біля с. Русанівка [I-1-79], с. Котівка [I-1-80], с. Мала Рача [I-2-99; I-2-101], с. Біла Криниця [I-2-88], с. Межирічка [I-2-90], між сс. Хомовка – Кримок [I-2-96]). Сумарна площа поширення торфів – 1800 га, їх промислових покладів – 1200 га, загальні запаси торфу-сирцю – 25886 м³. На більшості родовищ (понад 50) розвідувальні роботи не велись, а видобуток торфу кустарним способом проводить місцеве населення. Торф утворює шари потужністю від 0,8-1,7 і до 3 м. Торф низинний, розкладений середньо, вид – очеретяно-осоковий, зольність від перших до 70-80%, придатний для опалення і як добриво.

У родовищах торфу виявлено 7 точок мінералізації вівіаніту: сс. Ходорків, Скочище, Корнін, Хаєвка, Дідовщина, Вел. Офірня, Паляниченці. Вівіаніт зустрічається у вигляді примазок, гнізд, рідше лінзочок. Вміст P₂O₅ від 0,5 до 1,7-2%.

Всі родовища торфу пов'язані з біогенними відкладами голоценового віку (bH). Залягають вони переважно в долинах річок, на річкових терасах, а зрідка і на межиріччях (озерно-болотні відклади).

Буре вугілля

Промислова вугленосність площі пов'язана з середньооценовими відкладами бучацької серії та батським ярусом середньої юри. В бучацькій серії відомі 4 родовища: Андрушівське [IV-1-66] (один пласт від 0,5 до 7 м, глибина залягання від 2,7 до 37,2 м), Кочерівсько-Ставищенське або Раковицьке [II-2-39] (потужність пласта 3,0 м, глибина залягання 1,8 м), Коростишівське (вироблене) [III-1-48] і Корнінське [IV-2-]. У південній частині площі відомі залежі бурого вугілля в Кирилівсько-Королівській та Веприк-Куцевській депресіях. Неперспективні із-за малої площі поширення рудного пласта та глибокого залягання.



Мал. 9.1. Схема металогенічного районування. Масштаб 1:500 000.

Межі: 1 - металогенічних субпровінцій; 2 - структурно-металогенічні зони; 3 - рудні поля.

Металогенічні субпровінції; I - Волинська; II - Росинсько-Тікицька.

Структурно-металогенічні зони: I-1 - Коростенська; I-2 - Тетерівсько-Кочерівська; I-3 - Андрушівська; II-1 - Макарівсько-Фастівська.

Рудоносні поля: 1 - Чудинське (Au, Ag); 2 - Білківське (W, Au, Ag);

3 - Товстовське (Ta, Nb, Be, Li, Rb, Cs, Au); 4 - Кайтанівське (Ti);

5 - Папірнянське (Ta, Nb, Be, Li, Rb, Cs); 6 - Негребівське (Cu);

7 - Поташнянське (W); 8 - Городське (Ta, Nb, Be, Li, Rb, Cs);

9 - Кочерівське (Ta, Nb, Be, Li, Rb, Cs, Au); 10 - Красилівське (Au, Ag);

11 - Віленське - (Au, Ag); 12 - Приворотинське (Cu, Ni); 13 - Карабачинське (W);

14 - Водотіївське (Au, Ag); 15 - Юровське - (Co, Ni);

16 - Ярошівське (Mo); 17 - Великогуляцьке (Mo, Pb); 18 - Корнінське (Au, Ag).

Всі буровугільні родовища та прояви приурочені до давніх (юрських або палеогенових) долин-депресій, вивонених континентальними відкладами юрського (товща пісків і глин – J₂ pg) або палеогенового (бучацька серія – P₂ bč) віку. Буровугільні поклади юрського віку, що зустрічаються в Кочерово-Межиріській, Козичансько-Яблунівській і Веприк-Кошіївській долинах-депресіях, малоперспективні через глибоке їх залягання. Вугленосні бучацькі відклади пов'язані з Коростишівською, Андрушівською, Осовецько-Озерянською та Кіловсько-Королівською долинами-депресіями.

Металічні корисні копалини

Кольорові метали

Молибден

На території аркуша відомий лише один виявлений нами рудопрояв молибдену, в кар'єрі біля с. Ярошівка, на правому березі р. Ірпінь [III-4-64]. У північній стінці кар'єру, в якому розробляються на шебінь середньозернисті граніти фастівського комплексу, в субгоризонтальному тілі дрібнозернистого граніту потужністю до 2 м, простеженому на 15 м, виявлений прожилково-вкраплений молибденіт. Вміст Мо в окремих пробах досягає 0,06%, а середній його вміст у дрібнозернистому граніті – 0,03%. Весь граніт у кар'єрі характеризується дещо підвищеним вмістом Мо (10 г/т).

На території аркуша відомо ще 23 точки мінералізації Мо в зонах Віленського, Кочерівського та Центрального розломів – у гранітах, пегматитах, окварцованих та сульфідизованих кристалосланцях, рідше – в скарнових породах, а також біля сс. Липки, Вел. Гуляки, Скригалівка, Дмитрівка, Веприк, Вишня, Мала Снетинка та ін. У південній частині та в зоні північного ендоконтакту Федорівського гранітного масиву виявлено ще 2 точки мінералізації Мо з вмістом 0,028% та 0,045-0,06% потужністю 1 м (прожилково-вкраплений сульфід та молибденіт). У комплексі з аномаліями Au, Cu, Zn, Ag молибден (до 0,06% при потужності 2 м) виявлений в розсланцьованих, окварцованих і сульфідизованих основних породах букинського комплексу за 2 км на захід від с. Білка. У районі с. Кримок у скарнових кальцифірах вміст Мо становить 0,03%, а вміст молибденіту 100 г/т. Більшість проявів належить до гідротермального генетичного типу, але Мо фіксується також у скарнах та рідкіснометалічних пегматитах.

Отже, рудопрояви та точки мінералізації молибдену пов'язані перш за все з лейкокративними гранітами фастівського комплексу, рідше – з окварцованими та сульфідизованими кристалосланцями росинсько-тікицької і тетерівської серій, а також скарнами, окварцованими і сульфідизованими породами букинського комплексу.

Титан

На території аркуша виявлено один рудопрояв титану (з супутнім цирконієм), представлений ільменітовою і цирконовою розсипною мінералізацією в пісках новотетерівської світи, розкритих свердловинами на північно-східній околиці с. Мар'янівка [IV-2-67]. Потужність покладу від 2 до 14,6 м, ширина 1-3 км, протяжність 10,5-11,5 м; глибина залягання від 14,4 до 24 м.

Рідкісні метали та рідкісноземельні елементи

На площі аркуша відомі рудопрояви Ta і Nb і точки мінералізації Be, Sc, W, Sb, Mo, Sn, Bi, Rb, Y, Yb, що пов'язані з пегматитами, польовошпативими метасоматитами, зонами скарнування і грейзенізації та корами вивітрювання гранітів і пегматитів. Тяжіють вони до субмеридіональних зон Віленського, Кочерівського і Брусилівського розломів та до зони Центрального розлому північно-західного простягання. Пегматитові жили розміщуються частково в ендоконтактах гранітних масивів, але частіше вміщуючими породами є кристалічні сланці та гнейси городської та кочерівської світи.

Тантал і ніобій

Закартовано 4 рудоносні поля рідкіснометалічних пегматитів (Папірнянське, Городське, Товстовське і Кочерівське).

Папірнянське поле розташоване у зоні Віленського розлому і асоціює з проявами мікроклінізації, альбітизації, грейзенізації та скарнування. Вміщуючі породи представлені гнейсами і кристалосланцями біотит-амфіболовими та амфібол-діопсидовими, кальцифірами та мармурми кочерівської світи, а також силіманіт-біотитовими і графіт-біотитовими гнейсами і кристалосланцями городської світи. Мінералізація танталу та ніобію в зоні Віленського розлому простежується з переривами на 25 км. У північній частині зони розміщуються рудопрояви Папірнянський-1 [II-1-6] та Папірнянський-2 [II-1-4]. Вміст п'ятиокису танталу в рудних метасоматитах до 0,028%, ніобію – до 0,034%, берилію – до 0,09%, олова – до 0,05%. За 3,5 км далі на південь виявлено Мар'янівський рудопрояв [II-1-10] з вмістом Ta – 0,015%, Nb – 0,0052%. В рудопрояві с. Рудня Городецька [II-1-15] вміст танталу 0,013%. Ще далі на південь, в районі с. Браженець

[III-2-317] в грейzenах і грейzenізованих породах вміст Ta до 0,03%, Nb – 0,05%, Be – 0,05%, олова – 0,005%. Рудопрояви Папірнянського поля належать до альбіто-грейzenового, грейzenового і скарнового рудних типів та формації рідкіснометальних пегматитів тантало-колумбітового типу. Рудна мінералізація представлена танталітом-колумбітом (від 70 до 450 г/т), хризобериллом (від 130 до 4340 г/т), флюоритом (до 40 г/т), каситеритом (до 760 г/т), сфалеритом (до 68,2 г/т), бериллом. У рудопроявах фіксується підвищений вміст Li (до 0,187%), Rb (до 0,303%), Be (до 0,9%), Cs (до 0,037%), а також Sn, La, Ce, Th. Папірнянське поле належить до перспективних з максимально проявленими ознаками для виявлення родовищ.

Городське поле танталоносних пегматитів (Городський рудопрояр [II-1-32]) розміщується в північно-східному ендо- та екзоконтактах Городського гранітного масиву (житомирський комплекс). В альбіт-мікроклінових та мікроклін-альбітових пегматитах і пегматоїдних гранітах вміст п'ятиокису танталу від 0,008 до 0,025%, ніобію – від 0,004 до 0,03%, берилію – до 0,14%. Пегматитові жили ендоконтакту істотно мікроклінового типу; вони мають також підвищений вміст Li та Rb. Рудопрояр належить до генетичного типу рідкісноземельних пегматитів. Рудні мінерали представлені вкрапленістю танталіту-колумбіту, фенакиту (до 3,2 кг/т), берилу (0,53 кг/т), апатиту (1,17 кг/т). Аномалія простежена упродовж 7,5 км при ширині у південній частині 0,5 км, північно-західній – 1,5 км.

Товстовське поле (рудопрояви Товстовський-1 [II-2-35] та Товстовський-2 [II-2-37]) розміщується в південно-західному екзоконтакті Товстовського масиву гранітів житомирського комплексу, в зоні перетину Кочерівського субмеридіонального розлому з розломом північно-східного простягання. Розмір поля 3-1,5 км, потужність осадового чохла 30-40 м, кора вивітрювання – 28 м (від 1 до 60 м). Виявлено 62 жили, у 29 з них вміст п'ятиокису танталу перевищує 0,001%. Максимальний вміст (0,022%) спостерігається в альбіт-кварцевому пегматиті, який залягає серед розсланцьованих габро-амфіболітів. У південно-західному напрямку на продовженні Товстовського поля виявлена контрастна геохімічна аномалія ніобію, простежена на 1,5 км, що має перспективи для виявлення родовищ тантало-ніобатів. Рудопрояви належать до формації рідкіснометальних пегматитів колумбіт-танталітового типу. Мінералізація представлена танталіт-колумбітом.

Кочерівське поле розміщується в осьовій частині Кочерівської зони розломів, у східному облямуванні Кочерівського і Забілочівського гранітних масивів (рудопрояр Забілочівський [II-2-41]). Розміри поля 1,5-2,5-5 км. Виявлено 44 жили з середньою потужністю 2,5 м. У 27 з них вміст п'ятиокису Ta перевищує 0,001%. Жили оконтурюються геохімічними аномаліями Be, Nb, Ta, Sn, Li, Rb, W, Pb, Cs. Найбільш контрастні аномалії рідкісних і лужних металів і просторово пов'язана з ними мінералізація скарново-флюоритової формації співпадає з вузькою (0,5 км) смугою інтенсивної альбітизації. В корі вивітрювання пегматиту вміст Ta_2O_5 – 0,014%, Nb_2O_5 – 0,015%.

Рудопрояви танталу і ніобію пов'язані з рідкіснометальними пегматитами тантало-колумбітового типу, а також зонами мікроклінізації, альбітизації, грейzenізації та скарнування, що розвиваються по породах кочерівської і городської світ у межах екзоконтактів гранітних масивів житомирського комплексу.

Вольфрам та олово

Рудопрояви вольфраму та олова пов'язані винятково із скарнами і скарнованими карбонатними породами кочерівської світи. Максимальний вміст W (0,1% на 2,3 м потужності рудовміщуючої породи) зафіксовано в діопсидових скарнах, виявлених св. 272 біля с. Поташня [II-2-43]. Ще 2 рудопрояви виявлено біля сс. Забілоччя [II-2-42] та Кочерів [II-2-312]. Всі вони розташовані в межах західних екзоконтактів Забілочівського та Кочерівського масивів гранітів житомирського комплексу.

Неметалічні корисні копалини

Будівельні матеріали

Декоративно-облицювальне каміння

Мармур

На території аркуша відомо 2 родовища (Радомишльське-2 [II-2-36] і Козіївське [II-1-31], та 2 прояви (Радомишльський-1 [I-2-2] і Строївський [II-3-313]) мармуру кальцитового; одне родовище (Негребівське [II-2-40]) і 6 проявів (Забілочівський [II-2-309], Карабачинський [III-2-318], Водотіївський [III-2-59], Болачівський [III-2-60], Високівський [II-3-314], Осовцівський [II-2-316]) мармуру доломітового. Розміщуються вони переважно в центральній частині та на західному борту Кочерівського синклінію в межах смуги поширення карбонатних порід верхньої підсвіти кочерівської світи, що картується від с. Велика Рача на півночі до широтного Андрушівського розлому на півдні. Ширина цієї смуги змінюється від 1,5 до 3,5 км, потужність окремих пластів карбонатних порід 20-500 м, глибина залягання 5-50 м, видовженість за простяганням від 1-2 до 18-20 км.

Мармур світло-сірий, середньозернистий, місцями смугастий, особливо на контактах з вм'яючими породами. Серед доломітових мармурів вирізняються білі напівпрозорі різновиди.

мрамур придатний для видобутку блоків середнього розміру, виготовлення з них облицювальних та ізоляційних плит, а також як сировина для виготовлення цементу, вапна, вапняного борошна та ін. Доломітовий мрамур Карабачинського прояву перспективний як вогнетривка конвертерна сировина.

Нині жодне з родовищ мрамру не експлуатується, хоча їх запаси не освоєні; Негребівський кар'єр затоплений.

Родовища мрамру пов'язані винятково з верхньою підсвітою кочерівської світи (PR₁ k₂), у складі якої вони утворюють шари потужністю від 27 до 105 м. Потужність цих шарів збільшується в замкових частинах складок внаслідок нагнітання пластичного карбонатного матеріалу в тектонічно ослаблені зони.

Граніт

Вже протягом майже 45 років експлуатується Корнінське родовище декоративно-облицювального граніту [IV-3-74]. Тут розробляється на блоки (з яких виготовляються облицювальні плити різного розміру, сходи, бордюри та ін.) крупнопорфіроподібний граніт з темно-сірою основною масою і орієнтованими в одному напрямку рожевими або світло-сірими, майже білими прямокутними порфіробластами польового шпату.

Корнінський гранітний масив, розташований на обох берегах р. Ірпінь в околицях смт. Корнін, займає площу близько 60 км². Він відслонюється у багатьох місцях в долині річки, перекривається малопотужною товщею четвертинних відкладів, а на схилах долин та в межах вододілів осадовими відкладами бучака, новопетрівської світи та товщею строкатих глин.

Каміння будівельне

Відомо 19 родовищ будівельного каміння, представленого гранітами і мігматитами житомирського і фастівського комплексів, гнейсами та амфіболітами тетерівської серії. Розташовані вони в долинах річок Тетерів і її притоків, Ірпінь та Унава. Родовища із видобутку бутового каменю та щебеню є біля сс. Папірня [I-2-1], Бистрійка [II-1-5], Кичкири [II-1-8], Мар'янівка [II-1-9], Леніно [II-1-11], Старосельці [II-1-12], Городське [II-1-14], Рудня Городецька [II-1-22], Високий Камінь [II-1-24], Козіївка [II-1-27], Осоковий Копець [III-1-54], Грабівка [III-1-56], Соснівка [III-4-65], Ярошівка [III-4-63], Мала Снітинка [IV-4-77], м. Коростишів [III-1-51]; [III-1-52]; [III-1-53]; [III-1-49].

Коростишівське родовище [III-1-51], яке зараз не експлуатується, розташоване на східній околиці м. Коростишів, на правому березі р. Тетерів. Розроблялися переважно на бут (85%) і щебінь (10%) сірі середньо- і крупнозернисті порфіроподібні граніти. Їх об'ємна вага становить 2,56-2,71 г/см³, опір стискуванню 1,382-1,662 г/см³, коефіцієнт пористості 0,7-4,5%. Невивітрілі різновиди граніту придатні для могильних плит, пам'ятників і бортового каменю.

Будівельні піски

На території відомо 77 родовищ будівельного піску, які відображені на геологічній карті і карті корисних копалин четвертинних відкладів. Родовища утворені четвертинними делювіально-флювіогляціальними над- і підморенними пісками, пісками першої і другої надзаплавних терас. По суті, родовища будівельного піску, який використовується для місцевих потреб, є поблизу кожного населеного пункту.

Глинисті породи

Глини керамзитові

Відомо 6 родовищ осадового генезису пліоценового-нижньочетвертинного віку, легкоплавкі, легко случуються при 1050-1250° С. Одне з них виявлене свердловинами в низах обухівської світи в районі с. Раковичі [II-2-38], глибина залягання від 13 до 35,2 м, потужність у середньому 3,6 м. Нерентабельні для видобутку. Зафіксовані також родовища в околицях сс. Вел. Офірня [IV-4-76], Мала Офірня [IV-4-75], Рудка [IV-2-68], за 1,5 км на північний захід від с. Бортники [IV-4-78], в західній околиці смт. Корнін [IV-3-73]. Залягають на глибині від 1,0 до 12,8 м, потужність – від 2,5-3 до 11,3 м, в середньому 5-6 м [110].

Глини цегляно-черепичні

Відомо 79 родовищ, показаних на карті четвертинних відкладів. На деяких працюють місцеві цегельні заводи, але більшість з них не розвідана. Представлені неоплейстоценовими лесоподібними суглинками, рідше – надморенними, моренними і підморенними. Найбільше придатні для виробництва цегли – лесоподібні, а також над- і підморенні суглинки.

Технологічна сировина

Графіт

Відомо 11 проявів, приурочених до пачки біотит-графітових та силіманіт-біотит-графітових гнейсів городської світи, яка простягається вздовж Віленського розлому на 60 км: Серединський [II-1-7], Руднягородецький [II-1-17], Красилівський-1 [II-2-45] і Красилівський-2 [II-2-46], Карабачинський [III-2-57], Віленьківський [III-2-58], Ходорківський-1 [IV-2-319] і Ходорківський-2 [IV-2-70], Любимівський [IV-2-72], Браженецький [III-2-315], Липківський [IV-2-320]. Належать до гнейсо-графітової формації метаморфогенного генетичного типу. Вміст вуглецю від 2 до 5,42% (в середньому 3-3,6%), потужність пластів від 5,7 до 14 м, покрівля – від 1,55 до 57 м. Найперспективнішим є Браженецький прояв [III-2-315] остаточного генезису у корі вивітрювання графіт-біотитових гнейсів. Вміст вуглецю від 5,42 до 7,2%. Потужність кори вивітрювання від 2-10 до 57 м, покрівля – від 38 до 50 м. Біотитові графіт- і гранатвміщуючі гнейси та кристалосланці тетерівської серії з щільними графітовими рудами. У середньому вміст вуглецю в них становить 4% (від 2 до 7,2%), потужність пластів від 0,6 до 20 м, кількість їх від 4 до 20.

Мусковіт

Представлений трьома проявами в пегматитових тілах: с. Високий Камінь [II-1-33], сім жил потужністю до 20 м з вмістом мусковіту до 15%, с. Городське [II-1-21], 10 жил потужністю 0,3-3,0 м і протяжністю 50-200 м, м. Кочерів [II-2-44], (виявлене свердловинами, кількість жил не встановлена). Віднесені до типу рідкіснометальних пегматитів. Пегматити з мусковітом генетично і просторово пов'язані з гранітами бистрійського типу житомирського комплексу ($\Upsilon_2 PR_1 zt$).

Флюорит

Представлений двома проявами, розташованими на південь від м. Кочерів: Кочерівський-1 [II-2-310] та Кочерівський-2 [II-2-311]. Вміщуючими породами є скарновані (рідкіснометально-флюоритовий тип) кристалічні сланці та кальцифіри кочерівської світи. Прояви розвідані свердловинами на глибини до 200-330 м з підрахуванням прогнозних запасів по категорії Р. Вміст флюориту по інтервалах свердловин коливається від 2 до 58%. Шеелітові скарни в смт. Корнін мають вміст флюориту до 13-15%, у м. Фастів – 1,16 кг/т (грейзенізований граніт).

Прояви флюориту пов'язані із скарнованими породами (кристалосланцями та кальцифірами) верхньої підсвіти кочерівської світи ($PR_1 k\check{c}_2$) і розташовуються в межах екзоконтактів гранітних масивів житомирського комплексу ($PR_1 \check{z}t$).

Піски скловарні

Відомо 4 родовища: біля сс. Біла Криниця [I-2-89], Кодра [I-3-110; I-3-113], Забуяння [I-3-116], представлені алювіальними та флювіогляціальними кварцовими пісками, на сировині яких працює Тетерівський скловарний завод.

Мергель луговий

Відомо 7 родовищ осадового генезису. Три з них мають підраховані запаси: біля сс. Веприн [II-2-83], Рожів [II-3-171], Вишневичі [I-2-85]. Розробляються кустарним способом тільки 4 родовища (біля сс. Борівка [II-3-155], Костовці [III-3-211], Червонобірка [I-2-94], Ситняки [II-3-164]) з нерозвіданими запасами. Може бути придатний для вапнування ґрунтів та виробництва цементу. Залягає в заплавах річок серед торфу на глибинах від 0,2 до 10 м у вигляді прошарків потужністю 0,15-0,3, рідко до 2 м.

Керамічна та вогнетривка сировина

Керамічні пегматити

Відомий прояв керамічних пегматитів на південно-східній околиці с. Високий Камінь Коростишівського району [II-1-25]. Розмір поля поширення пегматитів 2,0 x 0,6 – 1,4 км.

Каоліни

Відомий прояв каолінів первинних, що являють собою продукти вивітрювання вивержених та метаморфічних порід [IV-2-71]. Розміщується він за 0,3 км на захід від смт. Корнін. Корнінські каоліни мають потужність 11,6 м та покрівлю 14-15 м. Не розробляються.

Вторинні каоліни поширені у покладах батського та альбського ярусів, бучацької серії та новопетрівської світи. Потужність шарів від 0,3 до 21,0 м. Залежі їх виявлені біля сс. Котлярка, Криве, Шовковиця, Веприк, Дорогінка, Вишня, Волиця. Через велику глибину залягання малоперспективні.

Підземні води

Підземні води на території аркуша, що мають практичне значення і використовуються або можуть використовуватися для централізованого водопостачання чи бальнеологічних цілей, поділяються за величиною сухого залишку і розчинених газів на прісні та радонові.

Прісні води

Приурочені до алювіальних відкладів, бучацького та докембрійського водоносних горизонтів. Води в алювіальних відкладах представлені трьома родовищами: Радомишльським-1 [II-1-122], Коростишівським-1 [II-1-184] та Фастівським-1 [IV-4-305]. Водоносний горизонт (піски заплав та перших і других надзаплавних терас) залягає на глибинах від 2 до 20 м. Води гідрокарбонатні кальцієві та магнієво-кальцієві з мінералізацією 0,3–0,5 г/л; дебіт свердловин 0,1–3 л/сек.

З бучацьким горизонтом пов'язані Бородянське [I-4-3] та Макарівське [II-4-47] родовища. Глибина залягання водоносного горизонту 30–76 м. Води гідрокарбонатні кальцієві, рідше кальцієво-магнієві і кальцієво-натрієві з мінералізацією до 1 г/л; дебіт свердловин 0,8–6,7 л/сек.

Водоносний горизонт, приурочений до тріщинуватої зони в кристалічних породах докембрію, використовують на Радомишльському-2 [I-1-307], Коростишівському-2 [II-1-308] та Фастівському-2 [IV-4-321] родовищах. За хімічним складом води гідрокарбонатні кальцієві та кальцієво-магнієві з мінералізацією до 0,5 г/л; дебіт 0,5–7 л/сек, в деяких свердловинах до 17 л/сек. [71^а; 71^б; 90^а; 90^б].

Радонові води

Прояв радонових вод у районі м. Фастів [IV-4-322] пов'язаний з Андрушівською зоною розломів. Тріщинні води з підвищеним вмістом радону від 37 до 300 еман (місцями до 580–780 еман) виявлені в гранітах фастівського комплексу на глибинах 14–90 м. Води гідрокарбонатні кальцієві; загальна жорсткість 3–5 мг-екв/л; вміст заліза 3,4–5,5 мг/л, місцями підвищений вміст бромю – до 1,06 мг/л, вміст урану не перевищує фонового. Коефіцієнт фільтрації до 50 л/добу, дебіт – до 3–5 л/сек [72].

10. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Враховуючи всі геологічні та металогенічні дані, територію можна вважати досить перспективною на виявлення рудопояв і родовищ цілого ряду корисних копалин, включаючи горючі (буре вугілля і торф), широкий спектр металів (золото, платиноїди, титан, хром і нікель, рідкісні і кольорові метали) та різноманітних неметалічних копалин (алмази, флюорит, будівельне і декоративно-облицювальне каміння, цегляно-черепична, керамічна і скловарна сировина). За рівнем вивченості і обґрунтованості перспектив вирізняються три групи перспективних площ:

1. Перспективність яких зумовлюється загальними ознаками геологічної будови та мінералогічною спеціалізацією геологічних формацій (зони тектонічних розломів та вузли їх перетину, габро-анортозитовий масив, масиви порід букинського і фастівського комплексів, а також бистрівських гранітів, пегматитові поля і зони розвитку метасоматитів, площі розвитку формацій кумінгтоніт-роговообманкових амфіболітів, графітових гнейсів, кальцитових і доломітових мармурів, збагачених органічною речовиною горизонтів у складі юрських та бучацьких відкладів, площі розвитку четвертинних торфовищ у долині р. Здвиж та ін.).
2. Локальніші площі, перспективність яких підтверджується прямими чи опосередкованими ознаками того чи іншого зруденіння або прояву нерудних корисних копалин (ділянки розвитку рудоносних скарнів та інших метасоматитів, рідкіснометалевих гранітів і пегматитів, перспективні геохімічні аномалії, ділянки розвитку порід, що містять чи асоціюють з певними мінеральними утвореннями, які можуть бути продуктивною сировиною).
3. Площі, в межах яких уже виявлено рудопояви і їх можна вважати перспективними для постановки пошукових чи геологорозвідувальних робіт.

На мал. 10.1 наведено схему прогнозних площ, що рекомендуються для постановки пошукових робіт.

Далі розглянемо перспективи району на окремі види корисних копалин.

Горючі корисні копалини Буре вугілля

Поклади бурого вугілля приурочені до середньооценових відкладів бучацької серії та батського ярусу середньої юри. Практичне значення і певні перспективи мають лише перші, що утворюють досить потужні пласти (від 0,5 до 7 м) та залягають на порівняно невеликих глибинах (2,7–37,2 м). Ці пласти приурочені до невеликих ерозійних западин, найбільші з яких розташовані в районі Коростишева, Андрушівки, Червоноборки, Соболівки, Липок. Перша з них вже відпрацьована, друга перебуває в стадії розробки і залишилися ще не розвіданими буровугільні поклади в межах Кіловсько-Королівської, Раковицької та Осовецько-Озерянської депресій.

Торф

Шари торфу потужністю до 3 м поширені серед озерно-болотних відкладів у заплавах рр. Здвиж, Унава, Тетерів та їх приток. Тут зосереджені величезні запаси цієї сировини, що можна використовувати не тільки для опалення, але як і високоякісне добриво, а ще краще – як складову комплексних добрив із використанням як органічних так і мінеральних компонентів.

Кольорові метали

З кольорових металів є певні перспективи виявити на території аркуша родовища молібдену – у зв'язку з гранітами фастівського комплексу; титану, пов'язаного з основними породами коростенського комплексу, та нікелю – у зв'язку з базит-гіпербазитовими інтрузіями юровського комплексу.

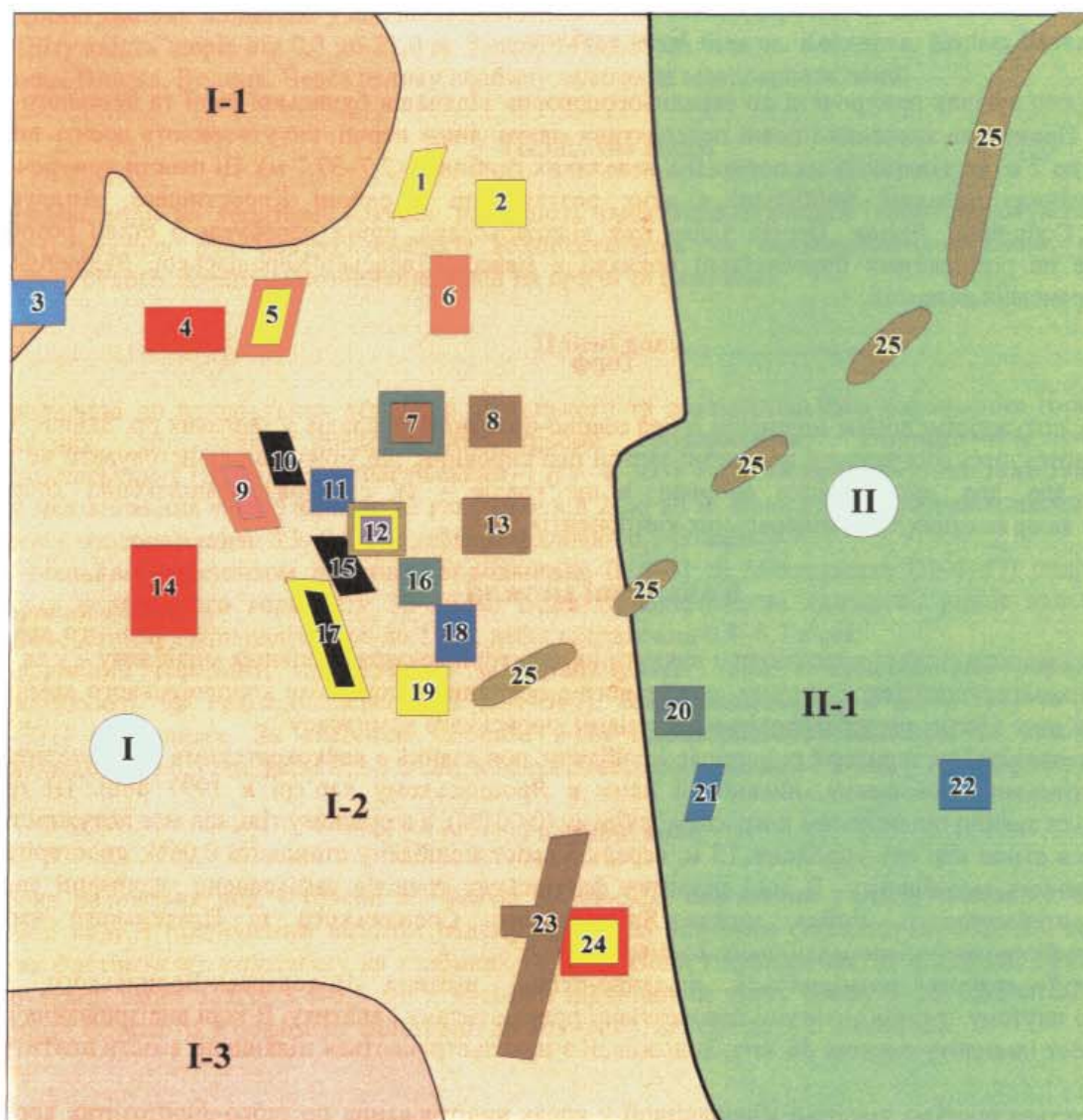
Найперспективніший на території рудопрояв молібдену, пов'язаний з лейкократовими дрібнозернистими гранітами фастівського комплексу, виявлений нами в Ярошівському кар'єрі в 1997 році. Ці граніти характеризуються значно підвищеним кларком молібдену (0,001%), а в рудному тілі, що має потужність до 2 м і простежене в стінці кар'єру упродовж 15 м, середній вміст молібдену становить 0,06%; спостерігається видима вкрапленість молібденіту. В зоні розвитку фастівських гранітів зафіксовано геохімічні аномалії молібдену, а в басейні р. Ірпінь, нижче Ярошівського, Соснівського та Плесецького кар'єрів, спостерігаються біогеохімічні аномалії цього елемента.

На території аркуша розміщується південно-східна частина Володарськ-Волинського габро-анортозитового плутону, з яким пов'язані перспективні прояви титану і апатиту. В корі вивітрювання габро-анортозитів вміст ільменіту досягає 58 кг/т. В асоціації з ним зустрічаються підвищені вмісти апатиту – до 28 кг/т.

Титан фіксується шістьма точками мінералізації у корах вивітрювання по габро-анортозитах коростенського комплексу (східна околиця с. Кайтанівка, за 3,5 км на захід від с. Таборище та за 3,5 км на схід від с. Білка) і в корі вивітрювання амфіболіту та габро-діабазу (на північ від с. Кайтанівка, біля с. Липки та на південний схід від с. Триліси). Мінеральний тип апатит-ільменітовий. Вміст ільменіту від 10,9 до 58,7, апатиту – 10,9–28,24 кг/т. Не виключається наявність корінної апатит-ільменітової мінералізації у зв'язку з габро-анортозитовою інтрузією коростенського комплексу. Поки що наявні прояви титанової мінералізації не мають практичного значення (малі потужності, низький вміст титану, велика товща розкриву).

Відомо ще 37 точок мінералізації в екзогенних розсипах, розкритих поодинокими картувальними свердловинами серед пісків неогену та батського ярусу біля сс. Бражинець, Ходорків, Соболівка, Королівка-Машеріно, Скочище, Вілень, Бакалівщина, Скочище. В деяких з них крім ільменіту є розсипний циркон.

Нікель представлений однією точкою мінералізації остаточного генезису в корі вивітрювання біля с. Привороття. Максимальний вміст 0,125% [27]. Перспективними на нікель є базит-ультрабазитові інтрузії букинського комплексу, породи якого на площах, що лежать далі на захід у Північно-Західному районі, містять перспективні рудопрояви цього елемента та елементів платинової групи [27]. Вміст нікелю в ультрабазитах юровського комплексу становить 0,15%, хрому – 0,2%, кобальту – 0,015%. Підвищені вмісти нікелю, хрому, кобальту і міді виявлені також в кумінгтонітових і актинолітових амфіболітах в західному обрамленні Кочерівської структури; тут же в зоні Віленського розлому зафіксовано кілька геохімічних аномалій цих елементів.



0 5 10 15 20 25 км



Мал. 10.1. Схема прогнозних площ. Масштаб 1:500 000.

Схема металогенічного районування - див. на мал. 9.1

1 - золото, срібло; 2 - рідкісні метали; 3 - титан; 4 - вольфрам; 5 - молібден;
6 - нікель, кобальт, мідь; 7 - флюорит; 8 - мармур; 9 - граніт; 10 - керамічні
пегматити, мусковіт; 11 - буре вугілля; 12 - торф; 13 - графіт; 14 - межі металогенічних субпровінцій (а) і структурно-металогенічних зон (б).

Відомо шість точок мінералізації міді в зонах Віленського, Кочерівського та Єлизаветинського розломів. Пов'язані вони з кварц-сульфідними жилами в біотит-графітових гнейсах городської світи, польовошпатовими метасоматитами, грейзенізованими гранітами Бистріївського масиву (сс. Папірня, Глиниця, Гута Забілоцька, Єлизаветівка). Мають гідротермальний генезис. Перспективність цих проявів не ясна. У районі с. Негребівка в екзоконтакті Кочерівського гранітного масиву розміщується зона потенційно рудоносних гранатових скарнів, що потребує довивчення. Біля с. Привороття зафіксовано підвищений вміст міді в корах вивітрювання карбонатних порід (0,1–0,2%); мінеральна форма – халькопірит, вміст якого досягає 300 г/т. Фіксуються попутні рідкісні та розсіяні елементи. Гідротермальні прояви мідної мінералізації пов'язані з зонами розвитку метасоматитів у межах глибинних розломів.

Відома одна точка мінералізації свинцю біля с. Великі Гуляки в зоні локального розлому північно-західного простягання, де галеніт пов'язаний з сильно зміненими вторинними процесами амфіболітами та гранітами. Зона змінених порід за простяганням досягає 1500 м, глибина її 200 м, ширина 250–300 м. Вміст галеніту у протолочках до 100 г/т. Проявлення галеніту фіксуються також в районі сс. Турбовка і Кошляки та м. Фастів.

Відома тільки одна точка мінералізації цинку в скарнованих кальцитових мармурах і біотитових гнейсах (за 3 км на схід від м. Коростишів). Вміст Zn 0,5%. Мінеральна форма представлена сфалеритом.

Рідкісні метали

На території аркуша відомо цілий ряд рудопоявів та точок мінералізації танталу і ніобію, берилію, олова та вольфраму, а також поодинокі прояви вісмуту, ітрію, літію, рубідію і цезію, пов'язаних з пегматитами, польовошпатовими метасоматитами, зонами скарнування і грейзенізації, які переважно тяжіють до субмеридіональних зон Віленського, Кочерівського і Брусилівського розломів, а також до зони Центрального розлому північно-західного простягання. Переважна частина пегматитових жил розміщується або в зонах ендоконтактів гранітних масивів житомирського комплексу, або ж в гнейсах та кристалосланцях городської і кочерівської світи в екзоконтактах гранітних масивів бистріївського типу. Основна маса рідкіснометальних пегматитів з тантал-ніобієвою та берилієвою мінералізацією розміщується в межах чотирьох полів, які рекомендуються для постановки детальних пошукових робіт: Городського, Папірнянського, Товстовського та Кочерівського, що збігаються з однойменними гранітними масивами. Не викликає сумніву генетичний зв'язок рідкіснометальних пегматитів – саме з цими гранітами. До факторів, що сприяли локалізації рідкісних металів у пегматитах і самих пегматитів і свідчать про значну перспективність цих геологічних об'єктів, належать: 1) рідкіснометальна геохімічна спеціалізація гранітів бистріївського типу; 2) наявність великої кількості гранітних жил і малих штокоподібних інтрузій, що маркують найбільш ослаблені тектонічні зони; 3) інтенсивно проявлена розривна і плікативна тектоніка (розломи і зони їх перетину, флексури, дугоподібні перегини і тощо); 4) присутність серед вмшуючих порід високоглиноземистих гнейсів, карбонатних утворень та амфіболітів, що були геохімічними бар'єрами; 5) присутність у пегматитах альбіту і кварц-мусковітової асоціації, низьке відношення в них K/Rb; 6) наявність великої кількості геохімічних аномалій.

Разом з тим, потрібно зазначити і деякі негативні фактори, які знижують перспективи виявлення в пегматитах значних за масштабами родовищ: 1) низький ступінь диференційованості пегматитів і відсутність серед них полого залягаючих жил; 2) невелика потужність рудоносних жил; 3) відсутність в них сподумену та бідний набір тантал-ніобієвих мінералів; 4) постійна присутність у пегматитах біотиту та мікрокліну, що є певними антагоністами для сподумену; 5) відсутність серед вмшуючих порід таких високбаричних утворень як андалузитові чи ставролітові сланці.

Значна кількість рудопоявів берилію, а також олова і вольфраму пов'язані із скарнами та кварц-польовошпатовими метасоматитами. За рудною спеціалізацією тут вирізняються рідкіснометально-флюоритові, молібденіт-вольфрамові, поліметалічні та оловоносні скарни. Перші найбільш поширені в екзоконтактах Кочерівського і Забілочівського масивів, в межах південного замикання Забілочівської брахиантклінальної складки (Кочерівсько-Забілочівська перспективна площа). Вміст флюориту на окремих ділянках досягає 35–56%, а берилію – 0,5%; дещо підвищений вміст вольфраму, олова, місцями цинку і марганцю. В межах перспективної ділянки 1 x 0,2 км прогностичні запаси флюориту при потужності рудоносного пласта 4,5 м становлять 147 тис.т. Молібден-вольфрамоносні діопсидові скарни розвинені в зоні екзоконтакту та покрівлі Забілочівського гранітного масиву. Потужність окремих тіл рудоносних скарнів 0,5–5 м, протяжність Поташнянсько-Забілочівської зони до 10 км при ширині 0,75–1,5 км. Основні рудні мінерали: шееліт, сфалерит, галеніт, рідше зустрічаються халькопірит і молібденіт. В межах цієї перспективної площі виявлено 35 геохімічних аномалій вольфраму із вмістом його 0,001–0,1%. У багатьох пробах виявлений шееліт – від знаків до 525 г/т. У вапнякових скарнах з діопсидом, гранатом та везувіаном, що залягають серед карбонатних порід кочерівської світи в околицях с. Козіївка, виявлено аномалії срібла, вісмуту, цинку, міді, титану та молібдену, а в протолочках зафіксовано знаки халькопіриту, молібденіту та шееліту. Оловоносні гранат-діопсидові магнетитвмшуючі скарни виявлено за геохімічними аномаліями в

західній частині Кочерівської структури в межах смуги завширшки кілька кілометрів, що простежується на 20 км вздовж зони Віленського розлому. Олово асоціює з молібденітом, міддю, сріблом, вольфрамом та цинком. Тут добре проявлені апоскарнові процеси окварцювання, мікроклінізації та епідотизації. Спостерігається латеральна геохімічна зональність: поблизу гранітних масивів фіксуються аномалії молібдену та олова, на віддаленні від них в карбонатних породах – аномалії берилію, вольфраму та вісмуту [46].

В апікальних частинах Бистрійського, Городського, Кочерівського, Забілочівського і Раєвського гранітних масивів досить інтенсивно проявлені процеси грейзенізації з аномаліями танталу та ніобію і знахідками танталіту-колумбіту. В грейзенах та грейзенізованих породах виявлено Браженецький рудопрояв танталу та ніобію.

Закартовано 18 точок мінералізації берилію, більшість з яких, як і максимальний вміст Be (0,05%), спостерігаються в танталонесних пегматитах, шість – у шеелітоносних скарнах. Тільки у трьох точках (відслонення біля сс. Бистрійка, Городське, Раєвка) знайдені кристали берилу. Геохімічними роботами А. Н. Тарасова виявлені 3 групові аномалії: 1) – в зоні Віленського розлому від Папірнянського поля рідкіснометалічних пегматитів 10 км на північ до Глухівського широтного розлому; 2) – на перетині Центрального та Кочерівського розломів з системами північно-східних розломів; 3) – в зоні Радомишльського розлому. Закономірності поширення берилієвого зруденіння такі самі, як і тантал-ніобієвого.

Вольфрам представлений 7 точками мінералізації в скарнах і скарнованих сланцево-карбонатних утвореннях кочерівської світи вздовж Кочерівського розлому, які розміщуються протягом 25 км від Коростишівського розлому на півдні до с. Білка на півночі. Максимальний вміст W (0,1% на 2,3 м потужності) спостерігається в діопсидових скарнах по св. 272 (район с. Поташня). У трьох точках в протолочках фіксується шееліт (максимально до 376 г/т). Прояви W пов'язані з скарново-рідкіснометалічною та скарново-рідкіснометалічно-флюоритовою формаціями, скарновим, пегматитовим, берил-флюорит-шеелітовим, шеслітовим та молібден-шеелітовим мінеральними типами зруденіння [16, 46].

Олово відоме в 4 точках в танталонесних пегматитах, скарнових та польовошпатових метасоматитах з накладеною грейзенізацією. Максимальний вміст Sn (0,03%) спостерігається в гранатових скарнах біля с. Скригалівка в південно-східній частині площі. Мінералого-петрографічними дослідженнями у межах Папірнянського пегматитового поля встановлено каситеритову мінералізацію. Максимальна кількість каситериту 760 г/т (св. 2832, інт. 14,5–15,5 м) та 100 г/т (св. 2307, інт. 15,5–16,5 м). Sn асоціює з Pb, Sb, Cu. Проявлення Sn пов'язані з скарнами та рідкіснометалічними пегматитами і перспективність його пов'язана з площею поширення цих порід [46].

Вісмут представлений однією точкою мінералізації в альбітізованих пегматитах (0,02% на 0,2 м потужності) в зоні Желобоцького розлому північно-східного простягання.

Відомі дві точки мінералізації ітрію (с. Кримок і с. Забілоччя), пов'язані з інтенсивними процесами мікроклінізації та скарнування. Рідкісноземельні елементи представлені 29 низькоконтрастними аномаліями, в розташуванні яких на площі не виявляється певної закономірності, що дає підстави розглядати їх як природні аномалії.

Певний інтерес може становити монацит, виявлений в алювіальних відкладах четвертинного віку в межах розвитку гранітів бердичівського комплексу (південно-західна частина аркуша) біля сс. Волиця та Любимівка.

Відомо 4 точки мінералізації літію, рубідію і цезію у мусковіт-мікроклінових пегматитах в межах Папірнянського (св. 2138, 2201, 2307), Городського (св. 2028) та Кочерівського (св. 258) полів. Вміст Li – 0,109–0,278%, Rb – 0,122–0,499%, Cs – 0,014–0,035%. Відома також точка мінералізації Rb у метасоматично змінених гранітах 0,5 км від східної околиці с. Березівка (св.23). Вміст Rb від 0,0308 до 0,0535%.

Відомо 4 точки мінералізації германію інфільтраційно-осадового генезису у вугленосних алевритоглинистих відкладах батського ярусу біля сс. Ходорків, Ходори, Заболоть, Борщев. Виявлено поодинокими свердловинами. Потужність пластів від 20 см до 6,2 м, вміст Ge від 1 до 10 г/т.

Відомо три точки мінералізації кобальту з вмістом не більше 0,05% в корах вивітрювання ультрабазитів і кристалосланців в зонах Кочерівського і Віленського розломів (біля сс. Соболівка, Браженець, Водотіїв). Мінералізація кобальту і нікелю найвірогідніше пов'язана з базит-ультрабазитовими інтрузіями юровського та букинського комплексів, які локалізувалися в зонах глибинних розломів.

Благородні метали

Відомо 5 точок мінералізації золота, розташованих в межах Віленської та Кочерівської зон розломів субмеридіонального простягання, де широко проявлені процеси мікроклінізації, альбітизації, скарнування та грейзенізації. Підвищені вмісти золота (до 0,07 г/т) характерні для пачки силіманіт-біотитових гнейсів у складі городської світи тетерівської серії, яка простежена вздовж зони Віленського розлому протягом 50 км і до 0,1–0,3 та 0,15 г/т в скарнованих та мікроклінізованих біотит-амфіболових кристалосланцях західного

екзоконтакту Білковського масиву гранітів; у біотитовому, епідотизованому і хлоритизованому гнейсі в зоні скарнування на контакті з Чуднівським масивом. Разом з Au в скарновому та пегматитовому генетичних типах зруденіння спостерігаються підвищені вмісти Ag, Bi, Cu, Zn, Mo. Золотоспектральним аналізом встановлено, що вміст Au в піритах скарнованих габроїдів букинського комплексу дорівнює 0,5 г/т. Крім того, в районі с. Криве Корнінського району в базальному прошарку бучакських відкладів уламки кварцу з сульфідною мінералізацією містять 0,24 г/т Au при потужності пласта 1,1 м (св. 9350). Є певні перспективи на виявлення в межах аркуша мінералізації елементів групи платини разом з нікелем в базит-ультрабазитових інтрузіях юровського і букинського комплексів і в коматїтоподібних породах (актинолітові амфіболіти) в зоні Віленського розлому. Але значно більші перспективи виявлення тут золотого зруденіння. Передумовами для цього є: 1) Наявність потужних довгоіснуючих тектонічних зон (Віленська, Кочерівська, Брусилівська, Центральна, Андрушівська, Коростишівська, Житомирська та ін.) з інтенсивно проявленими в їх межах метасоматичними процесами окварцювання, грейзенізації, мікроклінізації, аргілізації, скарнування та гідротермальної графітизації. 2) Значне поширення формації графітових гнейсів, збагачених сульфідами (пірит, піротин, халькопірит, сфалерит, галеніт, арсенопірит), карбонатних порід і скарноїдів, а також основних порід (амфіболіти, амфіболіві гнейси і кристалосланці), які були геохімічними бар'єрами при розгрізці гідротермальних золотоносних розчинів та флюїдів. 3) Велика кількість виявлених на території геохімічних аномалій золота. 4) Непоодинокі знахідки золота при виконанні на цій площі щільового опробування. За результатами золотоспектрохімічних аналізів (2500 проб), виконаних А. М. Тарасовим [115] та його попередниками [72; 87; 93; 130], тут виявлено 102 геохімічні аномалії золота, які групуються на 6 перспективних площах: Папірнянській, Чудинській, Білковській, Красилівській, Водотіївській та Корнінській.

Папірнянська площа, що видовжена на 9 км вздовж зони Віленського розлому, характеризується інтенсивно проявленими процесами мікроклінізації, скарнування, грейзенізації та локальної гідротермальної графітизації. Вміст золота від 10 до 78 мг/т виявлено в скарнованих кальцифірах, альбітитах, окварцованих та сульфідизованих гнейсах і кристалосланцях, в пегматитах біля с. Лугівка – 1,25 г/т. Золото супроводжується аномальними вмістами елементів-супутників: міді, цинку, вісмуту та срібла.

Чудинська площа служить північно-східним продовженням Папірнянської і розміщена в межах південно-східного екзоконтакту Коростенського плутону (вузол перетину Віленського і Кочерівського розломів з широтною тектонічною зоною). Золотоносними тут є гнейси, кристалосланці та кальцифіри тетерівської серії, що зазнали мікроклінізації та скарнування; вміст золота – 6–70 мг/т.

Білковська (Товстовська) площа контролюється зонами Кочерівського, Брусилівського і Раєвського розломів, а також Товстовським, Білковським і Раєвським гранітними масивами. Вміст золота в змінених та збагачених сульфідами основних породах досягає 100 мг/т. Тут теж дуже інтенсивно проявлені процеси окварцювання, мікроклінізації та скарнування з супутньою сульфідною мінералізацією.

Красилівська площа збігається з вузлом перетину Кочерівського, Центрального, Комаровського і Жолобковського розломів і представлена сильно зміненими породами кочерівської світи (мікроклінізація, грейзенізація, скарнування, аргілізація, кварц-сульфідна мінералізація); супроводжується аномаліями вісмуту, міді та срібла.

Водотіївська площа с збігається з зоною Кочерівського та безіменного північно-східного розлому з інтенсивно проявленими процесами мікроклінізації, скарнування та грейзенізації. Максимальний вміст золота (до 60 мг/т) встановлений тут в амфіболітах та аргілізованих мармурах.

Корнінська площа розміщується на захід від м. Корнін у складному вузлі перетину Брусилівського та Андрушівського розломів, в зоні ендоконтакту Корнінського гранітоїдного масиву. Вміщуючими породами тут є амфіболіти, гнейси та кристалосланці тетерівської серії, що зазнали впливу процесів мікроклінізації, скарнування, грейзенізації та гідротермальної графітизації. Підвищений вміст золота (до 240 мг/т) виявлено також у кварці з сульфідами із базального горизонту відкладів бучацької серії.

Під час виконання бурових пошукових робіт партією № 49 ДГП „Кіровгеологія” на Водотіївській площі ст. н. с. В. О. Сьомкою та н. с. С. М. Бондаренком в кварцовому прожилку серед амфіболових гнейсів кочерівської світи була виявлена золота мінералізація, представлена самородним золотом, електрумом і золотистим сріблом в асоціації з піритом, халькопіритом, борнітом, халькозином, самородним сріблом, геситом, вейситом, мелонітом і фробергітом. Далі на південь від території аркуша біля с. Сидори (5 км на південь від рамки аркуша) під час проведення ГТК-50 Правобережною експедицією була виявлена багата золота мінералізація в корі вивітрювання кристалічних порід, приуроченій до зони Центрального розлому. Все це підтверджує значні перспективи площі на золоте зруденіння.

Неметалічні корисні копалини

Серед найпоширеніших і поки що найважливіших на площі аркуша неметалічних корисних копалин слід зазначити будівельний та декоративно-облицювальний камінь. До останнього належать габро і анортозити коростенського комплексу і перспективними слід вважати всі площі їх розвитку, особливо в місцях

неглибокого залягання та за межами придатних для сільськогосподарського виробництва орних земель. Запаси цієї сировини тут величезні, хоча їх видобуток може бути дещо утруднений через можливість затоплювання кар'єрів ґрунтовими водами. Кар'єри з видобутку будівельного щебеню можуть закладатися майже на всіх гранітних масивах.

Потужні пегматитові жили, перспективні на рідкіснометальне зруденіння, одночасно можуть використовуватися комплексно як керамічна (польовий шпат) та скловарна (кварц) сировина. Найбільші пегматитові поля охарактеризовані вище.

Район дуже перспективний на графітові руди, приурочені до пластів графітових гнейсів і сланців городської світи, які залягають поблизу її контакту з кочерівською світою і простежуються у вигляді маркуючого горизонту протягом більше 40 км вздовж західного борту Кочерівської структури. Потужність пластів від 4 до 45 м, вміст графіту в них змінюється від 1–2 до 20–35%. Найбільш благоприємними ділянками для пошуків графіту є Красилівська (прогнозні ресурси 32 млн т) та Рудня-Городецька; досить перспективна Браженецька ділянка.

В межах аркуша відомо 2 точки мінералізації апатиту: 1) за 2,2 км на захід від с. Нові Озеряни у корі вивітрювання кальцифірів з вмістом P_2O_5 від 0,49 до 3%, потужність 24,5 м з локальним характером мінералізації; покрівля 78,5 м; неперспективний; 2) біля с. Товсте в габроїдах букинського комплексу; масив площею 0,4 км²; формація титанова, тип апатит-магнетит-ільменітовий. Вміст P_2O_5 – 2,3%, потужність 2,5 м, покрівля 20,5 м. Перспективність обмежена.

Фосфоритова галька осадово-діагенетичного генезису виявлена у глауконітових пісках бучацької серії в 2 км на південний схід від с. Наливайлівка (св. 6581, гл. 67 м). Потужність пласта 1,8 м, вміст фосфоритів класу більше 3 мм становить 520 кг/м³.

Відомо 5 знахідок алмазів переважно в корах вивітрювання порід кочерівської світи. Ходорковська точка (1 км на північ від західної околиці с. Ходорки); в св. 11 (гл. 47–51 м) та 11-а (гл. 43–51 м) в корі вивітрювання біотит-графітового гнейсу знайдені два жовтувато-зелені кристали алмазу розміром до 0,13 мм. В точці Водотіївська-I (1 км на захід від с. Водотіїв) св. 358 (гл. 42,0–240,0 м) розкрита кора вивітрювання гранітів бистрівського типу з пегматитами, гнейсів та кристалосланців біотит-амфіболових, діопсид-амфіболових з кальцитом та кальцифірів. В пробі знайдено 9 уламків алмазу та мінерал-супутник – хромпікотит. В точці Водотіївська-II (св. 354, гл. 117 – 201 м, на захід від Водотіївської-I) в мілоніті, брекчіюваній та катаклазованій корі вивітрювання гранітоїдних та карбонатних порід знайдено 7 безбарвних зерен алмазу (від 0,12 до 0,375 мм) пластинчатого та ізометричного габітусу. В пробі присутні знаки хромшпінеліду, рубіну, сапфіру, розової та зеленої шпінелі, муасоніту, графіту. Карабачинська точка (3 км на захід від с. Карабачин), св. 399, гл. 40,6–241,7 м) – у корі вивітрювання гнейсів, гранітів та карбонатних порід знайдені уламки кристалів жовтого кольору, прозорих, розміром 0,1–0,2 мм разом з муасонітом, шпінеллю, сапфіром, графітом та стеклографітом. В Пилипонківській точці (св. 731, біля с. Пилопонки) вміщуюча порода – яскраво-зелена, місцями катаклазована кора вивітрювання графітізованого амфіболіту з підвищеним вмістом Cr (0,05%), Ni (0,01%), Ti (до 1%). Алмаз зелений, октаедричної форми (0,25 x 0,20 мм) разом з ільменітом, гранатом, шпінеллю, корундом, мінералами групи дістена. В трьох останніх точках буріння проводилось твердосплавними коронками. Знахідки алмазів локалізуються у прибортових частинах Кочерівської структури. Зв'язку з кімберлітами чи лампроїтами не виявлено і їх можна розглядати як метаморфізовані древні розсипи, приурочені до контактів геологічних формацій різного віку (тетерівська і росинсько-тікицька серії; городська і кочерівська – з більш древньою василівською світою).

Кристал лонсделейтвміщуючого алмазу знайдено біля с. Мар'янівка в пісках новопетрівської світи. Алмаз блідо-жовтого кольору, має форму добре огранованого октаедра, розмір 0,15 x 0,175 мм. Супутники (піроп, хромшпінеліди) не знайдені.

11. ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

Спеціальні екологічні дослідження на території аркуша не проводилися. Характеристика еколого-геологічної обстановки наводиться переважно за даними відповідних служб та районних адміністрацій 5 районів Житомирської та 3 районів Київської областей, а також Міністерства з надзвичайних ситуацій та Міністерства екології і природних ресурсів України.

Уся територія (5276 км²) за природними та природно-техногенними комплексами ландшафтів розподіляється таким чином (км²): орні землі – 2743 (51%), ліси – 995 (19%), заболочені площі – 420 (8%), забудови міські та селищні – 90 (1,7%), забудови сільські (з присадибними ділянками) – 600 (11,4%), ставки та русла водостоків – 20 (0,4%), долини річок і балок – 220 (4,1%), автомагістралі і шосейні дороги – 60 (1,1%), ґрунтові дороги – 100 (2%), залізниці – 22 (0,4%), кар'єри діючі та відпрацьовані – 25 (0,5%),

високовольтні лінії електропередач і нафтогазопроводи – 6 (0,1%) (мал. 11.1).

Загалом екологічну ситуацію на території аркуша можна оцінити як задовільну та умовно задовільну для проживання людей. Погіршують її збільшення кількості несанкціонованих сміттєзвалищ, неочищених господарсько-побутових та промислових стоків, відсутність на багатьох об'єктах зливної каналізації, систем зворотнього використання води, пило- та газоочисного устаткування, зростання кількості транспортних засобів, переважна більшість яких не обладнана фільтрами для очистки відпрацьованих газів та пристроями для забезпечення повного згорання палива, наслідками аварії на Чорнобильській АЕС та ін. Разом з тим за останні роки відзначається деяке поліпшення якості води в річках Тетерів та Здвиж.

Розглянемо дещо детальніше екологічний стан ґрунтів, водних ресурсів атмосферного повітря та радіаційну ситуацію.

Ґрунти території аркуша характеризуються надзвичайною неоднорідністю, строкатістю при домінуванні дерново-підзолистих, сформованих на пухких водно-льодовикових відкладах з переважанням перезволожених, глейових ґрунтів. Дерново-підзолисті ґрунти займають до 50%, опідзолені – до 10%, чорноземи малогумусні – до 20%, лужні та лужно-чорноземні – до 20%; дуже незначним розвитком користуються опідзолені чорноземи; виходи корінних порід не перевищують 1–1,5%. Частина заболочених ґрунтів становить 10–15%, а перезволожених – 5–10%, площа еродованих ґрунтів не перевищує 3%. За гранулометричним складом ґрунти переважно супіщані і легкосуглинкові (до 70%) при наявності середньосуглинкових (до 20%) і піщаних (до 10%) і незначній кількості важкосуглинкових та кам'янистих. За хімічними характеристиками ґрунти переважно кислі (до 60%), при наявності слабокислих, близьких до нейтральних (до 30%), а також середньокислих (5%) і сильнокислих (5%). Природна родючість ґрунтів середня, а в південній частині території висока; вони достатньо забезпечені гумусом, рухомими формами фосфору та обмінного калію. Але за останні роки внаслідок незбалансованого застосування мінеральних та недостатнього внесення органічних добрив і дії ерозійних процесів помітна тенденція до зменшення в ґрунтах вмісту гумусу і складається реальна загроза втрати родючості ґрунтів. Значна північно-західна частина території, де переважають ґрунти піщаного і супіщаного складу, перебуває під активним впливом вітрової ерозії. Основним чинником водноерозійних процесів є надмірна розораність угідь (72–90%) при відсутності ґрунтозахисних технологій та прямокутне розміщення границь полів, лісосмуг і доріг без врахування рельєфу.

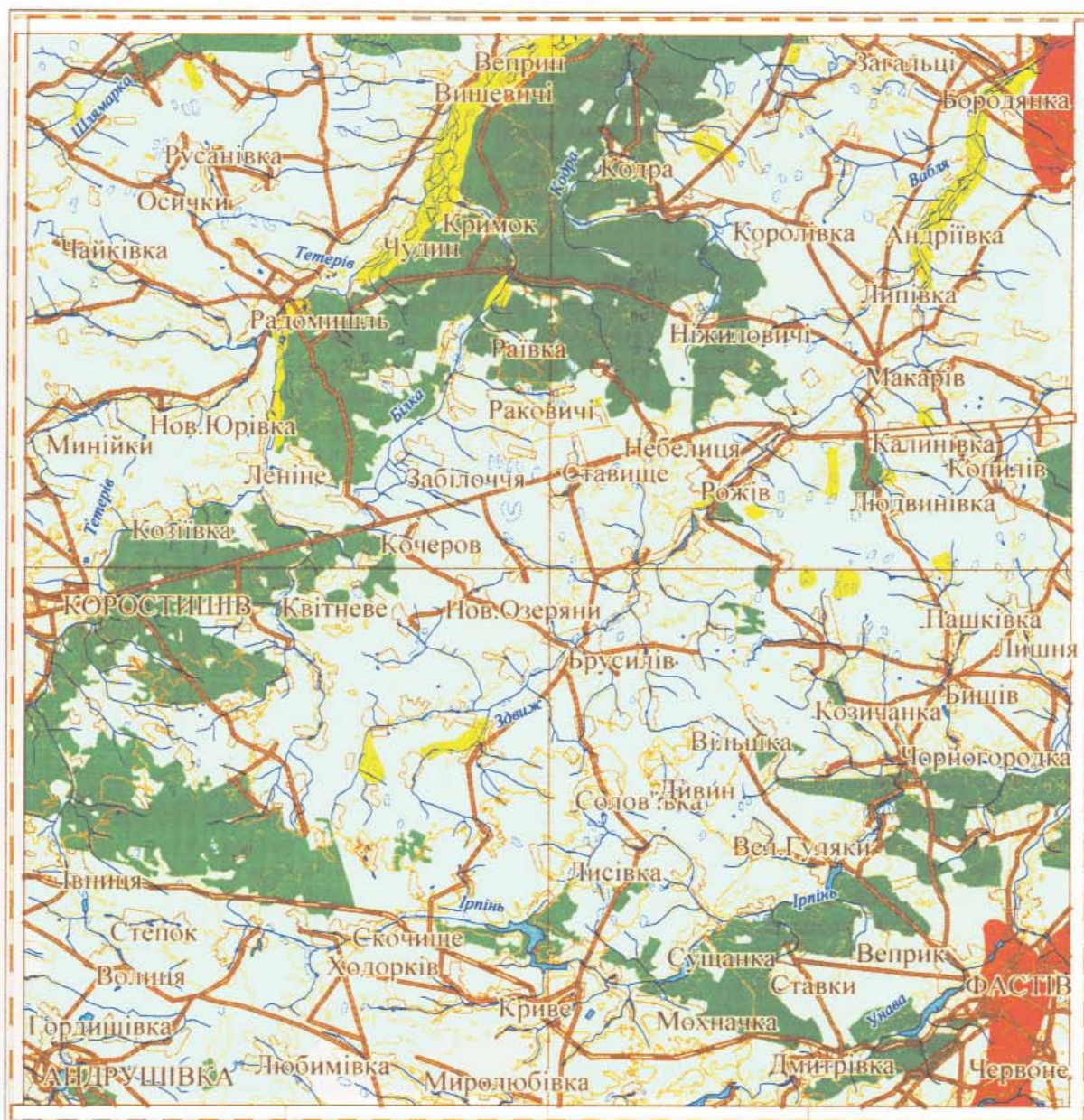
Аналіз ґрунтів на вміст шкідливих компонентів (сірка, хлориди, нітрати, мідь, свинець та ін.) свідчить про їх задовільний стан. Лише в одному місці на території Коростишівського району зафіксовано незначне перевищення ГДК з вмісту міді, сірки і нітратів.

За останні 10 років значно зменшилося застосування пестицидів (до 0,7 кг на 1 га), міндобрив (до 25 кг на 1 га), внесення органічних добрив (у 2 рази), вапнування ґрунтів (у 8 разів). Проте санітарно-технічний стан значної кількості отрутоховищ незадовільний, порушуються природоохоронні вимоги при зберіганні, транспортуванні та використанні отрутохімікатів, не вирішується питання їх утилізації після завершення терміну зберігання.

Водні ресурси. Спеціальними службами екобезпеки систематично здійснюється визначення вмісту в річкових та підземних водах, що експлуатуються, розчинного кисню, ХСК, БСК, нітритів і нітратів, хлоридів, сульфатів, фосфатів, кальцію, магнію, заліза, міді, цинку, хрому, нікелю, завислих речовин, СПАР, нафтопродуктів та жорсткості і рН. Визначається індекс забрудненості води (ІЗВ), що дорівнює відношенню фактичної забрудненості до ГДК (для незабрудненої води $ІЗВ \leq 1$).

В р.Тетерів якість води задовільна ($ІЗВ = 0,78–0,90$); вміст нітритів $7,6–0,09$ мг/дм³, БСК – $13,7–11,2$ мг/дм³, завислих речовин – $20,4$ мг/дм³. В р.Ірпінь загалом якість води задовільна ($ІЗВ = 0,80–0,96$), хоча останні роки значно збільшився вміст фенолів і нафтопродуктів (9 ГДК). В р. Унава в околицях м.Фастів $ІЗВ = 0,57–0,91$; за останні роки при загальному зменшенні ІЗВ збільшився вміст у воді фенолів та нафтопродуктів (до 5–10 ГДК). В річці Здвиж якість води задовільна ($ІЗВ = 0,67–0,78$).

Атмосферне повітря. За останні 10 років зафіксовано сталу тенденцію до зменшення обсягів викидів забруднюючих речовин в атмосферу від стаціонарних промислових джерел (що зумовлено зниженням виробництва) та деяке збільшення викидів від автотранспорту. Аналіз вмісту основних забруднювачів повітря (пил, сірчистий ангідрид, окис вуглецю, діоксид азоту) показує, що середньорічні їх концентрації не перевищують ГДК. Загалом по території середньорічна забрудненість повітря пилом та сірчистим ангідридом не перевищує 0,5 ГДК, оксидом вуглецю 0,7 ГДК, а діоксидом азоту – 1,6 ГДК. Найбільша кількість викидів в атмосферу від стаціонарних промислових об'єктів та автотранспорту (тис. т) становить відповідно: по Фастівському району 1,254 та 2,365; по Коростишівському району – 0,869 та 2,046; по Радомишльському району – 0,209 та 1,154.



1: 500 000



Мал. 11.1. Схема природних та природно-техногенних ландшафтних комплексів.

1 - орні землі; 2 - ліси; 3 - заболочені долини рік; 4 - забудови міські, селищні та сільські (з присадибними ділянками); 5 - русла водотоків; 6 - автомагістралі і шосейні дороги; 7 - залізниці; 8 - аномалії цезію - 137 (1-5 Ки/км²).

Радіаційна обстановка. Територія майже не зазнала забруднення радіонуклідами під час аварії на Чорнобильській АЕС. Відстань від північної рамки аркуша до 30-кілометрової зони – 51 км; до сильно забруднених радіонуклідами ділянок в районі населених пунктів Поліське, Народичі, Базар – 40–60 км. Безпосередньо на території аркуша зафіксовані дві невеликі аномалії цезію-137 на рівні 1–5 Ки/км² (мал. 11–1): на крайньому ПнС (сmt. Бородянка с. Пилиповичі, Плахтянка, Мар'янівка) і на ПдС (м. Фастів, сс. Офірня, Мала Снітинка, Бортники і Червоне). Аномалії радіоактивного стронцію відсутні [105].

ВИСНОВКИ

Комплект геологічних карт території аркуша М–35–XVIII (Фастів) включає: 1) Геологічну карту і карту корисних копалин дочетвертинних утворень. 2) Геологічну карту і карту корисних копалин четвертинних відкладів. 3) Геологічну карту і карту корисних копалин кристалічного фундаменту. Всі вони істотно відрізняються від аналогічних карт, виданих у 60-х роках ХХ ст. насамперед тим, що при їх складанні використано незрівнянно більше первинних геологічних матеріалів, отриманих при геологічній зйомці та глибинному геологічному картуванні масштабу 1:50 000 на цій території: великі обсяги бурових робіт, геофізичних та аналітичних досліджень. Значну кількість сучасних аналітичних досліджень, насамперед ізотопних та рентгенофлюоресцентних аналізів, виконано авторами карт і записки у процесі підготовки їх до видання. Було виконано довивчення та розчленування згідно із затвердженими стратиграфічними схемами архейських і протерозойських стратифікованих і нестратифікованих геологічних утворень, мезозойських, палеоген-неогенових та четвертинних відкладів.

Зокрема, уточнено стратиграфічне розчленування тетерівської серії, доведено, що городська світа підстеляє кочерівську, залягаючи із структурною та стратиграфічною неузгодженістю на василівській світі. Остаточо з'ясовано, що так звані „міжформаційні конгломерати” р. Тетерів є тектонічними утвореннями, сформованими наприкінці раннього протерозою, після вкорінення гранітів житомирського комплексу, в зоні субмеридіонального Віленського розлому.

Обгрунтовано виділення шерметівського комплексу плагіогранітів, які інтродують ранньопротерозойську гнейсову товщу василівської світи і прориваються більш пізнішими гранітами житомирського комплексу. Вперше виділений багатозафазовий фастівський габро-діорит-гранітний комплекс інтрузивних магматичних порід, одновікових з ультраметаморфічним житомирським комплексом. Обгрунтовано генезис і структурне положення різних формаційних типів у складі останнього (житомирських, коростишівських, бистрійських та корнінських гранітів).

У складі фанерозойського чохла вперше на цій території виділено і закартовано такі місцеві стратиграфічні підрозділи: орельську, підлужну і ніжинську, ічнянську та іваницьку світи в юрі, нижньо- і верхньобуромську підсвіти в крейді, обухівську, межигірську та берецьку світи в палеогені.

На новій стратиграфо-генетичній основі здійснено розчленування четвертинних відкладів і складено принципово нову карту їх поширення.

З урахуванням комплексної переінтерпретації гравіметричних та магнітометричних даних побудовано схему глибинної будови земної кори, уточнено структуру кристалічного фундаменту і по-новому подано історію геологічного розвитку району. Докембрійська його історія розглянута на основі концепції тектоніки літосферних плит.

Виявлено новий, досить перспективний рудопрояр молібдену, пов'язаний з гранітами фастівського комплексу. Доведено генетичний зв'язок переважної більшості рідкіснометальних рудопроярів з гранітами житомирського комплексу. Показано значну перспективність району на багато типів металічних та неметалічних корисних копалин.

Разом з тим ряд геологічних питань залишилися ще не до кінця розв'язаними чи не досить детально вивченими. Насамперед, карта кристалічного фундаменту крайньої північно-східної частини аркуша не може бути визвана кондиційною, позаяк тут на трьох аркушах не виконувалася зйомка масштабу 1:50 000, не виконувалися наземні геофізичні дослідження і мало бурових свердловин, що досягли кристалічного фундаменту. Існують певні сумніви щодо архейського віку утворень, які вслід за попередниками віднесені нами до архею (дністровсько-бузька і росинсько-тікицька серії; юровський і тетіївський комплекси). Верхня частина розрізу дністровсько-бузької серії може бути віковим аналогом василівської світи, а серед росинсько-тікицької серії, можливо, присутні як архейські, так і протерозойські утворення. Ці питання остаточно можна розв'язати тільки на суміжних територіях, де названі стратиграфічні підрозділи представлені повніше і відслонюються.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опублікована

1. *Бартницький Е.Н., Щербак Н.П., Лесная И.М. и др.* Возрастные соотношения некоторых метаморфических пород западной части Украинского щита по данным рубидий-стронциевого и свинцово-изохронного методов. В сб.: "Актуальн. вопр. совр. геохр." – М.: Наука, 1976, – с.40-50.
2. *Безбородько М.І.* Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України. – К., 1935. – 361 с.
3. *Безвинный В.П., Орса В.И.* Раннепротерозойские граниты Росинско-Тикичского района. Тез. совещания "Геология и стратиграфия докембрия Украинского щита". – Киев, 1998, – с. 92-94.
4. *Бойченко С.А.* Корнинский гранит – структурно-текстурные особенности, состав и генезис. В сб. "Геология и магматизм докембрия УЩ". – Киев, 2000, – с. 127-129.
5. *Бойченко С.А.* О взаимоотношении и генезисе житомирских и коростышевских гранитов. В сб.: "Геология и магматизм докембрия УЩ". – Киев, 2000, – с. 129-130.
6. *Бойченко С.А.* Правомерно ли выделение быстреевского типа гранитов в самостоятельный комплекс? В сб. "Геология и магматизм докембрия УЩ". – Киев, 2000, – с. 131-132.
7. *Бухарев В.П.* О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой. Геол. журнал, 1970, № 5, – с. 82-86.
8. *Бухарев В.П., Полянский В.Д.* О происхождении гранитоидов кочеровской свиты северо-западной части Украинского щита. Доклады АН УССР, 1974, Б, № 10, – с. 874-878.
9. *Бухарев В.П.* Анортозит-рапакивигранитная формация Украинского щита. Геол. журнал, 1983, № 4, – с.30-40.
10. *Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1992. – 152 с.
11. *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация. – Л.: Наука, 1978. – 294 с.
12. *Веремьев П.С.* Особенности геологического строения и развития в докембрии Волынской области раннепротерозойской складчатости. Геол. журнал, 1981, № 4, – с.31-43.
13. *Верхогляд В.М.* Плагииграниты - ранняя фаза кировоградско-житомирского комплекса. Докл. АН УССР, 1985, Б, № 4, – с.7-9.
14. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона Геохимия и рудообразование. 1995. – вып. 21, – с.34-46.
15. *Гінтов О.Б.* Про розломно-блокову структуру північно-західної частини Українського щита. Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 10, – с. 904-907.
16. *Довгань Р.Н., Нечаев С.В., Семка В.А., Самойлович Л.Г.* Шеелит в юго-восточном обрамлении Коростенского массива. Геол. журнал, 1984, № 5, – с.33-39.
17. *Есипчук К.Е.* Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – К.: Наук. думка, 1988. – 264 с.
18. *Есипчук К.Е. и др.* Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1990. – 236 с.
19. *Есипчук К.Е., Орса В.И., Щербаков И.Б. и др.* Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия и рудоносность. – К.: Наук. думка, 1992. – 232 с.
20. *Есипчук К.Е., Скобелев В.М., Степанюк Л.М.* Возрастное и формационное расчленение житомирского комплекса. Тез. докл. совещ. "Геология и стратиграфия докембрия УЩ". – К., 1998, – с. 88-90.
21. *Есипчук К.Ю., Щербак М.П., Глеваський Є.Б. та ін.* Уточнення кореляційної стратиграфічної схеми докембрію Українського щита. Мін. журн., 1999, т.21, № 1, – с.5-19.
22. *Забияка Л.И.* О перемещенных гранитоидах в районе среднего течения р. Тетерев. "Геол. журнал", 1978, № 6, – с. 143-145.
23. *Забияка Л.И., Кислюк В.В.* Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона. Геол. журнал, 1986, № 5, – с. 82-86.
24. *Зазнитко В.Н. и др.* К вопросу об изотопном составе кислорода и углерода в карбонатах западной части УЩ. Дан УССР, сер. Б, 1978, № 12, – с. 1085-1088.
25. *Зазнитко В.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. К.: Наук. думка, 1989. – 315 с.
26. *Зосимович В. Ю.* Олигоценные отложения Днепровско-Донецкой впадины. – К.: Наук. думка, 1981. – 166 с.
- 26^a. *Зосимович В.Ю.* Верхний эоцен, олигоцен и миоцен Субпаратетиса. Диссертация ...

доктора геол.-мин. наук в форме научного доклада. – К., 1992, – 65 с.

27. *Каневский А.Я., Рябоконь А.Ф.* К вопросу о потенциальности габбро северо-запада Украинского щита на сингенетические сульфидные руды никеля. Геол. журнал, 1985, № 4, – с. 30-36.
28. *Клюшников М.Н.* Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР. Изд-во АН УССР. – К., 1953. – 430 с.
29. *Кирилук В.П.* Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Геол. журнал, 1982, № 3, – с. 88-103.
30. *Кирилук В.П.* О стратотипических районах и стратотипах докембрия западной части Украинского щита. Геол. журнал, 1986, № 2, – с. 36-46.
31. *Колій В.Д., Забияка Л.И.* К стратиграфии тетеревской серии (Волынский блок Украинского щита). Геол. журнал, 1982, № 3, – с. 103-109.
32. *Колій В.Д.* Формации и стратиграфия нижнедокембрийских образований Волынского геоблока (Украинский щит). Геол. журнал, 1983, № 6, – с. 21-33.
33. *Колій В.Д.* Вулканизм и железонакопление в нижнем протерозое Волынского геоблока (Украинский щит). Литология и полезные ископ. 1983, № 4, – с. 84-92.
34. *Комаров А.Н., Прытков Ф.Я.* Диафориты и натриевые метасоматиты Волынского блока. К.: Наук. думка, 1980. – 140 с.
35. *Комаров А.Н., Вербицкий В.Н., Прытков Ф.Я.* Дайковый комплекс центральной части Волынского блока. Докл. АН УССР, 1982, Б, № 10, – с. 14-16.
36. *Комаров А.Н. и др.* Раннеорогенные интрузии основных и ультраосновных пород Волынского блока. Докл. АН УССР, сер. Б, 1983, № 2, – с. 18-20.
37. *Комаров А.Н., Черкашин Л.А.* Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. К.: Наук. думка, 1991. – 178 с.
38. Корреляционная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита и условные обозначения для великомасштабных карт кристаллического основания. К.: Мингео УССР, ЦТЭ, 1980. – 34 с.
39. Коры выветривания на территории УССР. К.: Наук. думка, 1971. – 210 с.
40. *Личак И.Л.* Петрология Коростенского плутона. К.: Наук. думка, 1983. – 246 с.
41. *Лучицкий В.И.* К вопросу о происхождении гранитов юга России. Проток. засед. об-ва естествоисп. Варш. ун-та, 1910, № 2, – с. 29-34.
42. *Лучицкий В.И.* Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. 1930, вып. 3, с. 15-25; вып. 4, – с. 20-28.
43. *Мельник Ю.П., Сироштан Р.И., Радчук В.В., Иванова Л.И.* Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород докембрия. – К.: Наук. думка 1984, 1984. – 136 с.
44. *Мельничук Э.В., Шоцкий И.И.* Новое месторождение карбонатного сырья на севере Украины. Геол. журнал, 1965, № 3, – с. 45-50.
- 44^а. Минерально-сырьевая база стройматериалов УССР. Госстройиздат, 1989.
45. *Нечаев С.В. и др.* Минерализация олова, вольфрама и молибдена в Украинском щите. К.: Наук. думка, 1986. – 212 с.
46. *Нечаев С.В., Семка В.А.* Скарны Украины. К.: Наук. думка, 1989. – 212 с.
- 46^а. *Орлюк М.И., Пашкевич И.К.* О трёхмерной модели глубинного строения земной коры. Геофиз. журнал, 1995, № 6, – с. 31-36.
47. *Половко Н.И. и др.* Карбонатные породы Украинского щита. К.: Наук. думка, 1975. – 150 с.
48. *Пономаренко А.Н., Скобелев В.М.* Анализ результатов калий-аргонового датирования докембрийских образований Росинско-Тикичского района Украинского щита. Геохимия и рудообразование, 1985, вып. 13, – с. 45-52.
49. *Свейников К.И.* О формационной принадлежности массивов “порфиробластических гранитоидов” Украинского щита. Геол. журн., 1984, № 6, – с. 110-119.
50. *Сиворонов А.А., Жихарев А.П.* Строение, состав и стратиграфическое положение биотит-роговооманко-сланцевой (метаандезитовой) формации тетерева комплекса. “Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол.” 1981, № 7, – с. 75-83.
51. *Скобелев В.М.* Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. К.: Наук. думка, 1987. – 138 с.
52. *Слензак О.И., Кудрявцева М.Н.* Структура Кочеровской зоны. (Украинский щит). – К.: ИГН АН УССР, препринт, 1981. – 60 с.
53. *Слынько П.И.* Основные и ультраосновные породы северо-западной части Украинского щита. Петрология докембрия Рус. платф. – К.: Наук. думка, 1970, – с. 181-186.
54. *Смирный В.В.* Закономерности минерального состава мраморов и кальцифиров тетерево-бугской свиты. (Украина). Матер. по петр. и геол. м-ний пол. иск. – Л., 1968, т.21, в.1, – с. 179-190.

55. Степанюк Л.М., Єсипчук К.Ю., Бойченко С.О. та ін. Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь. Мінер. журнал, № 1, 2000, – с.115-118.
- 55^а. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). – К. Наук. думка, 1987, – 116 с.
- 55^б. Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. – К. Геопрогноз, 1993.
56. Стрыгин А.И., Кобзарь В.Н. Конгломераты в центр. части УЩ. ДАН СССР, 1962, т.146, № 2, – с. 430-432.
57. Сукач В.С., Иванушко А.С. О происхождении “ конгломератов” тетереvской серии. Геол. журн. 1977, № 4, – с. 129-136.
58. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. Метаморфизм Украинского щита. – К., Наук. думка, 1982. – 306 с.
59. Фомин А.Б. и др. Ультрабазиты бассейна рек Рось и Тетерев. Геол. журн., 1973, № 3, – с. 57-68.
60. Шеремет Е.М. Петрогеохимическая характеристика гранитов формации рапакиви Украинского щита. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 6, – с. 34-43.
61. Шоцький І.І., Рябенко В.А. Про геологічну структуру кристалічного фундаменту басейну р. Тетерева. Доп. АН УРСР, сер. Б, 1963, № 5, – с. 408-412.
62. Шоцький І.І. Посткинematicкие граниты бассейна р.Тетерев и их аналоги в Карелии. Тез.докл. “Региональн. петр. совещ. по магм. Балт. щита”. Апатиты, 1968, – с. 126-128.
63. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1975. – 271 с.
64. Щербак Н.П. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1985. – 168 с.
65. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1989, – 144 с.
66. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита. Минер. журнал, 2000, т. 22, № 2/3, – с. 12-24.
67. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Наук. думка, 1975. – 278 с.
68. Щербаков И.Б. и др. Гранитоидные формации Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1984, – 192 с.
69. Яценко Г.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. К характеристике протерозойских отложений СЗ части УЩ. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1971, № 13, – с. 36-44.
70. Яценко Г.М., Паранько И.С. Стратиграфическая корреляция на формационной основе нижнего докембрия Кировоградского и Волынского блоков УЩ. Геол. журн., 1983, № 4, – с. 23-30.

II. Фондова

71. Балабушевич Л.А. Звіт про роботи Житомирської геофізичної партії за 1953 р. Геоінформ, 1954.
- 71^а. Бевза Д.Т. Отчет о результатах поисков и разведки подземных вод для централизованного водоснабжения г. Фастов. Геоинформ, 1971.
- 71^б. Бевза Д.Т. Отчет о результатах разведки подземных вод для водоснабжения гг. Радомышль и Коростышев. Геоинформ, 1974.
72. Безверхний Г.С. и др. Геологическая карта м-ба 1:50 000 территории планшетов М-35-71-Г, 72-В, Г. Геоинформ, 1970.
73. Безродный А.В., Григорьев В.Н. Результаты геофизических исследований в северо-восточной части УКЩ в пределах листов М-35-59-Б; 60-А за 1966 г. Геоинформ, 1967.
74. Бондарь И.И. и др. Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных в центральной части УКЩ Правобережной ГРЭ в 1966-1968 гг. Геоинформ, 1969.
75. Бондарь И.И. и др. Картирочное бурение в пределах Болячевского участка Коростышевского района Житомирской области (Водотыевский профиль). Геоинформ, 1970.
76. Бухарев В.П. Эволюция докембрийских магматических формаций Западной части Украинского щита и их металлоносность. Докторская диссертация. ИГМР НАН Украины. – К., 1989.
77. Бучинская Н.И. Древняя кора выветривания южной части Коростенского плутона. Кандидатская диссертация. ИГН, 1967.
78. Вернмьев П.С. Геологическая структура докембрийских образований и закономерности ее формирования в западной части УЩ. Докторская диссертация. ИГН НАНУ, 1995.
79. Высоцкий Б.Л., Пархомчук В.Н. Отчет о результатах поисковых работ на редкие металлы в пределах Коростышевского пегматитового поля за 1975-1980 гг. Геоинформ, 1981.
80. Галецкий Л.С., Колосовская В.А. Металлогеническая карта северо-западной части Украинского щита м-ба 1:200 000. Отчет по теме: “ Составление среднемасштабных металлогенических карт Волынской металлогенической области “. Геоинформ, 1977.

81. *Георжин Б.В. и др.* Отчет о результатах глубинного строения и металлогении Кочеровской тектонической зоны (Юровский профиль) за 1974-1975 гг. Геоинформ, 1976.
82. *Герасимчук Б.П.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на сульфидный никель за 1956-1960 гг. Геоинформ, 1961.
83. *Гурин П.И. и др.* Отчет о работах Коростышевской партии № 49 (Ставищенский участок) за 1973-76 гг. Экспедиция № 49, 1977.
84. *Дадей Н.Г. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на титан, проведенных Правобережной экспедицией в районе г. Коростышева (восточная часть Житомирской области) в 1972-1973 гг. Геоинформ, 1974.
85. *Довгань Р.Н. и др.* Составление металлогенической и прогнозной карт масштаба 1:200 000 по западным и восточным частям УЩ. 1974-1977 гг. Геоинформ, 1978.
86. *Довгань Р.Н. и др.* Отчет о глубинном геологическом картировании м-ба 1:50 000 в пределах Кочеровской зоны (листы М-35-59-Б, В,Г; М-35-71-А) за 1976-1982 гг. Геоинформ, 1983.
87. *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. Геоинформ, 1986.
88. *Довгий М.Г. и др.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на бурый уголь, проведенных Правобережной экспедицией в восточной части Житомирской области в 1966-1968 гг. Геоинформ, 1969.
89. *Довгий М.Г. и др.* Отчет о поисках бурых углей в районе Коростышевского месторождения и о предварительной разведке Андрушевского месторождения в 1969-1972 гг. Геоинформ, 1973.
90. *Довгий М.Г. и др.* Отчет о поисках бурых углей в южной части Гуйвинской депрессии, проведенных в 1974-1976 гг. (Коростышевский и Андрушевский районы Житомирской области). Геоинформ, 1977.
- 90^а. *Дробноход В.Б.* Отчет о результатах разведки подземных вод для водоснабжения г. Бородянка. Геоинформ, 1975.
- 90^б. *Дробноход В.Б.* Отчет о результатах разведки подземных вод для водоснабжения г. Макаров. Геоинформ, 1985.
91. *Дусяцкий В.А., Чмыха В.Н.* Отчет о поисковых работах на цирконий и ниобий, проведенных Житомирской ГРЭ в 1958-1959 гг. Геоинформ, 1960.
92. *Забияка Л.И. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50 000 листов М-35-59-Б, 60-А. Геоинформ, 1969.
93. *Забияка Л.И. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50 000 листов М-35-59-В, 71-А-В. Геоинформ, 1972.
94. *Загнитко В.Н.* Изотопная геохимия карбонатных пород Украинского щита. Докторская диссертация. ИГМР НАН Украины, 1991.
95. *Зенько В.Г. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на олово, проведенных в бассейне р. Тетерев в 1973-1974 гг. Геоинформ, 1975.
96. *Ковалев А.Б. и др.* Отчет о результатах геологического доизучения территории листа М-36-ХІІІ (Киев). Геоинформ, 1998.
97. *Колий В.Д.* Формации и геологические условия образования нижнепротерозойского метакarbonатно-терригенного комплекса Тетеревского прогиба (Украинский щит). Кандидатская диссертация. Львовский университет, 1984.
98. *Колосовская В.А. и др.* Составление геолого-прогнозной карты УЩ м-ба 1:200 000 на редкие металлы. Геоинформ, 1981.
99. *Крамаренко М.Г.* Отчет о геологоразведочных работах на Козиевском месторождении мрамора в 1958 г. Геоинформ, 1959.
100. *Лазько Е.Е.* Геология графитоносных формаций западной части Украинского щита. Кандидатская диссертация. К.: ИГН НАНУ, 1981.
101. *Лепигов Г.Д., Дусяцкий В.А.* Составление геолого-прогнозных карт северо-западной и центральной частей УЩ масштаба 1:200 000. Геоинформ, 1982.
102. *Мочалов А.Я. и др.* Отчет о геолого-поисковых работах на пьезокварц, проведенных в пределах Коростенского плутона на территории Житомирской области, в 1963-1966 гг. Геоинформ, 1967.
103. *Муштенко И.Ф.* Отчет о детальном поисках бурых углей на Забелочско-Кочеровском месторождении (углепроявлении) с целью обеспечения Коростышевского комплекса, проведенных Белоцерковской ГРП в 1979-1980 гг. Геоинформ, 1981.
104. *Нечаева Т.С. и др.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1:25 000 в пределах Кочеровской зоны по листам М-35-71-А, Б,В,Г; 72-А, В с целью подготовки геофизической основы для глубинного геологического картирования масштаба 1:50 000. Геоинформ, 1970.
105. Отчеты по результатам работ по уточнению радиационной обстановки в населенных пунктах Коростышевского, Радомишльского, Попельнянского и Андрушевского районов Житомирской области, Фастовского, Макаровского и Бородянского районов Киевской области за 1991-92 гг. Геоинформ, 1993.
106. *Пийяр Ю.К. и др.* Изучение опорных разрезов докембрия УЩ с целью стратиграфического расчленения и корреляции докембрийских образований и установления их генетических особенностей. Геопрогноз, 1979 г.

107. *Пияр Ю.К. и др.* Корреляционная схема интрузивных магматических и ультраметаморфических образований Украинского щита. Геопрогноз, 1992.
108. *Поливанчук А.Л.* Отчет о работах Волынской геофизической партии за 1958 г. Геоинформ, 1959.
109. *Пономаренко А.Н.* Геохронология докембрийских образований Росинско-Тикичского района Украинского щита. Кандидатская диссертация. ИГФМ, 1988.
- 109^а. *Потебня М.Т.* Отчет о результатах поисковых работ на тантал и ниобий в среднем течении р. Тетерев (между гг. Коростышев и Радомышль). Геоинформ, 1974.
110. *Сидоренко В.А. и др.* Отчет о результатах поисков и предварительной разведки Фастовского месторождения керамзитовых глин в Киевской области, проведенных в 1973-1975 гг. Геоинформ, 1976.
111. *Слынько П.И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на никель, проведенных Правобережной ГРЭ в 1961-1965 гг. в бассейнах рек Тетерев, Ирпень, Рось. Геоинформ, 1966.
112. *Слынько П.И. и др.* Отчет о результатах структурного бурения по линии Брусиловского (Виленско-Водотьевского) профиля в пределах Коростышевского р-на Житомирской области за 1967-1972 гг. Геоинформ, 1973.
113. *Сметюхов В.Е., Проскурин Г.П.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на бурый уголь, проведенных Житомирской ГРЭ в бассейне среднего течения р. Тетерев в 1956-1960 гг. Геоинформ, 1961.
114. *Соловицкий В.Н. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50000 листов М-36-49-Б,Г; 50-А,В. (Отчет геолпартии № 46 Правобережной экспедиции. Геоинформ, 1970.
115. *Тарасов А.Н. и др.* Оценка перспектив рудоносности Кочеровского грабена на основе составления прогнозной на уран карты масштаба 1:50 000 на площадь 4000 км² с изучением металлогении золота и редких металлов. Экспедиция № 49, 1990 г.
116. *Токарская Л.Г., Штилюк Л.И.* Отчет Житомирской геол. экспедиции о результатах поисковых ревизионных работ на бокситы, проведенных в северо-западной части УКЩ в 1967-1968 гг. Геоинформ, 1969.
- 116^а. Торф'яний фонд України. Геоинформ, 1928.
117. *Тютюнник В.М.* Отчет по поисковым работам на мрамор, проведенным Правобережной ГРЭ в 1965-1968 гг. Геоинформ, 1969.
118. *Тютюнник В.М. и др.* Отчет о результатах разведки Негребовского месторождения мраморов за 1970-1972 гг. Геоинформ, 1973.
119. *Тютюнник В.И.* Отчет о завершении предварительной разведки Негребовского месторождения доломита и мрамора за 1973-1978 гг. Геоинформ, 1979.
120. *Хворов М.И. и др.* Отчет геолого-съёмочной партии № 3 Житомирской ГРЭ по работам за 1966-1970 гг. (геологическая съёмка листа М-35-59-А). Геоинформ, 1971.
121. *Шаган Л., Жабровец В.В.* Результаты геофизических исследований, проведенных в северо-западной части УЩ по листам М-35-71-А (ю.п.) и 71-В. Геоинформ, 1965
122. *Шаган Л.П., Воронов В.А.* Результаты комплексных геолого-геофизических исследований северо-восточной части УЩ в пределах планшетов М-35-71-Г; 72-В, Г. Фастовская и Соболевская геофизические партии, 1966-67 гг. Геоинформ, 1968.
123. *Шаган Л.П. и др.* Отчет о работах Ярополовичской геофизической партии № 84 за 1968 г. Геоинформ, 1969.
124. *Шаган Л.П.* Составление сводных порайонных карт физических полей Северо-Западной и Центральной частей Украинского щита. Геоинформ. 1991.
125. *Шатовал А.М.* Отчет о работах Великокриничанской геофизической партии за 1964 г. Геоинформ, 1965.
126. *Шепель И.В. и др.* Отчет о детальной разведке Негребовского месторождения доломита в качестве стекольного сырья и облицовочных материалов в Житомирской области с подсчетом запасов за 1982-1984 гг. Геоинформ, 1985.
127. *Шмарьян С.А. и др.* Отчет о работах Брусиловской и Ставищанской геофизических партий за 1962-64 гг. Геоинформ, 1965.
128. *Шмарьян С.А. и др.* Результаты электроразведочных работ методом ВЭЗ на себе на восточном склоне УЩ за 1965 г. Геоинформ, 1966.
129. *Шмарьян С.А. и др.* Результаты геолого-геофизических работ в северо-восточной присклоновой части УЩ на территории планшетов М-35-59-Г; 60-В; 71-Б; 72-А. Геоинформ, 1967.
130. *Шоцкий И.И. и др.* Геологическая карта м-ба 1:50 000 листов М-35-59-Г, 60-В, 71-Б, 72-А. Геоинформ, 1966.
131. *Шуныко В.И.* Комплексная геологическая карта м-ба 1:200 000. Лист М-35-ХVIII (Фастов). Геоинформ, 1962.

Список

родовищ і проявів корисних копалин, які показано на аркуші
**М-35-XVIII «Геологічної карти і карти корисних копалин
 дочетвертинних утворень» масштабу 1: 200 000**

Індекс квадрата і номер на карті	Вид корисної копалини, назва родовища або прояву, місце розташування	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ				
II-2-40	Буре вугілля. Раковицьке. На південь від с. Раковичі	Родовище. Не розробляється	Осадочний діагенетичний	Шоцький І.І., 1966 [130]
III-1-49	Буре вугілля. Коростишівське. На захід від м. Коростишів	Родовище. Вироблене	->-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
IV-1-66	Буре вугілля. Андрушівське. Південно-східна околиця смт. Андрушівка	Родовище. Розробляється	->-	->-
IV-2-68	Буре вугілля. Корнінське. Західна околиця смт. Корнін	Родовище. Не розробляється	->-	->-
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Кольорові метали				
III-4-64	Молібден. Ярошівський. Кам'яний кар'єр на правому березі р. Ірпінь на схід від с. Ярошівка	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Гідротермальний	Єсипчук К.Ю., 2001
IV-2-67	Титан. Мар'янівський. Північно-східна околиця с. Мар'янівка	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Розсіпний	Бондар І.І., [74]
Рідкісні метали та рідкісноземельні елементи				
II-1-4	Тантал, ніобій. Папірнянський-2. Правий та лівий берег р. Тетерів, навпроти Папірні (передмістя Радомишля)	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Грейзеновий, скарновий	Висоцький Б.Л., 1980 [79]
II-1-6	Тантал, ніобій. Папірнянський-1. Лівий берег р. Бистріївка біля греблі в Папірні	Прояв. Неперспективний	->-	Потебня М.Т., 1974 [109а]
II-1-10	Тантал, ніобій. Мар'янівський. Правий берег р. Тетерів, проти кладовища в с. Мар'янівка	->-	Грейзеновий, скарновий	->-
II-1-15	Тантал, ніобій. Руднягородецький. С. Рудня Городецька. В 1 км на північний схід	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Грейзеновий, скарновий	->-
II-1-33	Тантал, ніобій. Городський. В 0,5 км нижче с. Городське	->-	->-	->-
II-2-36	Тантал, ніобій. Товстовський-1. В 1 км на ПС від північної околиці с. Товсте	->-	->-	Висоцький Б.Л., 1980 [79]
II-2-38	Тантал, ніобій. Товстовський-2. Північна околиця с. Товсте	->-	->-	->-

Індекс квадрата і номер на карті	Вид корисної копалини, назва родовища або прояву, місце розташування	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
II-2-42	Тантал, ніобій. Забілочівський. В 2 км на північний захід від північної околиці с. Забілоччя	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Грейзеновий, скарновий	Висоцький Б.Л., 1980 [79]
II-2-43	Вольфрам, олово. Забілочівський. В 1 км на північний захід від с. Забілоччя	->-	Скарновий	Довгань Р.М., 1983 [86]
II-2-44	Вольфрам, олово. Поташнянський. Північно-східна околиця с. Поташня, св. 272	->-	->-	->-

Неметалічні корисні копалини

Будівельні матеріали

Декоративно-облицювальне каміння

I-2-2	Мармур кальцитовий. Радомишльський-1. В 3 км на захід від м. Радомишль	Прояв. Перспективи неясні	Метаморфічний	Тютюнник В.М., 1970 [117]
II-1-30	Мармур кальцитовий. Козіївське. На північно-західній околиці с. Козіївка	Родовище. Не розробляється	->-	Крамаренко Н.Г., 1959 [99]
II-2-37	Мармур кальцитовий. Радомишльське-2. В 2 км на південний захід від м. Радомишль	->-	->-	Тютюнник В.М., 1970 [117]
II-2-41	Мармур доломітовий. Негребівське. Західна околиця с. Негребівка	Родовище. Вироблене	->-	->-
III-2-59	Мармур доломітовий. Водотіївський. В 0,5 км на північ від с. Водотії	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	->-	Довгань Р.М., 1986 [87]
III-2-60	Мармур доломітовий. Болачівський. Південна околиця с. Болачів	Прояв. Перспективи неясні	->-	Шоцький І.І., 1966 [130]
IV-3-73	Граніти. Корнінське. На північний захід від смт. Корнін	Родовище. Розробляється	Магматичний	Минерально-сырьевая база стройматериалов УССР, 1989 [44a]

Каміння будівельне

I-2-1	Амфіболіти, гнейси. Папірнянське-1. На північно-східній околиці с. Папірня	Родовище. Не розробляється	Магматичний	Забіяка Л.І., 1972 [93]
II-1-5	Граніти. Бистриївське. На південній околиці с. Бистриївка	Родовище. Розробляється	->-	->-
II-1-8	Граніти. Кичкирське. На лівому березі р. Мика біля с. Кичкири	Родовище. Не розробляється	->-	->-
II-1-9	Гнейси. Мар'янівське. На західній околиці с. Мар'янівка	Родовище. Розробляється	->-	->-
II-1-11	Граніти. Мінінське-2. В 1,5 км на схід від с. Леніно	Родовище. Не розробляється	->-	->-
II-1-12	Граніти. Старосельське-2. В 0,5 км на північ від с. Старосельці	->-	->-	->-
II-1-13	Граніти. Мінінське-1. Правий берег р. Тетерів. В 1 км від західної околиці села Мініне	->-	->-	->-

Індекс квадрата і номер на карті	Вид корисної копалини, назва родовища або прояву, місце розташування	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
II-1-14	Граніти. Городське-2. В 2 км на північний схід від с. Городське	Родовище. Розробляється	Магматичний	Забіяка Л.І., 1972 [93]
II-1-16	Граніти. Старосельське-1. На західній околиці села Старосельці	Родовище. Не розробляється	-»-	-»-
II-1-18	Амфіболіти. Старосельське-3. В с. Старосельці	-»-	-»-	-»-
II-1-19	Граніти. Городське-3. На східній околиці с. Городське	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
II-1-20	Граніти. Городське-2. В 1 км на захід від с. Городське	Родовище. Не розробляється	-»-	-»-
II-1-22	Граніти. Руднягородецьке- 2. На північній околиці с. Рудня Городецька	-»-	-»-	-»-
II-1-23	Граніти. Руднягородецьке-1. В 0,5 км на схід від північної околиці с. Рудня Городецька	-»-	-»-	-»-
II-1-24	Граніти. Висококамінське-1. В 1 км на північний захід від с. Високий Камінь	-»-	-»-	-»-
II-1-26	Граніти. Висококамінське-2. На північно-західній околиці с. Високий Камінь	-»-	-»-	-»-
II-1-27	Граніти. Козіївське-2. На північній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-1-28	Граніти. Козіївське-3. На північно-східній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-1-29	Граніти. Городське-1. В центрі села Городське	-»-	-»-	-»-
II-1-31	Граніти. Козіївське-1. На західній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-1-32	Граніти. Козіївське- 4. В центрі с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-2-35	Амфіболіти, гнейси. Папірнянське-2. На східній околиці с. Папірня	-»-	-»-	-»-
III-1-50	Граніти. Коростишівське-1. На північній околиці м. Коростишів	-»-	-»-	-»-
III-1-51	Граніти. Коростишівське-2. На східній околиці м. Коростишів	-»-	-»-	-»-
III-1-52	Граніти. Коростишівське-4. На східній околиці м. Коростишів	-»-	-»-	-»-
III-1-53	Граніти. Коростишівське-3. На південно-східній околиці м. Коростишів	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
III-1-54	Граніти. Осиковокопецьке-1. На західній околиці с. Осиковий Коpecь	-»-	-»-	-»-
III-1-55	Граніти. Осиковокопецьке-2. В 1,2 км на схід від с. Осиковий Коpecь	-»-	-»-	-»-
III-1-56	Граніти. Грабівське. Північна околиця с. Грабівка	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрата і номер на карті	Вид корисної копалини, назва родовища або прояву, місце розташування	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
III-4-61	Граніти. Лупське. В 1 км на схід від с. Соснівка	Родовище. Не розробляється	Магматичний	Минерально-сировинна база стройматеріалів УРСР, 1989 [44a]
III-4-62	Граніти. Соснівське. В 1 км на південний захід від с. Соснівка	Родовище. Розробляється	->-	->-
III-4-63	Граніти. Ярошівське-1. В 1 км на північний схід від с. Ярошівка	->-	->-	->-
III-4-65	Граніти. Ярошівське-2. На північній околиці с. Ярошівка	Родовище. Не розробляється	->-	->-
IV-4-77	Граніти. Малоснітинське. В 1,2 км на північ від с. Мала Снітинка	->-	->-	->-
Глинисті породи				
II-2-39	Глини керамзитові. Раковицьке. На південь від с. Раковичі	Родовище. Не розробляється.	Осадочний	Шоцький І.І., 1966 [130]
IV-2-70	Глини керамзитові. Рудницьке. На півн. схід від с. Рудка	->-	->-	->-
IV-3-74	Глини керамзитові Корнінське. Західна околиця смт. Корнін	->-	->-	Безверхній Г.С., 1970 [72]
IV-4-75	Глини керамзитові Малоофірнянське. Правий беріг р. Унава біля с. М. Офірня	->-	->-	->-
IV-4-76	Глини керамзитові. Великоофірнянське. Лівий берег р. Унава біля с. В.Офірня	->-	->-	->-
IV-4-78	Глини керамзитові Бортницьке. В 1,5 км на півн. захід від с. Бортники	->-	->-	->-
Технологічна сировина				
II-1-7	Графіт. Серединський. В 1 км на схід від ставка на р. Мика в с. Серединка	Прояв	Метаморфічний	Довгань Р.М., 1983 [86]
II-1-17	Графіт. Руднягородецький. В с. Рудня Городецька	->-	->-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
II-2-46	Графіт. Красилівський-1. В 2 км на північний захід від с. Красилівка	->-	->-	->-
II-2-47	Графіт. Красилівський-2. В 4 км на південь від с. Красилівка	->-	->-	Довгань Р.М., 1983 [86]
III-2-57	Графіт. Карабачинський. В 0,5 км на північний захід від с. Карабачин	Прояв	Метаморфічний	Довгань Р.М., 1983 [86]
III-2-58	Графіт. Віленьківський. В 1,3 км на північний схід від с. Віленька	->-	->-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
IV-2-69	Графіт. Ходорківський-2. Центральна частина с. Ходорків	->-	->-	Довгань Р.М., 1982-1985 [87]

Індекс квадрата і номер на карті	Вид корисної копалини, назва родовища або прояву, місце розташування	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
IУ-2-72	Графіт. Любимівський. На східній околиці с. Любимівка	Прояв	Метаморфічний	Безверхній Г. С., 1971 [72]
П-1-21	Мусковіт. Городський. Східна околиця с. Городське	-»-	Рідкісно-метальних пегматитів	Довгань Р.М., 1983 [86]
П-1-34	Мусковіт. Висококамінський. Східна околиця с. Високий Камінь	-»-	-»-	-»-
П-2-45	Мусковіт. Кочерівський. Зах. околиця с. Кочерів	-»-	-»-	Шоцький І.І., 1966 [130]
Керамічна та вогнетривка сировина				
П-1-25	Пегматити. Висококамінське. Північно-східна частина с. Високий Камінь	Родовище. Не розробляється	Магматичний	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IУ-2-71	Каоліни первинні. Корнінське. 0,3 км на захід від смт. Корнін	-»-	Кора вивітрювання	Безверхній Г. С., 1970 [72]
Підземні води				
I-4-3	Води прісні. Бородянське. Сmt. Бородянка	Родовище. Експлуатується	Міжпластове в бучацьких відкладах	Дробноход В. Б., 1975 [90а]
П-4-48	Води прісні. Макарівське. Сmt. Макарів	-»-	-»-	Дробноход В. Б., 1979 [90б]

Список
родовищ, які показані на аркуші М-35-XVIII
„Геологічної карті і карти корисних
копалин четвертинних відкладів” масштабу 1: 200 000

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
Горючі копалини				
I-1-79	Торф низинний. Русанівське. 1 км на захід від с. Русанівка	Родовище. Розробляється	Осадений діагенетичний	Торф'яний фонд України, 1928 [116a]
I-1-80	Торф низинний. Котівське. Південна околиця с. Котівка	Родовище. Вироблено	-»-	-»-
I-2-87	Торф низинний. Менделіївський. Південно-західна околиця с. Менделіївка	Прояв	-»-	Забіяка Л.І., 1969 [92]
I-2-88	Торф низинний. Білокриницький. Південна околиця с. Біла Криниця	-»-	-»-	-»-
I-2-90	Торф низинний. Межиріцький. С. Межирічка, заплава р. Руда	-»-	-»-	-»-
I-2-92	Торф низинний. Красноборський. С. Краснобірка, заплава р. Руда	-»-	-»-	-»-
I-2-98	Торф низинний. Хомівський. Між сс. Хомівка і Кримок, на заплаві р. Білка	-»-	-»-	-»-
I-2-99	Торф низинний. Малорачинське-1. С. Мала Рача, заплава р. Глухівка	Родовище. Не розробляється	-»-	Торф'яний фонд України, 1928 [116a]
I-2-101	Торф низинний. Малорачинський-2. Західна околиця с. Мала Рача	Прояв	-»-	Забіяка Л.І., 1969 [92]
I-3-107	Торф низинний. Язвинський. 3,5 км на північ від с. Язвинка	-»-	-»-	-»-
I-3-111	Торф низинний. Кодринський. Північна околиця с. Кодри	-»-	-»-	-»-
I-3-117	Торф низинний. Забуянський. На південь від с. Забуяння	-»-	-»-	-»-
II-1-120	Торф низинний. Верлоцький. 1,5 км на захід від с. Верлок	Прояв	Осадений діагенетичний	Забіяка Л.І., 1969 [92]
II-1-134	Торф низинний. Ленінський. Південна околиця с. Леніне	-»-	-»-	-»-
II-1-139	Торф низинний. Царівський. В с. Царівка	-»-	-»-	Шоцький І.І., 1966 [130]
II-2-142	Торф низинний. Негребівський. Північна околиця с. Негребівка	-»-	-»-	-»-
II-2-144	Торф низинний. Поташнянський. 1,5 км на північний схід від с. Поташня	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
II-2-145	Торф низинний. Забілочівський. В с. Забілоччя	Прояв	Осадений діагенетичний	Шоцький І.І., 1966 [130]
II-3-158	Торф низинний. Завалівський. В с. Завалівка	->-	->-	->-
II-3-169	Торф низинний. Рожівський. В с. Рожів	->-	->-	->-
II-3-171	Торф низинний. Червонослобідський. В с. Червона Слобода	->-	->-	->-
II-3-172	Торф низинний. Високий. В с. Високе	->-	->-	->-
II-3-177	Торф низинний. Містечковий. 2,5 км на північ від с. Містечко	->-	->-	->-
III-1-183	Торф низинний. Козіївський. 3,5 км на південь від с. Козіївка	->-	->-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
III-1-186	Торф низинний. Коростишівський. 3,5 км на південний схід від м. Коростишів	->-	->-	->-
III-1-187	Торф низинний. Радівський. 3 км на захід від с. Радівка	->-	->-	->-
IV-1-191	Торф низинний. Струцівський. В 4 км на південний захід від с. Струцівка	->-	->-	->-
III-2-192	Торф низинний. Приворотський. В с. Привороття	->-	->-	Шоцький І.І., 1966 [130]
III-2-193	Торф низинний. Пилипонківський. В с. Пилипонка	->-	->-	->-
III-2-194	Торф низинний. Карабачинський. В с. Карабачин	->-	->-	->-
III-2-195	Торф низинний. Вільнянський-1. В с. Вільня	->-	->-	->-
III-2-198	Торф низинний. Вільнянський-2. В с. Вільня	->-	->-	->-
III-2-199	Торф низинний. Вільнянський-3. На південній околиці с. Вільня	->-	->-	->-
III-2-200	Торф низинний. Покришівський-1. 1,5 км на північний схід від с. Покришів	->-	->-	->-
III-2-201	Торф низинний. Покришівський-2. В с. Покришів	->-	->-	->-
III-2-204	Торф низинний. Водотіївкий. 1 км на північний схід від с. Водотії	->-	->-	->-
III-2-206	Торф низинний. Онишпольський. В с. Онишполь	->-	->-	->-
III-2-207	Торф низинний. Болячівський. Між сс. Болячів і Водотії	->-	->-	->-
III-2-209	Торф низинний. Западнянський-2. 800 м на північ від с. Западня	->-	->-	->-
III-2-210	Торф низинний. Западнянський-1. Східна околиця с. Западня	->-	->-	->-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
III-3-211	Торф низинний. Костовецький-1. 800 м на захід від с. Костовці	Прояв	Осадочний діагенетичний	Шоцький І.І., 1966 [130]
III-3-214	Торф низинний. Костовецький-2. Східна околиця с. Костовці	-»-	-»-	-»-
III-3-215	Торф низинний. Лазарівський. В с. Лазарівка	-»-	-»-	-»-
III-3-216	Торф низинний. Брусилівський. На захід від с. Брусилів	-»-	-»-	Безверхній Г. С., 1970 [72]
III-3-221	Торф низинний. Юровський. На захід від с.Юровка	-»-	-»-	Шоцький І.І., 1966 [130]
IV-1-237	Торф низинний . Степоцький. В 4 км на схід від ст. Степок	-»-	-»-	-»-
IV-1-238	Торф низинний. Яроповицький. В с. Яроповичі	-»-	-»-	-»-
IV-2-243	Торф низинний. Озерянський. В с. Озера	-»-	-»-	Безверхній Г. С., 1970 [72]
IV-2-246	Торф низинний. Соболівський. В с. Соболівка	-»-	-»-	-»-
IV-2-252	Торф низинний. Скочицький. В с. Скочище	-»-	-»-	-»-
III-2-253	Торф низинний. Королівський. В с. Королівка	-»-	-»-	-»-
IV-2-258	Торф низинний. Ходорківський-1. В с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-261	Торф низинний. Ходорківський-2. На околиці с.Ходорків.	-»-	-»-	-»-
III-2-272	Торф низинний. Крив'янський. На заплаві р. Крив'янка, с. Криве	-»-	-»-	-»-
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Будівельні матеріали				
Піски будівельні				
I-2-84	Піски кварцові. Білокриницький. В 500 м на північний схід від с. Біла Криниця	Прояв	Осадочний	Забіяка Л.І.,1969 [92]
I-2-86	Піски кварцові. Вепринський. На південно-західній околиці с. Веприн	-»-	-»-	-»-
I-2-91	Піски кварцові. Красноборський. В с. Красноборка .Західна околиця	-»-	-»-	-»-
I-2-95	Піски кварцові. Великорачинський. В с. Велика Рача. Східна околиця	-»-	-»-	-»-
I-2-97	Піски кварцові. Малорачинський. В 400 м на північний захід від с. Мала Рача	Прояв	Осадочний	Забіяка Л.І.,1969 [92]
I-2-104	Піски кварцові. Лутівський. В с. Лутівка. Північна околиця	-»-	-»-	-»-
II-2-106	Піски кварцові. Березівський. На південній околиці с. Березці	-»-	-»-	Забіяка Л.І.,1972 [93]
I-3-108	Піски кварцові. Майданівський. В с. Майданівка. Східна околиця	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
I-3-115	Піски кварцові. Забуянський. С. Вел.Забуяння. Північно-західна околиця	Прояв	Осадовий	Забіяка Л.І., 1972 [93]
Ц-1-121	Піски кварцові. Пилиповицький. В с. Пилиповичі. Північна околиця	-»-	-»-	-»-
П-1-123	Піски кварцові. Глиницький-1. На північно-західній околиці с. Глиниця, лівий берег р. Мика	-»-	-»-	-»-
П-1-124	Піски кварцові. Глиницький-2. На північній околиці с. Глиниця. Лівий берег р. Мика	-»-	-»-	-»-
П-1-126	Піски кварцові. Кичкирський. В с. Кичкири, лівий берег р. Мика	-»-	-»-	-»-
П-1-128	Піски кварцові глинисті. Глиницький-3. На західній околиці с. Глиниця, правий берег р. Мика	-»-	-»-	-»-
П-1-129	Піски кварцові глинисті. Глиницький-4. На південній околиці с. Глиниця. Правий берег р. Мика	-»-	-»-	-»-
П-1-130	Піски кварцові глинисті. Глиницький-5. На південній околиці с. Глиниця	-»-	-»-	-»-
П-1-131	Піски кварцові глинисті. Ленінський. На західній околиці с. Леніне	-»-	-»-	-»-
П-1-133	Піски кварцові глинисті. Тиснівський. На північній околиці с. Тиснівка	-»-	-»-	-»-
П-1-135	Піски кварцові глинисті. Козіївський. На західній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
П-1-140	Піски кварцові глинисті. Новогородецький. На північно-західній околиці с. Новогородецьке	-»-	-»-	-»-
П-2-143	Піски кварцові. Забілочівський. На південно-західній околиці с. Забілоччя	-»-	-»-	Шоцький І.І., 1966 [130]
П-2-146	Піски кварцові. Кочерівський. На західній околиці с. Кочерів	-»-	-»-	-»-
П-2-149	Піски кварцові. Осовецький. Між сс. Кочерів і Осовці	-»-	-»-	-»-
П-3-152	Піски кварцові. Нежиловицький. В західній частині с. Нежиловичі	-»-	-»-	-»-
П-3-156	Піски кварцові. Зурівський. На південній околиці с. Зурівка	-»-	-»-	-»-
П-3-157	Піски кварцові. Садківський. На південно-західній околиці с. Садки	-»-	-»-	-»-
П-3-159	Піски кварцові. Строївський. На західній околиці с. Строївка	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
П-3-162	Піски кварцові. Завалівський. На південній околиці с. Завалівка	Прояв	Осадочний	Шоцький І.І., 1966 [130]
П-3-163	Піски кварцові. Ситняківський. 2 км на захід від с. Ситняки	->-	->-	->-
П-3-166	Піски кварцові. Юровський. На південно-східній околиці с. Юрів	->-	->-	->-
П-3-173	Піски кварцові. Рожівський. На південній околиці с. Рожів	->-	->-	->-
П-3-174	Піски кварцові. Червонослобідський. На південній околиці с. Червона Слобода	->-	->-	->-
П-3-179	Піски кварцові. Містечковий. В с. Містечко на лівому березі р. Здвиж	->-	->-	->-
П-4-181	Піски кварцові. Макарівське. На північно-східній околиці смт. Макарів	Родовище. Розробляється	->-	Минерально-сырьевая база стройматериалов УССР, 1989 [44а]
III-I-188	Піски кварцові глинисті. Харитонівський. На західній околиці с. Харитонівка	Прояв	Осадочний	Забіяка Л.І., 1969 [92]
III-1-189	Піски кварцові глинисті. Смолівський. На північній околиці с. Смолівка	->-	->-	->-
III-1-190	Піски кварцові глинисті. Руднянський. Між сс. Рудня і Грабівка	->-	->-	->-
III-2-196	Піски кварцові. Пилипонський. На західній околиці с. Пилипонка	->-	->-	->-
III-2-197	Піски кварцові. Карабачинський. На східній околиці с. Карабачин	->-	->-	Шоцький І.І., 1966 [130]
III-2-202	Піски кварцові. Романівський-1. На західній околиці с. Романівка	->-	->-	->-
III-2-203	Піски кварцові. Романівський-2. На східній околиці с. Романівка	->-	->-	->-
III-2-205	Піски кварцові. Водотівський-1. На південно-західній околиці с. Водотії	->-	->-	->-
III-2-208	Піски кварцові. Водотівський-2. На північній околиці с. Водотії	->-	->-	->-
III-3-213	Піски кварцові. Костовецький. На західній околиці с. Костовці	->-	->-	->-
III-3-218	Піски кварцові. Брусилівський. На західній околиці с. Брусилів	->-	->-	->-
III-3-219	Піски кварцові. Ястрибеньківський. На західній околиці с. Ястрибенька	->-	->-	->-
III-3-220	Піски кварцові. Юровський. На північно-західній околиці с. Юровка	->-	->-	->-
III-3-222	Піски кварцові. Морозівський. На північній околиці с. Морозівка	->-	->-	->-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
III-3-223	Піски кварцові. Вільшський. На схід від с. Вільшка	Прояв	Осадочний	Шоцький І.І., 1966 [130]
III-3-224	Піски кварцові. Дивинський. В 1 км на північ від с. Дивин	-»-	-»-	-»-
III-3-225	Піски кварцові. Солов'ївський. На півдні с. Солов'ївка	-»-	-»-	-»-
III-4-227	Піски кварцові. Яблунівський. Південна околиця с. Яблунівка	-»-	-»-	-»-
IV-I-230	Піски кварцові глинисті. Івницький. На північно-східній околиці с. Івниця	-»-	-»-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
IV-I-231	Піски кварцові глинисті. Струцівський. На східній околиці с. Струцівка	-»-	-»-	-»-
IV-2-247	Піски кварцові глинисті. Королівський-1. Між сс. Соболівка і Королівка	-»-	-»-	Безверхній Г. С., 1970 [72]
IV-2-248	Піски кварцові глинисті. Королівський-2. В 0,7 км на південний схід від с. Королівка	-»-	-»-	-»-
IV-2-249	Піски кварцові глинисті. Пустельницький. В 0,5 км на північний схід від с. Пустельники	-»-	-»-	-»-
IV-2-249	Піски кварцові глинисті. Ходорківський-1. В 0,3 км на захід від с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-257	Піски кварцові глинисті. Ходорківський-2. В 0,3 км на схід від с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-268	Піски кварцові глинисті. Кривий. На східній околиці с. Криве	-»-	-»-	-»-
IV-2-270	Піски кварцові глинисті. Ходорківський-3. В 3,5 км на південь від с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-277	Піски кварцові глинисті. Котлярський. В 1,5 км на захід від с. Котлярка	-»-	-»-	-»-
IV-3-278	Піски кварцові глинисті. Великогуляцький. На східній околиці с. Великі Гуляки	-»-	-»-	Безверхній Г. С., 1970 [72]
IV-3-279	Піски кварцові глинисті. Лисівський. Між сс. Лисівка і Турбівка	-»-	-»-	-»-
IV-3-280	Піски кварцові глинисті. Турбівський. Південно-східна околиця с. Турбівка	-»-	-»-	-»-
IV-3-282	Піски кварцові глинисті. Лучинський-1. В 0,8 км на північ від с. Лучин	-»-	-»-	-»-
IV-3-283	Піски кварцові глинисті. Лучинський-2. В 0,2 км на північний схід від північно-східної околиці с. Лучин	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
IV-3-284	Піски кварцові глинисті. Корнінський-1. Північна околиця смт. Корнін	Прояв	Осадовий	Безверхній Г. С., 1970 [72]
IV-3-285	Піски кварцові глинисті. Корнінський-3. Північна околиця Корнінського цукрозаводу	->-	->-	->-
IV-3-286	Піски кварцові глинисті. Корнінський-2. Північна околиця смт. Корнін	->-	->-	->-
IV-3-287	Піски кварцові глинисті. Сушанський. Східна околиця с. Сушанка	->-	->-	->-
IV-3-290	Піски кварцові глинисті. Скригалівський. На західній околиці с. Скригалівка	->-	->-	->-
IV-3-292	Піски кварцові глинисті. Мохнацький. На північно-східній околиці с. Мохначка	->-	->-	->-
IV-4-299	Піски кварцові глинисті. Кончаківське. На північно-східній околиці с. Кончаки	Родовище. Не розробляється	->-	Минерально-сировинна база стройматеріалів УССР, 1989 [44a]
IV-4-302	Пісок кварцовий глинистий. Фастівське. В 6 км на північний схід від зал. станції Фастів	Родовище. Розробляється	->-	->-
IV-4-306	Пісок кварцовий глинистий. Дмитрівське. В 3 км на північний схід від с. Дмитрівка	->-	->-	->-
Піски скловарні				
I-2-89	Піски кварцові. Білокриницьке. На південно-східній околиці с. Біла Криниця	Родовище. Розробляється	Осадовий	Забіяка Л. І., 1969 [92]
I-3-110	Піски кварцові. Кодринське-1. На східній околиці с. Кодра	Родовище. Розробляється	Осадовий, еоловий	Забіяка Л. І., 1969 [92]
I-3-114	Піски кварцові. Кодринське-2. В 2 км на південь від с. Кодра	->-	->-	->-
I-3-116	Піски кварцові. Забуянське. На південній околиці с. Забуяння	->-	->-	->-
Глинисті породи				
Суглинки і глини цегляно-черепичні				
I-1-81	Суглинки. Радомишльський. Північна околиця м. Радомишль.	Прояв	Осадовий, льодовиковий	Шоцький І.І., 1966 [130]
I-2-82	Суглинки моренні. Вепринський. Північна околиця с. Веприн	->-	->-	->-
I-2-93	Суглинки моренні. Красноборський. Південно-східна околиця с. Краснобірка	->-	->-	->-
I-2-96	Суглинки моренні. Великорачинський. 0,5 км на захід від с. Велика Рача	->-	->-	->-
I-2-100	Суглинки моренні. Малорачинський. В с. Мала Рача	->-	->-	->-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
I-2-102	Суглинки моренні. Лутівський. На північній околиці с. Лутівка	Прояв	Осадочний, льодовиковий	Шоцький І.І., 1966 [130]
I-2-103	Суглинки моренні. Радомишльський. На північно-східній околиці м. Радомишль	->-	->-	->-
I-2-105	Суглинки. Березцівський. В с. Березці	->-	Осадочний, алювіальний	->-
I-3-109	Суглинки моренні. Соболівський. В с. Соболівка	->-	Осадочний, льодовиковий	->-
I-3-112	Суглинки моренні. Кодринський. В 2 км на південний схід від с. Кодра	->-	->-	->-
I-3-113	Суглинки моренні. Забуянський. В с. Забуяння	->-	->-	->-
I-4-118	Глини. Плахтянський-1. В с. Плахтянка, північна околиця	->-	Осадочний	->-
I-4-119	Глини. Плахтянський-2. На схилі б. Плахтянка	->-	->-	Минерально-сировинна база стройматеріалів УРСР, 1989 [44а]
II-1-125	Суглинки лесовидні. Кічківський. В с. Кічкири	->-	Осадочний, еоловий	Забіяка Л.І., 1972 [93]
II-1-126	Суглинки лесовидні. Юровський. Біля с. Юровка	->-	->-	->-
II-1-132	Суглинки лесовидні. Мінінське. В с. Мініне	->-	->-	->-
II-1-136	Суглинки лесовидні. Козіївський-1. В с. Козіївка, західна околиця	->-	->-	->-
II-1-137	Суглинки лесовидні. Козіївський-2. В с. Козіївка, північна околиця	->-	->-	->-
II-1-138	Суглинки лесовидні. Козіївський-3. В с. Козіївка, східна околиця	->-	->-	->-
II-2-141	Суглинки моренні. Раївський. В с. Раївка	->-	Осадочний, льодовиковий	Шоцький І.І., 1966 [130]
II-2-147	Суглинки моренні. Кочерівський. В с. Кочерів	->-	->-	->-
II-2-148	Суглинки моренні. Царівський. Біля с. Царівка	->-	->-	->-
II-2-150	Суглинки моренні. Осовецький. В с. Осовці	->-	->-	->-
II-3-151	Суглинки моренні. Комарівський. В с. Комарівка	->-	->-	->-
II-3-153	Суглинки моренні. Наливайківський-1. В 1 км на захід від с. Наливайківка	->-	->-	->-
II-3-154	Суглинки моренні. Наливайківський-2. На південно-східній околиці с. Наливайківка	->-	->-	->-
II-3-160	Суглинки моренні. Небелицький. В с. Небелиця	->-	->-	->-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
П-3-161	Суглинки моренні. Нежиловицький. В с. Нежиловичі	Прояв	Осадовий, льодовиковий	Шоцький І.І., 1966 [130]
П-3-164	Суглинки моренні. Ситняцький-1. В с. Ситняки	->-	->-	->-
П-3-167	Суглинки моренні. Ситняцьке-2. Західна околиця с. Ситняки	Родовище. Розробляється	->-	->-
П-3-168	Суглинки моренні. Ставищенське. В с. Ставище	Родовище. Не розробляється	->-	->-
П-3-175	Суглинки моренні. Червонослобідське-1. В с. Червона Слобода	Родовище. Розробляється	->-	->-
П-3-176	Суглинки моренні. Червонослобідське-2. В 2,5 км на південний схід від с. Червона Слобода	->-	->-	->-
П-3-180	Суглинки моренні. Великокарашинський. В 0,4 км на південь від с. Великий Карашин	Прояв	Осадовий	->-
П-4-182	Суглинки моренні. Макарівське. Північна Околиця с. Макарів	Родовище. Розробляється	->-	->-
П-4-184	Суглинки моренні. Коростишівське. ПнЗ околиця м. Коростишів	Родовище. Розробляється	Осадовий	Шоцький І.І., 1966 [130]
П-3-217	Суглинки лесовидні. Брусилівський. На північно-східній околиці с. Брусилів	Прояв	Осадовий, еоловий	->-
П-4-226	Суглинки лесовидні. Лишнянський. На південно-західній околиці с. Лишня	->-	->-	->-
П-4-229	Суглинки лесовидні. Соснівський. На схід від с. Соснівка	->-	->-	Минерально-сировинна база стройматериалов УССР, 1989 [44a]
IV-1-232	Суглинки лесовидні. Івницький-1. В с. Івниця, північно-західна околиця	->-	->-	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-1-233	Суглинки лесовидні. Івницький-2. В с. Івниця, північно-східна околиця	->-	->-	->-
IV-1-234	Суглинки лесовидні. Степоцький-1. В с. Степок, західна околиця	->-	->-	->-
IV-1-235	Суглинки лесовидні. Степоцький-2. В с. Степок, північна околиця	->-	->-	->-
IV-1-236	Суглинки лесовидні. Степоцький-3. В с. Степок, східна околиця	->-	->-	->-
IV-1-239	Суглинки лесовидні. Волицький-1. В с. Волиця, північно-західна околиця	->-	->-	->-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
IV-1-240	Суглинки лесовидні. Волицький-2. В с. Волиця, південно-східна околиця	Прояв	Осадочний, еоловий	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-1-241	Суглинки червоно-бурі. Яроповицький. В с. Яроповичі	-»-	Осадочний, льодовиковий	-»-
IV-1-242	Суглинки червоно-бурі. Андрушівський. В с. Андрушівка	-»-	-»-	-»-
IV-2-244	Суглинки червоно-бурі. Машеринський. На південно-західній околиці с. Машерине	-»-	-»-	-»-
IV-2-245	Суглинки червоно-бурі. Соболевський-1. На східній околиці с. Соболевка	-»-	-»-	-»-
IV-2-250	Суглинки червоно-бурі. Соболевський-2. На південно-східній околиці с. Соболевка	-»-	-»-	-»-
IV-2-251	Суглинки червоно-бурі. Королівський. В 0,7 км на схід від с. Королівка	-»-	-»-	-»-
IV-2-253	Суглинки буровато-сірі. Ходорківський-1. В 0,3 км на схід від с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-254	Суглинки червоно-бурі. Пустельницький. На західній околиці с. Пустельники	-»-	-»-	-»-
IV-2-259	Суглинки червоно-бурі. Рудківський. В 0,9 км на північний схід від с. Рудка	Прояв	Осадочний, льодовиковий	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-2-260	Суглинки червоно-бурі. Ходорківський-2. На західній околиці правобережної частини с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-262	Суглинки червоно-бурі. Ходорківський-4. На південно-західній околиці с. Ходорків	-»-	-»-	-»-
IV-2-263	Суглинки лесовидні. Ходорківський-3. В 1,7 км на південний схід від с. Ходорків	-»-	Осадочний, еоловий	-»-
IV-2-265	Суглинки лесовидні. Кривий-1. В 600 м на північний схід від с. Криве	-»-	-»-	-»-
IV-2-267	Суглинки лесовидні. Липківський-2. На східній околиці с. Липки	-»-	-»-	-»-
IV-2-269	Суглинки лесовидні. Кривий-2. Південна частина с. Криве	-»-	-»-	-»-
IV-2-271	Суглинки лесовидні. Відродження. В південній частині радгоспу Відродження	-»-	-»-	-»-
IV-2-273	Суглинки червоно-бурі. Липківський-1. В 0,5 км південніше західної околиці с. Липки	-»-	Осадочний, льодовиковий	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
IV-2-274	Суглинки лесовидні. Кривий-3. В 1,8 км на південь від с. Криве	Прояв	Осадений, еоловий	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-2-276	Суглинки буровато-сірі. Любимівський. Північно-східна околиця с. Любимівка	-»-	Осадений, льодовиковий	-»-
IV-2-275	Суглинки буровато-сірі. Котлярський. В 0,5 км на захід від с. Котлярка	-»-	-»-	-»-
IV-3-288	Суглинки лесовидні. Корнінський-1. В 200 м на південний схід від Корнінського цукрозаводу	-»-	Осадений, еоловий	-»-
IV-3-289	Суглинки лесовидні. Корнінський-2. В 0,7 км на південний схід від Корнінського цукрозаводу	-»-	-»-	-»-
IV-3-291	Суглинки лесовидні. Корнінський-3. Південна околиця смт. Корнін	-»-	-»-	-»-
IV-3-293	Суглинки лесовидні. Білківський-1. В 0,6 км на схід від південно-східної околиці с. Білка	-»-	-»-	-»-
IV-3-294	Суглинки лесовидні. Білківський-2. В 0,8 км на південь від с. Білка	Прояв	Осадений, еоловий	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-3-295	Суглинки буровато-сірі. Радгоспний. На південно-східній околиці с. Радгоспне	-»-	Осадений, льодовиковий	-»-
IV-3-297	Суглинки лесовидні. Дмитрівський. Південна околиця с. Дмитрівка	Прояв	Осадений, еоловий	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-3-298	Суглинки лесовидні. Кошляцький. В 1 км на захід від с. Кошляки	-»-	-»-	-»-
IV-4-300	Суглинки лесовидні. Дідовщинський. Біля с. Млинок	-»-	-»-	-»-
IV-4-301	Суглинки сірувато-бурі. Фастівський. В 5 км на північний схід від м. Фастів	-»-	Осадений, льодовиковий	Шоцький І.І., 1966 [130]
IV-4-303	Суглинки. Східнофастівський. На східній околиці м. Фастів	-»-	Осадений	-»-
IV-4-304	Суглинки лесовидні. Фастівське. На східній околиці м. Фастів	Родовище. Розробляється	Осадений, еоловий	Минерально-сировинна база стройматеріалів УССР, 1989 [44а]
Технологічна сировина				
I-2-83	Мергель луговий. Веприцький. Північно-західна околиця с. Веприк	Прояв	Осадений	Забіяка Л. І., 1969 [92]
I-2-85	Мергель луговий. Вишевецький. С. Вишевичі, північна околиця	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
I-2-94	Мергель луговий. Красноборський. На східній околиці с. Краснобірка	Прояв	Осадений	Забіяка Л. І., 1969 [92]
II-3-155	Мергель луговий. Борівський. Район с. Борівка, урочище Зайців-Ростриг	-»-	-»-	Шоцький І.І., 1966 [130]
II-3-165	Мергель луговий. Ситняківський. В 0,5 км на захід від с. Ситняки	-»-	-»-	-»-
II-3-171	Мергель луговий. Рожівський. В с. Рожів, урочище Руда.	-»-	-»-	-»-
III-3-212	Мергель луговий. Костовецький. На захід від с. Костовці	-»-	-»-	-»-
Підземні води				
II-1-122	Прісні води. Радомишльське-1. Південно-східна околиця м. Радомишль.	Родовище. Експлуатується	В алювії	Бевза Д. Т. 1974 [71 ^б]
II-1-185	Прісні води. Коростишівське-І, м. Коростишів, східна околиця.	-»-	-»-	-»-
IV-4-305	Прісні води. Фастівське-І, м. Фастів, центральна частина	Родовище. Експлуатується	В алювії	Бевза Д. Т. 1974 [71 ^а]

Список
родовищ та проявів, які показані на аркуші М-35-XVIII
„Геологічній карті і карті корисних копалин
кристалічного фундаменту” масштабу 1: 200 000

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Кольорові метали				
III-4-64	Молібден. Ярошівський. Кам'яний кар'єр на правому березі р. Ірпінь східніше с. Ярошівка	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Гідротермальний	Єсипчук К.Ю., 2001
Рідкісні метали та рідкісноземельні елементи				
II-1-4	Тантал, ніобій. Папірнянський-2. Правий та лівий берег р. Тетерів, навпроти Папірні (передмістя Радомишля)	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Грейзеновий, скарновий	Висоцький Б. Л., 1980 [79]
II-1-6	Тантал, ніобій. Папірнянський-1. Лівий берег р. Бистрівка біля греблі в Папірні	Прояв. Неперспективний	->-	Потебня М.Т., 1974 [109а]
II-1-10	Тантал, ніобій. Мар'янівський. Правий берег р. Тетерів, проти кладовища в с. Мар'янівка	->-	->-	->-
II-1-15	Тантал, ніобій. Руднягородецький. С. Рудня Городецька. В 1 км на північний схід	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	->-	->-
II-1-33	Тантал, ніобій. Городський. В 0,5 км нижче с. Городське	->-	->-	->-
II-2-36	Тантал, ніобій. Товстовський-1. В 1 км на ПС від північної околиці с. Товсте	->-	->-	Висоцький Б. Л., 1980 [79]
II-2-38	Тантал, ніобій. Товстовський-2. Північна околиця с. Товсте	->-	->-	->-
II-2-42	Тантал, ніобій. Забілочівський. В 2 км на північний захід від північної околиці с. Забілоччя	->-	->-	->-
III-2-317	Тантал, ніобій Браженецький. В 1 км на південь від с. Браженець	Прояв. Неперспективний	Екзогенний, остатковий	Довгань Р.М., 1978 [85]
II-2-43	Вольфрам, олово. Забілочівський. В 1 км на північний захід від с. Забілоччя	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Скарновий	Довгань Р.М., 1983 [86]
II-2-44	Вольфрам, олово. Поташнянський. Північно-східна околиця с. Поташня	->-	->-	->-
II-2-312	Вольфрам, олово. Кочерівський. Західна околиця с. Кочерів	->-	->-	Довгань, Р.М., 1978 [85]

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ				
Будівельні матеріали				
Декоративно-облицювальне каміння				
I-2-2	Мармур кальцитовий. Радомишльський-1. В 3 км на захід від м. Радомишль	Прояв. Перспективи неясні	Метаморфічний	Тютюнник В. М., 1970 [117]
II-1-30	Мармур кальцитовий. Козіївське. На північно-західній околиці с. Козіївка	Родовище. Не розробляється	-»-	Довгань Р. М., 1983 [86]
II-2-37	Мармур кальцитовий. Радомишльське-2. В 2 км на південний захід від м. Радомишль	-»-	-»-	Тютюнник В. М., 1970, [117]
II-2-41	Мармур доломітовий. Негребівське. Західна околиця с. Негребівка	Відпрацьоване	-»-	-»-
III-2-59	Мармур доломітовий. Водотіївський. В 0,5 км на північ від с. Водотії	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	-»-	Довгань Р. М., 1986 [87]
III-2-60	Мармур доломітовий. Болачівський. Південна околиця с. Болачів	Прояв. Перспективи неясні	-»-	Щоцький І. І., 1966 [130]
IV-3-73	Граніти. Корнінське. На північний захід від смт. Корнін	Родовище. Розробляється	Магматичний	Минерально-сырьевая база стройматериалов УССР, 1989 [44а]
II-2-309	Мармур доломітовий. Забілочівський. На північно-східній околиці с. Забілоччя	Прояв. Рекомендуються пошукові роботи	Метаморфічний	Довгань Р. М., 1983 [86]
II-3-313	Мармур кальцитовий. Строївський. С. Строївка-Озеряни	Прояв. Перспективи неясні	-»-	Щоцький І. І., 1966 [130]
II-3-314	Мармур доломітовий. Високівський. Східна частина с. Високе	-»-	Метаморфічний	Шуцько В. І., 1962 [131]
III-2-316	Мармур доломітовий. Осовцівський. На південно-західній околиці с. Осовці	-»-	-»-	Тютюнник В. М., 1972 [117]
III-2-318	Мармур доломітовий. Карабачинський. На північній околиці с. Карабачин	-»-	-»-	Довгань Р. М., 1986 [87]
Каміння будівельне				
I-2-1	Амфіболіти, гнейси. Папірнянське-1. На північно-східній околиці с. Папірня	Родовище. Не розробляється	Магматичний	Забіяка Л. І., 1972 [93]
II-1-5	Граніти. Бистриївське. На південній околиці с. Бистриївка	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
II-1-8	Граніти. Кичкирське. На лівому березі р. Мика біля с. Кичкири	Родовище. Не розробляється	-»-	-»-
II-1-9	Гнейси. Мар'янівське. На західній околиці с. Мар'янівка	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
II-1-11	Граніти. Мінінське-2. В 1,5 км на схід від с. Леніно	Родовище. Не розробляється	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
II-1-12	Граніти. Старосельське-2. В 0,5 км на північ від с. Старосельці	Родовище. Не розробляється	Магматичний	Забіяка Л. І., 1972 [93]
II-1-13	Граніти. Мінінське-1. Правий берег р. Тетерів. В 1 км від західної околиці села Мініне	-»-	-»-	-»-
II-1-14	Граніти. Городське-2. В 2 км на північний схід від с. Городське	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
II-1-16	Граніти. Старосельське-1. На західній околиці села с. Старосельці	Родовище. Не розробляється	-»-	-»-
II-1-18	Амфіболіти. Старосельське-3. В с. Старосельці	-»-	-»-	-»-
II-1-19	Граніти. Городське-3. На східній околиці с. Городське	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
II-1-20	Граніти. Городське-2. В 1 км на захід від с. Городське	Родовище. Не розробляється	-»-	-»-
II-1-22	Граніти. Руднягородецьке-2. На північній околиці с. Рудня Городецька	-»-	-»-	-»-
II-1-23	Граніти. Руднягородецьке-1. В 0,5 км на схід від північної околиці с. Рудня Городецька	-»-	-»-	-»-
II-1-24	Граніти. Висококамінське-1. В 1 км на північний захід від с. Високий Камінь	-»-	-»-	-»-
II-1-26	Граніти. Висококамінське-2. На північно-західній околиці с. Високий Камінь	-»-	-»-	-»-
II-1-27	Граніти. Козіївське-2. На північній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-1-28	Граніти. Козіївське-3. На північно-східній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-1-29	Граніти. Городське-1. В центрі с. Городське	-»-	-»-	-»-
II-1-31	Граніти. Козіївське-1. На західній околиці с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-1-32	Граніти. Козіївське-4. В центрі с. Козіївка	-»-	-»-	-»-
II-2-35	Амфіболіти, гнейси. Папірнянське-2. На східній околиці с. Папірня	-»-	-»-	-»-
III-1-50	Граніти. Коростишівське-1. На північній околиці м. Коростишів	-»-	-»-	-»-
III-1-51	Граніти. Коростишівське-2. На східній околиці м. Коростишів	-»-	-»-	-»-
III-1-52	Граніти. Коростишівське-4. На східній околиці м. Коростишів	-»-	-»-	-»-
III-1-53	Граніти. Коростишівське-3. На південно-східній околиці м. Коростишів	Родовище. Розробляється	-»-	-»-
III-1-54	Граніти. Осиковокопецьке-1. На західній околиці с. Осиковий Копець	-»-	-»-	-»-

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
III-1-55	Граніти. Осиковокопещьке-2. В 1,2 км на схід від с. Осиковий Копець	Родовище. Розробляється	Магматичний	Забіяка Л. І., 1972 [93]
III-1-56	Граніти. Грабівське. Північна околиця с. Грабівка	->-	->-	->-
III-4-61	Граніти. Лупське. В 1 км на схід від с. Соснівка	Родовище. Не розробляється	->-	Минерально-сырьевая база стройматериалов УССР, 1989 [44a]
III-4-62	Граніти. Соснівське. В 1 км на південний захід від с. Соснівка	Родовище. Розробляється	Магматичний	->-
III-4-63	Граніти. Ярошівське-1. В 1 км на північний схід від с. Ярошівка	Родовище. Відпрацьоване	->-	->-
III-4-65	Граніти. Ярошівське-2. На схід від с. Ярошівка	Родовище. Розробляється	->-	->-
IV-4-77	Граніти. Малоснітинське. В 1,2 км на північ від с. Мала Снітинка	Родовище. Не розробляється	->-	->-
Технологічна сировина				
II-1-7	Графіт. Серединський. В 1 км на схід від ставка на р. Мика в с. Серединка	Прояв	Метаморфічний	Довгань Р.М., 1983 [86]
II-1-17	Графіт. Руднягородецький. В с. Рудня Городецка	->-	->-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
II-2-46	Графіт. Красилівський-1. В 2 км на північний захід від с. Красилівка	->-	->-	->-
II-2-47	Графіт. Красилівський-2. В 4 км на південь від с. Красилівка	->-	->-	Довгань Р.М., 1983 [86]
III-2-57	Графіт. Карабачинський. В 0,5 км на північний захід від с. Карабачин	->-	->-	->-
III-2-58	Графіт. Віленьківський. В 1,3 км на північний схід від с. Віленька	->-	->-	Забіяка Л.І., 1972 [93]
IV-2-69	Графіт. Ходорківський-2. Центральна частина с. Ходорків	->-	->-	Довгань Р.М., 1986 [87]
IV-2-72	Графіт. Любимівський. На східній околиці с. Любимівка	->-	->-	Безверхній Г.С., 1971 [72]
III-2-315	Графіт. Браженецький. В 1 км на південь від с. Браженець	->-	->-	Довгань Р.М., 1986 [87]
IV-2-319	Графіт. Ходорківський-1. В 1 км на північний схід від с. Скочище	->-	->-	->-
IV-2-320	Графіт. Липківський. В 0,8 км на південний схід від південної околиці радг. Відродження	->-	->-	->-
II-1-21	Мусковіт. Городський. Східна околиця с. Городське	Прояв	Рідкісно-метальних пегматитів	Довгань Р.М., 1983 [86]
II-1-34	Мусковіт. Висококамінський. Східна околиця с. Високий Камінь	->-	->-	->-
II-2-45	Мусковіт. Кочерівський. Зах. околиця с. Кочерів	->-	->-	Шоцький І.І., 1966 [130]

Індекс квадрату і номер на карті	Вид корисної копалини, найменування родовища або прояву, місце знаходження	Стан експлуатації родовища або характеристика прояву	Геолого-промисловий тип	Примітка (джерело інформації)
1	2	3	4	5
II-2-310	Флюорит. Кочерівський-1. На північній околиці с. Кочерів	Прояв	Метасоматичний	Довгань Р.М., 1983 [86]
II-2-311	Флюорит. Кочерівський-2. На східній околиці с. Кочерів	-»-	-»-	-»-
Керамічна та вогнетривка сировина				
II-1-25	Пегматити. Висококамінський. Північно-східна частина с. Високий Камінь	Прояв	Магматичний	Забіяка Л. І., 1972 [93]
IV-2-71	Каолін первинний. Корнінське. 0,3 км на захід від смт. Корнін	-»-	Кора вивітрювання	Безверхній Г. С., 1970 [72]
Підземні води				
I-1-307	Прісні води. Радомишльське-2, північна околиця м.Радомишль	Родовище. Експлуатується	Тріщинні, в кристалічному фундаменті	Бевза Д. Т., 1971 [71б]
II-1-308	Прісні води. Коростишівське-2. м.Коростишів, північна околиця	-»-	-»-	-»-
IV-4-321	Прісні води. Фастівське-2, м.Фастів	-»-	-»-	Бевза Д. Т., 1971 [71а]
IV-4-322	Радонові води Фастівське-3. м.Фастів	Прояв. Вміст радону до 300 еман.	Постмагматичний	Безверхній Г. С., 1970 [72]

Геологічні пам'ятки

I. Раніше відомі геологічні пам'ятки:

1. Скеля Високий Камінь.

Житомирська обл., Коростишівський район, с. Високий Камінь, південно-східна околиця.

На заплаві лівого берега р. Тетерів майже від зрізу води здіймається скеля розміром 40 x 50 м (у підніжжя) і заввишки до 10 м. Її складено червоним та трояндовим пегматитом з графічною (що нагадує клинопис) і пегматоїдною (з великими кристалами мінералів) структурами. На їх тлі виділяються чорні пучки сріблястого мусковіту, що нагадують гілки ялини, довжиною 10-15 см. Пегматит залягає в гранітах житомирського комплексу (2080 млн років). Скеля Високий Камінь дуже мальовниче місце, яке характерне для ландшафтів середньої течії р. Тетерів.

Джерела:

1) Геологические памятники Украины. К., 1985, с. 36, № 99.

2) Геологічні пам'ятки України. К., 2001.

2. Відслонення палеопротерозойських "псевдоконгломератів". Житомирська обл., Радомишльський район, с. Леніно, північно-східна околиця.

В заплаві лівого берега р. Тетерів тягнеться пасмо невисоких пагорбів, в яких відслонюються тектонічно перероблені (катаклазовані) кристалосланці і гнейси тетерівської серії (палеопротерозой) з будинованими жилами гранітів, пегматитів і кварцу. Будини останніх мають різний розмір (від перших сантиметрів до 0,5 м) і нагадують дещо деформовані гальки осадового походження. Саме через це ці породи спочатку були сприйняті за конгломерати і лише пізніше було встановлене їх тектонічне походження. Відслонення мають великий пізнавальний інтерес, а місцевість, що прилягає до південної околиці Папірнянського лісу, дуже мальовнича. Поряд знаходиться струмок із смачною водою.

Джерела:

1) Геологические памятники Украины. К.: Наук. думка, 1985, с. 36, № 98.

2) Сукач В.С., Иванушко А.С. О происхождении "конгломератов" тетеревской серии. Геол. журнал, 1977, № 4, с. 129-136.

II. Вперше рекомендовані геологічні пам'ятки.

1. Скельні відслонення коростишівських гранітів. Житомирська обл., м. Коростишів, південно-східна околиця.

На обох крутих берегах р. Тетерів, зліва від дороги Київ-Житомир біля в'їзду в м. Коростишів в скельних обривах висотою до 10 м відслонюються сірі середньозернисті порфіробластичні граніти коростишівського типу, що мають вік 2040 млн років і відносяться до житомирського комплексу. У відслоненні можна спостерігати інтрузивний контакт цих гранітів із дещо древнішими (2080 млн років) рівномірнозернистими гранітами житомирського типу.

2. Відслонення міоценових (новопетрівська світа) і четвертинних відкладів. Житомирська обл., Коростишівський район, с. Городське, північна околиця.

**Константин Юхимович Єсипчук
Борис Дмитрович Возгрін
Ростислав Миколайович Довгань
Галина Валентинівна Калініна
Константин Володимирович Когут
Степан Григорович Кривдік
Сергій Сергійович Красовський
Михайло Іванович Орлюк
Віктор Іванович Орса
Інна Константинівна Пашкевич
Володимир Михайлович Скобелєв
Леонід Михайлович Степанюк**

**Державна геологічна карта України
Масштаб 1:200 000**

Центральноукраїнська серія
аркуш М-35-ХVIII (Фастів)

Редактор видання *А. А. Горячок*
Комп'ютерна верстка *Г. О. Акінфієв*
Комп'ютерна графіка *В. В. Шишко*
Коректор *М. В. Дроздецька*

Видано відповідно до рішення Науково-редакційної ради Департаменту геології та використання надр Міністерства екології та природних ресурсів України від 20.11.2001 р. (протокол № 113).

Підписано до видання 27.11.2001 р.
Формат 60x84 1/8. Папір типовий. Тираж 100 примірників. Замовлення 01/03

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