



МІНІСТЕРСТВО ЕКОЛОГІЇ ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ
ДЕПАРТАМЕНТ ГЕОЛОГІЇ ТА ВИКОРИСТАННЯ НАДР

УКРАЇНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИЙ ІНСТИТУТ
(УкрДГРІ)

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

ЦЕНТРАЛЬНОУКРАЇНСЬКА СЕРІЯ
АРКУШ М-36-XXXII (НОВОУКРАЇНКА)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

Автори	В.М. Клочков (відповідальний виконавець), Я.П. Білинська, О.М. Шевченко, Г.П. Хворова, Б.Д. Возгрін, Ю.К. Пійяр, Д.А. Сидорова, І.К. Пашкевич, С.С. Красовський, М.І. Орлюк, Ю.М. Веклич
Редактори	В.Я. Великанов, К.Ю. Єсипчук
Експерт НРР	В.А. Голубєв

УДК 550.8:528.94(0.84.3200)(477.45+477.73)

Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія Центральноукраїнська. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка). Пояснювальна записка — Київ, УкрДГРІ, 2001. — 119 с.: табл. 3, бібліогр. джерел 42, дод. 12, рис. 22.

У пояснювальній записці надається систематизований опис стратифікованих і нестратифікованих утворень, тектонічної будови території та історії її геологічного розвитку, корисних копалин і закономірностей їх розміщення. Визначено головний вплив глибинного лінеamentу "Г" на розміщення основних типів корисних копалин. В окремих розділах наведено загальну характеристику геоморфологічної будови, гідрогеології та екологічного стану геологічного середовища.

Для широкого кола фахівців галузі геологічних наук і природознавства.

Автори В.М. Клочков (відповідальний виконавець), Я.П. Білинська, О.М. Шевченко, Г.П. Хворова, Б.Д. Возгрін, Ю.К. Пійяр, Д.А. Сидорова, І.К. Пашкевич, С.С. Красовський, М.І. Орлюк, Ю.М. Веклич

Редактори В.Я. Великанов, К.Ю. Єсипчук

*Матеріали розглянуто і ухвалено до видання
НРР Державного комітету геології та використання надр 1998 р.*

ЗМІСТ

ВСТУП	4	Хімічна сировина	77
СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	5	Мінеральні добрива	78
Палеоархейська еонотема (AR ₁)	6	Керамічна і вогнетривка сировина	78
Палеопротерозойська еонотема (PR ₁)	7	Кварц для виробництва кераміки та скла	78
Кайнозойська ератема (KZ)	12	Польовий шпат	78
Палеогенова система (P)	12	Пегматит керамічний	78
Неогенова система (N)	19	Каолін первинний	78
Четвертинна система (Q)	25	Абразивні матеріали	79
НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ	31	Гірничотехнічна сировина	79
Інрузивні утворення	31	Дорогоцінне і виробне каміння	80
Ультраметаморфічні утворення	40	Будівельні матеріали	80
Кора вивітрювання докембрійських порід (PZ-KZ) KV	46	Корисні копалини фанерозойських відкладів	80
ТЕКТОНІКА	51	Тверді горючі копалини	80
Нижній ярус	52	Металічні копалини	81
Верхній ярус	56	Чорні й рідкісні метали	81
Глибинна будова земної кори	57	Неметалічні копалини	82
Співвідношення приповерхневої та глибинної будови земної кори	60	Каоліни	82
ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	63	Глина вогнетривка	82
Криптозойський етап	63	Піски будівельні	82
Фанерозойський етап	64	Піски формувальні	83
ГЕОМОРФОЛОГІЯ	66	Корисні копалини четвертинних відкладів	83
ГІДРОГЕОЛОГІЯ	69	ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗМІЩЕННЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН ТА ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ	83
КОРИСНІ КОПАЛИНИ	71	Буре вугілля	84
Корисні копалини докембрійського фундаменту та кори вивітрювання	71	Чорні метали	84
Металічні корисні копалини	71	Кольорові метали	84
Чорні метали	71	Рідкісні метали	86
Кольорові метали	71	Уран та рідкісні землі	86
Рідкісні метали	71	Благородні метали	87
Рідкісні землі	72	Неметалічні корисні копалини	88
Благородні метали	74	Оцінка перспектив району	88
Радіоактивні елементи	74	ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА	90
Тверді неметалічні корисні копалини	77	ВИСНОВКИ	90
Оптичні матеріали	77	ЛІТЕРАТУРА	91

ДОДАТКИ

1. Список родовищ і проявлень корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин кристалічної основи"	93
2. Список родовищ, проявлень та пунктів підвищеної мінералізації корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин дочетвертинних відкладів"	98
3. Список родовищ і проявлень корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин четвертинних відкладів"	100
4*. Характеристика родовищ та проявлень металічних корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин кристалічної основи"	
5*. Список безпосередніх пошукових ознак	
6. Типовий розріз тиврівської товщі (Новогригорівський профіль)	101
7. Типовий розріз кам'янокостоватської світи в умовах амфіболітової фації метаморфізму	104
8. Типовий розріз кам'янокостоватської світи в умовах гранулітової фації метаморфізму	106
9. Типовий розріз рошаківської світи (Лисогірський профіль)	108
10. Типовий розріз спасівської світи	111
11. Типовий розріз родіонівської світи	114
12. Типовий розріз чечеліївської світи	118

* Додатки 4, 5, а також "Карту корисних копалин і закономірностей їх розміщення" передано на тривале збереження до фондів ДГП "Геоінформ"

ВСТУП

Територія аркуша М-36-XXXII (Новоукраїнка) розміщена у межах Бобринецького, Добровеличківського, Кіровоградського, Компаніївського, Новоархангельського, Новоукраїнського, Вільшанського районів Кіровоградської області, а також Братського та Первомайського районів Миколаївської області. Обмежена географічними координатами: 31°00' і 32°00' східної довготи та 48°00' і 48°40' північної широти.

Важливі населені пункти: міста — Новоукраїнка (20 тис. мешканців), Смолине (20 тис. мешканців), Мала Виска (15 тис. мешканців), Помічна (15 тис. мешканців); селища міського типу — Липняжка, Добровеличківка, Рівне (до 10 тис. мешканців); села (від 100 до 2000, іноді 300—700 мешканців), які розміщуються, як правило, в долинах річок та балок. Усі великі населені пункти озеленено, електрифіковано та забезпечено телефонно-телеграфним зв'язком. У них працює водопровід, а джерелом водопостачання осель є шахтні колодязі, завглибшки до 10—15 м.

Шляхи сполучення достатньо розвинуті. Це, наприклад, залізничні магістралі (Кіровоград—Помічна—Котовськ, Помічна—Клосівка, Помічна—Долинська, Помічна— ст. ім. Тараса Шевченка, Помічна—Капустино—Липняжка); автомагістралі (Умань—Кіровоград, Кишинів—Кіровоград, Первомайськ—Миколаїв), шосейні дороги з асфальтовим, кам'яним та щебеним покриттям, якими сполучається більшість міст та сіл території. Інші населені пункти з'єднуються ґрунтовими дорогами, які під час розпуття важкопрохідні для колісного транспорту.

Природні умови території визначаються її положенням на південних відрогів Придніпровської височини та належністю до межі лісостепової і степової зон ландшафтів, яка простягається в північно-східному напрямку й поділяє територію аркуша на приблизно рівні частини.

Місцевість рівнинна (переважні абс. відмітки — 150—200 м, максимальна височина — 266 м). Поверхня рівнини хвиляста, місцями пагорбкувата й розчленована долинами річок та балок, схили яких прорізані промоїнами і ярами (завширшки від 3 до 50 м, завглибшки до 17 м). Ґрунти переважно глинисті, у північній та східній частині аркуша — суглинисті. Ґрунтові води в долинах річок та балок залягають на глибині 1—5 м, на межиріччях — до 20 м.

Гідрографічна мережа добре розвинута. Річки належать до басейну р. Південний Буг та його приток — рр. Синюха та Інгул. Найбільша річка — Чорний Ташлик — завширшки до 20—40 м, завглибшки до 2 м. Інші річки малі (шириною до 10 м, глибиною до 1 м). Схили долин переважно пологі й лише місцями — обривні. Біля міст і сіл річки та балки часто перегорожені греблями, вище яких розміщено водосховища. Річки, як правило, замерзають у середині грудня, а розкриваються в першій половині березня. Найвищий рівень паводкових вод (друга половина березня) на 2—4 м вище меженного.

Маленькі ділянки листяних лісів містяться переважно на схилах та в долинах балок і річок. Лісові смуги, завширшки до 10 м і заввишки до 12—15 м, — найпоширеніші на цій території.

Кліматичні умови сприятливі. Зима (листопад-лютий) порівняно м'яка. Слабкі морози (-3°—-6°С) часто змінюються відлигами, які супроводжуються похмурою погодою і туманами. Максимально низькі температури сягають -36°С. Сніговий покрив (до 15 см) утримується із другої половини грудня до кінця

Таблиця 1

№ п/п	Види робіт	Масштаб 1:200 000		Масштаб 1:50 000 (1:25 000)	
		% площі	Рік проведення	% площі	Рік проведення
1	Геологічна зйомка	100	1953-1961	100	1963-1981
2	Глибинне геологічне картування (ГГК)	100	1985-1989	3	1991
3	Гравіметрична зйомка	-	-	100	1991
4	Наземна магнітна зйомка	-	-	50	1958-1985
5	Аеромагнітна зйомка	-	-	50	1983-1986
6	Сейсморозвідувальні роботи: з методом ГСЗ з методом МВХ-ЗГТ	60 6			
7	Вертикальне електрондування (ВЕЗ)	5			
8	Гідрогеологічна зйомка	100	1959-1974	-	-

лютого. Глибина промерзання ґрунтів — 20—50 см. Літо тепле, в окремі роки жарке та засушливе. Звичайні денні температури повітря 22—25°C, в окремі дні до 36—38°C. Опади спостерігаються у вигляді короткочасних дощів, нерідко із грозами та зливами. Літом часті суховії й пилові бурі при швидкості вітру до 15 м/сек.

Населення переважно сільське. Основні культури землеробства — пшениця, цукрові буряки, соняшник. Місцеве населення працює в основному на підприємствах гірничодобувних і легкої промисловості, а також транспорті.

Освоєння мінеральних ресурсів слабе. Із численних родовищ радіоактивних металів розробляється лише одне. Основа гірничодобувної промисловості — кар'єри з видобутку будівельного каменю, виробництво цегли, черепиці, а також моноблоків. Низка кар'єрів, розміщених біля залізниць, має державне значення. Інші розробляють для місцевих потреб. Умови проведення геологічних робіт задовільні.

Район має чітко виражену двоярусну будову. Верхній ярус складають відклади осадового чохла, які залягають горизонтально, нижній — глибокометаморфізовані утворення докембрійського фундаменту. На чималій території останні виходять безпосередньо під малопотужні четвертинні відклади. Кристалічні породи добре відслонюються по схилах долин річок та балок. Відслонення осадового чохла дуже рідкі, в основному штучного походження, і лише по Чорному Ташлику, в обривистих схилах долини, спостерігаються відслонення пліоцен-четвертинних відкладів (опорні розрізи).

Ступінь геолого-геофізичного вивчення цієї території під час складання Геолкарти-200 відображено в таблиці 1.

Комплект карт складено на основі матеріалів геологозйомочних та пошукових робіт В.А. Анісімова, О.К. Бабиніна, В.П. Брянського, Ю.В. Гейко, В.А. Голубєва, А.В. Зайця, В.Г. Злобенко, Б.Н. Іванова, Г.М. Карпова, П.Ф. Кінякіна, Г.Д. Коломійця, Є.П. Крамських, А.В. Кузьменка, Г.А. Нудельмана, О.П. Сторожука, Н.Ф. Сиродоева, О.М. Сухініна, Ф.В. Труцька, Г.А. Шварца та їх співавторів.

Відомості щодо спеціальних досліджень, які здійснено на території цього аркуша, наведено у відповідних розділах.

СТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

У загальному стратиграфічному розрізі території аркуша вирізняють кайнозойську ератему, палеопротерозойську й палеоархейську еонотеми.

Кайнозойську ератему складає осадовий чохол, який майже повністю перекриває кристалічний фундамент на всіх ділянках аркуша. Рельєф та малоамплітудні коливальні рухи останнього (рис. 13) зумовлюють характер розподілу, потужність і у значній мірі фації осадових відкладів (рис. 1—12).

Палеопротерозойські та палеоархейські утворення кристалічного фундаменту належать до двох структурних поверхів, складнодислокованих та еродованих.

Нижче наведено загальну характеристику зведеного стратиграфічного розрізу зверху донизу.

Кайнозойська ератема (KZ)

Четвертинна система (Q):

- голоценовий відділ (H),
- верхньонеоплейстоценова ланка та голоценовий відділ нерозчленовані ($P_{III}-H$),
- неоплейстоценовий розділ (P),
- верхньонеоплейстоценова ланка (P_{III}),
- середньо- і верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{III-II}),
- середньонеоплейстоценова ланка (P_{II}),
- нижньо- і середньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{II-I}),
- нижньонеоплейстоценова ланка (P),
- еоплейстоценовий розділ та нижньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (E-P),
- еоплейстоценовий розділ (E).

Неогенова система (N):

- пліоценовий відділ (N_2),
- товща червоно-бурих глин ($N_2\check{c}b$),
- пліоценовий і міоценовий відділи нерозчленовані ($N_{1,2}$),
- строката піщано-глиниста товща ($N_{1,2}pg$), - товща строкатих пісків ($N_{1,2}p$),
- міоценовий відділ (N_1),
- глиниста товща (N_1g),
- піщана товща (N_1p),
- новопетрівська світа (N_1np).

Палеогенова система (P):

- олігоценний відділ (P_3),
- берекська світа (P_3br),

- межигірська світа (P_3mz),
- еоценовий відділ (P_2),
- обухівська світа (P_2ob),
- київська світа (P_2kv),
- бучацька серія (P_2bc),
- палеоценовий відділ (P_1),
- товща брекчієвидних порід (P_1bk).

Протерозойська акротема (PR)

Палеопротерозойська еонотема (PR₁)

- інгуло-інгулецька серія (PR_{1ii}),
- роцахівська світа (PR_{1rc}),
- верхня підсвіта (PR_{1rc₂}),
- нижня підсвіта (PR_{1rc₁}),
- кам'янокостоватська світа (PR_{1kk}),
- чечеліївська світа (PR_{1cc}),
- верхня підсвіта (PR_{1cc₂}),
- нижня підсвіта (PR_{1cc₁}),
- спасівська світа (PR_{1sp}),
- родіонівська світа (PR_{1rd}).

Архейська акротема (AR)

Палеоархейська еонотема (AR₁)

- дністровсько-бузька серія (AR_{1db}),
- зеленолевадівська товща (AR_{1zl}),
- тиврівська товща (AR_{1tv}).

Стратифіковані утворення вивчено нерівномірно. Фанерозойські розрізи, за винятком четвертинних, майже зовсім не охарактеризовано фауністично. Лише для плейстоценових відкладів авторами одержані споро-пилкові спектри, які підтверджують прийнятий вік. Через це стратиграфія як фанерозойських відкладів, так і дислокованих утворень докембрію ґрунтується в основному на літологічному та геохронологічному методах розчленування.

Нижче наведено характеристику стратонів, відображених на геологічних картах комплексу. Відповідно до узвичаєних принципів опису стратиграфічного розрізу виконується знизу вгору.

Палеоархейська еонотема (AR₁)

Дністровсько-бузька серія (AR_{1db})

Поширення порід серії на рівні ерозійного зрізу незначне. Разом із гранітоїдами гайворонського та ташлицького комплексів вони становлять нижній структурний поверх кристалічного фундаменту. Відрізняється серія двома товщами (знизу вгору): тиврівською і зеленолевадівською, метаморфізованими в умовах гранулітової фації метаморфізму.

Тиврівська товща (AR_{1tv}) поширена в межах Ятранської та Братської підзон, де спостерігається у вигляді останців і ксенолітів в ендербітах і плагіогранітах гайворонського та ташлицького комплексів. Найпоширеніша в межах Новогригорівської та Бандурівської купольних структур, а також в південно-західному обрамленні Новоукраїнського масиву.

Товщу складають плагіогнейси та кристалосланці біотит-піроксенові, місцями із гранатом, двопіроксенові й амфібол-піроксенові з малопотужними підпорядкованими проверстками амфіболітів і кальцифірів. Останні два різновиди спостерігаються лише в Бандурівській та Новогригорівській купольних структурах.

Найповніший розріз спостерігається у Новогригорівській структурі. Він розкритий профілем із трьох свердловин (дод. 6). Потужність товщі по розрізу перевищує 600 м. Метаморфічні породи становлять приблизно шосту частину цієї потужності. Вони перемежуються із плагіогранітами, ендербітами та поодинокими згідними пластами ультраосновних порід.

Основну частину товщі складають плагіогнейси біотит-гіперстеннові, іноді з гранатом, в яких простежуються малопотужні (0,1—0,2 м) "будиноподібні" проверстки гнейсів та кристалосланців діопсид-плагіоклазових. Гнейси дрібнозернисті сланцювато-смугасті, на окремих ділянках із порфіробластами гіперстену і гранату розміром 0,5—0,7 см. Гнейси містять: плагіоклаз (андезин) — 50—70 %, кварц — 15—20 %, гіперстен — 5—20 % (часто заміщений ідингситом, хлоритом чи амфіболом), біотит — 5—20 %; акцесорні — апатит, циркон (поодинокі зерна) та магнетит — до 3 %.

Петрохімічний склад гнейсів відповідає складу ортопорід, які належать до вапнисто-лужної петрохімічної серії сублужного ряду. На класифікаційній діаграмі Le Maitre (1989) описані породи відповідають андезитам та андезито-базальтам. За вмістом Al_2O_3 — $[FeO^*+TiO_2]$ —MgO породи відповідають вапнисто-лужним андезитам та базальтам (БД Геолкарта—200. Аналітика).

Кристалосланці двопіроксен-плагіоклазові, на окремих ділянках амфіболізовані з різним ступенем інтенсивності, утворюють малопотужні (перші метри) проверстки. Це — дрібнозернисті, сланцювато-смугасті

або масивні породи, у складі яких є плагіоклаз (№ 45—50) — 35—40 %, піроксен (ромбічний і моноклінний) — 10—40 %, рогова обманка — 0—35 %, біотит — 0—10 %, магнетит — до 5 %, апатит і циркон — поодинокі зерна. Протосубстратом кристалосланців є ультрабазити та базити, про що свідчить їх хімічний склад. Петрохімічна серія — толейтова та вапнисто-лужна, ряд — сублужний. На класифікаційних діаграмах Le Maitre (1989) вони відповідають базальтам (пікробазальтам) та андезито-базальтам (трахіандезито-базальтам). За вмістом Al_2O_3 — $[FeO^*+TiO_2]$ - MgO належать до толейтів і вапнисто-лужних андезитів (БД Геолкарта-200. Аналітика).

Амфіболіти спостерігаються дуже рідко, потужність проверстків — перші метри. Це нерівномірно-зернисті масивні та смугасті породи із простим мінеральним складом: плагіоклаз — 40—50 %, рогова обманка — 40—60 %, іноді з'являється кварц (до 5 %); акцесорні мінерали — циркон, апатит, а також рудні — магнетит (1—3 %).

Кальцифіри простежуються у вигляді незначних за розмірами останців. Це середньозернисті, масивні зеленувато-сірі породи, в яких олівін, піроксен (моноклінний) та флогопіт становлять 30—35 %, а карбонати — 60—70 %.

Зеленолевадівську товщу (AR_{1zI}) виділено до деякої міри умовно, в основному спираючись на стратиграфічні співвідношення та геофізичні дані, у зв'язку з дуже незначною кількістю фактичного матеріалу. До неї належать біотитові та гранат-біотитові плагіогнейси, що у межах Ятранської підзони складають ядро антиформної структури, розміщеної на захід від сс. Водяне, Липняжка. На крилах указаної структури спостерігається перекриття товщі кам'янокостоватською світою, яка вверх по розрізу змінюється гнейсами рошчавівської світи.

Товща складена плагіогнейсами біотитовими з перемінним вмістом гранату, серед яких простежується велика кількість різнопотужних жил аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів.

Метаморфічні утворення серії заміщуються ендербітами та плагіогранітами гайворонського й ташлицького комплексів і разом з ними гранітизуються гранітами побузького комплексу. Слід зауважити, що виділені на території аркуша товщі досить упевнено корелюються із стратотиповими розрізами тиврівської та зеленолевадівської товщ.

Палеопротерозойська еонотема (PR₁)

Ингуло-ингулецька серія (PR_{1ii})

На території аркуша серія поширена в межах Ятранської, Братської та Кіровоградської підзон.

Спостерігаються два типи її розрізу, межею між якими є Новопавлівська тектонічна зона. На північний схід від цієї зони (Кіровоградська підзона) у складі серії виділено (знизу вверх) три світи: родіонівську, спасівську та чечеліївську, а на південний захід і захід (Ятранська і Братська підзони) — дві: кам'янокостоватську й рошчавівську, які відповідно корелюються зі спасівською та чечеліївською.

Кіровоградська підзона

Родіонівська світа (PR_{1rd}) поширена лише у північній частині аркуша, де на рівень ерозійного зрізу виходить в ядрах антиформних структур і виявлена всього декількома свердловинами. Найповніший її розріз розкритий свердловиною 88—88. Породи, які підстеляють її, невідомі, а перекривається вона тонкозернистими біотитовими гнейсами спасівської світи. Корелюється зі стратотиповим розрізом району с. Родіонівка. Типовий у межах аркуша розріз показано у дод. 11. Світа досить чітко поділяється на дві підсвіти, але масштаб карти не дає змоги їх відобразити.

У нижній підсвіті (потужністю >120 м) різко переважають плагіогнейси біотитові, в яких спорадично містяться лусочки графіту, з малопотужними (2—3 м) проверстками плагіогнейсів кордієрит-біотитових та кристалосланців амфібол-діопсидових і діопсидових потужністю 0,1—0,4 м.

У верхній підсвіті (потужністю ≈ 245 м) переважають амфіболіти, амфіболіві й біотит-амфіболіві кристалосланці з численними проверстками різної потужності (в середньому 5—10 м) плагіогнейсів графіт-біотитових та лінзами (0,2—0,6 м) амфібол-діопсидових, діопсидових кристалосланців і скарноподібних порід.

У центральній частині світи серед амфіболітів спостерігаються поодинокі малопотужні проверстки кальцифірів. Перехід між нижньою й верхньою підсвітами поступовий, на межі помітно тонке перешарування плагіогнейсів біотитових, амфібол-біотитових і амфіболових. Нижня підсвіта була складена (до метаморфізму) в основному теригенно-глинистими слабовуглецевими осадами, в той час як у верхній переважали мергелісти, зрідка карбонатні утворення.

Породи світи січуться численними жилами аплітоїдних, апліто-пегматоїдних та пегматоїдних гранітів різної потужності (0,2—3 м, зрідка 10—15 м), які в основному належать до кіровоградського комплексу. Крім того, простежуються згідні тіла гранітів біотитових дрібнозернистих із нечітко вираженою субпаралельною текстурою. Потужність тіл у середньому 2—5 м, належать вони до кіровоградського комплексу. Граніти, як і гнейси, часто метасоматично змінені.

Спільне для всіх різновидів порід світи — переважання тонко-дрібнозернистих структур і дещо підвищений (1—3 %, іноді до 5 %) вміст рудних мінералів, представлених сульфідами, ільменітом і титаномагнетитом.

Плагіогнейси біотитові та графіт-біотитові характеризуються лепідогранобластовою структурою, тонкосмугастою текстурою і таким мінеральним складом (%): плагіоклаз — 30—45, кварц — 20—35, біотит — 15—35, графіт — 0—10; рудні мінерали (переважно сульфіди) — 1—5; акцесорні — циркон, апатит.

Амфіболіти, кристалосланці амфіболові (частіше в тонкому перешаруванні) — це тонкозернисті й дрібнозернисті, смугасті, масивні та сланцюваті, іноді зі сегрегаційним скупченням амфіболу породи із грано- та нематогранобластовими структурами, а в дуже тонкозернистих різновидах — мозаїчною. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (в основному андезин) — 20—45; кварц — 0—2, зрідка — до 10; амфібол (рогова обманка, кумінгтоніт, значно рідше актиноліт) — 40—80; біотит — 0—3, іноді — до 15; акцесорні — апатит, циркон і дуже характерний сфен (1—2). Рудні мінерали (%): ільменіт, титаномагнетит, сульфіди — 0,5—2, іноді до 5; часто спостерігаються тонкі лусочки графіту (до 1) та поодинокі дрібні зерна турмаліну. Амфіболіти родіонівської світи в порівнянні з амфіболітами кам'янокостоватської збіднені магнієм (6—7 проти 10—11).

Плагіогнейси амфібол-біотитові й біотит-амфіболові — це дрібно- та тонкозернисті, сланцюваті, тонкосмугасті породи з лепідогранобластовими структурами, зрідка з елементами нематобластових. Вміст породотвірних мінералів коливається у широких межах (%): плагіоклаз — 40—60, кварц — 15—30, амфібол (рогова обманка, зрідка кумінгтоніт) — 5—20, біотит — 5—20; акцесорні — сфен (до 1), апатит, циркон; рудні — ільменіт, магнетит, сульфіди.

Кристалосланці діопсидові, діопсид-амфіболові та скарноподібні породи найпоширеніші у верхній підсвіті. Умови залягання, розміри і форма проверстків усіх подібні. Спільними для них є різкі коливання процентного складу породотвірних мінералів. Багато спорідненого є і в мінеральному складі цих порід. Кристалосланці дрібно- та тонкозернисті, масивні або нечітко смугасті з таким мінеральним складом (%): плагіоклаз (як правило, лабрадор) — 35—50, кварц — 0—10, діопсид — 15—55, амфібол (в основному тремоліт-актинолітового ряду, заміщує діопсид) — 1—25; акцесорні — сфен — 0,5—2, апатит — до 1, циркон; рудні — сульфіди, титаномагнетит — 1—3.

Скарноподібні породи тонко-, дрібно- та середньозернисті світло-зеленувато-сірі, масивні, іноді нечітко тонкосмугасті з гетерогранобластовою структурою. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (лабрадор, часто майже повністю заміщений скаполітом) — 10—30, кварц — 5—30, діопсид — 30—70, амфібол — 3—20, кальцит — 0—20, епідот, цоїзит — 0—15, гранат — 0—5; акцесорні — сфен — 1—2, апатит, зрідка циркон; рудні — сульфіди, ільменіт, магнетит. Геохімічною особливістю скарноїдів є підвищений вміст вольфраму.

Кальцифіри характеризуються дрібнозернистою гранобластовою структурою і простим мінеральним складом (%): кальцит — 70—75, діопсид — 10—15, тремоліт — до 10, сульфіди — до 3.

Гнейси кордієрит-біотитові не відрізняються від таких у чечеліївській і спасівській світах. Беручи до уваги парагенезис мінералів, породи метаморфізовані в умовах амфіболітової фації.

Поблизу тектонічних зон породи з різною інтенсивністю змінені гідротермально-метасоматичними процесами (скаполітизацією, епідотизацією, мусковітизацією, окварцюванням). Іноді спостерігається сульфідизація, турмалінізація.

Спасівська світа (PR, sp) поширена на північ та схід від Новопавлівського надвигу, де виходить на поверхню ерозійного зрізу в антиформних структурах у районі сс. Якимівка, Успенівка, Копанки. Породи розкриті невеликою кількістю свердловин, які дають можливість зі значною мірою ймовірності показати розріз світи (дод. 10). Вона підстеляється тонкозернистими кристалосланцями родіонівської світи, а перекривається плагіогнейсами чечеліївської. У верхній частині склад спасівської світи строкатіший, ніж у нижній та середній. Простежуються порівняно потужні (до 10 м) проверстки плагіогнейсів графіт-біотитових. Це явище, на думку В.П. Брянського (1986), має важливе стратиграфічне і пошукове значення. Межі між світами не різкі, ймовірно, згідні, на окремих ділянках тектонічні. Потужність світи — до 340 м. Породи прориваються жилами (від перших сантиметрів до 15—16 м) апліто-пегматоїдних та пегматоїдних гранітів, часто з турмаліном і апатитом. У нижній частині розміщуються згідні жили (потужністю 1—7 м) біотитових дрібнозернистих гранітів, частіше із дрібними скупченнями апатиту.

Світу складають плагіогнейси біотит-амфіболові, амфібол-біотитові, амфіболові, біотитові, графіт-біотитові з малопотужними (0,1—0,5 м), як правило, лінзовидними проверстками плагіогнейсів діопсидових, а в нижній частині світи — актиноліт-діопсид-плагіоклазових скарноподібних порід. Зрідка простежуються проверстки амфіболових кристалосланців потужністю 6—8 м.

Плагіогнейси амфібол-біотитові, біотит-амфіболові, амфіболові є найпоширенішими породами. Вони характеризуються дрібно-, тонкозернистою структурою, нечіткою смугастою текстурою, іноді з елементами

плямистої, зумовленої скупченнями амфіболу. Мінеральний склад гнейсів коливається у значних межах, у зв'язку з чим вирізняється декілька їх різновидів, але виявити якусь закономірність у зміні будови важко. Загальний склад гнейсів такий (%): плагіоклаз (олігоклаз-андезин, андезин) — 30—50, кварц — до 30, амфібол — 5—20, біотит — 15—25; акцесорні — циркон, апатит; рудні — сульфіди, магнетит. Кристалосланці відрізняються від плагіогнейсів дещо підвищеним вмістом амфіболу (25—35 %) і різко зниженим (до 5 %) — кварцу. Структура гранобластова, гетеролепідогранобластова. Фізичні властивості: щільність — $\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$, магнітна сприйнятливість — $\chi = 40 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

Плагіогнейси біотитові в основному спостерігаються в нижній і верхній частинах розрізу, причому в нижній частині переважають тонкозернисті різновиди, а у верхній — дрібнозернисті із прошарками тонкозернистих. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 45—55, кварц — до 30, біотит — 20—35; акцесорні — апатит, циркон, монацит; рудні — сульфіди, магнетит. Спорадично спостерігаються поодинокі лусочки графіту. Структура лепідогранобластова. Фізичні властивості: середні значення щільності — $2,76 \text{ г/см}^3$, при $\chi = 40 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

Петрохімічний склад плагіогнейсів амфібол-біотитових та біотитових відповідає ряду парапорід. Вони утворювалися по грауваках.

Плагіогнейси графіт-біотитові трапляються переважно у верхній частині розрізу, де вони перешаровуються із плагіогнейсами біотит-амфіболовими та біотитовими. За структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом графіт-біотитові плагіогнейси подібні до біотитових, а відрізняються від них лише наявністю графіту — до 5—7 %.

Плагіогнейси діопсидові та скарноподібні амфібол-діопсид-плагіоклазові породи дрібно- та тонкозернисті, як правило, масивні, з дуже перемінним мінеральним складом (%): плагіоклаз (андезин-лабрадор, лабрадор) — 25—45, кварц — 5—50, діопсид — 10—25; акцесорні — апатит (іноді до 0,5), сфен (дуже характерний мінерал для цих порід, зрідка спостерігається значне збагачення ним — до 2 %), гранат; рудні — ільменіт, титаномагнетит, сульфіди; вторинні мінерали — амфібол (актиноліт-тремолітової групи), скаполіт, епідот, цоїзит, хлорит, карбонат. Контакти з породами, які їх вміщують, чіткі.

Спасівська світа метаморфізована в умовах амфіболітової фації. За межами, на північ від рамки аркуша, рентгено-флуоресцентним методом по циркону із мікрогнейсів спасівської світи одержано геохронологічні датування: 2,6—3,0 млрд. років (А.В. Заєць, 1991; М-36-III-Г).

Чечеліївська світа (PR₁cc). Поширеніша, ніж родіонівська та спасівська світи, проте розвинута, як і дві попередні, в північній частині аркуша (в районі сс. Лозуватка, Хмільове, Улянівка, Новопетрівка, Копанки та ін.), де утворює низку невеликих синформних структур високих порядків. Породи розкриті численними свердловинами, та, на жаль, немає повного перекритого профілю. У дод. 12 показано найтипівіший розріз світи. В її складі виділено дві підсвіти: нижню та верхню.

У нижній підсвіті (PR₁cc₁) переважають різновиди плагіогнейсів, збагачених глиноземом (гранат- та кордієрит-біотитові), зрідка трапляються прошарки плагіогнейсів біотитових, на окремих ділянках збагачених графітом і турмаліном. Потужність підсвіти — до 550 м.

Верхня підсвіта (PR₁cc₂) складена переважно плагіогнейсами біотитовими з рідкими проверстками графіт-, гранат- і кордієрит-біотитових. Її потужність — понад 700 м.

Для обох підсвіт характерна наявність малопотужних (0,1—0,4 м) лінзовидних і “будиноподібних” проверстків плагіогнейсів діопсидових.

Породи часто з різною інтенсивністю мігматизовані аж до утворення мігматитів, де перші спостерігаються лише у вигляді останців різної величини і форми. Поблизу деяких із них іноді розміщуються “оторочки” гранітоїдів суттєво плагіоклазового складу. У плагіогнейсах нерідко спостерігаються жили гранітів пегматоїдних і апліт-пегматоїдних різної потужності (від 0,5 до 50 м).

Плагіогнейси кордієрит-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові характеризуються дрібнозернистою, нерівномірнозернистою структурою, іноді нечітко порфіробластовою, зумовленою дещо більшими за розмірами ситовидними зернами кордієриту й гранату із дрібними включеннями кварцу, біотиту, плагіоклазу. Під мікроскопом структура — гетеролепідогранобластова, лепідогранобластова з елементами пойкилобластової. Текстура масивна та тонкосмугаста. Мінеральний склад кордієрит-біотитових плагіогнейсів (%): плагіоклаз (олігоклаз, іноді олігоклаз-андезин) — 25—30, кварц — 20—35, біотит — 15—30, кордієрит — 5—25, гранат — 0—2, турмалін — 0—1 (зрідка в окремих проверстках — до 10), мікроклін — 0—5. Мінеральний склад гранат-біотитових плагіогнейсів (%): плагіоклаз (олігоклаз, іноді андезин) — 30—50, кварц — 20—35, біотит — 10—30, гранат — 5—15; акцесорні та рудні мінерали обох різновидів однакові — апатит, циркон, монацит, магнетит, титаномагнетит, у чималих кількостях (до 2) сульфіди (пірит, піротин), графіт — 0—1. Кордієрит нерідко майже повністю заміщений тонколускатими агрегатами мусковіту й тальку. За даними П.Ф. Кінякіна (1995), щільність кордієрит-біотитових гнейсів — $2,77 \text{ г/см}^3$, гранат-біотитових — $2,75 \text{ г/см}^3$, а магнітна сприйнятливість, відповідно, — $50 \text{—} 53 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$ і $30 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$.

Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті (в нижній частині розрізу зрідка трапляються проверстки тон-

козернистих), смугасті, іноді масивні. Під мікроскопом структура — лепідогранобластова. Їх мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз) — 45—55, кварц — 25—35, біотит — 20—35, графіт — 2—5; акцесорні — апатит, циркон, монацит; рудні — магнетит, сульфід.

Плагіогнейси діопсидові дрібно- та тонкозернисті, масивні із гранобластовою, частіше гетерогранобластовою структурою, з дуже перемінним кількісним мінеральним складом (%): плагіоклаз (переважно лабрадор) — 30—60, кварц — 5—50, діопсид — 10—45; акцесорні — сфен — до 1 (характерний для цих порід), апатит, циркон, гранат, графіт; рудні (до 3) — сульфід, титаномагнетит, іноді в цих породах простежується біотит (до 5—8); вторинні мінерали — скаполіт, епідот (в основному по плагіоклазу), амфібол (актиноліт-тремолітової групи), кальцит, зрідка хлорит.

Чечеліївська світа метаморфізована в умовах амфіболітової фації. Петрохімічний склад гнейсів відповідає парапородам (діаграма А.А. Предевського). Гнейси кордієрит-біотитові є продуктами метаморфізму гідрослюдистих глин, рідше граувак і в окремих випадках монтморілонітових глин; гнейси гранат-біотитові — гідрослюдистих глин; біотитові — граувак.

Братська та Ятранська підзони

Кам'янокостоватська світа (PR₁kk) має найскладнішу будову. Повні розрізи світи на території цього аркуша не визначено внаслідок відсутності перекритих профілів. За наявним фактичним матеріалом розкрито лише верхню частину розрізу потужністю ≈250 м. Дослідники, які проводили зйомочні роботи на території аркуша, виконали узагальнений розріз світи, за яким її потужність досягала 1200 м (Ф.В. Труцько, 1974)—750 м (Ф.В. Труцько, 1981). Чітко простежується, що разом із накопичення фактів відбувалося скорочення потужності світи.

Вирізнено два типи розрізів, які, на думку авторів, хоча і формувалися в різних геодинамічних умовах, проте належать до єдиного латерального формаційного ряду, що за комплексом тектонічних та геологічних ознак відповідає стратиграфічному рівню кам'янокостоватської світи. Розбіжність щодо оцінки потужності та складу світи стає цілком зрозумілою: попередні дослідники не мали можливості передбачити факт наявності тектонічного суміщення фрагментів стратиграфічних розрізів.

Кам'янокостоватська світа поширена в межах Ятранської та Братської підзон, де залягає у нижній частині розрізів верхнього структурного поверху кристалічного фундаменту. На поверхню ерозійного зрізу породи виходять уздовж глибинних розломів та у ядрах антиформних структур і куполів. У межах Кіровоградської підзони поле їх поширення обмежене Компаніївською тектонічною зоною. Повсюди світа залягає з явними ознаками незгідності (Бандурівський купол) на гранітизованих утвореннях дністровсько-бузької серії та перекривається роцахівською світою. В умовах ультраметаморфізму вона заміщується гранітоїдами кіровоградського комплексу.

Два типи розрізів кам'янокостоватської світи ґрунтуються на основі переінтерпретації перекритих профілів пошукових свердловин у межах Михайлівської тектонічної зони. Перший тип розрізу світи (породи метаморфізовані в умовах гранулітової фації, дод. 8) поширений в усіх підзонах. Для нього характерне чергування прошарків плагіогнейсів та кристалосланців піроксен-біотитових, піроксен-гранат-біотитових, амфібол-піроксен-біотитових, гранат-біотитових, графіт-біотитових і біотитових. Потужність розрізу >225 м, а в обрамленні Бандурівського куполу вона досягає 400—500 м (Г.А. Шварц, 1970).

Другий тип розрізу світи (амфіболітова фація метаморфізму, дод. 7) поширений лише у Братській підзоні. Для нього характерне чергування прошарків амфіболітів, плагіогнейсів і кристалосланців біотит-амфіболових, амфібол-діопсидових, кумінгтоніт-біотит-роговообманкових, графіт-біотитових та графіт-діопсидових. Найоднорідніші та порівняно потужні (до 40 м) пачки амфіболітів належать до низів розрізу. Гранату в мінеральному парагенезисі немає.

Різновиди порід за мінеральними парагенезисами дуже подібні. Нижче наведено характеристику найпоширеніших із них.

Плагіогнейси й кристалосланці піроксен-біотитові, піроксен-гранат-біотитові, піроксен-амфібол-біотитові, орто- та клінопіроксенові переважають у першому типі розрізу. Макроскопічно — це темно-сірі дрібно- і середньозернисті породи масивні та сланцювато-смугасті. Під мікроскопом структура — лепідо- та гранобластова, іноді порфіробластова з елементами пойкилобластової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, олігоклаз-андезин № 35—40) — 35—60, кварц — 5—20, гіперстен та іноді діопсид — від поод. зерен до 40, біотит — 2—20, мікроклін — 0—5, гранат — 0—10, графіт — 1—2; вторинні — амфібол, хлорит, серпентин, ідингсит — по піроксену; акцесорні — циркон, апатит; рудні — магнетит — 0—3, сульфід. Фізичні властивості: щільність — 2,74—2,78 г/см³, магнітна сприйнятливність — 25—436-4л·10⁻⁶СІ.

Амфіболіти складають основну частину другого типу розрізу світи. Макроскопічно — це зеленувато-сірі масивні, часто смугасті породи, дрібно- та середньозернисті. Під мікроскопом структура — гранобластова, пойкилогранобластова. Мінеральний склад (%): амфібол (рогова обманка) — 30—80, плагіоклаз (андезин) — 15—40, біотит — до 20; акцесорні — апатит, сфен, циркон; рудні — магнетит, ільменіт, сульфід. Фізичні властивості: щільність — 2,96—3,20 г/см³, магнітна сприйнятливність —

100—130·4л·10⁻⁶СІ (Ф.В. Труцько, 1974).

Плагіогнейси та кристалосланці біотит-амфіболові, амфібол-біотитові, амфібол-діопсидові теж характерні для другого типу розрізу. Макроскопічно — це темно-сірі дрібнозернисті та чітко-смугасті породи. Під мікроскопом структура — гранобластова, нематогранобластова, лепідогранобластова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин-лабрадор) — 30—60, амфібол — 20—50, кварц — 10—20, біотит — до 5, діопсид; вторинні — хлорит, карбонат; акцесорні — апатит, сфен, рідко гранат; рудні — ільменіт, магнетит, сульфіді. Фізичні властивості: щільність — 2,71—3,0 г/см³, магнітна сприйнятливність — 963·4л·10⁻⁶СІ.

Плагіогнейси та кристалосланці біотитові, іноді з магнетитом, графіт-біотитові характерніші для другого типу розрізу світи. Макроскопічно — це темно-сірі дрібнозернисті, смугасті породи. Під мікроскопом структура — лепідогранобластова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 40—60, кварц — 10—30, біотит — до 20, мікроклін — до 5; акцесорні — апатит — до 3, циркон; рудні — магнетит — до 3—6. Підвищений вміст апатиту і магнетиту, а також наявність мікрокліну відрізняють їх від аналогічних гнейсів роццахівської світи.

Реконструйований протосклад гнейсів та кристалосланців першого типу розрізу відповідає змішаним продуктам вивітрювання основних та ультраосновних порід, які належать до толейтової та вапнисто-лужної петрохімічної серії сублужного ряду. Вихідні толейтові базальти належали високомагнезійним та високозалізістим толейтам. Геодинамічні умови утворення цих порід відповідають острівно-дуговим толейтам ісландського типу (БД Геолкарта—200. Аналітика). Узагальнюючи ці дані, можна зробити припущення, що породи першого типу розрізу, які поширені в усіх підзонах території аркуша, утворювалися завдяки вивітрюванню та перевідкладенню утворень нижнього структурного поверху кристалічного фундаменту.

Реконструйований протосклад амфіболітів та амфіболових плагіогнейсів другого типу розрізу відповідає базитовим ортопородам толейтової петрохімічної серії сублужного ряду, які належать до високозалізістих та високомагнезійних толейтів острівнодугових і океанічних ісландського типу (БД Геолкарта—200. Аналітика).

Роццахівська світа (PR, $\check{r}\check{s}\check{c}$) найпоширеніша в західній частині аркуша в межах Братської та Ятранської підзон. Породи розкриті численними свердловинами і відслоненнями по рр. Чорний Ташлик, Велика та Мала Корабельна, а також бб. Попова, Миронова та ін. Вони, як правило, складають центральні частини синформних структур високих порядків, а також спостерігаються у вигляді вузьких смуг, клинів, лінз, “затиснутих” тектонічними порушеннями. У межах Кіровоградської підзони її утворення трапляються лише в Компаніївській тектонічній зоні.

Породи часто інтенсивно мігматизовані й на окремих ділянках переходять у мігматити.

Типовий розріз світи одержано по Лисогірському профілю (Г.Н. Шварц, 1970), де породи згідно залягають на піроксенових плагіогнейсах кам'янокостоватської світи (дод. 9).

У межах території аркуша роццахівську світу можна розділити на дві підсвіти: нижню, де переважають гнейси і плагіогнейси з підвищеною глиноземистістю, та верхню, де різко переважають біотитові гнейси.

Нижня підсвіта (PR, $\check{r}\check{s}\check{c}$) складена переважно гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими, біотитовими гнейсами й плагіогнейсами, що перешаровуються. Серед них спостерігають малопотужні (від десятків сантиметрів до декількох метрів) проверстки плагіогнейсів гіперстен-біотитових, гранат-кордієрит-піроксен-біотитових, діопсидових. Потужність підсвіти — до 400 м.

Верхня підсвіта (PR, $\check{r}\check{s}\check{c}$) представлена в основному плагіогнейсами біотитовими (на окремих ділянках із графітом) із проверстками гранат-біотитових. У низах іноді спостерігають малопотужні прошарки плагіогнейсів амфібол-біотитових, “будини” й лінзи кристалосланців і плагіогнейсів діопсидових, амфібол-діопсидових. Потужність підсвіти — до 500 м. Через те, що різновиди порід подібного складу мало відрізняються між собою, характеристику їх наведено спільну.

Гнейси та плагіогнейси гранат-біотитові — це дрібно-, тонкозернисті породи зі сланцюватою та смугастою текстурою. Під мікроскопом структура їх лепідогранобластова, інколи порфіробластова, зумовлена наявністю більших зерен гранату або дуже рідко мікрокліну. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 35—60, мікроклін — 0—15, кварц — 15—40, біотит — 15—20, гранат — 2—15 (іноді до 30—50); акцесорні — апатит, циркон, монацит, графіт; рудні — сульфіді — до 3; вторинні — хлорит, мусковіт, карбонат. Фізичні властивості: щільність — 2,78 г/см³, магнітна сприйнятливність — 28·4л·10⁻⁶СІ.

Петрохімічна характеристика цих гнейсів досить однорідна. Реконструкція протоскладу, за методом А.А. Предовського, підтверджує метапелітову їх природу. Гнейси світи — метаморфізовані в умовах гранулітової фації грауваки, рідко монтморилонітові глини.

Біотитові різновиди відрізняються від гранат-біотитових лише відсутністю гранату. Слід зауважити, що вони, на відміну від аналогічних плагіогнейсів кам'янокостоватської світи, характеризуються зменшеним середнім значенням магнітної сприйнятливості (20·4л·10⁻⁶СІ проти 586·4л·10⁻⁶СІ), що, напевно, зумовлено наявністю в останніх дещо підвищеного вмісту магнетиту.

Гнейси кордієрит-гранат-біотитові й кордієрит-біотитові. Макроскопічно — це сірі дрібно-, іноді нерівномірнотзернисті з неоднорідними текстурами (нечітко сланцюватими, сланцювато-очковими), зумовленими наявністю порфіробластів кордієриту розміром до 1 см, і грубосмугасто-плойчасті внаслідок інтенсивної мігматизації. Під мікроскопом структура лепідогранобластова з елементами пойкилобластової, інколи порфіробластова, а поблизу тектонічних зон — з елементами катакластичної. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, олігоклаз-андезин) — 10—30, калішпат (з двійниковою решіткою і без неї) — 5—20, кварц — 10—30, біотит — 5—15, гранат — 0,5—10, кордієрит (часто з пойкилітовими включеннями плагіоклазу, кварцу, біотиту) — 1—15, силіманіт, мусковіт; акцесорні — апатит, циркон, монацит; рудні — сульфід, зрідка магнетит. За фізичними властивостями ці гнейси аналогічні гранат-біотитовим. Реконструкція протоскладу гнейсів з кордієритом, за методом А.А. Предовського, підтверджує їх осадове походження. Метаморфізму підлягали монтморилонітові та гідрослюдисті глини, зрідка грауваки і полімікти.

Іноді серед кордієрит-гранат-біотитових гнейсів у вигляді згідних проверстків (до 2 м потужністю) розміщуються гнейси гранат-кордієрит-гіперстен-біотитові. Гіперстен спостерігається в зернах “скелетовидної” форми, які кородуються кварцом і плагіоклазом та іноді заміщуються біотитом.

Гнейси графіт-біотитові та графіт-гранат-біотитові не відрізняються макроскопічно від біотитових і гранат-біотитових. У непостійних кількостях вони трапляються на всій площі поширення рошаківської світи у верхній частині розрізу як прошарки потужністю 2—5 м, зрідка до 10 м. Структура порід — лепідогранобластова, часто з накладеною катакластичною, мілонітовою. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз) — 40—50, мікроклін — 0—15 (у мігматизованих ділянках), кварц — 15—35, біотит — 10—30, гранат — 0—10 (часто скелетовидні порфіробласти), графіт — 1—4, на окремих ділянках у тектонічно порушених зонах — до 8; акцесорні — апатит, циркон; рудні — піротин, пірит, зрідка магнетит. Фізичні властивості: щільність — 2,63 г/см³, при магнітній сприйнятливості від 5—10—до 100-4π·10⁻⁶СІ, що, можливо, залежить від кількості піротину. Реконструйований протосклад — осадки типу граувак.

Плагіогнейси й кристалосланці діопсидові, амфібол-діопсидові поширені дуже обмежено. Залягають серед біотитових, гранат-біотитових плагіогнейсів у вигляді лінзовидних тіл і “будин” розміром 1×0,5 м (у середньому) із чіткими прямолінійними контактами. Макроскопічно — це світло-зеленувато-сірі дрібно- та тонкозернисті дуже щільні масивні породи, часто з тонкими (до 0,3 см) кварцовими прожилками. Структура — гетерогранобластова, гранобластова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин-лабрадор) — 25—50, кварц — 5—40, діопсид — 10—30; акцесорні — апатит, циркон, сфен (дуже характерний), іноді, за даними Ф.В. Труцько (1981), трапляються поодинокі зерна шеєліту; рудні — ільменіт, магнетит, сульфід; вторинні — амфібол (в основному актиноліт), скаполіт, епідот, хлорит, мусковіт, карбонат, зрідка цеоліти. Останні досить інтенсивно розвиваються по цих породах у зонах тектонічних порушень. За даними гранат-біотитової геотермометрії (Ф.В. Труцько, 1981), температура метаморфізму порід рошаківської світи — 690—720°C.

Кайнозойська ератема (KZ)

Палеогенова система (P)

Геологічні зйомки масштабу 1:50 000 на території аркуша М-36-XXXII (Новоукраїнка) здійснено за останні 40 років. У процесі геологозйомочних робіт було використано стратиграфічні схеми, ухвалені в 1971, 1974 і 1984 рр., із різною назвою та обсягом стратонів.

Затверджена в 1993 р. “Стратиграфічна схема палеогенових і неогенових відкладів”, а також “Стратиграфічний кодекс України” (1997 р.) й опрацьований за допомогою ПЕОМ первинний матеріал картувальних свердловин дали змогу виконати достовірне розчленування палеогенових і неогенових відкладів аркуша М-36-XXXII (Новоукраїнка), а також конкретизувати склад й обсяг окремих товщ і світ.

В основу стратиграфічного розчленування розрізів покладено:

1. Літологічний склад світ і товщ, що повторюється.
2. Стратиграфічне положення окремих товщ у розрізі.
3. Однотиповість геотектонічних циклів формування.
4. Можливість спільного розміщення різновікових стратиграфічних товщ на одному і тому ж сучасному гіпсометричному рівні, що зумовлено тектонічними переміщеннями в післяседиментаційний час.

Для наочності нижче наводимо порівняльну табл. 2 стратиграфічного розчленування фанерозойських утворень аркуша М-36-XXXII, яке було використано на виданій геологічній карті (1968 р.) і на карті, підготовленій до видання (1998 р.).

Палеоценовий відділ (P₁)

Товща брекчієвидних порід (P₁bk). Розвинута лише в північно-східній частині території аркуша, де виявлена свердловинами на схід від с. Олександрівка та на захід від с. Мар’янівка. Всього вирізняє сім тіл, встановлених однією або двома свердловинами, і лише одне (завдовжки понад 6 км) на

схід від с. Олександрівка, яке підтверджене даними 9 свердловин (рис. 1).

В усіх випадках брекчієвидні утворення залягають безпосередньо на вивітрілих породах фундаменту без будь-яких ознак ударної дії на породи, що їх підстеляють.

Товща вирізняється брекчієвидними породами зеленувато-сірого, сірого кольору, складеними уламками різноманітних гранітоїдних порід, грубозернистого кварцу, польових шпатів та карбонатних порід, зцементованих піщано-глинистим матеріалом, що іноді містить глауконіт. Зрідка в них містяться лінзовидні прошарки кварцового грубозернистого піску, зцементованого таким само глинистим матеріалом із глауконітом. Фауністично товщу не охарактеризовано. Абс. відмітки підшоши відкладів коливаються від 106,1 до 149 м, а максимальна потужність сягає 31,5 м (св. 3643).

Стосовно походження цих порід немає єдиної точки зору. В.А. Голубєв та Г.М. Карпов розглядають ці відклади як викиди подрібнених кристалічних порід фундаменту внаслідок ударно-вибухової дії великого метеорита (імпактиту).

На користь цієї гіпотези свідчить таке: 1) територіальна обмеженість поширення; 2) наявність уламків породотвірних мінералів підвищеної мікротріщинуватості.

Суперечить гіпотезі: 1) відсутність ознак ударного метаморфізму (скла); 2) відсутність метеоритної речовини у вигляді залізо-нікелевих кульок чи мінеральних форм, установлених лише в метеоритах. Генетична сторона формування брекчієвидних порід потребує подальших всебічних петрографічних, мінералогічних та ін. досліджень. Сюди ж належить й чисто тектонічна природа їх формування.

Брекчієвидна товща перекривається буцацькою серією, обухівською та новопетрівською світами.

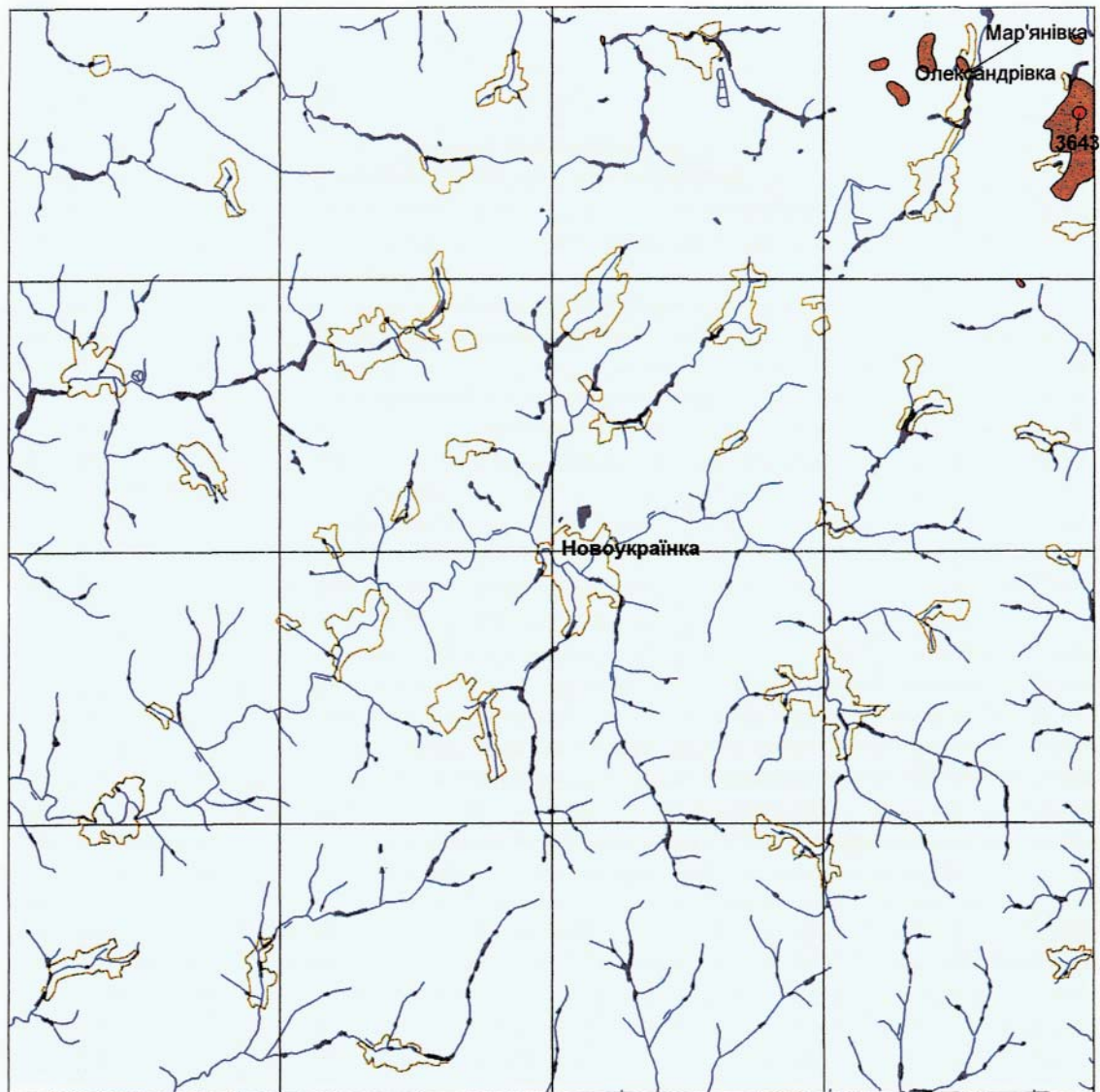
Еоценовий відділ (P₂)

Буцацька серія (P₂bč) поширена переважно в північній частині території аркуша (сс. Івано-Благодатне, Іванівка, Мар'янівка, Олександрівка та ін.), в сильно розчленованих депресіях і опущених блоках фундаменту, що наочно ілюструє схема добучацького зрізу (рис. 2). Поля розвитку буцацьких відкладів у північно-східній частині аркуша простягаються у субширотному напрямку (сс. Іванівка, Вівсянівка, Мар'янівка). В північно-західній частині — депресія має чіткий північно-західний напрямок і простягається від с. Злинка до с. Ольшанка. В південно-західній частині аркуша невеликі тіла порід буцацької серії в районі с. Софіївка мають чітко виявлений північно-західний напрямок, а сама депресія продов-

Таблиця 2

Порівняльна таблиця стратиграфічного розчленування фанерозойських утворень аркуша М—36—XXXII (Новоукраїнка) на геологічній карті 1961 та 1998 рр.

Система	Відділ	Регіонарус	Геологічна карта корисних копалин дочетвертинних відкладів серія Центральноукраїнська масштаб 1:200 000 В.М. Ключков (1998)	Геологічна карта серія Центральноукраїнська масштаб 1:200 000 В.А. Голубєв (1961)	
Неогенова	Пліоценовий	Акчагильський	N ₂ cb	N ₂ +O ₁ N ₂	
		Кімерійський	N ₁₋₂ p N ₁₋₂ pg	N ₁₊₂ b N ₁ S ₃	
	Міоценовий	Понтичний	N ₁ g	N ₁ S ₂₊₃	
		Меотичний			
		Сарматський	N ₁ p		N ₁ S ₂
		Новопетрівський	N ₁ np		N ₁ ¹⁻²
Палеогенова	Олігоценний, P ₃	Берекський	P ₃ br	Pg ₃ hr	
		Межигірський	P ₃ mž		
	Еоценовий, P ₂	Обухівський	P ₂ ob		Pg ₂ k
		Київський	P ₂ kv		
		Буцацький	P ₂ bč	Pg ₂ b	
Нижній, P ₁		P ₁ bk	P ₁ 'rg		
Крейдова				(Cr?)	



5 4 3 2 1 0 5 10 15 км

Рис. 1. Схема поширення товщі брекчієвидних порід Р₁ bk

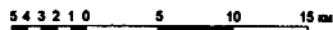
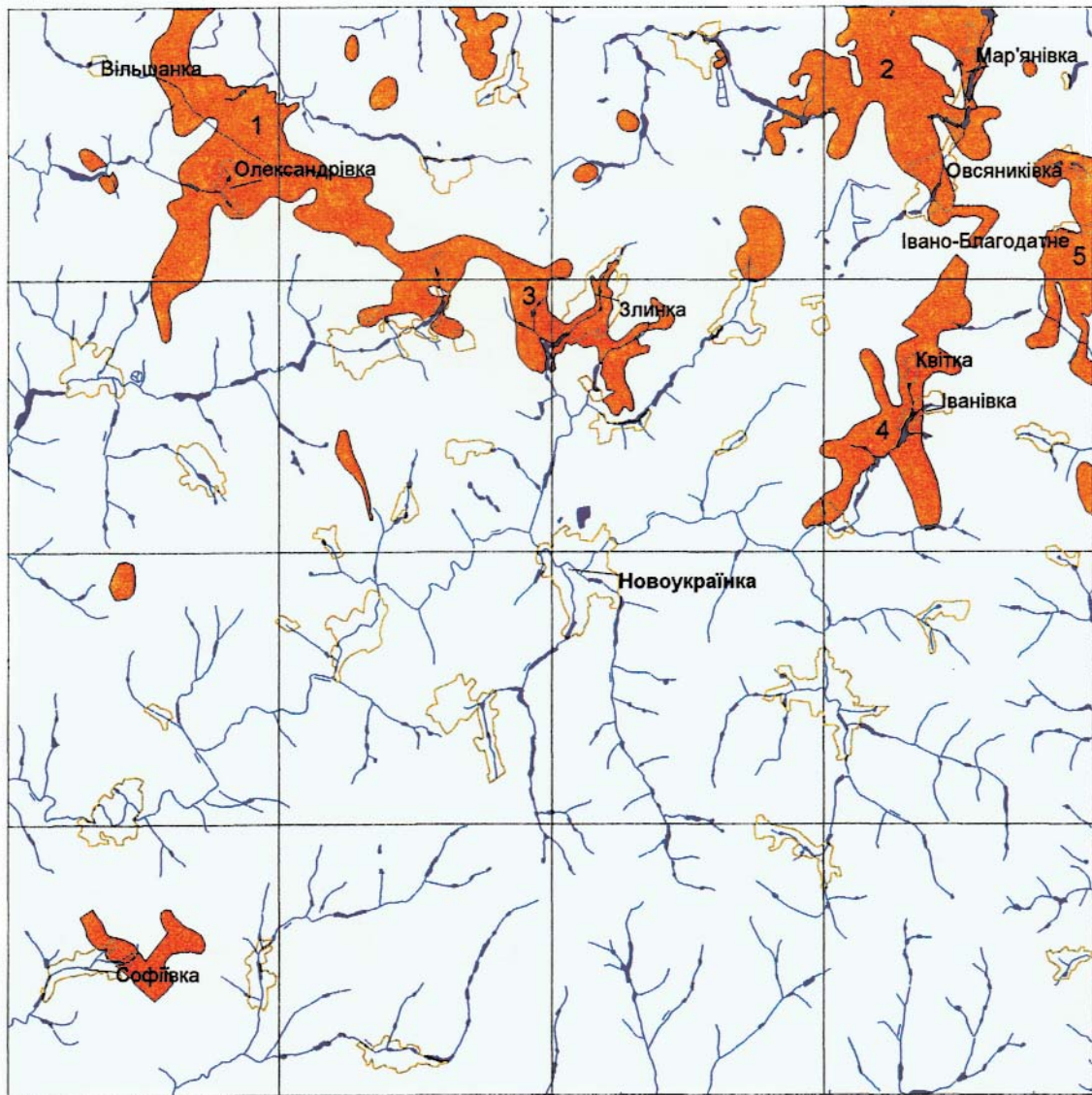
жується на території аркуша М-36-XXXI (Первомайськ). Окрім того, виявлено низку тіл бучацьких відкладів, зв'язок яких із депресіями менш чітко виражений, і вони, можливо, є утвореннями ізольованих боліт та мілководних озер.

Серія складена темно-сірими до чорних кварц-польовошпатовими пісками, піщанистими глинами, вторинними каолінами і пластами бурого вугілля потужністю до 5 м. Абс. відмітки підшови відкладів коливаються від 113,1 до 175,9 м.

За умовами утворення бучацька серія поділяється на дві фації: руслової і озерно-болотяну. Руслові фації виповнюють центральні, найглибші частини понижень і представлені грубозернистими кварц-польовошпатовими пісками з рідкими залишками рослинності.

Відклади озерно-болотяної фації поширені лише в межах окремих полів. Складені вуглистими дрібнозернистими пісками й глинами із пластами бурого вугілля. Вугільний горизонт має складну будову: представлений двома-трьома шарами вугілля із проверстками й лінзами глин, пісків і вторинних каолінів. Загальна потужність бучацьких відкладів становить 2,5—43,2 м.

Буре вугілля бучацького віку, за даними В.А. Голубєва (1968), містить спори і пилок середньоеоценового віку, які, за визначенням А.К. Коломийцевої, вирізняються широколистими і жорстколистими формами, які існують в умовах субтропічного клімату. Серед спор і пилку, які містяться в бурому вугіллі району с. Квітка, А.К. Коломийцевою визначені такі форми: Bryales (0,5 %), Polypodiaceae (0,5 %), Stenozonotriletes cerebriformis (0,5 %), Pinus (2 %), Taxodiaceae (0,5 %), Palmae (4 %), Salicaceae (1,5), Myricaceae (17,5 %), туп Carya (26 %), Engelhardtia (0,5 %), Corylus (1,5 %), Quercus (1 %), Casfaneae (0,5 %), Sanfalaceae (0,5 %), Rosaceae (1 %), Rhus (1,5 %), Cofinus (0,5 %), Jlex (1,5 %), Aceraceae (2 %), Rhamnaceae (1 %),



Озерно-болотні котловини: 1 — Олександрівська, 2 — Маловисківська, 3 — Злинківська, 4 — Палеологівська, 5 — Оленівська

Рис. 2. Схема поширення відкладів буцацької серії P_1 бС

Vegoniaceae (3 %), *Myrfasciae* (6 %), *Sapofasciae* (1 %), *Ericaceae* (4 %), *Araliaceae* (1 %).

Повсюди буцацькі відклади залягають на корі вивітрювання кристалічних порід, зрідка на відкладах брекчівидних порід, а перекриваються київською, обухівською, межигірською, берекською і новопетрівською світами. Чималий розкид абс. відміток залягання підшви буцацької серії в окремих частинах одного і того ж тіла (25—35 м) вказує на різнонаправлені післяседиментаційні тектонічні переміщення дрібніших блоків. Літологічна своєрідність розрізу буцацької серії дає змогу легко вирізнити її в розрізі палеогенових відкладів території.

Київська світа (P_2 kv). Київська світа поширена в північній і південно-західній частинах території аркуша (рис. 3), де утворює порівняно невеликі поля з нерівними, звивистими обрисами, простягання яких наближається до субширотного.

На цій території аркуша у процесі геологозйомочних робіт київську світу виділяли В.А. Голубев, В.Г. Злобенко, Ф.В. Труцько, Г.А. Шварц і Є.П. Крамських. За аналогією з північними територіями до складу київської світи вони відносили слабо мергелісті піски з включенням лігніту, світло-сірі трепеловидні пісковики й кварцово-глауконітові пісковики з фауною. На думку згаданих вище авторів, трепеловидні пісковики й кварцово-глауконітові пісковики залягають у низах київської світи й покриті, звичайно, кварцовими різнозернистими синьо-зеленими пісками з глауконітовими зернами.

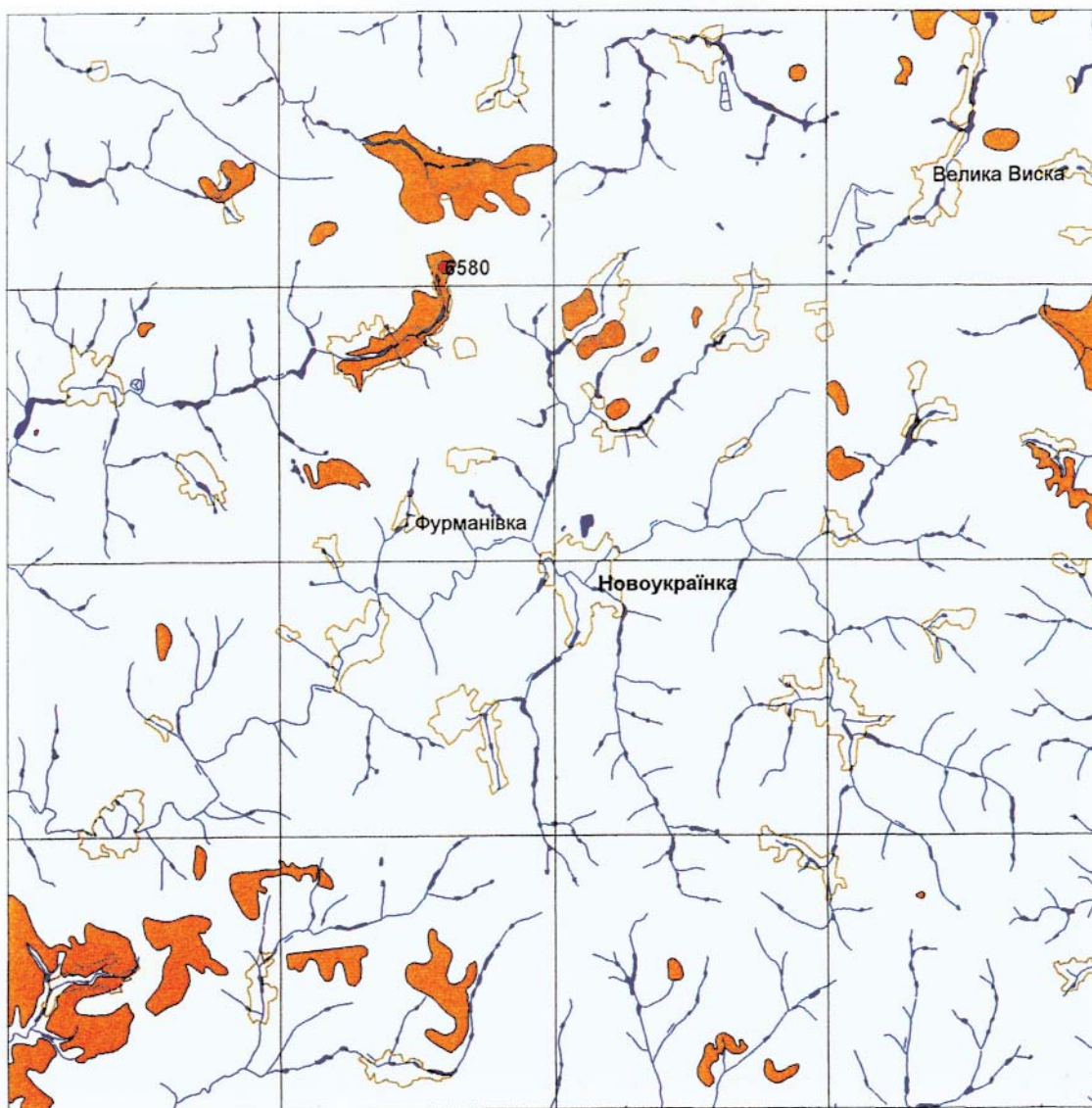


Рис. 3. Схема поширення відкладів київської світи P₂ kv

Із виконаного аналізу розрізів свердловин, що виявили київську та обухівську світи, можна зробити висновок, що частина, а іноді й усі розрізи обухівської світи належали до утворень київської світи. В.Г. Злобенко і Ф.В. Труцько навіть виділили нерозчленовані P₃ hr—P₂ kv відклади.

До київської світи авторами роботи віднесені лише зеленувато-сірі глини, іноді слабо піщанисті, що вміщують малопотужні (0,5—1,5 м) прошарки або лінзи глауконіт-кварцових пісків і вторинних каолінів та залягають безпосередньо на корі вивітрювання кристалічних порід або на бучацькій серії, повсюди підстелюючи товщу глауконіт-кварцових пісків.

Нижня частина розрізу київської світи, що вирізняється на суміжних північних територіях мергелеподібними утвореннями, часто фосфорвмісними кварц-глауконітовими пісками, на території аркуша М-36-XXXII відсутня. Тут спостерігаємо практично лише саму верхню частину розрізу київської світи з коливаннями абс. відміток підосви в окремих блоках від 101,5 м до 180,9 м. Максимальна потужність світи сягає 15,2 м (св. 6580). За даними К.О. Ніколаєвської, в окремих янілих породах, в районі с. Фурманівка, визначено такі форми: *Cardita* sp. ind., *Arca* cf. *sandbergeri* Desh., *Modiolus* sp. ind., *Tomyris* cf. *ukrainae* Mich. В опоковидній породі з цього ж району К.О. Ніколаєвська визначила: *Solea* ex gr. *rimosus* Bei., *Cardium* sp. ind., *Crassatella woodi* Roen., *Cadrita* (*Venericardia*) cf. *divergens*, Desh. var. *praemineata* Slodk., *Mesalia* cf. *sulcata* Lamk., *Xenophora* cf. *solida* Koen. Наведений вище комплекс характерний для мандриківських верств пізньоеоценового басейну.

На північний схід від с. Вел. Виска серед глауконіт-кварцових пісків у тонкому прошарку лігніту було знайдено спори й пилок верхньоеоценового віку. Ці дані припускають належність цих порід до київської світи.

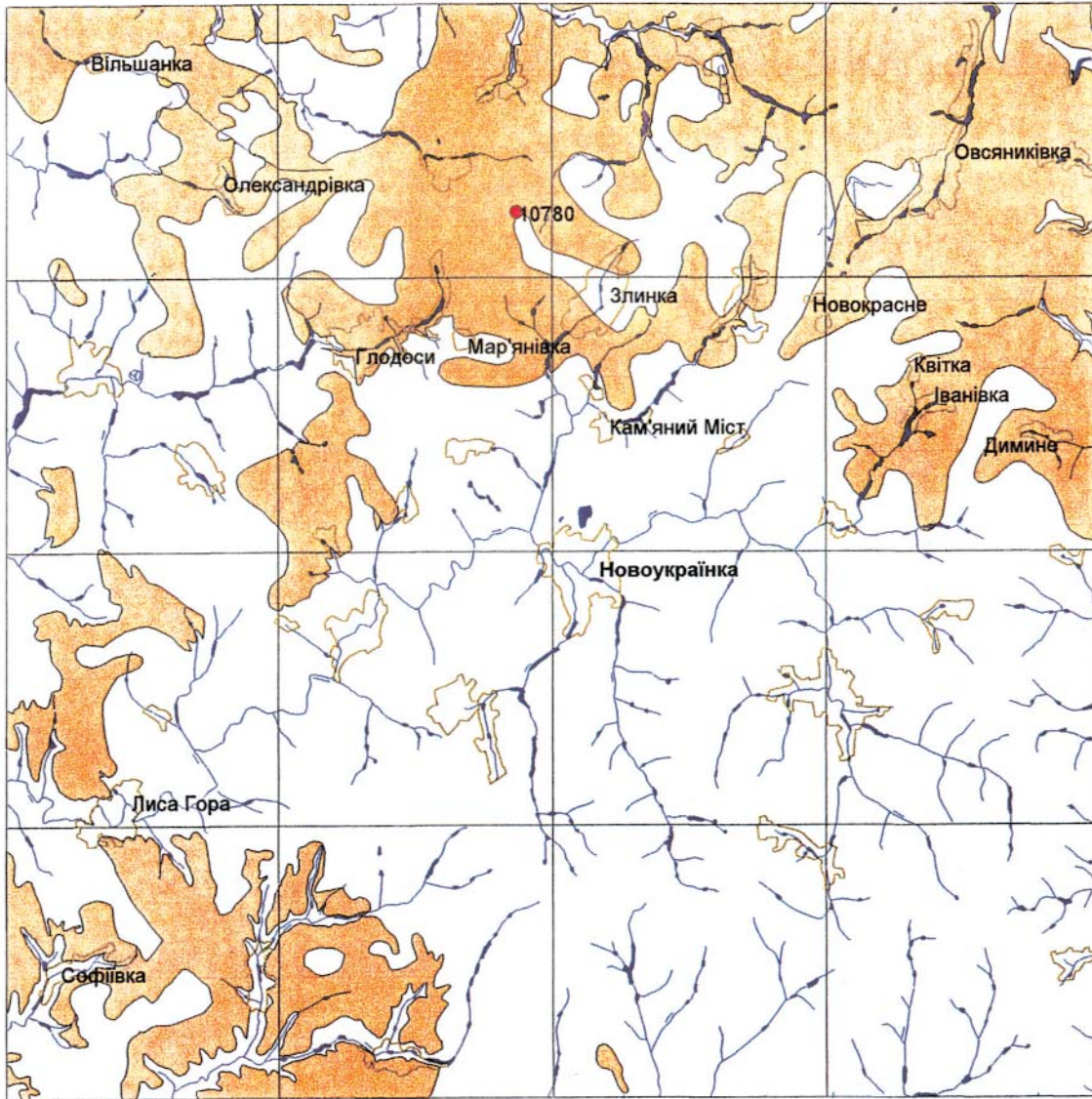


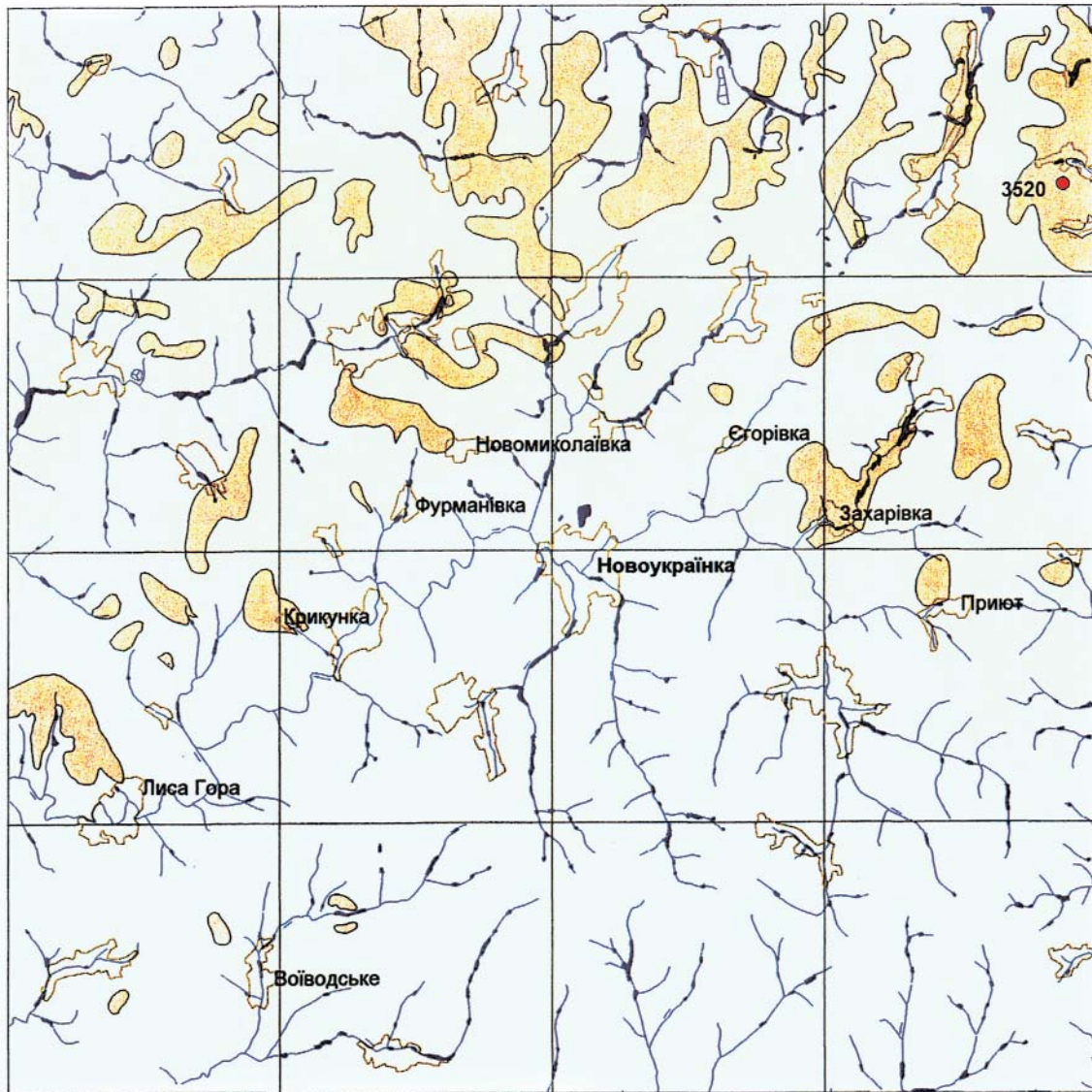
Рис. 4. Схема поширення відкладів обухівської світи P_2ob

Харківська серія. Обухівська світа (P_2ob). Обухівська світа широко розвинута в північній, західній і південно-західній частинах території аркуша (рис. 4). Лінія, яка обмежує розвиток порід, проходить повз сс. Димине, Іванівка, Кам'яний Міст, Глодоси, Перемога, Лиса Гора, Новокрасне. Обухівські утворення із трьох боків обрамляють великий виступ кристалічного фундаменту, який розміщений у південно-східній частині аркуша. Відклади утворюють великі поля із різко звивистими краями, а ділянки їх відсутності зумовлені внутрішньоформаційними перервами і післясідиментаційним розмивом внаслідок підняття окремих блоків різного розміру. Глауконіт-кварцові піски залягають на бучацьких і київських відкладах, а також на корі вивітрювання кристалічних порід. Абс. відмітки підшови обухівської світи коливаються від 127,9 до 180,7 м, а максимальна потужність в окремих свердловинах сягає 40 м (св. 10780).

Обухівська світа представлена морськими утвореннями, які досить одноманітні за складом. Зрідка простежуються малопотужні (0,5—2,0 м) прошарки зеленувато-сірих безкарбонатних глин (верхня частина розрізу), трепеловидних і опоковидних пісковиків на глинисто-кварцовому цементі (в підшві розрізу), потужність яких не перевищує 3,5 м. Украй рідко спостерігаються лінзи й прошарки каолінів незначної потужності.

Обухівська світа перекривається межигірською та берекською світами палеогену, а також різними за віком відкладами неогену, передовсім пісками новопетрівської світи.

На території аркуша М-36-XXXII обухівську і межигірську світи більшість дослідників вважали належними до колишньої харківської світи, а межа між київською і харківською світами простежувалася здебільшого всередині єдиного на цій території літологічно однорідного горизонту глауконіт-кварцових пісків. Такі дослідники, як Г.М. Карпов, Г.А. Нудельман і В.П. Брянський, розріз київської світи розглядали як складову



5 4 3 2 1 0 5 10 15 км

Рис. 5. Схема поширення відкладів межигірської світи $P_3 m\tilde{z}$

частину харківської серії. Г.А. Шварц і Є.П. Крамських глауконіт-кварцові піски розглядали у складі київської світи і не виділяли харківську світу. Аналіз конкретних розрізів свердловин переконливо довів, що на території аркуша М-36-XXXII є єдина товща глауконіт-кварцових пісків, яка залягає на дуже своєрідних утвореннях буцацької серії та глинах київської світи (верхня частина розрізу) і перекривається глауконітвмісними глинами межигірської світи, глауконітвмісними пісками берекської і каоліністими пісками новопетрівської світи. Останні дуже легко вирізняються у загальному розрізі.

Олігоценний відділ (P_3)

На території аркуша М-36-XXXII (Новоукраїнка) верхній олігоцен представлений морськими мілководними фаціями межигірської і берекської світи.

Харківська серія. Межигірська світа ($P_3 m\tilde{z}$) розміщується на тих самих ділянках території, що й обухівська світа, але поширення її відкладів обмеженіше (рис. 5). Найбільші пласти завдовжки 10—14 км, але частіше вони не перевищують 2—4 км. Світа складена зеленувато-сірими піщанистими, глауконітвмісними глинами з рідкими й малопотужними прошарками кварцових та польвошпат-кварцових пісків, (частково з глауконітом), іноді гумусованих, і того ж складу дрібнозернистих пісковиків. Інколи трапляються окремі лінзи вторинних каолінів. Абс. відмітки підосви межигірської світи коливаються від 101,5 до 174,9 м, а максимальна потужність не перевищує 16,3 м (св. 6571, 7093) при середніх значеннях 3—5 м. Фауністично розріз світи не охарактеризовано.

Перекривається межигірська світа берекською світою, а також різними за віком утвореннями неогену, передовсім пісками новопетрівської світи, зрідка четвертинними відкладами.

Полтавська серія. Берекська світа ($P_3 br$) розвинута в північній і західній частинах території

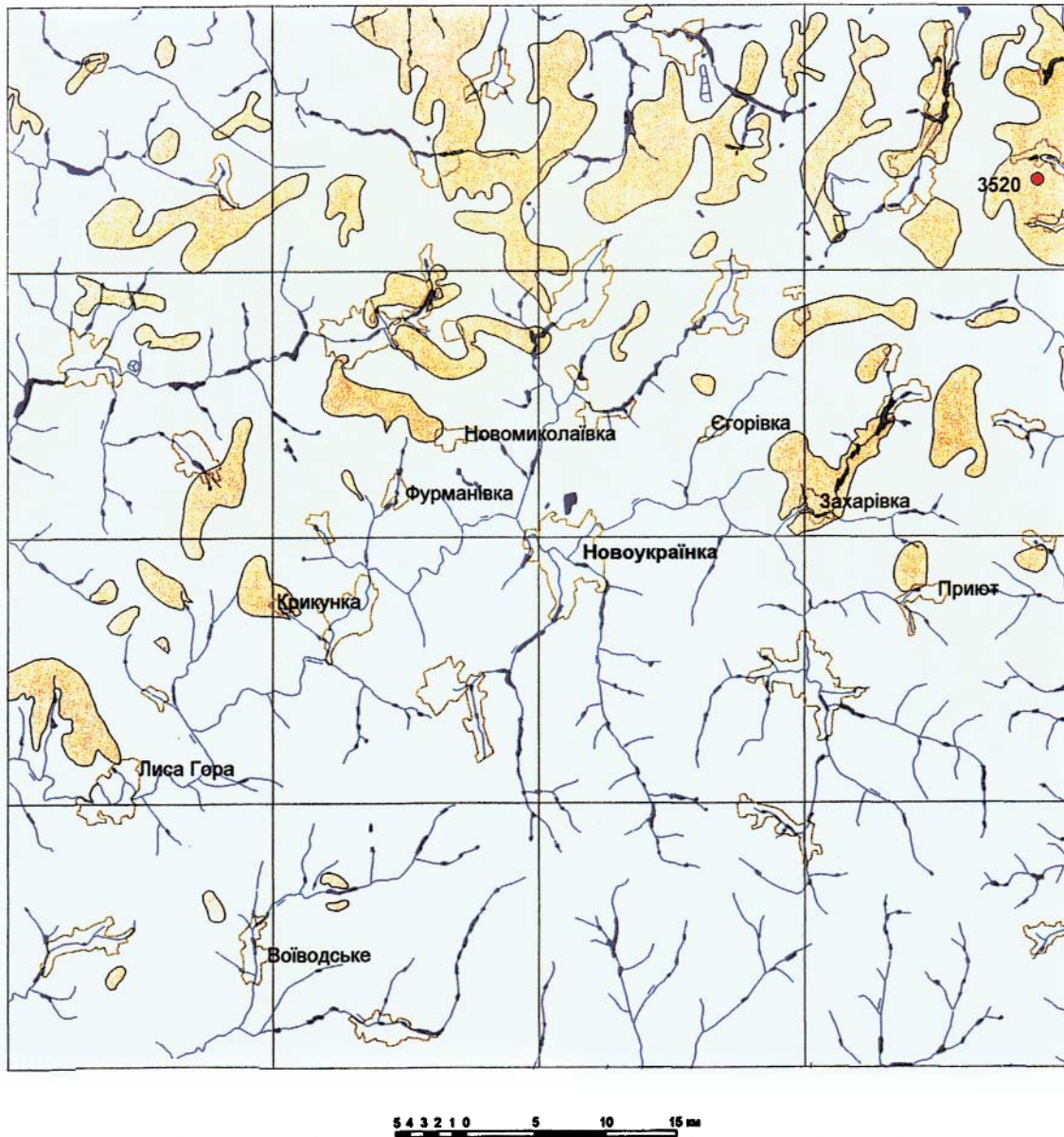


Рис. 6. Схема поширення відкладів берекської світи P_{2br}

аркуша. Її південна та південно-східна межа проходить по лінії сс. Приют, Захарівка, Сгорівка, Злинка, Новомиколаївка, Фурманівка, Крикунівка, Лиса Гора, Воєводське (рис. 6). Породи утворюють порівняно невеликі поля (4x10 км), витягнуті у субширотному напрямку чи подібному до нього, і асоціюються з утвореннями обухівської та межигірської світ.

Формування відкладів тут відбувалося в умовах мілководного моря на регресивному етапі становлення території, частково завдяки перемиву обухівської світи. Інтенсивне підняття південно-східної частини території зумовило збагачення товщі каолінітовим матеріалом.

Світа складена пісками слюдяно-кварцовими світло-сірими, іноді жовтувато-сірими, дрібнозернистими, дрібно-тонкозернистими з поодинокими зернами глауконіту, вміст якого зростає в нижній частині розрізу. Біля підшви верстви простежуються малопотужні прошарки та лінзи безкарбонатних слабощанистих сірувато-жовтих глин з глауконітом, що зумовлює поступовий перехід до межигірської світи. Абс. відмітки підшви порід коливаються від 141 до 183 м. Максимальна потужність берекської світи не перевищує 25,5 м (св. 3520). Фауну у відкладах на території аркуша не визначено.

Охарактеризовані утворення завершують розріз палеогену і повсюди залягають на межигірській або обухівській світах, а перекриваються новопетрівською світою неогену чи суглинками четвертинної системи.

Неогенова система (N)

Неогенова система на території аркуша розвинута більше, ніж палеогенова, але в загальних рисах зберігає той само характер поширення, за винятком товщі червоно-бурих глин, які покривають усі

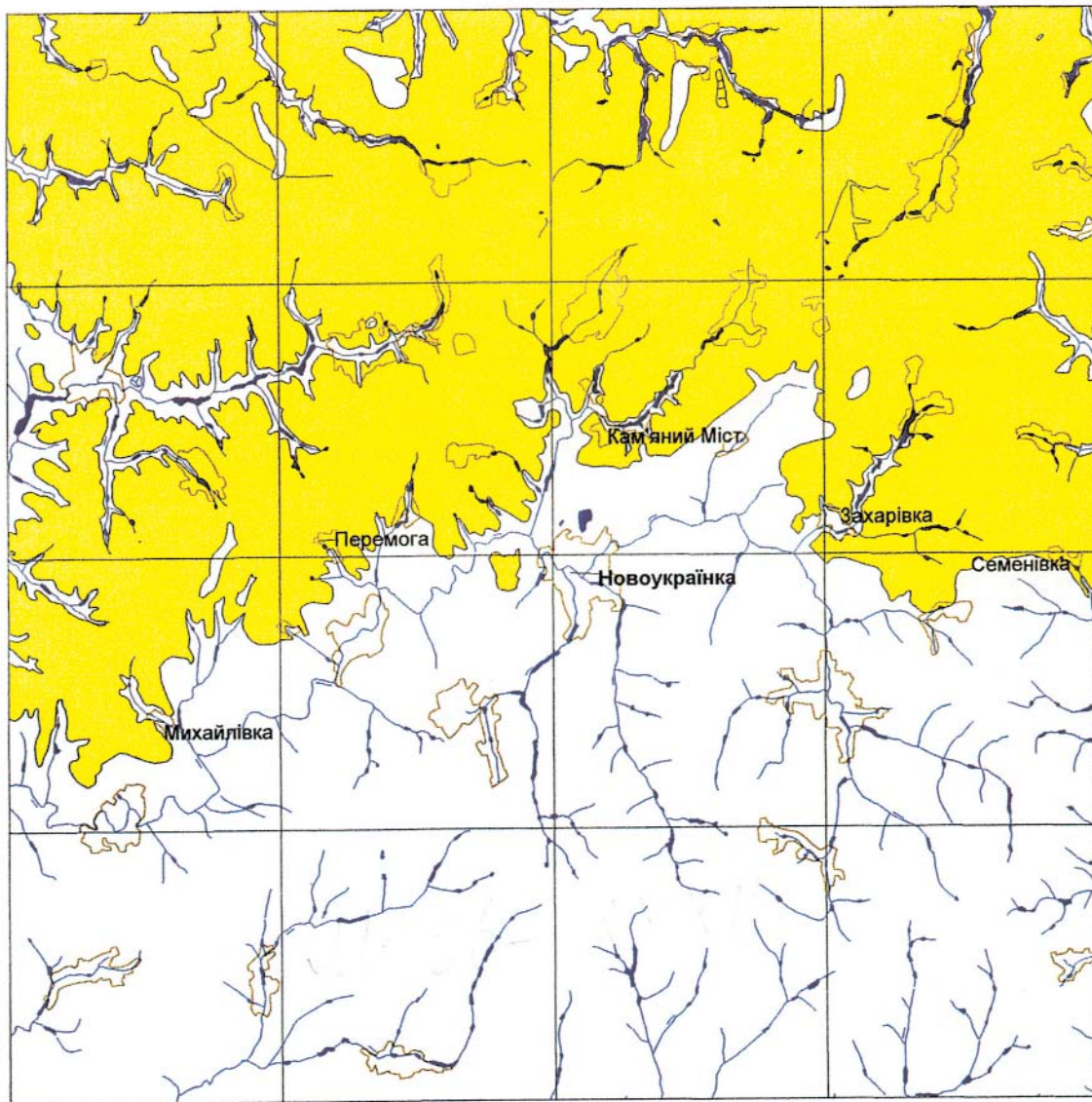


Рис. 7. Схема поширення відкладів новопетрівської світи N_{1pr}

водороздільні ділянки.

Розчленування неогенових відкладів виконано відповідно до затвердженої МСК стратиграфічної схеми і "Стратиграфічного кодексу України" (1997) із урахуванням даних автоматичної обробки на ПЕОМ розрізів картувальних свердловин.

Міоценовий відділ (N_1)

У нижньому й середньому підвідділах міоцену виділяється новопетрівська світа. У верхньому підвідділі міоцену (N_1^3) авторами виділено піщану (N_{1p}) та глинисту (N_{1g}) товщі.

Полтавська серія. Новопетрівська світа (N_{1pr}). Світа залягає на берекській, межигірській чи обухівській світах. На ділянках розвитку берекської світи основним критерієм розчленування є лише колір породи (ясно-сірий, майже білий) і підвищений вміст пелітової фракції (каоліну). Чітко цю межу проведено по підшві кварцових пісковиків ясно-сірих, майже білих, на каолінисто-глинистому цементі, більше поширених у нижніх частинах розрізу новопетрівської світи, максимальна потужність яких не перевищує 3—4 м.

Для новопетрівської світи характерна наявність таких мінералів важкої фракції, як ільменіт, рутил, монацит, титаномагнетит, що тяжіють до нижньої, тільки грубозернистої частини розрізу. У переважній більшості розрізи світи складено тонко-дрібнозернистими кварцовими пісками, часто дуже каолінистими, сипкими, добре відсортованими.

Світа поширена в північній частині аркуша і відсутня лише в долинах сучасних річкових систем (рис. 7). Їх південна межа поширення проходить по лінії сс. Михайлівка, Перемога, Кам'яний Міст, Захарівка, Семенівка. Абс. відмітки підшви світи в окремих ділянках території коливаються від 140 до 191 м при панівних

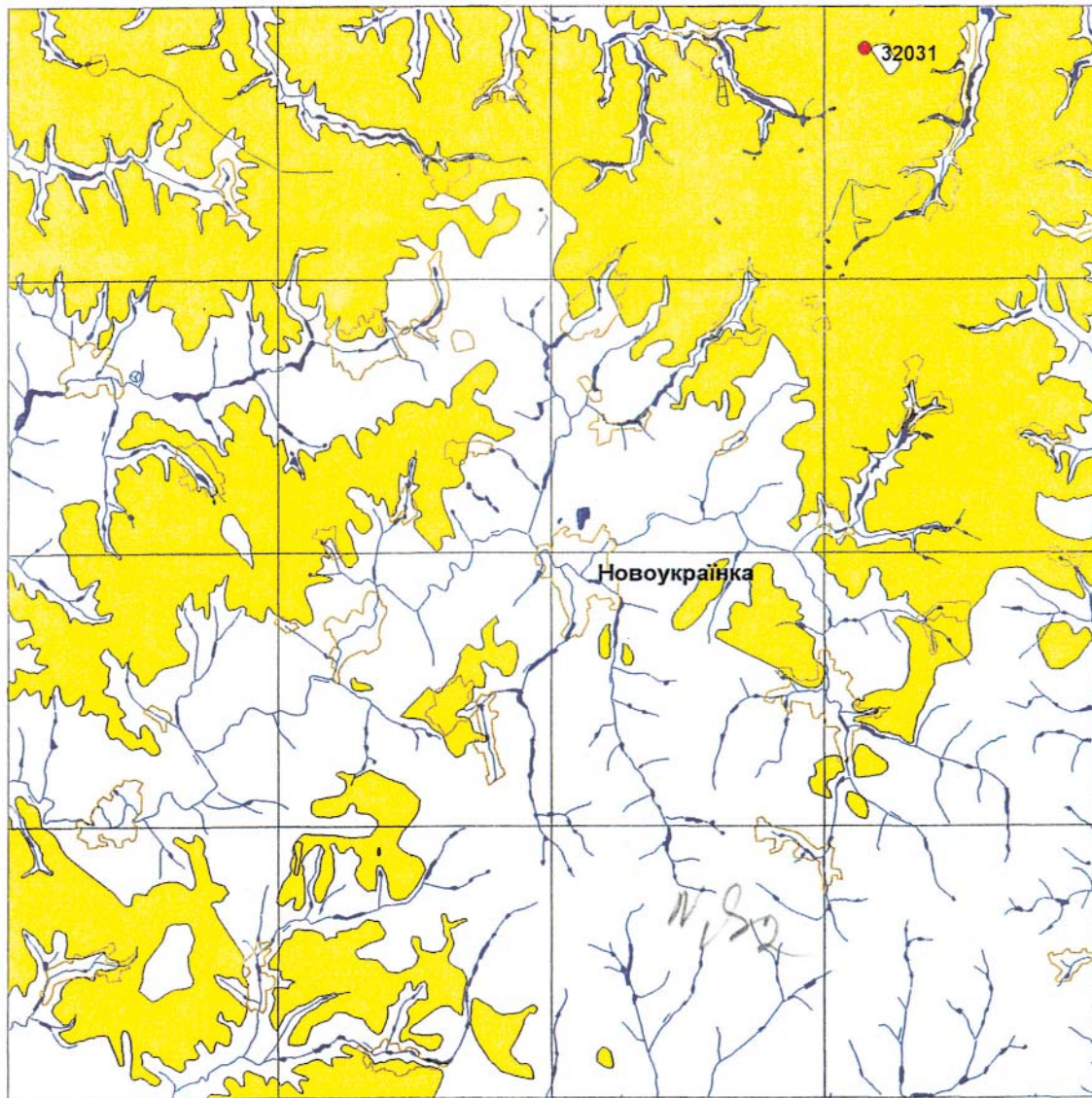


Рис. 8. Схема поширення відкладів піщаної товщі N_p

значеннях 150—160 м. Максимальна потужність не перевищує 40 м.

Фауну у новопетрівській світі на описуваній території аркуша не встановлено.

Піщана товща (N_p) розвинута в північній і західній частинах території аркуша. Зовсім відсутня лише на частині території (аркушів М-36-135-В, Г), тобто на ділянці з максимально підвищеною кристалічною основою (рис. 8).

За конфігурацією полів її поширення можна припустити досить інтенсивне проявлення післяседиментаційного розмиву і початок формування сучасних річкових долин. Про це свідчить той факт, що поля відсутності товщі повністю або майже повністю збігаються із сучасною гідромережею.

На виданій геологічній карті ці відклади було віднесено до середньосарматського під'ярусу (В.А. Голубєв, 1968).

Утворення товщі представлено в основному кварцовими, зрідка польовошпат-кварцовими пісками сірими, зеленувато-сірими, різнозернистими, слюдяними, безкарбонатними, глинистими з рідкими й малопотужними прошарками та лінзами глин зеленувато-сірих, рідко жовтувато-сірих, безкарбонатних, дуже піщанистих.

З мінералів важкої фракції простежуються ільменіт, дистен, силіманіт, рутил і анатаз. У підшві товщі трапляються прошарки каолінів і грубозернистих кварцових та польовошпат-кварцових пісковиків потужністю до 1,5—2 м. Товща залягає на берекській, межигірській, обухівській і новопетрівській світах та дуже рідко безпосередньо на корі вивітрювання кристалічних порід. Абс. відмітки підшви товщі коливаються від 151 до 198,7 м, а максимальна потужність сягає 42,25 м (св. 32031). У відкладах піщаної товщі органічні залишки не простежуються.

Глинста товща (N_q) розвинута в основному в північній і південно-західній частинах території

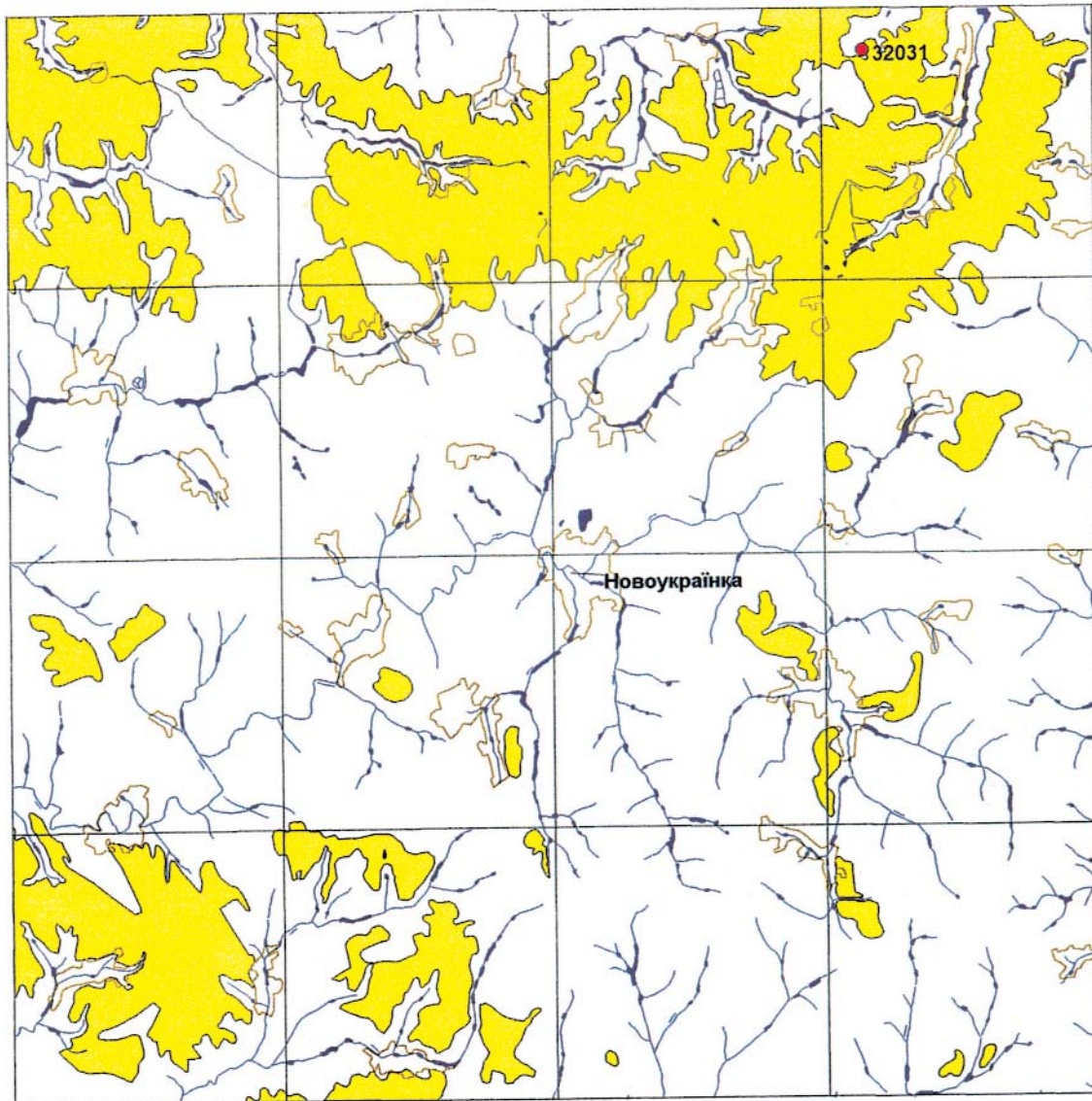


Рис. 9. Схема поширення відкладів глинистої товщі N_{1g}

аркуша (рис. 9), де залягає на утвореннях піщаної товщі (N_{1p}) і представлена глинами сірими й зеленувато-сірими. В нижній частині розрізу у глинах трапляються малопотужні прошарки та лінзи сірих кварцових пісків і таких самих пісковиків, що зумовлює поступовий перехід до піщанистої товщі, яка залягає нижче. Виділено її лише за літологічним складом і кольором порід.

Обґрунтованістю для виділення товщ слугувала кореляція розрізів картувальних свердловин, виконана за допомогою ПЕОМ.

На виданій геологічній карті (В.А. Голубєв, 1968) вищезазначені утворення було віднесено до горизонту "строкатих глин". Відклади цієї товщі вирізняються одноманітними за складом темно-сірими й зеленувато-сірими глинами, пісками безкарбонатними з рідкими карбонатними стяжіннями і бобовинами гідроокисів марганцю. Абс. відмітки підшови відкладів коливаються від 125 до 205 м, найчастіше 165—185 м. Максимальна потужність у деяких свердловинах сягає 25,4 м (св. 32031). Фауністичних залишків в утвореннях не встановлено. В генетичному відношенні, на думку багатьох дослідників території, глини є осадами закритих, дуже солоних басейнів, які всихають.

Міоценовий і пліоценовий відділи нерозчленовані ($N_{1,2}$)

Товща строкатих пісків ($N_{1,2p}$). Розвинута у крайній південно-західній і південній частинах території аркуша на семи невеликих площах, що належать до Михайлівської зони розломів північно-західного простягання (рис. 10). Товщу вирізнено лише за літологією. Вона представлена в основному різнозернистими кварцовими пісками сірувато-бурого, бурого й червонувато-бурого кольору з рідкими прошарками глин того ж кольору у верхній частині розрізу. Глини й піски містять включення карбонатів і бобовини гідроокисів марганцю. Залягають строкатобарвисті піски на товщі сірих глин та на корі

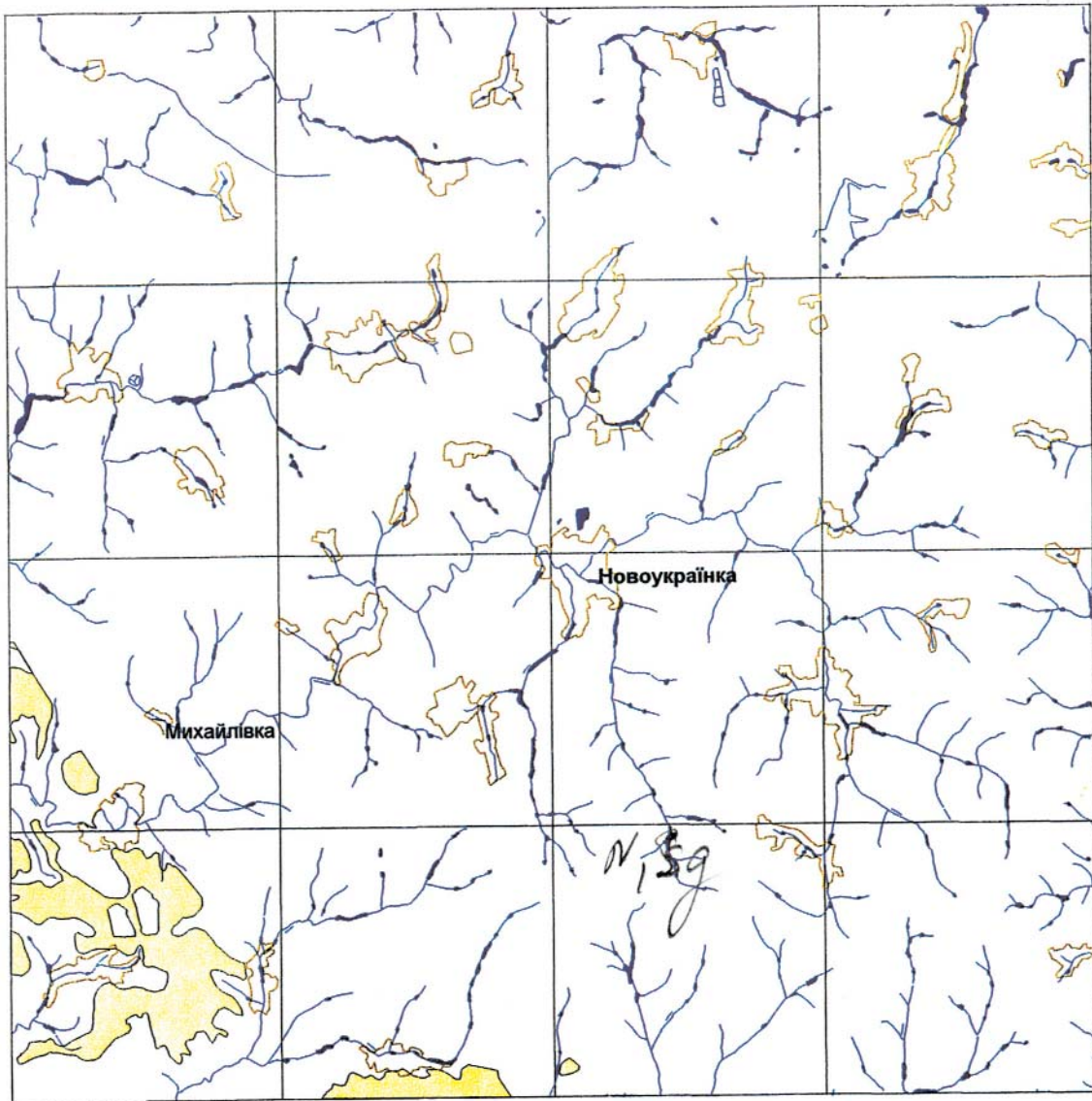


Рис. 10. Схема поширення відкладів товщі строкатих пісків N_{1-2p}

вивітрювання кристалічних порід. Абс. відмітки підшови строкатих пісків коливаються від 144 до 237 м. Максимальна потужність не перевищує 41 м при середніх значеннях 6—7 м (св. 10753).

На виданій геологічній карті (В.А. Голубев, 1968) ці утворення за літологічним складом було віднесено до утворень балтської світи.

Строката піщано-глиниста товща (N_{1-2pg}). Утворення цієї товщі значно поширені в північній і західній частинах території аркуша (рис. 11) і відсутні лише на території аркуша М-36-136-В. Вони складені бурими, жовтувато-бурими, сірими пісками і того ж кольору глинами, які чергуються і розміщені виключно на водороздільних ділянках території. Як глини, так і піски часто вміщують скупчення й стяхіння карбонатів та гідроокисів марганцю. У підшві відкладів нерідко залягають грубозернисті бурі пісковики й рожево-сірі піщанисті каоліни. Відклади не містять органічних решток, а за положенням в розрізі їх віднесено до нерозчленованих міоцен-пліоценового відділу. Абс. відмітки товщі коливаються від 160 до 230 м. Максимальна потужність в окремих свердловинах (10753) сягає 37,1 м, середня коливається від 2 до 10 м.

На виданій геологічній карті (В.А. Голубев, 1968) описувані утворення належать до верхньосарматського під'ярусу умовно, внаслідок зіставлення з аналогічними утвореннями території аркуша М-36-XXXIII, які заміщуються там вапняками і глинами з фауною.

Пліоценовий відділ (N_2)

Товща червоно-бурих глин (N_2 čb). Ця товща має практично повсюдний розвиток на території аркуша. Залягає на вододільних ділянках та у верхніх частинах схилів плато, покриваючи утворення різного віку (рис. 12). Вирізняється червоно-бурими глинами тяжкими, щільними, в'язкими з незначними

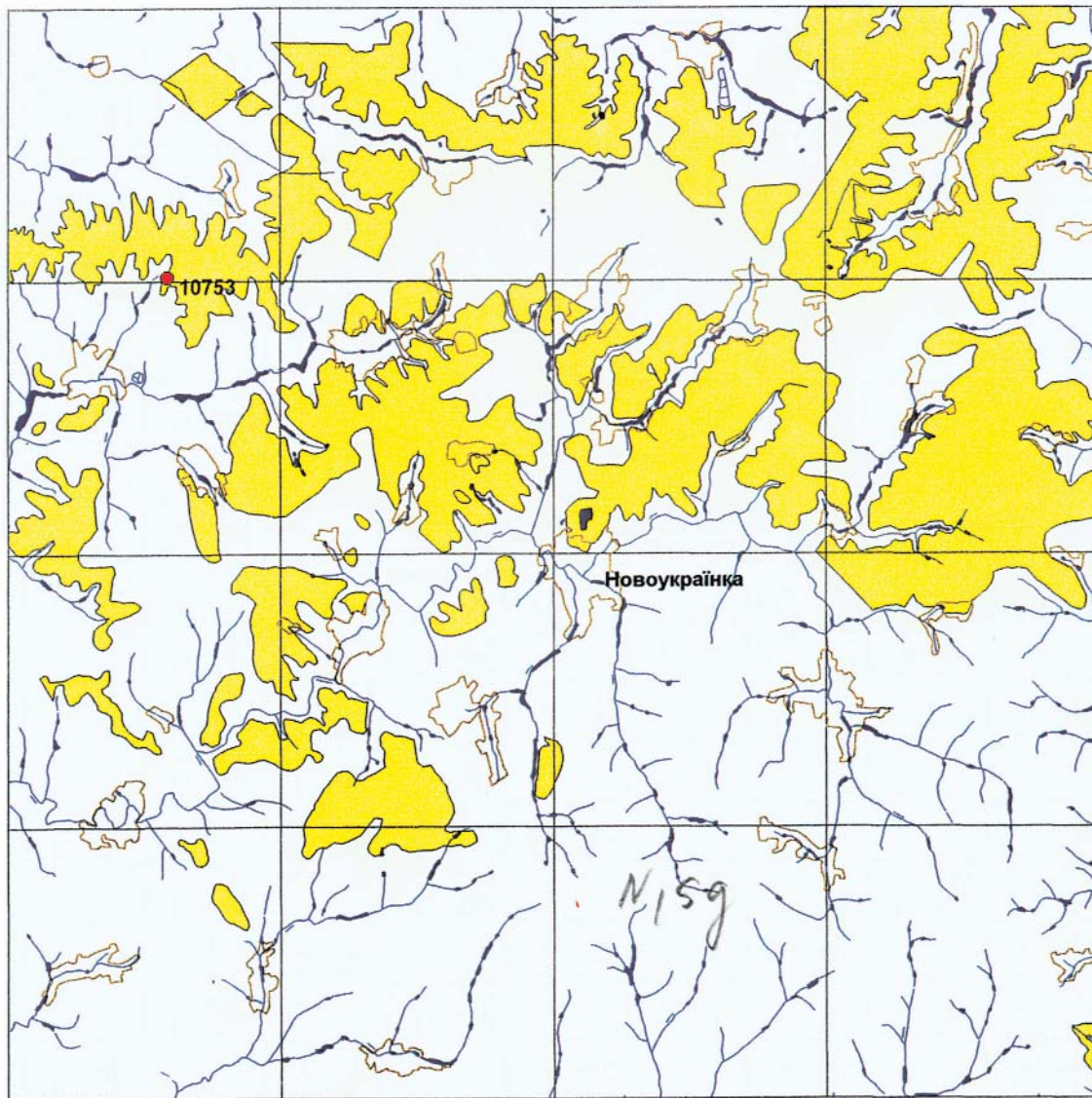
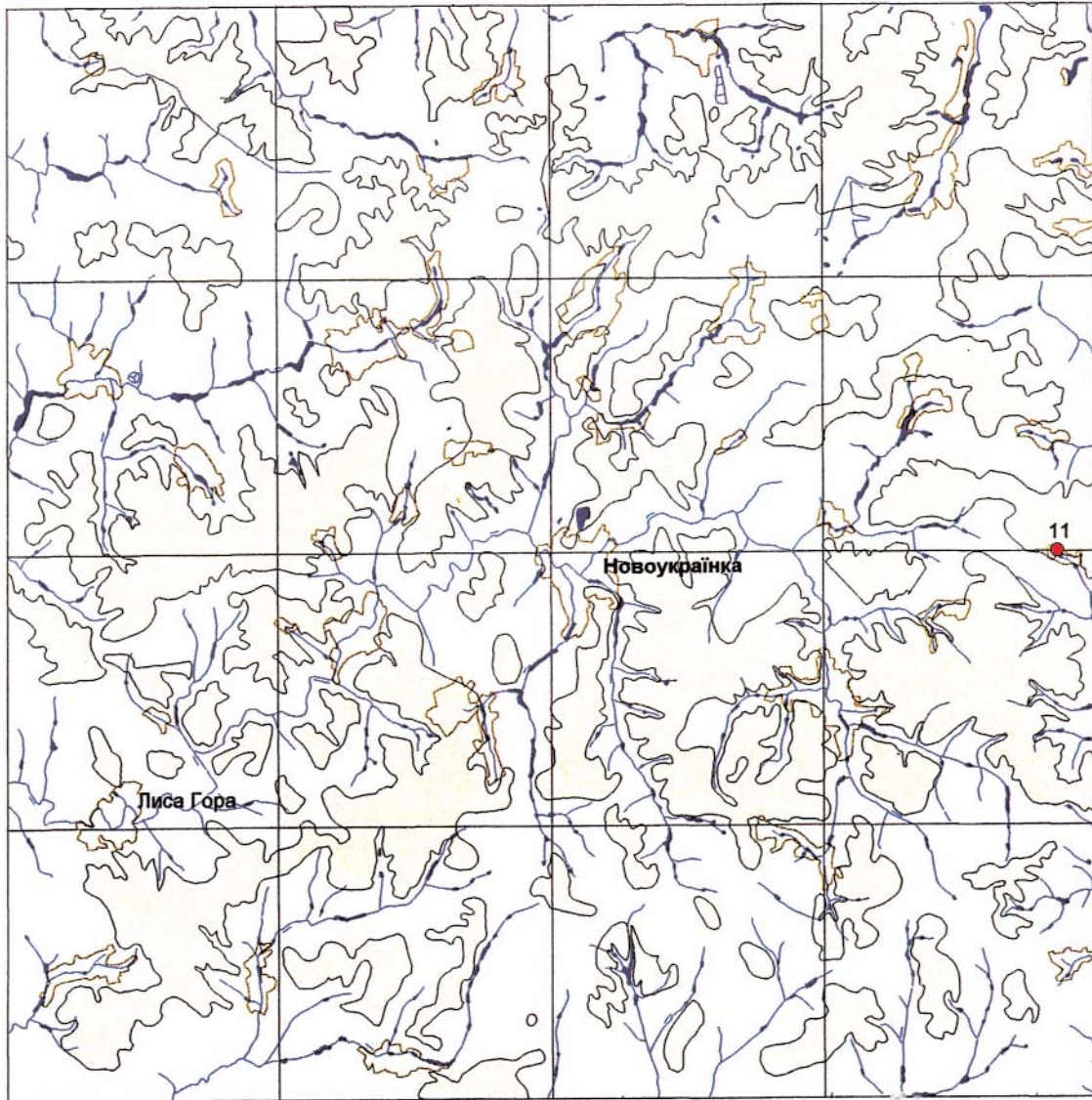


Рис. 11. Схема поширення відкладів строкатої піщано-глинистої товщі N_{1-2rg}

домішками карбонатних стяжінь або гнізд пухкого карбонату, а також рідких бобовин гідроокисів марганцю. У глинах спостерігається незначна домішка кластичного кварцу, а в нижній частині розрізу навіть лінзи й прошарки бурого різнозернистого піску. В покрівлі червоно-бурих глин залягають суглинки четвертинної системи, переходи до яких поступові. Абс. відмітки підшви червоно-бурих глин становлять 160—230 м, їх максимальна потужність не перевищує 26,6 м. Вік червоно-бурих глин та їх генетичні особливості остаточно ще не визначено.

Для верхньої частини розрізу червоно-бурих глин (берегівські відклади) в Інституті геологічних наук НАН України О.А. Сіренко був виконаний аналіз трьох зразків у районі с. Лиса Гора. Характерною особливістю встановленого спектру є перевага у його складі пилку деревних порід (54,2—63,1 %), різноманітність пилку широколистих рослин, участь пилку різнотрав'я, наявність у всіх спектрах гідро-і гігрофітів. Відмінною особливістю комплексу є також наявність, хоча і в невеликій кількості, пилку теплолюбних видів сосни підроду *Parloxylon*: *Pinus* sp. seet. *Cenebrae* Spah., *Pinus* sp. seet. *strobis* Schow., *Pinus* sp. subg. *Parloxylon*.

Кожен із вивчених спектрів має низку індивідуальних особливостей. Так, спектр зразка 90 відрізняється найвищим відсотком участі пилку деревних порід (63,1 %) і дещо збіднілою групою трав'янистих рослин (32,9 %). Серед пилку деревних порід переважають *Pinus* sp. — 45,5 %. Широколисті породи (6,5 %) представлено: *Tilia* cf. *platy-phyllis* Scop. (0,9 %), *Tilia* sp. *cordata* Nill (1,9 %), *Ulmus* sp. (1,9 %), *Fagus* sp. (0,9 %), *Quercus* sp. (0,9 %). Серед пилку дрібнолистих порід (10,7 %) домінують пилкові зерна *Befula* spp. (7,8 %) та пилок *Almus* spp. (2,9 %). У групі трав'янистих рослин вирізняється пилко



5 4 3 2 1 0 5 10 15 км

Рис. 12. Схема поширення відкладів товщі червоно-бурих глин N₂cb

Росaceae (3,9 %), Chenopodiaceae, Polypodiaceae, Plauflaginaceae. Гідро- та гігрофіти представлені: Turpha sp. (1,9 %), Sparganium sp. (0,9 %). Спори (0,9 %) належать Bryales.

За даними О.А. Сіренко, всі установлені спорово-пилкові спектри добре корелюються зі спектрами з верхньопліоценових та еоплейстоценових відкладів, вивчених у межах Дніпровсько-Донецької западини (св. 11). Характерною особливістю спектрів цієї частини розрізу є скорочення теплолюбних, широколистяних форм, що вказує на незначне охолодження клімату.

Четвертинна система (Q)

Плейстоценовий відділ

На території аркуша четвертинні відклади мають майже суцільне поширення. Вони покривають досить потужним (до 20 м) шаром плакори й схили, за винятком окремих ділянок у нижніх частинах річкових долин і схилів балок, де відслонюються головним чином породи кристалічного фундаменту. Підстеляються четвертинні відклади на плакорах червоно-бурими та червоно-коричневими глинами неогену, а на схилах, у долинах річок — давнішими утвореннями, серед них і породами докембрійської основи. Згідно зі схемою районування четвертинних відкладів описувана площа належить до північної лесової області позальодовикової зони. За схемою районування, яку запропоновано при складанні карти четвертинних відкладів України масштабу 1:500 000 (1994), ця територія належить до Інгулецького району Південноукраїнської лесової підобласті.

Для довивчення четвертинних відкладів району було проведено рекогносційні маршрути і дослідження двох опорних розрізів антропогену, а також використано матеріали ще одного, який досліджувався раніше (5).

Внаслідок проведених робіт авторами виконані розчленування четвертинних відкладів до кліматоліту (горизонту) включно, але під час складання карти дослідники були змушені застосувати більші стратони, у відповідності до масштабу карти і ступеня вивченості території, головним чином у ранзі ланки загальної стратиграфічної шкали четвертинних відкладів України.

Згідно зі "Стратиграфічним кодексом України" (1997) у складі плейстоценового відділу виділяють еоплейстоценовий та неоплейстоценовий розділи.

Еоплейстоценовий розділ (Е)

Елювіальні і еолово-делювіальні відклади (e,vdE) досить широко розвинуті на пологих схилах району й відсутні в долинах річок, у нижній частині великих балок. У цілому відклади характеризуються коричнево-бурим, червонувано-бурим кольором з прошарками сизувато-сірого, глинистим складом, рідше суглинистим. Абс. відмітки підшоши — 115—240 м, а потужність — 1,5—5 м.

Стратон містить березанський, крижанівський та іллічівський кліматоліти (горизонти), які добре вирізняються в окремих розрізах свердловин та відслоненнях.

У деяких типологічних колонках до "Геологічної карти четвертинних відкладів" показано еолово-делювіальні утворення березанського (vdE_{br}) та іллічівського (vdE_{il}) кліматолітів. За даними вивчення опорних розрізів у с. Лиса Гора, вони представлені жовто-бурими глинами й суглинками. Вміст часток <0,001 мм досягає 35—40 %. Вони складені серицитом, монтморилонітом і хлоритом. Серед важких мінералів у фракції 0,1—0,05 мм переважає гранат-лейкоксен-ільменітова асоціація. Засолонення породи становить 1,196—1,484 ммоль. В опорному розрізі "Лиса Гора-2" у березанських відкладах знайдено пилок із перевагою трав'янистих (52,3 %), передовсім Asteraceae, Chenopodiaceae, Artemisia. Серед деревних переважає пилок Pinus spp., у невеличкій кількості трапляються Alnus sp., Betula sp., а також Quercus cf. robur (аналізи зроблені канд. геол.-мін. наук О.А. Сіренко ІГН НАН України).

Цей комплекс дуже різко відрізняється від спорово-пилкового комплексу, який міститься у берегівському горизонті пліоцену. Спорово-пилкові дані свідчать про існування у крижанівський час теплолюбних широколистяно-хвойних лісів.

Окремі зразки, узяті з березанських та крижанівських відкладів, показують пряму намагніченість.

Головною компонентою еоплейстоценового розрізу є крижанівський кліматоліт, який представлено світою із трьома викопними ґрунтами та ґрунтовими відкладами — червонувано-бурими, червонувано-коричнево-бурими, світло-коричневими, часто лучними (eE_{kr}) потужністю від 0,7 до 3 м. Вони мають переважно глинистий склад (вміст часток <0,001 мм — 40—45 %). Глинисті мінерали представлені головним чином серицитом та монтморилонітом. Серед важких мінералів зберігається гранат-лейкоксен-ільменітова асоціація (70—75 %). За даними хімічного аналізу, кількість полуторних оксидів R₂O₃ сягає 20 %. Модуль SiO₂/R₂O₃ дорівнює 7—8, що характерно для коричневих ґрунтів. Засолонення крижанівських ґрунтів досягає 1,435—1,9 ммоль. Отримані палеологічні дані свідчать про поширення широколистяно-хвойних лісів із субтропічними елементами (Mogaseae), що значно відрізняються від лісостепових комплексів березанського кліматоліту. Нові палеомагнітні дані свідчать про пряму намагніченість окремих зразків із крижанівських відкладів.

На плакорах елювіальні й еолово-делювіальні відклади (e,vdE) заміщуються на **елювіальні та еолові відклади (e,vE)**, які дуже подібні за всіма ознаками до попереднього комплексу, проте за абсолютними відмітками (180—245 м) вони відрізняються. В окремих розрізах виділяються знизу доверху еолові відклади березанського кліматоліту (vE_{br}), елювіальні — крижанівського (eE_{kr}), еолові — іллічівського (vE_{il}).

Елювіальні відклади (eE). У тих випадках, коли відклади березанського та іллічівського неґрунтових стратонів випадають із розрізу еоплейстоцену, поширюються лише елювіальні відклади, які складають крижанівський кліматоліт. У більшій частині вони розвинуті на плакорах, але розміщуються інколи й на схилах. Представлені вони світою ґрунтів, характеристику яких наведено вище. Абс. відмітки залягання цього стратону дорівнюють 140—240 м, потужність сягає 1—3 м.

Еоплейстоценовий розділ та нижньонеоплейстоценова ланка нерозчленовані (Е—P₁)

Елювіально-делювіальні відклади (edE—P₁) досить поширені на площі аркуша, де вони картується у нижній частині долин річок та великих балок. Необхідність вирізнення цього стратону пояснюється обмеженістю якісного фактичного матеріалу та невеликою потужністю окремих стратонів еоплейстоцену та нижнього неоплейстоцену. Представлені вони ґрунтовими утвореннями, в основному крижанівським, широкинським, мартоносським та лубенським кліматолітами. Інколи трапляються неґрунтові утворення березанського, іллічівського, приазовського, сульського і тилігульського кліматолітів. Елювіально-делювіальні відклади представлені глинами та важкими суглинками. В елювіально-делювіаль-

них відкладах еоплейстоцену—нижнього неоплейстоцену, в лесовидному суглинку приазовського кліматоліту, у с. Івано-Благодатне, міститься фауна молюсків, серед якої А.С. Івченком визначені: *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia tenuilabris* (A.Br.), *V. pulcnella* (Mull.), *Succinea oblonga elongata* (Sandb.), більшість яких належать до убіквістів, представників лесової перигляціальної фауни. Абс. відмітки підшови стратону — 95—180 м, потужність — 3—10 м.

У розрізах свердловин, показаних у вигляді типологічних колонок, трапляються нерозчленовані товщі різновікових ґрунтів бурого і світло-коричневого кольорів, які розміщуються на плакорах і схилах. Такі ґрунтові комплекси наведено в колонках як елювіальні відклади (eE—P₁). Інколи інтервал опису охоплює підстильні пліоценові ґрунти берегівського та богданівського горизонтів. У цьому випадку на типологічних колонках показано елювіальні відклади пліоцену, еоплейстоцену та нижнього неоплейстоцену нерозчленовані (eN₂—P₁). За описом, іноді в розрізах свердловин на плакорах та схилах простежуються прошарки лесовидних суглинків та лесів. У цьому випадку на колонках показано, відповідно, елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e₁vdE—P₁). Потужність їх збільшується в порівнянні з наведеним вище елювіально-делювіальним комплексом (edE—P₁) і дорівнює 5—12 м.

Алювіальні відклади (aE—P₁) зазначено на карті в долині р. Чорний Ташлик, коло с. Лиса Гора, а також біля с. Нововознесенка (р. Кильтен), де вони спостерігаються у відслоненнях. Відклади поховані під лесово-ґрунтовим покривом і простежуються у долинах річок Чорний Ташлик, Кильтен, Кагарлик, Сухий Ташлик, Мала Вись, Велика Вись.

Необхідність вирізнення цього алювіального комплексу, що охоплює VI, VII, VIII, IX та X тераси, пов'язана з дуже невеличкими розмірами і слабим морфологічним відображенням терас. Так, ширина кожної тераси не перевищує 10 м, а висота 1—2 м. Алювіальні відклади вирізняються пісками й супісками різнозернистими, піщаними суглинками. Наприклад, березанські алювіально-делювіальні відклади плейстоцену в опорному розрізі “Лиса Гора-2” мають гранулометричний склад: 1,0—0,5 мм — 0,2 %, 0,5—0,25 мм — 21,0 %, 0,25—0,1 мм — 27,3 %, 0,1—0,05 мм — 7,3 %, 0,05—0,01 мм — 18,2 %, <0,01 мм — 9,8 %.

Висота терас алювіального комплексу у нижній частині долини р. Чорний Ташлик дорівнює 8—18 м, а в долинах рр. Кильтен і Мала Вись — 7—12 м. Потужність алювію становить 0,5—3 м. Цоколем є переважно породи кристалічного фундаменту. В березанському алювії, в опорному розрізі “Лиса Гора-2” простежується спорово-пилковий спектр, в якому переважає пилко трав'янистих рослин, головним чином ксерофітів, спостерігається також пилко гідрофіта - *Sparganiaceae*. Серед деревних переважає пилко хвойних.

Нижньонеоплейстоценова ланка (P₁)

Елювіальні й еолово-делювіальні відклади (e₁vdP₁) досить широко і повно представлені на описуваній площі, передовсім на пологих схилах долин річок і великих балок. Вирізняються чергуванням виковних ґрунтів середньо-важкосуглинистих та лесовидних суглинків легших за складом, різних за кольором. Абс. відмітки підшови коливаються від 120 до 230 м. Їх потужність — від 3 до 11 м. Відклади залягають на еоплейстоценових утвореннях.

За даними вивчення опорних розрізів, відслонень та окремих свердловин, у складі нижньонеоплейстоценової ланки вирізнено широкинський, приазовський, мартоноський, сульський, лубенський та тилігульський кліматоліти стратиграфічної схеми четвертинних відкладів України.

Елювій широкинського кліматоліту (eP₁sh) майже постійно присутній у розрізі нижньонеоплейстоценових утворень. Складені вони світою із 2—3 ґрунтів: коричневих, червонувато- і темно-коричневих переважно глинистого складу (вміст часток <0,001 мм досягає 35—40 %), на відміну від підстильного іллічівського кліматоліту, легшого за гранулометричним складом. Глинисті мінерали представлені серицитом та монтморилонітом у рівних частках із домішкою хлориту. З теригенних важких мінералів характерна гранат-лейкоксен-ільменітова асоціація. Молекулярні відношення SiO₂/R₂O₃ дорівнюють 6—7, що трохи вище за показники крижанівських ґрунтів. Засолонення ґрунтів сягає 1,585—2,043 ммоль, що вище за крижанівські ґрунти. Спорово-пилкові спектри широкинських відкладів відрізняються від крижанівських скороченням кількості пилку деревних рослин та їх видового складу, збільшенням ксерофітної трав'янистої рослинності. Палеомагнітні дані з опорного розрізу свідчать про пряму намагніченість порід широкинського кліматоліту. Контакт із підстильним горизонтом дуже нерівний, із хвостами. Взагалі, широкинський кліматоліт є реперним у розрізі нижнього неоплейстоцену.

Еолово-делювіальні відклади приазовського кліматоліту (vdP₁pr) трапляються лише в окремих розрізах. Вони представлені лесовидними буровато-палевими суглинками, середніми за складом із потужністю до 0,8 м. На пологих плакорах лесовидні суглинки змінюються лесами (vP₁pr).

Елювіальні відклади мартоноського кліматоліту (eP₁mr), як і широкинські, поширені майже повсюди. Представлені світою з 2—4 ґрунтів червонувато- і коричнювато-бурих і їх гідроморфними різновидами. На відміну від широкинських ґрунтів, вони мають важкосуглинистий склад (вміст часток <0,001 мм — 25—38 %). Глинисті мінерали представлені серицитом із значною домішкою монтмори-

лоніту та хлориту. Серед теригенних мінералів найпоширеніша вже інша асоціація, ніж у широкинських відкладах, — лейкоксен-ільменіт-гранатова, яка охоплює майже 80 % усього складу важкої фракції. Молекулярні відношення $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ сягають 7—8. Засолонення мартоносських ґрунтів коливається від 1,869 до 2,279 ммоль.

За даними вивчення опорного розрізу “Новоукраїнка”, спорово-пилкові спектри мартоносського стратону характеризуються переважним розвитком широколистяно-соснових лісів. Серед трав’янистих поширений пилкок, головним чином ксерофітних рослин: *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Artemisia*. Трапляється також пилкок теплолюбних рослин: *Juglans cf. cinerea* L. і *Vitis* sp. Палеомагнітні дані вивчення опорного розрізу “Лиса Гора-2” свідчать про пряму полярність мартоносських відкладів. Потужність горизонту коливається від 0,5 до 2,5 м.

Нижній контакт стратону дуже різкий. Спостерігаються великі котли, кишені, клини. Дуже часто мартоносські ґрунти залягають безпосередньо на широкинських, внаслідок чого утворюється новий стратон - елювіальні відклади широкинського та мартоносського горизонтів (eP_{1sh-mr}).

Еолово-делювіальні відклади сульського кліматоліту (vdP_{1sl}). Надзвичайно широко розвинуті на площі, добре вирізняються у розрізі, тому їх описано в багатьох свердловинах. Слід зазначити, що у попередніх роботах з геологічної зйомки еолово-делювіальні відклади сульського кліматоліту відносилися до дніпровського кліматоліту. Сульський кліматоліт представлений палевими, оливково-сірими лесовидними суглинками легко- та середньосуглинистого складу. Глинисті мінерали вирізняються серицитом, у меншій кількості монтморилонітом та хлоритом. У складі теригенних мінералів переважає лейкоксен-ільменіт-гранатова асоціація. Молекулярне відношення $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ дорівнює 8—14. Засолонення сульських відкладів значно більше за мартоносські і становить 2,193—3,278 ммоль. Максимального значення воно досягає у нижній частині розрізу. У спорово-пилкових спектрах відкладів трапляються поодинокі зерна *Pinus* sp. subg. *Diploxylon*, *Betula* sp., *Tilia cf. cordata* Mill. В еолово-делювіальному лесовидному суглинку сульського кліматоліту (в кар’єрі коло селища Смолино) виявлено фауну молюсків: *Succinea oblonga elongata* (Sandb.), *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *V. pulcnella* (Mull.), *Pupilla muscorut* (L.), *Columella columella* (Q. Mart.), *C. edentula* (Drap.) (визначення А.С. Івченка), у складі яких міститься багато холодолюбних форм, представників типової перигляціальної лесової фауни. Усі відібрані моноліти з цього стратону доводять пряму полярність. Потужність дорівнює 0,2—3 м. Нижній контакт різкий.

Елювіальні відклади лубенського кліматоліту (eP_{1lb}) значно поширені на площі аркуша.

Лубенські відклади утворені світою з 2—3 ґрунтів бурих, буровато-коричневих лучних чорноземовидних, темнокольорових. ґрунти мають головним чином середньосуглинистий, рідше важкосуглинистий склад (вміст часток <0,01 мм становить 30—50 %). Поміж глинистих мінералів переважає серицит із домішками монтморилоніту та хлориту. Серед важких мінералів для лубенського горизонту характерні гранат-ільменітова й піроксен-ільменітова асоціації. Засолонення лубенських відкладів становить від 2,462 до 3,6126 ммоль, що значно вище засолонення підстильних порід. Молекулярні відношення $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ становлять 8,71—10,34, що нижче показників мартоносського стратону. За даними спорово-пилкового аналізу, для лубенських відкладів характерне переважання хвойно-широколистих лісів, в яких, на відміну від мартоносського горизонту, вже немає теплолюбних *Juglans* і *Vitis*. Палеомагнітні дані свідчать про пряму полярність відкладів лубенського горизонту. Потужність лубенських елювіальних відкладів коливається від 0,5 до 2 м.

Еолово-делювіальні відклади тилігульського кліматоліту (vdP_{1tl}) лише інколи трапляються в розрізі нижньочетвертинних відкладів комплексу. Вирізняються суглинками жовто-палевими лесовидними, легкими та середніми потужністю від 0,1 до 1,0 м.

Елювіальні та еолові відклади (e_1vP_1) розвинуті на пологих плакорах. Представлені чергуванням викопних ґрунтів та лесів. Серед останніх найпоширеніший у розрізах сульський лес (vP_{1sl}), приазовський (vP_{1pr}), а тилігульський (vP_{1tl}) трапляються рідко. Абс. відмітки підшви — 170—45 м. Потужність порід — від 3 до 8 м.

Нижньонеоплейстоценова

та середньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{1-II})

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e_1vdP_{1-II}) поширені на схилах долин річок і великих балок. Необхідність вирізнення цього комплексу пояснюється відсутністю даних про детальне стратиграфічне розчленування, що не дає змогу визначити межу між нижньонеоплейстоценовими та середньонеоплейстоценовими відкладами.

Абсолютні відмітки підшви комплексу — від 120 до 230 м, потужність 5—14 м. Ці відклади залягають на еоплейстоценових і давніших утвореннях. Для більшої частини площі, що вивчається, характерне залягання середньонеоплейстоценових завадівських ґрунтових відкладів безпосередньо на лубенських ґрунтових утвореннях нижнього неоплейстоцену, що спостерігається в опорних розрізах. При цьому утворюється єдина ґрунтова товща ($eP_{1-II-zv}$).

Середньонеоплейстоценова ланка (P_{II})

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади середнього неоплейстоцену (e, vdP_{II}), як і нижньонеоплейстоценові відклади, поширені майже на всій площі аркуша. Вони представлені чергуванням ґрунтових і лесових горизонтів, складених суглинками легкими, середніми та важкими. Абсолютні відмітки підосви цих відкладів змінюються від 140 до 240 м, потужність коливається від 2 до 7 м. У складі середнього неоплейстоцену вирізняють завадівський, дніпровський, кайдацький і тясминський кліматоліти. Елювіальні відклади завадівського кліматоліту (eP_{II}zv) представлено світою із 2—5 ґрунтів (бурі лісові, сіро-коричневі, червонувато-коричневі та напівгідроморфні їх різновиди), які мають середньосуглинистий і важкосуглинистий склад. Вміст часток <0,01 мм становить 21,1—40,9 %. Мінеральний склад глинистих часток — серицит із домішкою монтморилоніту та хлориту. Теригенні мінерали важкої фракції представлені в основному гранатом та ільменітом. Значення молекулярних відношень змінюються від 8,91 до 10,38, що набагато менше, ніж для лубенських ґрунтів. Засолонення ґрунтів дорівнює 2,3255—3,1680 ммоль. Спорово-пилкові спектри свідчать про існування в завадівський час степових і лісостепових ландшафтів. Серед деревних спостерігаються *Pinus sp.*, *Betula sp.*, *Ulmus sp.*, *Tilia cf. cordata Mill.*, *Quercus cf. robur* та ін. Серед трав'янистих найпоширеніші *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*.

Потужність елювіальних завадівських утворень змінюється від 1 до 3,2 м. На північній частині аркуша лесові відклади інколи переважають у розрізі. У цьому випадку на карті показано еолово-делювіальні та елювіальні відклади середнього неоплейстоцену (vd, eP_{II}).

Еолово-делювіальні відклади дніпровського кліматоліту (vdP_{II}dn) поширені майже повсюди на території аркуша, складені переважно легкими лесовидними суглинками. Вміст часток <0,01 мм становить 18,2—24,7 (34,9) %. Глинисті мінерали представлені серицитом із значною домішкою монтморилоніту та хлориту. Теригенні мінерали — ільменіт і гранат становлять 75 % вмісту важкої фракції розміром 0,1—0,05 мм. Засолонення дніпровських відкладів дорівнює 2,277—3,059 ммоль. Спорово-пилковий комплекс свідчить про повну перевагу пилку трав'янистих рослин (98,4 %), які представлені *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*. Потужність дніпровських відкладів змінюється від 0,2 до 3,6 м. Більшість попередніх дослідників району робіт вважали ці відклади молодшими утвореннями бузького часу.

Елювіальні відклади кайдацького кліматоліту (eP_{II}kd) спостерігаються лише в окремих свердловинах (7272 та ін.) і представлені викопним ґрунтом чорноземного типу середньосуглинистого складу потужністю до 0,5 м.

Тясминські відклади середнього неоплейстоцену в розрізах плакорів та на їх пологих схилах не простежуються.

Елювіальні та еолові відклади (e, vP_{II}). На плоских ділянках плакорів саме делювіальний знос був мінімальний; у середньому неоплейстоцені відбувалося формування не лише ґрунтів, але і лесів еолового походження. Найпоширенішими з них є дніпровські леси (vP_{II}dn), які мають потужність до 1,5 м.

Середньонеоплейстоценова та верхньонеоплейстоценова ланки нерозчленовані (P_{II-III})

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e, vdP_{II-III}) поширені у центральній і південній частинах району робіт. Представлені викопними ґрунтами та лесовидними суглинками переважно важкосуглинистого складу загальною потужністю від 3 до 10 м. Абсолютні відмітки підосви цих відкладів змінюються від 140 до 230 м. Вирізнення цього комплексу пов'язане з недостатньою кількістю фактичного матеріалу в районі робіт і дрібноконтурним виходом на денну поверхню середньоплейстоценових відкладів. У тому випадку, коли лесові відклади відсутні в окремих розрізах, виділяються лише елювіальні відклади (eP_{II-III}).

Елювіально-делювіальні відклади (edP_{II-III}) поширені на площі робіт на схилах балок і в долинах річок. Представлені чергуванням ґрунтових відкладів і лесовидних суглинків делювіального походження, що мають важкий склад. Глинисті мінерали вирізняються серицитом і монтморилонітом. Теригенні мінерали важкої фракції представлені головним чином ільменітом та гранатом (40-80 %). Засолонення відкладів коливається в межах від 0,846 до 3,327 ммоль. Потужність елювіально-делювіальних відкладів змінюється від 2 до 6 м.

У їх складі визначено ґрунтові відклади кайдацького, прилуцького, витачівського, дофінівського кліматолітів та делювіальні утворення невеличкої потужності тясминського, удайського, бузького та причорноморського кліматолітів.

Алювіальні відклади (aP_{II-III}) поширені здебільшого у долинах річок Чорний Ташлик, Сухий Ташлик, Мала Вись і пов'язані з їх терасами. Тераси дуже вузькі, морфологічно слабо оформлені. Висота терас над рівнем води коливається від 3 до 6 м. У поодиноких випадках нараховується до 3—4 терас.

Вирізняються алювіальні відклади пісками різнозернистими та супісками, рідше суглинками. Потужність — 1—5 м.

Верхній неоплейстоцен (P_{III})

Елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e, vdP_{III}) широко розвинені переважно в центральній та північній частинах аркуша. Представлені вони найчастіше суглинками важкого складу. Абс. відмітки підшови 160—245 м. Потужність комплексу від 0,4 до 4,5 м, до його складу належать прилуцький, удайський, витачівський, бузький та причорноморський кліматоліти. За “Стратиграфічний схемою четвертинних відкладів” (1993 р.), найчастіше у розрізі верхнього неоплейстоцену трапляються прилуцькі й витачівські викопні ґрунти (eP_{III}pl, eP_{III}vt).

Для прилуцького горизонту характерні чорноземи буроземовидні та південні чорноземи середньоважкосуглинистого складу. Потужність їх — 0,3—0,8 м. Для витачівського кліматоліту типові чорноземи сірувато-коричневі, коричневатобурі важкосуглинисті загальною потужністю 0,4—0,8 м.

У тому випадку, коли витачівські ґрунти накладені на прилуцькі і у значній мірі їх видозмінюють, виділяють в окремих розрізах прилуцькі та витачівські ґрунти нерозчленовані (eP_{III}pl-vt). Вище витачівських ґрунтів у розрізі часто трапляються еолово-делювіальні відклади нерозчленованих кліматолітів — бузького та причорноморського (vdP_{III}bg-pč). Вони представлені лесовидними суглинками, середніми та важкими за складом і значною мірою видозмінені голоценовим ґрунтоутворенням. Потужність їх — 0,2—2 м.

Лесовидні суглинки удайського кліматоліту трапляються рідко. Взагалі, верхньонеоплейстоценові відклади складені головним чином ґрунтовими утвореннями, на відміну від теперішніх уявлень про геологічну будову верхнього неоплейстоцену.

Елювіальні та еолові відклади (e, vP_{III}) поширені лише на плоских плакорах. Представлені в основному викопними ґрунтами, які мають важкосуглинистий склад. Роль лесових горизонтів незначна. Найчастіше спостерігається в розрізах бузький лес (vP_{III}bg), буровато-пальовий, середньосуглинистий за складом. Абс. відмітки підшови елювіальних та еолових відкладів верхньонеоплейстоценової ланки змінюються від 175 до 250 м. Потужність їх дорівнює 0,4—2,5 м.

Верхньонеоплейстоценова ланка та голоценовий відділ нерозчленовані (P_{III}-H)

Алювіально-делювіальні відклади (adP_{III}-H) досить поширені на площі робіт. Вони складають днища численних великих балок, насамперед у їх верхів'ях. Представлені ці відклади суглинками, рідше супісками. Потужність їх змінюється від 1 до 6 м. По простяганню на схилах вони фаціально заміщуються елювіально-делювіальними відкладами.

Голоценовий відділ (H)

Алювіальні відклади (aH) розвинені в долинах річок Чорний Ташлик, Сухий Ташлик, Кильтень, Мала Вись, Велика Вись, Кагарлик, Плетений Ташлик та інших, де вони утворюють лучну заплаву. Представлені вони різнозернистими пісками, супісками, суглинками потужністю 1—10 м.

Алювіально-делювіальні відклади (adH) складають розрізи заплав малих річок у їх верхній течії, днища невеликих балок. Вони представлені головним чином супісками. Потужність їх дорівнює 0,5—3 м.

Пролювіальні відклади (prH) спостерігаються в долинах рік, днищах балок. Вони утворюють конуси виносу розміром до 200 м. Складені супісками, легкими суглинками. Потужність їх сягає 3 м.

Озерні відклади (iH). До них належать осади сучасних озер, водосховищ, ставів, представлених мулом, гітєю. Потужність озерних утворень становить 0,5—2 м.

Озерно-болотяні відклади (ibH) відомі на невеликих площах у заплавах річок Мала Вись біля сс. Мала Виска, Велика Вись, м. Кагарлик. Представлені вони гітєю, торфом, оторфованими супісками. Потужність озерно-болотяних відкладів дорівнює 1—3 м. У заплавах річок Велика Вись, Кагарлик вони поховані під сучасними озерними відкладами.

Техногенні відклади (tH) спостерігаються на площі робіт в окремих місцях. Це відвали кар'єрів, шахт, полів фільтрації, які розміщені біля м. Новоукраїнка, смт Смолине.

Елювіальні відклади (eH) хоча і не показані на карті четвертинних відкладів, суцільним шаром, за винятком невеликих ділянок, покривають площу аркуша Новоукраїнка. Вони представлені в основному глибокими чорноземами мало- та середньогумусними, середньоважкосуглинистого складу. У північній частині на окремих ділянках трапляються чорноземи опідзолені. Потужність голоценових ґрунтів становить 0,2—0,8 м.

Районування четвертинних відкладів

Територія аркуша Новоукраїнка розміщена в межах Ігулецького району Південноукраїнської (лесо-вої) підобласті. У порівнянні з лесовими утвореннями для цього району характерне переважання в розрізі четвертинних відкладів ґрунтових утворень, а також досить значна потужність плейстоцену (4).

За особливостями будови четвертинних відкладів, урахуовуючи геоморфологічні і ландшафтні ознаки, виділено підрайони: Північноінгулецький (B-II-13-b₁) і Південноінгулецький (B-II-13-b₂).

Для північного підрайону характерне збільшення в цілому потужності плейстоцену до 15—20 м, у

тому числі і лесових горизонтів, а також більша кількість ґрунтів із ознаками лучних.

У межах Північноінгулецького підрайону вирізняє Смолинську (В-II-13-b₁¹), Маловисківську (В-II-13-b₁²) та Добровеличківську (В-II-13-b₁³) ділянки.

Смолинська ділянка у порівнянні з Маловисківською має меншу потужність четвертинних відкладів, у тому числі і лесових горизонтів.

Добровеличківська ділянка за ознакою потужності плейстоцену не набагато перевищує Смолинську, але ґрунти та ґрунтові відклади в розрізі набувають характеристик південних. У цьому плані ділянка має ніби перехідний характер.

Південноінгулецький підрайон поділяється на Лисогірську (В-II-13-b₂¹), Новокрасненську (В-II-13-b₂²) та Рівненську (В-II-13-b₂³) ділянки. З них Новокрасненська ділянка, яка розміщується між Лисогірською та Рівненською, має найменші потужності четвертинного покриву, а також лесових горизонтів. Найповніші розрізи характерні для Рівненської ділянки, особливо для схилів. Кожна ділянка поділяється на плакорну та схилу частини, у зв'язку зі змінами генетичних ознак відкладів, а також зміною потужності. Зміни в потужності відкладів, у тому числі окремих горизонтів, морфологічних ознаках рельєфу, пов'язані з проявами неотектонічних рухів.

НЕСТРАТИФІКОВАНІ УТВОРЕННЯ

Поширені на всій території аркуша та представлені інтрузивними, ультраметаморфічними та метасоматичними породами палео- та неогархею, палео- та мезопротерозою Фанерозойські інтрузії не встановлено, за винятком Рівненського лампрофірового поля, породи якого за віком утворення мінет належать до палеозою. У цілому вікові межі утворення комплексів інтрузивних та ультраметаморфічних порід ґрунтуються на даних ізотопного датування (40, 41), а у разі їх відсутності — на взаємовідношенні з вмісними стратиграфічними підрозділами або на кореляції, за сукупністю даних, з комплексами, вікові межі яких відомі.

ІНТРУЗИВНІ УТВОРЕННЯ

Відповідно до легенди серії загальна вікова схема цих утворень має такий вигляд:

Фанерозойська еонотема

- палеозойська ератема (PZ),
- дайковий комплекс (αC_3-P_1).

Протерозойська акротема

- мезопротерозойська еонотема (PR₂),
- дайковий комплекс (PR₂),
- курсунь-Новомиргородський комплекс (PR₂kl),
- палеопротерозойська еонотема (PR₁),
- дайковий комплекс (PR₁),
- новоукраїнський комплекс (PR₁lv),
- райпольський комплекс (PR₁rp).

Архейська акротема

- палеоархейська еонотема (AR₁),
- сабарівський комплекс (AR₁sb).

Палеоархейська еонотема (AR₁)

Інтрузивні утворення базит-ультрабазитового складу, які залягають серед утворень тиврівської товщі дністровсько-бузької серії, за геологічними та петрохімічними ознаками належать до сабарівського комплексу. Вікові межі їх утворення не визначено, але за стратиграфічною схемою вони належать до найдавніших інтрузивних утворень на УЩ (3650 млн. років).

Сабарівський комплекс (σAR_1sb). Через дуже малі розміри тіл на карті не показано. Породи комплексу розкриті лише трьома свердловинами в межах Новогригорівського купола, де залягають у вигляді згідних пластових тіл потужністю до 25 м серед двопіроксенових кристалосланців тиврівської товщі. Вони представлені перидотитами, зрідка піроксенітами амфіболізованими. Породи чорні або зеленувато-темно-сірі, середньо- і грубозернисті, масивні та плямисті. Мінеральний склад (%): тремоліт-актиноліт 50—70, олівін 2—50, піроксен (ромбічний та моноклінний) 5—35, флогопіт до 10, шпінель 1—15, магнетит, сульфід.

Петрохімічний перерахунок на нормативний склад методом CIPW визначає в перидотитах польові шпати (%): ортоклаз — 0,5—6,80, альбіт — 1,60—3,80, анортит — 6,8—21,35; піроксени — гіперстен — 15—51, діопсид — 0,3—18, олівін — 11—66, ільменіт — 0,3—0,80, апатит — 0,5—0,12.

У малокварцових та малокальцієвих породах при досить високому вмісту алюмінію в їх складі з'яв-

ляється нормативний корунд. Поява в перидотитах нормативних польових шпатів пояснюється, очевидно, процесами амфіболізації. Перидотити сабарівського комплексу належать до толейтової петрохімічної серії сублужного ряду. На діаграмах геодинамічних умов описані ультрабазити попадають у поля мантійних фракцій (діаграма Batchlor and Bowden, 1985).

Палеопротерозойська еонотема (PR₁)

Згідно зі стратиграфічною схемою до утворень цього віку належать райпольський і новоукраїнський комплекси.

Райпольський комплекс (vсPR₁gp). Породи комплексу характеризуються незначним розвитком і розкриті низкою свердловин у районі сіл Новопавлівка, Нововознесенка, Станкувате, Фурманівка та відслоненнями по балках Суха, Попова. Вони асоціюють з породами кам'янокостоватської світи, очевидно, залягаючи серед них у вигляді міжпластових інтрузій, а в районі села Нововознесенка утворюють ізометричне тіло в тонкозернистих плагіогнейсах спасівської світи. Крім того, вони трапляються серед гранітоїдів бузького (район с. Коколово) та кіровоградського (район сіл Вербівка, Новопавлівка) комплексів, де спостерігаються у вигляді останців різних розмірів (1,2х0,6—6 і дуже рідко до 15 м) і форми. Представлені утворення комплексу піроксенітами, перидотитами і їх метаморфізованими різновидами (актинолітитами, тальк-тремоліт-флогопітовими, тремоліт-актиноліт-біотитовими, серпентин-флогопіт-актинолітовими породами), горнблендитами та основними породами (норитами, габро-норитами). Останні також, як правило, зазнали різного ступеня біотитизації, амфіболізації, а в поодиноких випадках — гранітизації. Основні породи переважають у складі комплексу. Деякі тіла характеризуються складною будовою: центральні частини їх представлені ультраосновними породами, а крайові — основними (св. 22—89 на південь від с. Новопавлівка, район с. Станкувате).

Тіла, які залягають серед гранітоїдів, у значній мірі насичені (10—30 %) жилами гранітів аплітоїдних, апліто-пегматоїдних і дрібнозернистих біотитових, зрідка з поодинокими зернами піроксену. Потужність жил — від 0,1 до 5 м. На контактах спостерігаються зонки біотитизації. Піроксеніти темно-зеленувато-сірі грубо-, середньозернисті, масивні, іноді нечітко сланцюваті. Структура їх гіпідіоморфнозерниста, панідіоморфно-зерниста, місцями з елементами пойкилітової. Мінеральний склад дуже пермінний і на окремих ділянках породи ближчий до перидотитів (св. 22—89). Піроксен ромбічний — 10—40 %, піроксен моноклінний — 10—40 %, олівін — 0,5—20 %, а в перидотитах — 40—50 %. У незначних кількостях спостерігається плагіоклаз (андезин-лабрадор); акцесорні — апатит, сфен, шпінель; рудні — магнетит, сульфіді. Вторинні мінерали представлені актинолітом, тремолітом, тальком, серпентином, біотитом. Кількість їх коливається в широких межах, і в залежності від цього утворюються нові породи: тальк-біотит-тремолітові, амфібол-біотитові, флогопіт-серпентин-амфіболітові та ін., в яких часто зберігаються релікти піроксенітів або перидотитів. Інтенсивно змінені породи слабомагнітні — $\chi = 72 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$, при щільності $\sigma = 2,99—3,23 \text{ г/см}^3$, а мало змінені, відповідно, — $\chi = 2146 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$, $\sigma = 3,11 \text{ г/см}^3$.

Горнблендита темно-зелені середньозернисті і середньо-крупнозернисті масивні, зрідка нечітко сланцюваті з гіпідіоморфнозернистою структурою. Складені вони роговою обманкою (90—95 %) з незначними домішками ромбічного і моноклінного піроксену та олівіну. Іноді спостерігається біотитизація (біотиту — 3—15 %). Фізичні властивості: магнітна сприйнятливість — $\chi = 20-30 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$ (немагнітні) та $\chi = 72 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$ (слабомагнітні) при щільності - $\sigma = 3,22 \text{ г/см}^3$.

Габронорити, норити — зеленувато- і темно-сірі дрібно-середньозернисті, масивні, іноді нечітко сланцюваті породи з габровою структурою. Мінеральний склад: плагіоклаз (основний андезин) — 30—50 %, піроксен (різко переважає ромбічний) — 28—40 %; у змінених різновидах у дуже перемінних кількостях спостерігаються біотит, амфібол, кварц, хлорит, карбонат; акцесорні — апатит, зрідка циркон; рудні — магнетит, титаноманетит, сульфіді. Фізичні властивості: магнітна сприйнятливість — $\chi = 54 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$, щільність — $\sigma = 3,05 \text{ г/см}^3$, а в інтенсивно змінених — $\chi = 40 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$, $\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$. У районі сс. Нововознесенка, Станкувате ступінь амфіболізації настільки інтенсивна, що габроїди спостерігаються лише у вигляді останців (у середньому 1—2 м) серед габро-амфіболітів. За зовнішнім виглядом останні — це зеленувато-сірі дрібно-середньозернисті, як правило, сланцюваті, часто нечітко смугасті породи з гетерогранобластовою структурою, в якій спостерігаються релікти габрової.

Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин) — 40—50, гіперстен — до 1, діопсид — до 2, рогова обманка — 30—50, біотит — 5—15, кварц — 0—3; акцесорні — апатит, циркон; рудні — магнетит, титаноманетит, сульфіді; вторинні — хлорит, мусковіт. Фізичні властивості: магнітна сприйнятливість — $\chi = 40 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$, щільність — $\sigma = 2,95 \text{ г/см}^3$.

За даними петрохімічних перерахунків, незмінні породи комплексу відповідають толейтовій петрохімічній серії сублужного ряду. Змінні породи (амфіболізовані та окварцовані) належать до вапнисто-лужної серії сублужного та лужного ряду. Вікові межі утворення порід комплексу не визначено.

Новоукраїнський комплекс (PR₁ли). Породи комплексу широко розвинуті у межах аркуша, утворюють складно побудований, дещо витягнутий у субмеридіональному напрямку великий Новоукраїнський та низку менших масивів (Воронівський, Олійниківський, Софіївський). Контакти із вмисними

породами (плагіогнейсами інгуло-інгулецької серії) в основному тектонічні. На окремих ділянках по периферії масивів спостерігаються різних розмірів останці плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії, як правило, орієнтовані згідно з напрямком трахітоїдності у гранітах. Є.П. Крамських (1985) вказує, що контакти порфіробластових монзонітів, які утворюють невелике тіло в південній екзоконтактовій зоні Новоукраїнського масиву, січуть під кутом $15\text{--}20^\circ$ смугастість гіперстен-біотитових плагіогнейсів кам'янокостоватської світи. В районі балки Осикуватої Г.А. Шварц (1970) вивчав контакт із гранітоїдами кіровоградського комплексу. Жодних прикортактових змін у породах обох комплексів не спостерігалось, лише дещо збільшувався розмір порфіробластів у гранітоїдах кіровоградського комплексу.

У складі новоукраїнського комплексу вирізняють основні, середні та кислі породи. У взаємовідношеннях між ними є багато спільного з такими ж породами корсунь-новомиргородського комплексу.

Основні породи (γ PR₁ли) розвинуті переважно в центральній (район сіл Воронівка, Захарівка) та південно-західній (район сс. Ковалівка, Новофедорівка, Трудолюбівка та ін.) частинах масиву, де спостерігаються у вигляді тіл значних розмірів (до $2 \times 0,6\text{--}5,5 \times 2$ км), як правило, оточених гібридними породами (габро-монзонітами, монзонітами, кварцовими монзонітами та біотит-піроксеновими гранітами). Необхідно зазначити, що й дрібні тіла (до 1 км) габроїдів майже завжди оточені одним із різновидів гібридних порід, найчастіше біотит-піроксеновими гранітами. Як малі, так і великі тіла габроїдів у різній мірі змінені, гранізовані, в них спостерігається неабияка кількість жил аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів потужністю $0,5\text{--}5$ м. Зрідка простежуються жили біотитових і гранат-біотитових нерівномірно-зернистих гранітів і порфіровидних монзонітів (Г.А. Шварц, 1970).

Серед основних порід різко переважають норити, лейконорити, габронорити. Це темно-сірі, зеленувато-сірі дрібно-середньозернисті масивні породи, в гранізованих ділянках слабосмугасті, іноді трапляються паралельно орієнтовані порфіровидні включення плагіоклазу. Структура габрова, а в інтенсивно гранізованих різновидах гранобластова з елементами пойкило-, кумулобластової та з реліктами габрової.

Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин, андезин-лабрадор, часто з антипертитами) — $35\text{--}65$, олівін (хризоліт) — $0\text{--}3$, піроксен ромбічний — $15\text{--}25$, піроксен моноклінний — $1\text{--}10$ (іноді в тонкому зростанні з ромбічним); акцесорні — апатит — $1\text{--}3$, монацит, циркон, анатаз; рудні — ільменіт, магнетит — $1\text{--}3$, іноді до 5. У гранізованих різновидах з'являються (%): рогова обманка (по піроксену) — $0,5\text{--}10$, біотит — $1\text{--}5$, кварц — $5\text{--}10$, калішпат — $0,5\text{--}10$, інколи до 20; гранат — до 1.

Поблизу тектонічних зон розвиваються хлорит, мусковіт, епідот, актиноліт, карбонати. За даними В.А. Голубєва (1966) і А.В. Кузьменка (1987), в районі сс. Водяне, Лозуватка, Новопавлівка серед габроноритів, норитів та монзонітів трапляються середньо-грубозернисті породи, які за мінеральним складом подібні до габро-анортозитів (%): андезин, андезин-лабрадор — $75\text{--}80$, піроксен ромбічний — $8\text{--}15$, біотит — до 1, апатит — до 1, ільменіт, магнетит — до 3. Серед гранізованих ділянок з'являється кварц ($2\text{--}10$ %) і калішпат ($8\text{--}15$ %). Структура панідіоморфнозерниста з елементами пойкилобластової. Фізичні властивості габроїдів: $\sigma = 2,79$ г/см³, $\alpha = 1240 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ.

Габроїди Новоукраїнського масиву характеризуються підвищеним вмістом TiO_2 і P_2O_5 .

Монзоніти, габромонзоніти, кварцові монзоніти (m PR₁ли). Найпоширеніші в південно-західній частині Новоукраїнського масиву, де часто асоціюють з габроїдами. Становлять до 10 % обсягу порід комплексу і утворюють тіла лінзовидної та видовжено-неправильної форми з нечіткими межами. Контакти їх із вмісними гранітами поступові. Характеристика всіх трьох різновидів наводиться разом, тому що визначити межу між ними немає можливості, внаслідок дуже перемінного мінерального складу цих порід на невеликих ділянках. Макроскопічно — це зеленувато-сірі середньо-грубозернисті порфіробластові породи. Порфіробласти розміром $0,5 \times 2\text{--}1,5 \times 5,0$ см становлять $25\text{--}30$ %, зрідка до 45 % породи і представлені зеленувато-сірим, зеленувато-бурим калішпатом, в якому часто спостерігаються карлсбадські двійники. Іноді порфіробласти чітко паралельно орієнтовані. Структура основної маси гетерогранобластова, бластогранітна, зрідка гіпідіоморфнозерниста з елементами монзонітової. За даними А.В. Кузьменка (1987), трапляється маргінаційна структура і релікти габрової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, андезин, часті антипертитові вrostки) — $20\text{--}45$, калішпат (декількох генерацій) — $10\text{--}55$, кварц — $5\text{--}10$, зрідка до 20; олівін — $0\text{--}0,5$, піроксен ромбічний (евліт, залізистість у середньому 80 %) — $2\text{--}15$, рогова обманка — $0\text{--}8$, біотит — $1\text{--}8$, гранат — $0\text{--}3$, іноді до 10. Біотит характеризується низькою глиноземистістю, високою лужністю та підвищеним вмістом титану. Залізистість біотиту — $59\text{--}69$ % (В.П. Брянський, 1986). Акцесорні: апатит, циркон, монацит, анатаз; рудні: ільменіт, магнетит, сульфід. Фізичні властивості: магнітна сприйнятливість — $\alpha = 190\text{--}378 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ, при щільності $\sigma = 2,74\text{--}2,84$ г/см³.

Граніти гранат-біотит-гіперстенові трахітоїдні (γ PR₁ли) поширеніші, ніж монзоніти, і розміщуються по всій площі Новоукраїнського масиву та повністю складають Воронівський та Олійниківський масиви. Розміри й форма тіл гранітів дуже різноманітні; контакти з гранат-біотитовими гранітами, які їх вміщують, поступові. Макроскопічно — це сірі та зеленувато-сірі породи, великопорфіробластові з

трахітоїдною текстурою. Порфіробласти становлять до 40—50 % породи і представлені калішпатом з нечітко вираженою по краях двійниковою решіткою та з карлсбадськими двійниками. В більш меланократових різновидах простежуються поодинокі порфіробласти плагіоклазу. Структура основної маси гіпідіоморфнозерниста, бластогранітова з елементами монзонітової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 20—40, калішпат — 30—40, іноді до 50, кварц — 15—30, піроксен ромбічний — 3—12, біотит — 3—10, гранат — 2—5, зрідка наявні поодинокі зерна олівіну, піроксену моноклінного, рогової обманки. Акцесорні: апатит, циркон, монацит, рутил; рудні: ільменіт, титаномагнетит, магнетит, гематит.

Основність плагіоклазу — від альбіт-олігоклазу до андезину, причому в кислому плагіоклазі спостерігаються “плямки” більш основного. Характерні для нього антипертити.

З магнітної сприйнятливості О.К. Бабинін (1989) вирізняє слабомагнітні ($\chi = 5-295 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$) та магнітні ($\chi = 1362 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$) різновиди; щільність гранітів — $\sigma = 2,63-2,86 \text{ г/см}^3$.

Граніти гранат-біотитові та біотитові трахітоїдні ($\gamma_2 \text{PR}_1 \text{pl}$) значно поширені, складають основну частину Новоукраїнського масиву і розкриті не лише численними свердловинами, але й великою кількістю відслонень по долинах рік Сухий Ташлик, Чорний Ташлик і Плетений Ташлик, а також по їх притоках та балках. Ф.В. Труцько (1981) виділяє серед них декілька різновидів, які утворюють обособлені нечітко обмежені тіла і відрізняються між собою кольором породи та розміром порфіробластів. Суттєвих відмінностей між ними немає, тому вони описуються разом. Макроскопічно — це переважно сірувато- і червонувато-рожеві, зрідка сірі середньо-грубозернисті породи з великою кількістю (40-50 %, на окремих ділянках до 65 %) паралельно орієнтованих порфіробластів калішпату, здвоєних за карлсбадським законом. Розмір їх від 1,0x0,5 до 3x7 см, трапляються і більші (7—15 см). Характерний для цих гранітів темно-сірий, майже чорний кварц. Структура основної маси гранітова, бластогранітова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, альбіт-олігоклаз) — 20—40, калішпат — 40—60, кварц — 20—30, біотит — 5—15 (залізистість — 86—93). Акцесорні: апатит, циркон, монацит, анатаз. Рудні: ільменіт, титаномагнетит, магнетит. Калішпат міститься в основній масі породи, порфіробластах і антипертитах. Спостерігаються такі його генерації: чітко решітчастий мікроклін і нерешітчастий кріптопертитовий ортоклаз. Циркон новоукраїнських гранітів не має древніх ядер та зональності, кристали його правильної огранки, що, на думку деяких дослідників [12, 30], засвідчує його магматогенний характер. Граніти немагнітні ($\chi = 14 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$) з відносно пониженою щільністю ($\sigma = 2,61 \text{ г/см}^3$).

Граніти лейкократові сублужні біотит-гіперстен-гранатові трахітоїдні ($\gamma_3 \text{PR}_1 \text{pl}$) мають дуже незначне поширення в південній частині аркуша (район сіл Вільні Луки, Цибульки, Дмитрівка, Лісове, Варварівка, Попова Балка), де утворюють відокремлені масиви серед гранітів гранат-біотит-гіперстенових і один — у біотит-піроксенових плагіогнейсах кам'янокостоватської світи (Софіївський масив). Вони виділені Г.А. Шварцом (1970), частково оконтурені з допомогою геофізичних даних, а також розкриті низкою свердловин. Найбільший масив (65 км²) у районі сіл Дмитрівка, Цибульки має ізометричну форму, дещо видовжену в північно-західному напрямку. Граніти характеризуються чітким орієнтуванням вкрапленників, причому у центральній частині зазначеного масиву нахил їх по відношенню до вертикальної осі керна до 10°, а в периферійних — до 40—50°, з падінням під вмисні граніти. Іноді в них спостерігаються ксеноліти лейконоритів. Макроскопічно граніти світло-зеленувато-сірі, сірувато-рожеві, рожево-червоні середньо-грубозернисті породи з мінеральним складом (%): плагіоклаз — 15—20, калішпат (двох генерацій) — 50—60, кварц — 20—25, піроксен ромбічний ($f = 58 \%$) — 1—2, біотит — 1—2, гранат — 2—3; акцесорні — апатит, циркон, анатаз, монацит. Структура порфіробластова, основної маси — гіпідіоморфнозерниста. Щільність дорівнює 2,61-2,65 г/см³. За значеннями відношень Ba/Rb-5 , V/Cr-0,6 трахітоїдні граніти подібні до гранітоїдів кіровоградського комплексу, а за K/Rb-266 , $\frac{\text{La+Ce}}{\text{Y}} - 8$ у них немає аналогів серед гранітів других комплексів у районі, який описується [13].

Граніти аплітоїдні, біотитов, іноді з піроксеном ($\gamma_1 \text{PR}_1 \text{pl}$) трапляються дуже рідко. У крайній південно-східній частині вони утворюють декілька жильних тіл, які належать до зон розломів. Потужність їх — 20—30 м, і лише в зоні контакту трахітоїдних гранітів з породами кам'янокостоватської світи вона досягає 200 м.

Породи дрібнозернисті з гранітовою й аплітовою структурами і таким мінеральним складом (%): плагіоклаз — 20—30, калішпат (без двійникової решітки) — 30—40, кварц — 20—25, біотит — 7—10; акцесорні — гранат, апатит, циркон, монацит. Граніти аплітоїдні з піроксеном відрізняються від вищезазначених лише наявністю невеликої кількості (до 5 %) ромбічного піроксену. Вони трапляються дуже рідко (район сіл Плетений Ташлик, Петрівське) у відслоненнях та розкриті поодинокими свердловинами. Як правило, утворюють невеликі (до 0,5-1 км), подібні до ізометричних у плані масиви, які чітко відображаються на картах ізодинам ΔTa . Щільність гранітів дорівнює 2,56—2,65 г/см³, магнітна сприйнятливості — $59 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{Cl}$.

За даними петрохімічних перерахунків, новоукраїнські граніти належать до вапнисто-лужної петрохімічної серії сублужного ряду калієвої гілки. Це нормативні високоглиноземисті граніти з норматив-

ним біотитом.

Монзоніти, габромонзоніти, кварцові монзоніти належать до гібридних порід зон контакту габроїдів та гранітів комплексу. За даними петрохімічних перерахунків, вони відносяться до толейтової серії сублужного ряду.

Основні породи належать до толейтової серії сублужного ряду. Це породи середньоглиноземисті, діоксид-гіперстеннові, іноді з нормативним олівіном.

Сукупність геологічних та петрохімічних даних дозволяє віднести комплекс до інтрузій монцодіоритової магми, які утворювалися в умовах активної континентальної окраїни у віковій межі 2250±2100 млн. років (ізохронні [37, 41] та термоізохронні датування (І.Н. Панкратов, 1995) по циркону). Можливо, що новоукраїнські граніти утворилися внаслідок плавлення вмісних порід інгуло-інгулецької серії в надінтрузивній зоні. Не виключено (і це підтверджується даними петрохімічних перерахунків), що гранітоїди комплексу перетворювалися в умовах колізії, яка мала місце на межі 2000 млн. років. І цей факт пояснює їх схожість із гранітами кіровоградського типу. Справді, за найінформативнішими для новоукраїнських гранітів співвідношеннями вони близькі до гранітів І-типу та S-типу (БД Геолкарта-200, аркуш М-36-XXXII. Аналітика).

Дайковий комплекс ($v\beta PR_1$). Метагабро і метагабро-діабази утворюють ряд дайок і незначних розмірів штокоподібних тіл (район сіл Комишевате, Ганнівка), де розкриті кількома свердловинами (Г.О. Нудельман, 1973). Дайки двох напрямків — північно-західного та північно-східного, подібного до субширотного. Останній напрямок явно січний по відношенню до структурного плану гранітоїдів новоукраїнського комплексу, які їх вміщують. Макроскопічно — це темно-сірі до чорних породи, дрібнозернисті, масивні, іноді з лінзовидним скупченням біотиту. Під мікроскопом структура — габрова, на окремих ділянках габро-діабазова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин, андезин-лабрадор) — до 60, піроксен (ромбічний та моноклінний) — до 38, олівін — до 1. Акцесорні: апатит, циркон; рудні: магнетит, ільменіт, титаномagnetит; вторинні: біотит, кварц, хлорит, актиноліт, карбонат, епідот, іноді мікроклін. Ступінь заміщення первинних мінералів різний, але, як правило, доволі інтенсивний. Поява кварцу та мікрокліну пов'язана зі слабо проявленими процесами гранітизації, ймовірно, 2000 млн. років тому.

Мезопротерозойська еонотема (PR_2)

Корсунь-Новомиргородський комплекс (PR_2kl). Комплекс широко розвинутий на північ від території аркуша М-36-XXXII, де він складає великий Корсунь-Новомиргородський плутон. На території цього аркуша розміщена тільки південна частина останнього, де породи плутону контактують із гранітоїдами новоукраїнського комплексу, плагіогнейсами інгуло-інгулецької серії та гранітоїдами кіровоградського комплексу. За даними буріння (В.Г. Злобенко, 1966; В.П. Брянський, 1986), в районі сіл Мар'янівка, Олександрівка та ін. контакт із новоукраїнськими гранітами має інтрузивний характер, падіння його на північ під кутом 50—55°. Уздовж контакту граніти новоукраїнського комплексу насичені жилами сієнітів та апліто-пегматоїдних гранітів корсунь-новомиргородського комплексу (св. 807, 840). Південно-західний контакт переважно тектонічний, і лише в поодиноких випадках спостерігаються (в свердловинах) зони ороговикування у гнейсах (район с. Лозуватка, св. 75—89, 2701).

У складі комплексу вирізняють чотири головні групи порід: основні, кислі, перехідні (гібридні) та середні. Крім того, до комплексу належать ще сублужні та метасоматичні породи.

Основні породи. В межах аркуша розміщені Маловісківський масив та південна частина Канізького.

У будові габро-анортозитових масивів виявлено елементи вертикального розшарування: грубозернисті анортозити (піроксену <10 %) переважають у придонних і нижніх горизонтах масивів, а габро-анортозити, габро- в апікальних частинах (В.П. Брянський, 1986). При цьому основність плагіоклазу понижується від анортозитів (Ап — 55—62 %) до габро-анортозитів і габро (Ап — 48—55 %), що вказує на наявність так званого прихованого розшарування. До елементів останнього потрібно віднести і збільшення вгору по розрізу залізистості піроксену (від 55 до 65 %) та олівіну (від 55 до 75 %). В основних породах спостерігаються жили аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів, а іноді (р. Велика Вись, с. Кам'янка) і овоїдних гранітів рапаківі. Вздовж екзоконтактів масивів основних порід, як правило, тралляються різної потужності смуги гібридних порід (габромонзонітів, монзонітів, контамінованих гранітів), які утворюють крайовий комплекс. Слід зауважити, що в ендоконтактах основні породи на окремих ділянках характеризуються дещо підвищеним вмістом кварцу (2—8 %) і калішпату (5—15 %).

Анортозити (ηPR_2kl) переважають серед основних порід. Розкриті численними свердловинами, а також відслоненнями по б. Йосиповій. За зовнішнім виглядом — це світло-сірі, зеленувато-сірі породи від грубо- до гігантозернистих, іноді з поодинокими порфіровидними табличками плагіоклазу розміром до 15 см. Структура панідіоморфнозерниста, рідше гіпідіоморфнозерниста, а в калішпатизованих різновидах з'являються елементи монзонітової.

Мінеральний склад (%): плагіоклаз (лабрадор) — 85—99, олівін — 0—1, піроксен (ромбічний) — 0—8, піроксен (моноклінний) — 0—1; акцесорні — апатит; рудні — ільменіт, сульфіді; вторинні — епідот, преніт, цеоліти, карбонат, хлорит (в основному — по плагіоклазу в катаклазованих породах).

Фізичні властивості: σ — 2,77 г/см³, ε — 20-70 \cdot 4 π ·10⁻⁶ СІ. Анортозити за хімічним складом належать до вапнисто-лужної серії сублужного ряду натрової гілки, є корунд-гіперстеннормативними.

Габро-анортозити ($v\eta PR_2, kl$) за кількістю не набагато поступаються анортозитам у складі Маловисківського масиву. Відрізняються від них дещо меншими розмірами зерен плагіоклазу, темнішим кольором і кількісним мінеральним складом (%): плагіоклаз — 70—85, олівін — 0—8, піроксен (ромбічний) — 5—20, піроксен (моноклінний) — 0—10; акцесорні — апатит (0,5, іноді до 4), зрідка поодинокі зерна циркону; вторинні — хлорит, карбонат. Фізичні властивості: σ = 2,81 г/см³, ε = 56 \cdot 4 π ·10⁻⁶ СІ.

Габро, габронорити, норити (vPR_2, kl) спостерігаються у вигляді незначних за розміром (до 0,8 \times 1,5 км) тіл, здебільшого у крайових частинах масивів основних порід. Це зеленувато-темно-сірі, майже чорні, рівномірно-середньозернисті, значно рідше дрібно- та грубозернисті масивні породи, іноді (поблизу контактів з габро-анортозитами) порфіровидні. Розмір вкраплеників плагіоклазу — 0,5-2 см. Структура габрова, габро-офітова з елементами пойкилітової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин, лабрадор) — 40—65, олівін — 8—20, піроксен (ромбічний) — 1—20, зрідка до 25, піроксен (моноклінний) — 1—15, зрідка до 20, апатит — 3—5, ільменіт — 5—7. Щільність — σ = 3,10—3,70 г/см³, магнітна сприйнятливості — ε = 100—1000 \cdot 4 π ·10⁻⁶ СІ. За петрохімічними характеристиками габро, габронорити, норити належать до толейтової серії сублужного ряду калієвої гілки, діопсид-гіперстеннормативні.

Гібридні породи розвинуті здебільшого в районі Маловисківського масиву і представлені габро-монцонітами, монцонітами та контакмінованими гранітами (останні найпоширеніші). Розкриті численними свердловинами і відслоненнями по р. Мала Вись.

Габромонцоніти, монцоніти ($v\mu PR_2, kl$) у північному обрамленні Маловисківського масиву утворюють порівняно незначні за розміром (до 1,5 \times 2 см) тіла серед контамінованих гранітів. Це зеленувато-сірі, сірі, на окремих ділянках із рожевуватим відтінком середньо- та грубозернисті породи, часто з порфіровидними вкрапленнями калішпату розміром 1-2 см. Щільність габро-монцонітів — 2,75—2,78 г/см³, а монцонітів — 2,68—2,75 г/см³.

Структура гіпідіоморфнозерниста, монцонітова, серед якої зрідка спостерігаються ділянки габрової та габро-офітової. Мінеральний склад змінюється в широких межах (%): плагіоклаз (андезин) — 20—50, калієвий польовий шпат — 15—40, кварц — 3—5, іноді 10—15 (кварцові монцоніти), олівін — 0—5, піроксен (ромбічний і моноклінний) — 5—25, амфібол — 2—7, біотит — 0—5, апатит — до 1, рудні (ільменіт, сульфід) — до 3. Плагіоклаз здебільшого гранульований, розкислений і частково заміщується калішпатам. Породи належать до толейтової петрохімічної серії сублужного ряду калієвої гілки із середнім вмістом алюмінію, діопсиднормативних.

Контаміновані граніти ($\gamma PR_2, kl$) за зовнішнім виглядом мало відрізняються від монцонітів (кварцових монцонітів), з якими (як і з гранітами рапаківі) зв'язані поступовими переходами. Структура їх гіпідіоморфно-зерниста, зрідка з елементами монцонітової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз-андезин) — 10—40, калієвий польовий шпат — 25—60, кварц — 15—25, піроксен — 0—10, рогова обманка — 5—15, біотит — 1—5. Щільність σ = 2,65 г/см³ при магнітній сприйнятливості — ε = 533 \cdot 4 π ·10⁻⁶ СІ.

Кислі породи представлені гранітами рапаківі, рапаківіподібними, аплітоїдними, апліто-пегматоїдними, пегматитами та своєрідними порфіровидними гранітами, які трапляються лише на контакт з гранітоїдами новоукраїнського комплексу.

Граніти рапаківі і рапаківіподібні ($\gamma PR_2, kl$) поширені в районі сіл Журавка, Димине, Лозуватка. За розмірами овоїдів та мікροструктурами серед них виділяється декілька різновидів, що пов'язані взаємопереходами, але через невеликі розміри тіл їх на карті цього масштабу відобразити неможливо. За зовнішнім виглядом це зеленувато- і рожевувато-сірі грубо-середньозернисті породи з порфіровидними виділеннями польового шпату рожевувато- та світло-сірого кольору, іноді облямованих олігоклазовою оторочкою. Кількість їх дуже перемінна (10—50 %), на окремих ділянках вони майже відсутні, розмір 1-3 см, форма овально-округла, зрідка спостерігаються таблички. Структура порфіровидна, основної маси — гіпідіоморфнозерниста, алотріоморфнозерниста, зрідка мікропегматитова (район с. Лозуватка, б. Йосипівка), трапляються ділянки гранофірової та пітерлітової (район с. Журавка). Як правило, різновиди, в яких наявні останні три типи структур, характеризуються більш лейкократовим складом, але в основному вони дуже подібні між собою. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 10—40, калієвий польовий шпат — 35—65, кварц — 15—30, олівін, піроксен, грюнерит (по олівіну) — від 0 до 2, рогова обманка — 0—10, біотит — 2—5, зрідка 10; акцесорні — апатит, циркон, анатаз, сфен, флюорит; рудні — ільменіт, титаномagnetит, сульфід.

Слід зазначити, що плагіоклаз інколи в центральній частині зерна більш основний (олігоклаз-андезин, андезин), а в периферійній — більш кислий (олігоклаз). Окрім того, дуже характерна велика кількість прожилковидних, гілчастих, струмковидних пертитових вrostків альбіту, які, розгалужуючись, часто майже повністю заміщують зерна калішпату. Фізичні властивості: σ = 2,71 г/см³, ε = 92 \cdot 4 π ·10⁻⁶ СІ. За даними петрохімічних перерахунків, граніти рапаківі та рапаківіподібні належать до вапнисто-лужної серії сублужного ряду калієвої гілки високомагнезійських корундонормативних порід.

Для гранітів рапаківі характерна висока відносна залізистість (0,85) та лужність, яка при глиноземистості рівній 14 % зумовила значення коефіцієнта агаїтності до 1,0 і $>1,0$. У гранітах рапаківі цей коефіцієнт дорівнює 1,25 при низькому вмісті $\text{CaO}=1,31\%$. Всі ці ознаки характерні для гранітів А-типу, анорогенних або внутріплитних, які утворювалися в умовах стабілізованої континентальної кори (БД Геолкарта-200, аркуш М-36-XXXII, Аналітика).

Граніти порфіровидні ($\gamma\text{PR}_2\text{kl}$) розкриті численними свердловинами в районі сіл Ковалівка, Оситна, Мар'янівка. Це породи не характерні для утворень Корсунь-Новомиргородського плутону і, як уже було зазначено вище, розвинуті лише в зоні ендоконтакту з гранітоїдами новоукраїнського комплексу, де дугоподібно оточують Канізький масив основних порід, головна частина якого розміщена безпосередньо на північ від території аркуша, який описується. В районі поширення порфіровидних гранітів практично відсутні гібридні породи. Крім того, в них спостерігаються тіла сієнітів, поблизу яких граніти облужені. Характерно те, що граніти майже повсюди несуть сліди динамометаморфічних змін (деформація зерен породотвірних мінералів, грануляція їх, катаклаз, бластез). За даними В.П. Брянського (1986), серед цих гранітів можна виділити три різновиди:

1. Граніти порфіровидні рожевувато-сірі та сірі нерівномірностерністі з гіпідіоморфностерністою структурою, з елементами пегматитової й поїкілітової. Порфіровидні вкрапленики (до 2 см) табличкової або видовжено-овальної форми часто оточені кварц-польовошпатовою зоною. Зрідка в них спостерігаються карлсбадські двійники. Кварц темно-сірий, чорний, нерідко утворює гніздовидні скупчення. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 5—12, калієвий польовий шпат — 40—60, кварц — 25—30, піроксен — до 0,5, рогова обманка — 7—10, біотит — 5—7. Цей різновид безпосередньо межує із гранітами новоукраїнського комплексу.

2. Граніти порфіровидні з частково гранульованими і перекристалізованими структурами, безпосередньо примикають до основних порід Канізького масиву. Це сірувато-рожеві середньо-грубозерністі порфіровидні породи з ало- і гіпідіоморфностерністою структурою, з елементами поїкілітової, пегматитової та грануляційної. Порфіровидні виділення калішпату видовжено-овальної та неправильної форми, часто оточені дрібнозерністою кварц-польовошпатовою чи чорнокварцовою оторочкою. За мінеральним складом вони мало відрізняються від попередніх гранітів: плагіоклаз — 5—10 %, калішпат — 55—70 %, кварц — 25—30 %, олівін, піроксен — 0—2 %, рогова обманка — 3—5 %, біотит — 3—5 %.

3. Граніти середньо-, грубозерністі, іноді порфіровидні з поїкіло-алогіпідіоморфностерністою структурою та з рівномірно розподіленим кварцом і таким мінеральним складом (%): плагіоклаз — 5—10, калішпат — 55—65, кварц — 15—20, піроксен — окремі зерна, рогова обманка — 3—5, біотит — до 7. Колір гранітів сірувато-рожевий, сірувато-бурий. Вони утворюють невеликі (до 6 км²) тіла серед перших двох різновидів. Акцесорні мінерали для всіх трьох різновидів однакові: циркон — до 1 % (чітко обмежені правильної форми зерна; зрідка спостерігається їх сегрегація), апатит, флюорит — до 2 % (включення в польовому шпаті та в зонках дроблення в асоціації з епідотом). Рудні мінерали: ільменіт, титаномагнетит, сульфіді. Взаємовідношення між різновидами неясні. Фізичні властивості всієї групи порфіровидних гранітів: $\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$ при $\alpha = 118 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ Cl}$.

Граніти аплітоїдні, пегматити, пегматоїдні граніти ($\text{ip}\gamma\text{PR}_2\text{kl}$) утворюють жильні фації.

Аплітоїдні граніти, збагачені на окремих ділянках біотитом, трапляються у вигляді жил потужністю 1—1,5 м у кількох свердловинах та відслоненнях по р. Мала Вись. Це сірувато-рожеві, світло-сірі породи з алотріоморфностерністою структурою, рідко з елементами мікропегматитової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз — 10—30, калішпат — 25—45, кварц — 30—40, біотит — 1—5 (іноді до 10), зрідка трапляються зерна рогової обманки. Акцесорні: апатит, циркон, флюорит, дуже рідко анатаз, сфен.

Пегматити, пегматоїдні граніти в основному належать до ділянок поширення рапаківі та рапаківіподібних гранітів з мікропегматитовими й гранофіровими структурами, утворюючи пегматитові поля, наприклад, Маловисківське, яке детально вивчалось при пошуках п'єзокварцу (Г.О. Іванченко, 1966). Пегматити трапляються у вигляді жил неправильної форми, які часто розгалужуються, середньою потужністю 2—3 м. Вони характеризуються, як правило, зональною будовою. По периферії розвинені зони графічних структур, які ближче до центру змінюються мономінеральною польовошпатовою зоною і потім кварцовим ядром.

Сублужні породи представлені сієнітами, які на окремих ділянках збагачені темнокольоровими мінералами і переходять у меланократові різновиди. Підпорядковане значення мають граносієніти.

Сієніти ($\xi\text{PR}_2\text{kl}$), як уже зазначалося, спостерігаються лише в зоні контакту Корсунь-Новомиргородського плутону із гранітами новоукраїнського комплексу серед порфіровидних гранітів і пристосовані до дугоподібних розломів. За даними В.П. Брянського (1986), ці породи є перспективними на виявлення ніобій-рідкісноземельно-цирконієвого зруденіння. Вони утворюють тіла розміром 1,5×0,4—2,5×0,6 км і більше, а також жили середньою потужністю 1—1,5 м.

Сієніти, іноді граносієніти — це сірі, буровато-сірі, темно-сірі, рожевувато-сірі середньо-, рідше дрібно-

зернисті породи з таким мінеральним складом (%): плагіоклаз — 5—10, калієвий польовий шпат — 35—75 (характеризується мезопертитовою будовою), кварц — 5—15, олівін — 0—5, геденбергіт — до 15, амфібол — до 5, біотит — до 0,5; акцесорні — циркон, апатит, ортит, чевкініт, бастнезит, перр'єрит, сфен, флюорит; рудні — ільменіт, молібденіт. Темнокольорові мінерали і циркон іноді утворюють сегрегаційні купчення. Структура ало- і гіпідіоморфнозерниста.

Фізичні властивості меланократових сієнітів: щільність — $\sigma = 2,71 \text{ г/см}^3$, магнітна сприйнятливість — $\chi = 50-1500 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$; сієнітів, граносієнітів: $\sigma = 2,62 \text{ г/см}^3$, $\chi = 30-180 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$. Сієніти належать до толейтової петрохімічної серії лужного ряду калієвої гілки, до родини кварцових сієнітів діопсид-гіперстеннорнативних.

Серед інтрузивних порід плутону сієніти є наймолодшими. За даними В.П. Брянського (1986), вік сієнітів (термоемісійний свинець—свинцевий метод по циркону) становить 1735 млн. років; природа їх інтрузивно-магматична. На думку згаданого автора та ін. [19], на інтрузивно-магматичну природу сієнітів указують умови залягання, текстурно-структурні особливості, склад породотвірних мінералів та розподіл елементів — домішок.

Метасоматичні породи представлені метасоматитами, подібними до пропілітів та зрідка кварц-серіцитовими породами.

Метасоматити (mtPR₂kl) в основному охарактеризовано за матеріалами Б.Н. Іванова (експ. 47 ДГП “Кіровогеологія”). Вони розвинуті у вигляді розрізаних ореолів уздовж південного ендоконтакту Корсунь-Новомиргородського плутону і умовно належать до пропілітів. Однак при метасоматичних перетвореннях порід корсунь-новомиргородського комплексу виноситься кремнезем, що взагалі не характерно для типових пропілітів. Це вказує на подібність метасоматитів Корсунь-Новомиргородського плутону і лужних метасоматитів урано-натрієвої формації кіровоградського комплексу. Але від останніх вони відрізняються деякими властивостями:

1) відсутністю метасоматичної зональності; 2) під час цього процесу ніколи не утворюються альбітиту, характерні для стержневих частин зон натрових метасоматитів; 3) відсутністю лужних темнокольорових мінералів; 4) постійним членом асоціації новоутворених мінералів у пропілітах є залізистий карбонат (у метасоматитах натрової формації він з'являється лише в альбітитах); 5) характерні жильні мінерали пропілітів — цеоліти і флюорит — зовсім не типові для натрових метасоматитів; 6) рудні мінерали пропілітів — пірит, піротин, а для натрових метасоматитів — гематит, магнетит, гідроокис заліза; 7) пропіліти завжди мають фонову радіоактивність, тоді як натрові метасоматити характеризуються підвищеними, а альбітиту - промисловими концентраціями урану.

Макроскопічно — це рожеві, червонувато-рожеві породи. Для мікроструктури характерні реакційні взаємовідношення альбіту з первинним плагіоклазом і кварцом. Мінеральний склад значно коливається (%): кварц — 0—13 (середнє 3); альбіт — 30—60 (середнє 50), калішпат — 15—45 (середнє 36), гідробіотит — 4, епідот, хлорит — 5, карбонат, флюорит, преніт, цеоліти (в сумі до 3). Флюорит, преніт, цеоліти в основному спостерігаються у вигляді тонких лінзочок і прожилків.

За хімізмом пропіліти належать до порід, які слабо насичені кремнеземом. Від незмінених порід вони відрізняються підвищеним вмістом лугів. У порівнянні з незміненими різновидами в них спостерігається невелике накопичення ванадію й цинку.

Кварц-серіцитові породи (qrPR₂kl) вирізняються вздовж зовнішнього дугового розлому, який обмежує Великописківську кільцеву структуру (О.М. Сухінін, 1984). Вони розкриті кількома свердловинами і утворюють два лінзовидні тіла розміром 1,1x0,1—2x0,15 км серед новоукраїнських трахітоїдних гранітів. Розміщені в зовнішніх зонах лужних метасоматичних тіл, і, на думку В.П. Брянського (1986), належать до утворень корсунь-новомиргородського комплексу. Детально ці породи не вивчалися.

Породи корсунь-новомиргородського комплексу утворюють складний багатофазний плутон, будову якого охарактеризовано в розділі “Тектоніка”. До першої фази належать основні породи, які в першому наближенні поділяються на крайовий та центральний комплекси. До другої фази належать порфіровидні та рапаківіграніти. До третьої — інтрузивні сієніти зони південного ендоконтакту плутону. На контакті основних порід та гранітів спостерігається зона гібридних порід: контамінованих гранітів—кварцових монзонітів—монзонітів—габромонзонітів.

Уран-свинцевим ізохронним методом по циркону чітко визначений лише вік формування гранітів рапаківі та монзонітів — 1750 млн. років [37, 39]. Вік утворення інших порід встановлюється на основі їх геологічних співвідношень.

Дайковий комплекс (PR₂)

Дайки цього віку локалізуються переважно в ділянці, обмеженій з південного заходу й заходу Звенигородсько-Ганнівською, а з північного сходу Оникіїво-Лозуватською зонами розломів, утворюючи дайковий пояс, в якому спостерігаються окремі збагачені ними поля. Кількість дайок значно більша у разі наближення до Звенигородсько-Ганнівської зони. Розкриті численними свердловинами та відслоненнями. Простягання дайок північно-західне, зрідка північно-східне, субмеридіональне та субширотне. Про-

тяжність їх від перших кілометрів до десятків кілометрів, потужність — до 250 м. Вмісними породами переважно є гранітоїди, значно рідше — утворення гнейсової товщі. Контакти з ними різкі, січні. Найпоширенішими дайковими породами є діабазы, зрідка спостерігаються діабазові й пікритові порфірити, пікрити.

Діабазы, діабазові порфірити ($\beta, \beta\text{PR}_2$). Макроскопічно — це сірі, зеленувато-сірі до чорних масивні породи. Під мікроскопом структура діабазів — офітова, діабазових порфіритів — порфірова з офітовою — основної маси. Порфірові вкрапленики (7—15 %) представлені піроксеном, зрідка олівіном. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (лабрадор, андезин) — 60—70, діопсид — 15—30, гіперстен — 5—10, хризоліт — від поодиноких зерен до 7, біотит — до 1; акцесорні — апатит — до 0,5, циркон; рудні — ільменіт, магнетит, пірит — 1—5. Фізичні властивості: щільність — 2,96—2,99 г/см³, при магнітній сприйнятливості — 800–1800·4π·10⁻⁶ СІ.

За хімічним складом діабазы та діабазові порфірити належать до толейтової серії сублужного й лужного ряду.

Пікрити та пікритові порфірити (ωPR_2). Розкриті декількома свердловинами в межах Звенигородсько-Ганнівської зони (на північ від с. Козакова Балка). Простягання дайок субмеридіональне, протяжність їх 100—500 м при невеликій потужності (до 6 м). Макроскопічно — це породи темно-сірі із зеленуватим відтінком, масивні іноді зі слабо вираженою дрібнопорфіровою структурою, у крайових ділянках місцями афірові. Породи часто інтенсивно змінені. Мінеральний склад (%): хризоліт — 15—30, хромдіопсид — 60—75, енстатит — до 10, іноді плагіоклаз (андезин) — 1—7; акцесорні — апатит, сфен, циркон; рудні — магнетит, рідше ільменіт, пірит — 8—15 (іноді до 25); вторинні мінерали — флогопіт — до 30, актиноліт, хлорит, епідот, карбонат, серпентин.

За даними Г.О. Нудельмана (1976), дайки діабазів, за винятком габро-діабазів, мають вік 1650 млн. років.

Фанерозойська еонотема

Палеозойська ератема (PZ)

Дайковий комплекс ($\alpha\text{C}^3\text{P}$). До цього комплексу належать утворення Рівненського інтрузивного штоку і малопотужні (0,5—5 м) дайки в районі сіл Козакова Балка, Вербівка, детально вивчені Г.О. Нудельманом (1973, 1976). Крім того, поодинокі невеликі за розмірами дайки виявлені декількома свердловинами під час проведення геологозйомочних робіт Г.А. Шварцом (1970) в районі сіл Орлове Поле, Цибульки, Вільні Луки та Ф.В. Труцько (1981) на захід від сіл Плетений Ташлик, Українка.

У зв'язку з тим, що породи Рівненського штоку і пов'язаних безпосередньо з ним дайок та дайок, вказаних вище, відрізняються своїм складом і розміщуються на значній відстані, опис їх дається окремо.

Рівненський шток розміщений на північно-західній околиці с. Рівне. Вмісними породами є гранітоїди новоукраїнського комплексу. Розмір його — 200х300 м, форма овальна, дещо витягнута в північно-східному напрямку. В 1 км на захід від нього спостерігається дайка мінет (потужністю 120 м, протяжністю 2 км) такого ж простягання. Поблизу штоку теж закартовано декілька малопотужних дайок мінет і еруптивних брекчій, кварцових порфірів, кератофірів, але через малі розміри на карті їх не показано. Шток належить до дугових розломів Рівненської кільцевої структури і утворений багатофазовими інтрузіями сієніт-порфірів, мінет, кварцових порфірів, кварцових кератофірів, мінетових і кератофірових еруптивних брекчій.

Мінети з амфіболом і піроксеном (типіві слюдяні лампрофіри) складають центральну частину штоку, а також апофізи його та дайки. Контакти із вмісними породами різкі, часто супроводжуються брекчириванням вмісних порід у боці, який лежить. Г.О. Нудельман (1970) виділяє два різновиди мінет: меланократову (біотиту у вкрапленниках — до 40 %) та лейкократову (біотиту — до 20 %), при цьому перша брекчирується останньою.

За текстурою вирізняються масивні й трахітоїдні мінети. Трахітоїдність характерна для дайок та приконтартових ділянок штоку.

Макроскопічно мінети сірі, темно-сірі, чітко порфірові. Поряд з біотитом спостерігаються вкрапленики піроксену або амфіболу. Основна маса мікрозерниста, під мікроскопом — алотріоморфнозерниста. Мінеральний склад (%): калієвий польовий шпат — до 85, біотит — 3—5, кварц — 2—10, іноді плагіоклаз — до 5; акцесорні — апатит — до 3, циркон; рудні — магнетит, гематит, іноді ільменіт, пірит, халькопірит; вторинні — альбіт, цеоліти, хлорит, гідрослюди, карбонат. Фізичні властивості: щільність — 2,37—2,42 г/см³, магнітна сприйнятливості — від 260·4π·10⁻⁶ СІ (у штоку) до 1740·4π·10⁻⁶ СІ (в апофізах). За хімічним складом мінети належать до вапнисто-лужної магматичної серії лужного та сублужного ряду.

Еруптивні брекчії, які утворились навколо штоку мінет, представляють собою кільце потужністю 40—60 м з малопотужними апофізами від штоку. В уламках брекчій переважають гранітоїди (у зовнішній зоні

кільця) і мінети (у внутрішній). Окрім того, вирізняються кератофіри, сієніт-порфіри, тектонічні мікробрекчії та еруптивні дрібноуламкові брекчії. Уламки часто мають освітлену облямівку загартування. Цемент представлений лейкократовою мінетою і кварцовими кератофірами. За зовнішнім виглядом еруптивні брекчії зеленувато-сірі, сірі, коричневі, світло-коричневі (кератофірові брекчії) пористі, кавернозні, часто тріщинуваті. В порожнинах пор, каверн, тріщин утворюються нальоти магнетиту, гематиту, сульфідів, мікродруз кварцу, арагоніту та друз і прожилки цеоліту. Фізичні властивості брекчій мінет: щільність — 2,30—2,41 г/см³, магнітна сприйнятливість — від 320·4π·10⁻⁶ СІ до 620·4π·10⁻⁶ СІ.

Кварцові кератофіри та кварцові порфіри утворюють малопотужні (від декількох см до 8 м) розгалужені дайки, переважно в периферійних частинах штоку, які належать до кулісоподібних та кільцевих тріщин. Контакти із вмисними еруптивними брекчіями чіткі, інтрузивні. Макроскопічно кварцові кератофіри та кварцові порфіри коричнево-сірі, дрібнозернисті й не розрізняються між собою. Відмінність лише в мінеральному складі: в першій різко переважає плагіоклаз, в другій — калієвий польовий шпат. Кварц становить в них до 35 %; акцесорні — апатит, циркон; рудні (до 1 %) — магнетит, гематит, рідко сульфіді; вторинні — хлорит. Вкрапленики становлять до 15—20 % і представлені кварцом. Розмір їх — 1—5 мм. Фізичні властивості: щільність — 2,27—2,44 г/см³, магнітна сприйнятливість — 10-16·4π·10⁻⁶ СІ. За хімічним складом кератофіри та кварцові порфіри належать вапнисто-лужній магматичній серії сублужного ряду.

Біотит-піроксенові сієніт-порфіри утворюють два дайкоподібні тіла в межах штоку. Поблизу контакту із гранітами в них спостерігаються дрібні уламки останніх.

Дайки, не пов'язані безпосередньо з Рівненським штоком, утворюють переважно тіла невеликих розмірів (потужністю 0,4—5,5 м) північно-західного та субмеридіонального простягання. За своїм складом вони відрізняються як від порід штоку, так і між собою. В районі сіл Козакова Балка, Вербівка вони представлені оденітами, які часто інтенсивно змінені. Вмісними породами є гранітоїди кіровоградського комплексу. Макроскопічно — це зеленувато-сірі тонко-, дрібнозернисті масивні породи. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин, зрідка лабрадор) — 20—40, діопсид — 5—10, рогова обманка (бурувато-зелена) — 50—60; акцесорні — апатит — до 1,5, циркон; рудні — ільменіт, магнетит — 1—5; вторинні — актиноліт, хлорит, гідрослюда, сосюрит. За своїм хімічним складом породи належать до толейтової серії лужного ряду. На класифікаційній діаграмі Le Maitre (1989) вони відповідають тейфритам-ефузивним аналогам фельдшпатоїдного габро.

Дайки, розміщені на захід від сіл Плетений Ташлик, Українка, характеризуються більш основним складом, ніж описані вище, і за мінеральним складом подібні до лімбургітів, але дуже відрізняються від останніх структурними особливостями. Вмісні породи — гранітоїди новоукраїнського комплексу. За зовнішнім виглядом — це темно-сірі, майже чорні породи з порфіровою структурою. Під мікроскопом структура — лампрофірова, панідіоморфнозерниста чи алотріоморфнозерниста. Часто породи в різній мірі змінені і спостерігаються елементи лепідобластової структури. Мінеральний склад (%): олівін — 5—15, авгіт — 30—50, рогова обманка (бура) — 10, біотит — до 10, плагіоклаз — 10-15; акцесорні — апатит, циркон; рудні — магнетит — 3—5, ільменіт — 1—2, сульфіді; вторинні — хлорит, гідрослюда.

Дайки в південній частині аркуша (с. Орлове Поле) за своїм складом подібні до лампрофірів керсантит-спесартитового ряду. Породи, які їх вміщують, належать до утворень кам'янокостоватської та рошаківської світ. Породи дайок, частково і гнейсової товщі, катаклазовані та змінені метасоматичними процесами. Макроскопічно — це дрібнозернисті, масивні, зеленувато-сірі породи. Структура їх мікропризматичнозерниста. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (альбіт-олігоклаз) — 20—25, рогова обманка — до 30, біотит — до 40; акцесорні — апатит — 1—2, сфен — 5—7; рудні (до 2) — магнетит, пірит; вторинні — актиноліт, хлорит, альбіт, карбонат.

Усі три типи дайок належать до палеозойського лампрофірового комплексу, їх об'єднано разом з утвореннями Рівненського штоку досить умовно, враховуючи спорідненість мінерального складу і хімізму. Герцинський вік (270—300 млн. років) підтверджений лише для мінет калій-аргоновим ізотопним методом по біотиту і породі [40]. Ця активізація збігається з часом проявлення вулканізму ДДЗ у карбоні-пермі.

УЛЬТРАМЕТАМОРФІЧНІ УТВОРЕННЯ

Відповідно до легенди серії їх загальна вікова схема має такий вигляд:

Протерозойська акротема

- палеопротерозойська еонотема (PR₁),
- кіровоградський комплекс (PR₁ka),
- побузький комплекс (PR₁pb),

Архейська акротема

- неоархейська еонотема (AR₃),

- тетіївський комплекс (AR_3tt),
- палеоархейська еонотема (AR_1),
- гайворонський комплекс (AR_1qv),
- ташлицький комплекс (AR_1ts).

Палеоархейська еонотема (AR_1)

Ультраметаморфічні утворення гайворонського та ташлицького комплексів розміщені, відповідно, у Ятранській та Братській підзонах і належать до нижнього структурного поверху. Вікові межі їх утворення на цій території не встановлено, але відповідно до нинішньої стратиграфічної схеми вони належать до найдавніших ультраметаморфогенних утворень з віком 3400 млн. років.

Породи цих комплексів відзначаються поганою збереженістю, внаслідок неодноразового реоморфізму. Спочатку вони заміщувалися плагіогранітами тетіївського комплексу у неоархеї, потім — гранітоїдами побузького комплексу на початку палеопротерозою і далі — гранітоїдами кіровоградського комплексу наприкінці палеопротерозою.

Гайворонський комплекс (AR_1qv) на рівні ерозійного зрізу має на території аркуша незначне поширення. Породи комплексу спостерігаються лише у Ятранській підзоні (район сіл Покровка, Гаївка) у вигляді різних розмірів останців серед біотитових із поодинокими зернами амфіболу гранітів побузького комплексу. Апліто-пегматоїдні, аплітоїдні граніти останнього трапляються тут у вигляді жил різної потужності. Представлені породи ендербітами зеленувато-сірими, гнейсовидними, дрібнозернистими, перемінного складу (очевидно, результат ремобілізації). Мінеральний склад (%): плагіоклаз (андезин з антипертитами) — 40—70, калішпат — 1—12, кварц — 10—30, гіперстен — 5—20, діопсид — 0—12, рогова обманка — 0—7, біотит — 0—5, гранат — 0—5; акцесорні — циркон, апатит, сфен; рудні — ільменіт, сульфід, магнетит. Структура гетерогранобластова.

Ташлицький комплекс (AR_1ts) на цій території вирізняється внаслідок переінтерпретації і польової завірки наявного фактичного матеріалу попередніх дослідників. Породи комплексу на рівні ерозійного зрізу поширені лише в південно-західній частині аркуша, де в основному належать до Бандурівського й Новогригорівського гранітогнейсових куполів, Новогригорівського підкидо-здвику та Михайлівсько-Жуківського підкидо і орієнтовані згідно із загальним структурним планом на північний захід. Вони розкриті низкою свердловин та простежуються у відслоненнях середньої течії рр. Мала і Велика Корабельна. Породами комплексу складені пластоподібні тіла розміром 2x0,5—14x1,4 км серед гранат-біотитових плагіогранітів тетіївського комплексу. Набагато менших розмірів (0,6x0,2—1,5x0,4 км) останці спостерігаються серед лейкократових апліто-пегматоїдних гранітів побузького комплексу, в поодиноких випадках вони розміщуються у центральних ділянках антиформних структур високих порядків серед плагіогнейсів кам'янокостоватської світи. Контакти з усіма зазначеними породами різкі, на окремих ділянках — тектонічні. У свою чергу, вони вміщують нечисленні й невеликі (0,3x0,1—1x0,5 м) останці піроксенових та амфібол-піроксенових кристалосланців, ймовірно, тиврівської товщі, які орієнтовані згідно зі смугастістю в породах комплексу. У складі комплексу вирізняються ендербіти, плагіограніти й плагіомігматити амфібол (піроксен)-біотитові. Різко переважають перші.

Ендербіти ($enAR_1ts$) — це темно- та зеленувато-сірі, середньозернисті, іноді грубо-середньозернисті, часто смугасті породи із бластогранітовими та гранобластовими структурами. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз-андезин, багато зерен з антипертитом) — 60—70, калішпат (в антипертитах і окремих зернах) — 1—10, кварц — 15—20, гіперстен — 3—7, біотит — 5—10, гранат — 0—5; акцесорні — апатит, циркон (зональний), монацит; рудні — магнетит, сульфід. Фізичні властивості: щільність — $\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$, при магнітній сприйнятливості $\chi = 100—390 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СІ}$. Температура формування — 673—695С.

Є.П. Крамських (1985) наводить дані, які вказують на відмінність ендербітів гайворонського й ташлицького комплексів, а саме: в останніх $Rb=155 \text{ г/т}$, $Li=28 \text{ г/т}$, що у два рази перевищує кількість цих елементів у перших. Відрізняються вони і за величиною відношень K/Rb та Na/Li , які в ендербітах ташлицького комплексу, відповідно, становлять 149 і 908, а гайворонського — 481 і 2902.

Плагіограніти, плагіомігматити амфібол (піроксен)-біотитові ($plmAR_1ts$) мало відрізняються від ендербітів. Це — сірі, світло-сірі середньозернисті породи з дещо нижчим, ніж у ендербітів, вмістом плагіоклазу (30—50 %), вищим — кварцу (20—30 %), з роговою обманкою (1—5 %) і відсутністю гранату.

Неоархейська еонотема (AR_3)

Тетіївський комплекс (AR_3tt). Гранітоїди цього комплексу найширше розвинуті у південно-західній частині аркуша (рр. Велика та Мала Корабельна), де тісно асоціюють із менш поширеними породами ташлицького комплексу, утворюючи смугоподібні тіла північно-західного простягання. Крім того, на північ від Лисогірської субширотної зони розломів трапляються поодинокі тіла невеликих розмірів (0,5x2—1-1,8x10 км) серед гранітоїдів кіровоградського та побузького комплексів або ж в оточенні утворень кам'яно-костоватської і роцахівської світ (район сіл Глиняна, Липняжка, Дрибушівка, Юр'ївка та ін.). Здебільшого контакти їх із вмісними породами тектонічні, а на ділянках, де тектонічні порушення

відсутні, контакти із плагіогнейсами різкі, із гранітоїдами кіровоградського та побузького комплексів — нечіткі, поступові. Представлені породи плагіогранітами й плагіомігматитами біотитовими, гранат-біотитовими та апліт-пегматоїдними гранітами. Необхідно зауважити, що у Ятранській підзоні, де породи комплексу спостерігаються у вигляді неправильно-лінзовидної форми останців, серед гранітоїдів побузького та кіровоградського комплексів в їх складі з'являється амфібол. У плагіогранітах та плагіомігматитах міститься велика кількість жил аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів. На окремих ділянках (район с. Глиняне) вона настільки велика, що утворюються породи, які за зовнішнім виглядом подібні до агматитів, де плагіомігматити відіграють роль субстрату.

Плагіограніти та плагіомігматити гранат-біотитові, біотитові ($\text{рпгAR}_3\text{тf}$). Макроскопічно — це сірі, іноді рожевувато-сірі або темно-сірі породи з голубовато-сірим кварцом та іноді з нечисленними (до 10 %) порфіровидними табличками світло-сірого плагіоклазу, а в інтенсивно реоморфізованих — і калішпату. Структура порід — середньозерниста, гіпідіоморфнозерниста (у плагіогранітах) і бластогранітова, гетерогранобластова з елементами катакlastичної (у плагіомігматитах). Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, зрідка з антипертитами) — 45—60, кварц — 20—40, мікроклін — 5—10, зрідка до 15, біотит — 5—14, гранат — 1—3, іноді до 10; акцесорні — апатит, циркон, монацит; рудні — магнетит, гематит, сульфід. Фізичні властивості: магнітна сприйнятливість $\approx 20 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ при щільності $\sigma = 2,71$ г/см³.

У породах, які описуються, відсутні рудогенні геохімічні аномалії, а вміст елементів-домішок подібний до кларкових, що є характерною їх особливістю.

Плагіограніти та плагіомігматити Ятранської зони подібні до вищеописаних і відрізняються від них лише відсутністю гранату та малим (0—2 %) вмістом рогової обманки ($f \approx 50$ %), а серед акцесорних подеколи спостерігаються поодинокі зерна ортиту.

Вік утворення порід комплексу встановлюється на підставі взаємовідношень із гранітами побузького комплексу, в полях поширення яких вони простежуються у вигляді останців, та палеоархейськими гранітоїдами, які вони реоморфічно заміщують.

Палеопротерозойська еонотема (PR₁)

Ультраметаморфічні утворення палеопротерозою розміщені в усіх підзонах території аркуша і належать, згідно з теперішньою "Стратиграфічною схемою" до кіровоградського та побузького комплексів. Граніти останнього спостерігаються лише в Ятранській та Братській підзонах, де заміщують утворення дністровсько-бузької серії та гайворонського, ташлицького і тетіївського комплексів.

Вік ультраметаморфічних утворень ґрунтується на уран-свинцевих реперних ізотопних датуваннях по циркону і становить 2060—2026 млн. років для кіровоградського [40] і 2510 млн. років для побузького комплексів. У деякій мірі умовно до кіровоградського комплексу належать метасоматичні утворення, що формувалися у віковій межі 2000—1900 млн. років (ДГП "Кіровгеологія", І.М. Панкратов, 1995).

Побузький комплекс (PR₁,pb). Породи комплексу значно поширені у Братській підзоні, але найбільше розвинуті між Лисогірською та Суботсько-Мошоринською тектонічними зонами, де утворюють нечітко оконтурені, витягнуті в північно-західному напрямку тіла розміром 6x1—10x2,5 км. На південь від Лисогірської зони та в Ятранській підзоні вони трапляються в меншій кількості, утворюючи там лінзовидні та подібні до ізометричних тіла невеликих розмірів (2x0,8—3x1,6 км). Також спостерігаються в ядерних частинах куполовидних структур, де тісно пов'язані з ендербітами гайворонського і ташлицького комплексів та з породами тиврівської товщі. Головними в порідній асоціації комплексу є граніти та мігматити аплітоїдні і апліто-пегматоїдні з біотитом, гранатом, на окремих ділянках збагачені магнетитом. У дуже незначній кількості наявні мігматити амфібол-біотитові з поодинокими зернами магнетиту, піроксену, гранату та чарнокіти.

Граніти та мігматити аплітоїдні, апліто-пегматоїдні ($\text{ірпгPR}_1\text{,pb}$) розкриті численними свердловинами та трапляються у відслоненнях по рр. Сухий Ташлик, Добра, Вел. Станкувата, балках Станішевська, Глиняна та ін., а збагачені магнетитом — по р. Чорний Ташлик і її притоках (від с. Коколово до с. Любомирка) та в балці Фурманівка. Необхідно зазначити, що різновиди гранітоїдів із підвищеним вмістом магнетиту за зовнішнім виглядом дещо відрізняються від безмагнетитових, що, можливо, пояснюється різним складом субстрату, по якому вони утворювалися. Перші, як правило, не утворюють потужних тіл, а ніби переверстувються з численними останцями амфіболітів, кристалосланців та гнейсів амфібол- і піроксен-біотитових різних розмірів і форм (лінзовидних, пластовидних і др.), внаслідок чого породи набувають вигляду "шаруватого пирога". Зрідка у приконтатних ділянках гранітів із метаморфічними породами спостерігаються нерівномірно розподілені гніздовидні скупчення магнетиту. Характерною рисою цих гранітів є поєднання дрібно-, середньо- і грубозернистих структур (що іноді можна спостерігати навіть в одному штуфі), субпаралельне орієнтування біотиту і веретеноподібних скупчень кварцу та червонувато-рожевий колір, який є найпоширенішим. Слід зауважити, що орієнтування кварцу найчастіше виражене в ділянках з дрібнозернистою структурою. Під мікроскопом структура гранітоїдів бластогранітова, на окремих ділянках — гранобластова, дуже часто з елементами катакlastичної. Особливістю мінерального складу є різке коливання вмісту калішпату й плагіоклазу (%): плагіок-

лаз (олігоклаз, олігоклаз-андезин) — 10—40, калішпат двох генерацій: 1) нерешітчастий або ж слаборешітчастий, часто інтенсивно гранульований; 2) чітко решітчастий — 35—60, кварц — 20—35, біотит — 2—7, мусковіт — 0—3; акцесорні — апатит, циркон, іноді кордієрит, силіманіт, піроксен; рудні — магнетит — 0,5—3. Середня щільність — 2,59 г/см³, середня магнітна сприйнятливості — $31 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ.

Безмагнетитові аплітоїдні і апліто-пегматоїдні граніти й мігматити середньо-, частіше дрібнозернисті блідо-рожеві та рожевуато-сірі переважаються зі “смугами” таких само гранітів-мігматитів сірого кольору з дещо підвищеним вмістом біотиту. Переходи між ними поступові. Зрідка в них спостерігаються дрібні останці гранат-біотитових плагіогнейсів, а самі граніти трапляються у вигляді реліктових участків серед гранітоїдів кіровоградського комплексу. Форма участків неправильна, межі розпливчасті. Для цих гранітоїдів, як і для магнетитвмісних, характерне орієнтування веретеноподібних скупчень кварцу та лусочок біотиту. У гранітах, які описуються, часто спостерігаються жили червонувато-рожевого середньо- і крупнозернистого пегматоїдного граніту, очевидно, кіровоградського комплексу, котрий на окремих ділянках переходить у крупноблоковий пегматит. Потужність жил — від 2—5 до 10—15 м, контури їх нерівні, заливчасті, і пегматоїдні граніти мовби “з’їдають” граніт-мігматити, які їх вміщують. Під мікроскопом структура безмагнетитових гранітів — гранітова, бластогранітова, часто з елементами грануляційної. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз) — 15—30, калішпат (як і у вищеописаних гранітах із магнетитом — двох генерацій) — 30—40, кварц — 20—35, біотит — 3—5, а в сірих граніт-мігматитах — до 10, зрідка мусковіт (в основному по біотиту) — до 3, гранат — 1—5 (іноді до 15); акцесорні — циркон, монацит, апатит, кордієрит, силіманіт; рудні — гематит, гідрогематит. Фізичні властивості: щільність $\sigma = 2,56$ г/см³ при магнітній сприйнятливості $\chi = 5 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ.

Мігматити біотитові, амфібол-біотитові, іноді з гранатом, піроксеном, магнетитом ($\gamma\text{mPR}_{1, \text{pb}}$) вивчені недостатньо через брак фактичного матеріалу. Слід зауважити, що на відміну від порфіровидних гранітоїдів кіровоградського комплексу, які їх оточують, вони чітко контролюються магнітними аномаліями з амплітудою від 100 до 200 гамм. Мігматити, які описуються, розвинуті лише у межах Ятранської підзони, де трапляються переважно в ядерних частинах антиформних структур високих порядків. У вигляді останців різної форми й розміру у них спостерігаються ендербіти гайворонського та плагіограніти тетівського комплексів, і, напевно, мігматити утворилися в наслідок реоморфізму останніх. Зрідка простежуються дрібні ксеноліти порід дністровсько-бузької серії (кристалосланців та плагіогнейсів піроксен-біотитових, амфібол-піроксен-біотитових, гранат-біотитових).

Чарнокіти ($\delta\text{PR}_{1, \text{pb}}$), як і мігматити, трапляються тільки в Ятранській підзоні, де розкриті нечисленними свердловинами й відслоненнями. В переважній більшості чарнокіти спостерігаються у вигляді дрібних тіл (потужністю 30—50 м) із нечіткими межами серед гранат-біотитових гранітоїдів, і дуже рідко вони утворюють невеликі (до 3х1,2 км) масиви, орієнтовані згідно із вмісними породами. За зовнішнім виглядом — це темно-сірі, зеленувато-сірі масивні або нечітко смугасті середньозернисті породи з гетерогранобластовою, іноді гранітовою структурою під мікроскопом. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, андезин часто з антипертитами) — 40—50, мікроклін — 10—20, кварц — 15—20, біотит, гіперстен, рогова обманка; акцесорні — апатит, циркон, сфен; рудні — магнетит, сульфід.

Кіровоградський комплекс (PR₁,kq). Гранітоїди комплексу поширені у західній і північно-західній частинах аркуша, де утворюють низку великих (від десятків до сотень км²) масивів: Березівський, Хмелівський, Новопавлівський, Кіровський, Михайлівський, Благодатненський та ін., які здебільшого розміщені на північ від Лисогірської зони. Тільки дуже невелика частина Бобринецького масиву заходить на територію аркуша в крайньому південно-східному його куті. Крім того, вони трапляються у вигляді невеликих масивів і тіл з нечіткими контактами, складаючи антиформні структури високих порядків. Як великі масиви, так і незначні за розміром тіла орієнтовані згідно із їх вмісними породами, тобто в північно-західному напрямку. Породи комплексу розкриті численними свердловинами та відслоненнями і представлені рівномірнозернистими гранітами, мігматитами біотитовими, мусковіт-біотитовими, іноді зі гранатом; гранітами, мігматитами біотитовими порфіробластовими; аплітами, пегматитами, апліто-пегматоїдними гранітами та метасоматитами.

Граніти та мігматити біотитові, мусковіт-біотитові інколи із гранатом рівномірнозернисті (γ, γ_1 , mPR₁,kq) є найпоширенішими різновидами комплексу. Вони утворюють великі масиви, центральні частини яких вирізняються гранітами, а крайові — мігматитами. В останніх спостерігається велика кількість останців плагіогнейсів інгуло-інгулецької серії різного складу і розмірів (від декількох десятків см до сотень метрів). Невеликі тіла складені переважно мігматитами, які на окремих ділянках набувають вигляду тінювих. Досить часто у гранітах і мігматитах з’являються нечисленні порфіробласти мікрокліну розміром 0,2—0,5х0,5—1 см, і вони поступово переходять у порфіробластичні різновиди.

Макроскопічно ці гранітоїди характеризуються сірим, рожевуато-сірим кольором, середньозернистою, місцями слабопорфіробластовою структурою та масивною тінювою або смугастою текстурою. На окремих ділянках у них спостерігаються ізометричні зерна або агрегати зерен гранату розміром 0,5—0,7 см. Під мікроскопом структура — гранітова, бластогранітова, гранобластова. Мінеральний

склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, олігоклаз-альбіт) — 25—45, мікроклін — 25—35, кварц — 20—30, біотит — 5—7 (у мігматитах до 20), мусковіт — 0—7, гранат — 0—5 (іноді до 15), зрідка появляється кордієрит (Кіровський масив); акцесорні — апатит, циркон, монацит; рудні — ільменіт, пірит, магнетит. Фізичні властивості: $\alpha = 2.4 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ Сі, $\sigma = 2.59-2.63$ г/см³.

Граніти та мігматити біотитові, часто із гранатом, порфіробластові (γ_2, γ_2 mPR, kq) менше поширені, ніж описані вище і, як правило, асоціюють з ними, а також спостерігаються у вигляді невеликих за розміром тіл (у більшості 0,2x0,6—1x2,5 км) серед лейкогранітів побузького комплексу (район сіл Фурманівка, Липняжка) та плагіогнейсів кам'янокостоватської і частіше рошаківської світ. Зрідка вони утворюють великі (до 8,1x3,7 км - с. Михайлівка) масиви. Контакти їх з плагіогнейсами й лейкогранітами поступові.

Серед них виділяється декілька різновидів: 1) граніти й мігматити біотитові, інколи із гранатом, сірі дрібнопорфіробластові; 2) граніти і мігматити біотитові, іноді із гранатом, сірі крупнопорфіробластові; 3) граніти й мігматити біотитові, зрідка із гранатом, рожеві, сірувато-рожеві великопорфіробластові. Зазначені різновиди майже не відрізняються між собою за мінеральним складом, структурами та фізичними властивостями, тому характеристика їх окремо не наводиться. Макроскопічно — це сірі, рожевувато-сірі, сірувато-рожеві й рожеві середньо- та грубозернисті порфіробластові породи. Порфіробласти представлені мікрокліном часто з карлсбадськими двійниками. Розмір їх 0,4—0,7x0,8—1,5 см — у дрібнопорфіробластових та 1—1,5x2—2,5, іноді до 2x5 см — у великопорфіробластових гранітоїдах. Кількість порфіробластів коливається від 25 до 45 %. Під мікроскопом структура основної маси — гранітова, бластогранітова, гранобластова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, альбіт-олігоклаз) — 15—35, мікроклін — 30—50, кварц — 15—30, біотит — 5—7 (у мігматитах до 20), гранат — 2—5 (поблизу гранат-біотитових плагіогнейсів — до 15; поширений дуже нерівномірно). Акцесорні: апатит, циркон, монацит, іноді анатаз. Рудні: магнетит, гематит (до 1,5 % у рожевих різновидах). Фізичні властивості: $\sigma = 2.65$ г/см³ при $\alpha = 10.18 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ Сі. За даними [13], відношення V/Cr — 06 (як і у гранітоїдах новоукраїнського комплексу) = $\frac{La+Ce}{Y} = 18$; Zr/Nb = 10.

Апліти, пегматити, апліто-пегматоїдні граніти (іруPR, kq) значно поширені як серед утворень інгуло-інгулецької серії, так і серед інших різновидів гранітоїдів. Найбільша насиченість цими гранітами спостерігається в зонах тектонічних порушень. Слід зауважити, що в межах Новоукраїнського масиву вони трапляються набагато рідше, ніж у його обрамленні. Граніти утворюють жили та лінзоподібні тіла різної потужності (0,1—100 м, переважають 1—5 м) і напрямку (простягання 310°—350°, 260°—280°, 10°—50°; різко переважає перше). Значна частина жил характеризується чітко вираженою зональною будовою: центральні частини представлені пегматоїдними гранітами та пегматитами, а крайові — аплітоїдними гранітами, аплітами.

Пегматити, пегматоїдні граніти — це сірувато- і червонувато-рожеві, світло-рожеві крупно-, гігантозернисті породи. Під мікроскопом структура гіпідіоморфнозерниста, пегматоїдна з елементами пойкилітової. Мінеральний склад (%): плагіоклаз (олігоклаз, альбіт-олігоклаз) — 15—20, мікроклін — 45—50, кварц — 25—30, біотит — 0—5, гранат — 0—2, мусковіт, апатит, циркон. У жилах, розміщених серед кордієритвмісних плагіогнейсів, появляються зерна кордієриту, а серед піроксенових кристалосланців і амфіболітів — магнетиту.

Апліти, аплітоїдні граніти здебільшого асоціюють із пегматитами та пегматоїдними гранітами. За зовнішнім виглядом — це середньо- і дрібнозернисті світло-сірі, рожевувато-сірі та рожеві породи. Структура їх алотріоморфнозерниста, гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках аплітова. Мінеральний склад (%): плагіоклаз, олігоклаз, олігоклаз-альбіт — 20—25, мікроклін — 35—45, кварц — 25—30, біотит — до 1, мусковіт — до 1, гранат — 1—2, циркон, апатит. Гранітоїди немагнітні при щільності 2,60 г/см³.

За даними петрохімічних перерахунків (БД Геолкарта-200. Аналітика), граніти кіровоградського комплексу належать до вапнисто-лужної серії, сублужного ряду калієвої гілки. Вони високоглиноземисті і корундонормативні. За співвідношенням польових шпатів породи відповідають гранітам та гранодіоритам. На діаграмі геодинамічних обстановок кіровоградські граніти потрапляють в умови колізійних гранітів. Основні індикаторні петрохімічні характеристики гранітів подібні до S-гранітів корових.

Метасоматити (mtPR, kq). При написанні цього розділу здебільшого використані матеріали Б.Н. Іванова (експ. 47 ДГП "Кіровгеологія"). Серед метасоматитів кіровоградського комплексу, що утворилися в зонах активізації у віковому діапазоні 2000—1900 млн. р. (О.М. Сухінін, 1984), вирізняється декілька типів: лужні, грейзеноподібні породи, слюдити й перекристалізовані породи в екзоконтактах рідкіснометальних пегматитів та ореоли прожилкового окварцювання, а також зойи сульфідно-графіт-кварцової, кварц-сульфідно-графітової переробки. Останні мають чітко накладений характер по відношенню до грейзеноподібних метасоматитів та перекристалізованих гнейсів (район с. Липняжки).

Серед лужних метасоматитів вирізняються:

1. Ореоли зеленосланцевого (епідот-хлоритового) змінення порід (діафторити — місцева назва геологів ДГП "Кіровгеологія"), які мають регіональний розвиток і складають зовнішні зони метасома-

гичних колонок, простежуються у вигляді переривчастих, невитриманих за потужністю (від перших метрів до перших сотень метрів) смуг, витягнутих уздовж розривних порушень. Часто смуги зливаються, утворюючи ізометричні або стрічкоподібні ореоли площею в десятки і сотні км². За зовнішнім виглядом діафорити набувають коричнево-червонуватого кольору, зберігаючи структурно-текстурні особливості материнських порід. Плагіоклаз розкислюється з виділенням землястих агрегатів епідоту, іноді заміщується калішпатом. По темнокольорових мінералах розвивається хлорит, інколи в асоціації з епідотом, карбонатом, а також актиноліт. Хімізм порід суттєво не змінюється по відношенню до материнських.

2. У проміжній зоні метасоматичної колонки утворюються сієнітоподібні метасоматити (альбіт-мікроклінові, кварц-мікроклін-альбітові породи, мікроклініти), що складають невитримані за потужністю (від перших сантиметрів до 50—100 м) і по простяганню (від десятків метрів до 1—1,5 км) тіла, які обрамляють з висячого й лежачого боків альбітові ядра. Нерідко сієнітоподібні метасоматити трапляються не з альбітитами, а зі зміненими породами зовнішньої зони (діафоритами), де утворюють тіла, що простягаються на декілька кілометрів і витягнуті вздовж різноорієнтованих розломів. Від діафоритів вони відрізняються частковим або майже повним виносом кварцу. Структурно-текстурні особливості материнських порід зберігаються. найпоширенішими мінералами є калішпат і альбіт, які становлять до 80 %. Ці мінерали наявні в декількох генераціях. Вміст вторинних темнокольорових мінералів (хлориту, епідоту, рибекіту) коливається в широких межах і залежить від кількості первинних мінералів у породах, по яких розвивалися метасоматити. Хімізм порід дещо змінюється в порівнянні зі складом незмінених порід: знижується кількість кременезему, а підвищується — лугів.

3. Альбітити складають центральні частини метасоматичних колонок. Потужність альбітитових тіл коливається від десятків сантиметрів до сотень метрів. У альбітитах локалізуються всі відомі родовища урану центральної частини Українського щита [1, 3]. По темнокольоровому мінералу, який переважає, альбітити діляться на декілька типів: 1) хлоритові, епідотові, рибекітові, егіринові (розвинені в центральних частинах Новоукраїнського та Ватутінського рудних полів); 2) андрадитові, актинолітові, діопсидові (розвинені в середній частині Новоукраїнського поля альбітитів); 3) біотитові (трапляються в північній периферії Новоукраїнського поля альбітитів).

Найпоширеніший перший тип.

Текстурно-структурні властивості альбітитів повністю залежать від типу порід, які заміщуються. Це виключно однопольовошпатові породи (альбіту декількох генерацій — до 90 %). У групі кольорових мінералів переважають хлорит, епідот, рибекіт і егірин. Вміст їх в апогранітових різновидах — 5—10 %, в алогнейсових — 20—30 %. Андрадит, біотит, діопсид наявні, як правило, в незначних (1—6 %) кількостях. Акцесорні: апатит, циркон, сфен, ортит, монацит; рудні: магнетит, гематит, гідроокиси заліза, зрідка пірит.

Підвищена ураноносність альбітитів зумовлена головним чином первинним уранінітом та вторинними урановими мінералами (силікатами, гідрооксидами урану та урановими чернями). Поряд з ураном в альбітитах накопичується ванадій, берилій, цирконій, ітрій, ітербій.

Грейзеноподібні метасоматити спостерігаються в північній частині аркуша та в обрамленні Липнязького гранітного масиву. Поля цих метасоматитів, як правило, поєднані в просторі з товщею кордієритвмісних гнейсів, які у різній мірі мігматизовані. Найінтенсивніше процес грейзенізації проявився у гранітах. Гнейси та кристалосланці зазнали менших змін.

Асоціація новоутворених мінералів містить кордієрит, силіманіт (фіброліт), мусковіт, сульфіди (пірит, піротин), іноді кварц, турмалін. Слід зауважити, що такі мінерали, як силіманіт та кордієрит, не є характерним для типових грейзенів.

Макроскопічно грейзеноподібні породи зберігають структурно-текстурні особливості тих порід, які зазнали метасоматичних змін; на окремих ділянках спостерігається катаклаз, бластез.

Характерною особливістю цих порід є вкрай нерівномірний розподіл породотвірних мінералів і наявність їх у декількох генераціях (табл. 3).

Таблиця 3

Мінеральний склад грейзеноподібних порід (%)

Найменування породи	Плагіоклаз (олігоклаз, альбіт)	Калішпат	Кварц	Біотит	Кордієрит	Силіманіт	Мусковіт	Турмалін	Графіт	Хлорит	Карбонат	Сульфіди
Метасоматично змінені гнейси	15-50	-	15-25	4-20	0-20	0-20	3-17	0-4	0-3	0-3	0-2	0-4
Метасоматично змінені гранітоїди	20-40	15-45	15-50	1-5	0-5	1-3	3-15	0-4	поод. зерн.	поод. зерн.	поод. зерн.	0-4

Геохімічна спеціалізація грейзеноподібних порід проявлена нечітко. Від вмісних незмінених порід вони відрізняються слабим накопиченням ніобію, молібдену і золота.

Наступна група метасоматично змінених порід пов'язана з рідкіснометальними пегматитами. Екзоконтактові зміни рідкіснометальних пегматитів представлені зонами біотитизації (флогопітизації) та ореолами перекристалізованих порід.

Зони біотитизації характеризуються невеликими розмірами і трасуються вздовж екзоконтактів жил рідкіснометальних пегматитів у полях поширення амфіболітів (район сіл Липняжки, Станкувате). Тут же процеси ослюденіння накладаються на породи ультраосновного складу, при цьому не завжди можна визнати їх зв'язок із тілами рідкіснометальних пегматитів. У зонах ослюденіння спостерігається підвищена кількість блакитно-зеленого апатиту: до 5 % (в апобазитових зонах) і до 15 % (в апогіпербазитових).

Ореоли перекристалізованих порід трапляються в межах Полохівського родовища, де рідкіснометальні пегматити залягають у полях розвитку кордієрит-біотитових гнейсів. На відміну від зон ослюденіння, вони характеризуються великими розмірами (до 2,5 км по простяганню, їх потужність — 0,4—1,0 км). Контакти пегматитів та пегматоїдних гранітів з гнейсами розпливчасті. В екзоконтактових ділянках гнейси перекристалізовані, в них з'являються новоутворені мікроклін, кордієрит іноді біотит, турмалін. Біотит характеризується підвищеним вмістом літію, в меншій мірі — цезію.

Наступна група метасоматично змінених порід вирізняється ореолами прожилкового окварцювання та зонами сульфідно-графіт-кварцової, кварц-сульфідно-графітової пророблення, які просторово, як правило, поширені поза ореолами натрового метасоматозу. Ці процеси є автономними і розвиваються пізніше, після процесів лужного метасоматозу. В межах аркуша прожилкове окварцювання спостерігається в районі сіл Хмільове, Михайлівка, Березівка, Успенівка, Олександрівка та ін. і в обрамленні Липнязького гранітного масиву.

Процесу окварцювання зазнали породи різного складу: плагіогнейси, кристалосланці, амфіболіти, гранітоїди. Він проявляється в утворенні тонких різно орієнтованих прожилків кварцу із включеннями сульфідів (піриту, піротину, халькопіриту, арсенопіриту). Крім того, іноді трапляються карбонат, турмалін, графіт. Інтенсивність окварцювання різна. На окремих ділянках кількість вторинного кварцу досягає 45—50 %, а то і 80 %, але навіть у цих випадках релікти материнських порід зберігаються.

У північно-західній частині аркуша (район сіл Березівка, Олександрівка та ін.) ділянки прожилкового окварцювання супроводжуються гідротермально-метасоматичним процесом, подібним до березитизації з утворенням малопотужних (сантиметри до перших метрів) зон, в яких спостерігаються породи, подібні до типових березитів. Асоціація новоутворених мінералів представлена серицитом, хлоритом, карбонатом, піритом.

Із зонами прожилкового окварцювання пов'язана золоторудна мінералізація. Породи з прожилковим окварцюванням характеризуються виразною геохімічною спеціалізацією: в них накопичується золото, срібло, мідь, цинк і ванадій.

Зони сульфідно-графіт-кварцового та кварц-сульфідно-графітового пророблення найбільше розвинено в обрамленні Липнязького масиву. Це здебільшого в різній мірі змінені плагіогнейси та кристалосланці. Структурно-текстурні особливості їх зберігаються, але змінюється мінеральний склад (%): плагіоклаз — 0—10, кварц — 35—70, амфібол — 0—7, діопсид — 0—25, біотит — 0—10, гранат — 0—10, графіт — 1—30, сульфідні — 1—15. Сульфідна мінералізація представлена піритом, піротином, арсенопіритом. У всіх випадках переважає піротин.

Геохімічна спеціалізація порід, які описуються, визначається максимальним вмістом срібла, міді, цинку і марганцю.

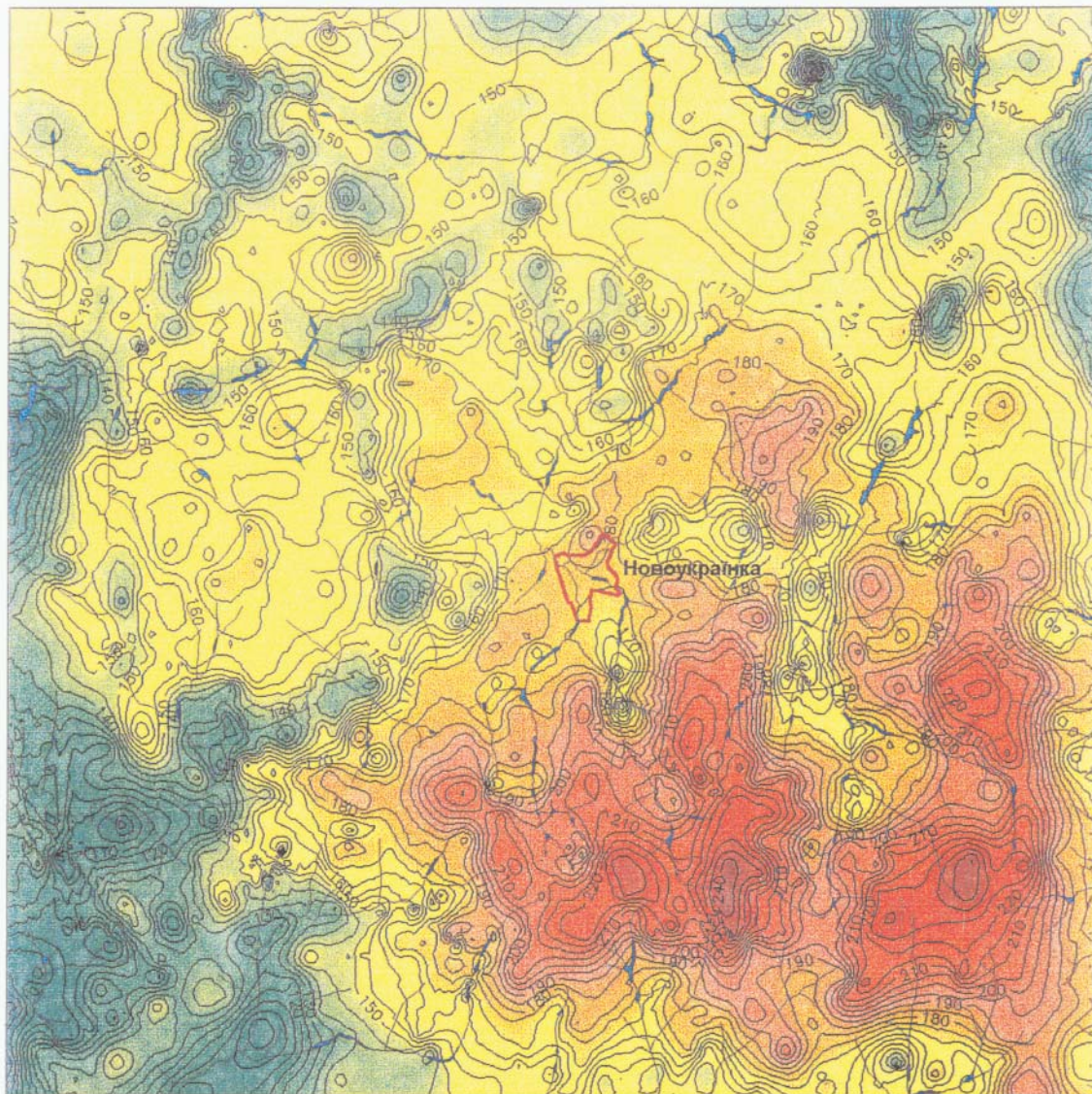
КОРА ВИВІТРЮВАННЯ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ ПОРІД (PZ-KZ)KV

На території аркуша кора вивітрювання поширена майже скрізь. Відсутня лише на невеликих ділянках у різних частинах території і не завжди належить до сучасних долин річок. Це можна пояснити її раннішим розмиванням, тобто до формування добуцацької поверхні рельєфу. Загальний обсяг таких площ не перевищує 5—10 % території, хоча і на цих ділянках спостерігається слабка серицитизація плагіоклазів, гідратація біотиту, а також утворення гідроокисів заліза по тріщинах, тобто практично і тут зазначається початковий етап дезінтеграції порід. Розміри ділянок, на яких відсутня кора вивітрювання, не перевищують 10x7,5 км.

Переважає частина території аркуша складена різними гранітоїдами й гнейсами, що визначило як профіль короутворення, так і мінералогічні особливості окремих зон (рис. 13).

Основні та ультраосновні породи на території аркуша поширені обмежено, а розвинута по них бейделіт-монтморилонітова кора вивітрювання не має (або практично не має) четвертої зони інтенсивного вилугування. На території аркуша широко розвинуті площова та лінійна кори вивітрювання, потужність яких зумовлена структурно-текстурними особливостями вихідних порід і їх мінералогічним складом.

У будові кори вивітрювання спостерігається чітка зональна будова, детально вивчена співпрацівниками



км 5 0 5 10 15 20 км



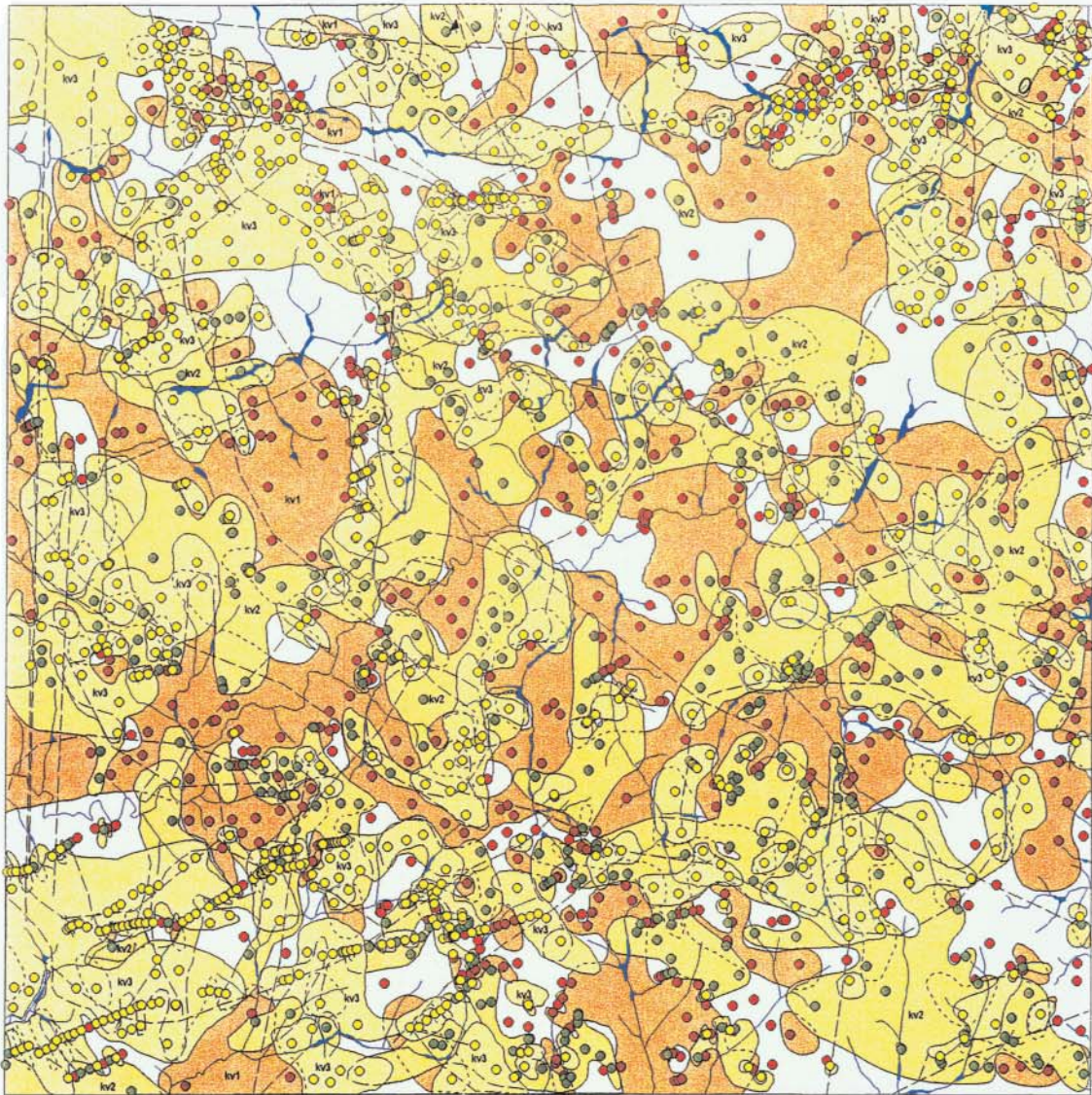
Рис. 13. Карта рельєфу поверхні кори вивітрювання

ІМРа і ПівдУГЕ (М.Д. Ельяновим, Ю.Б. Басом, В.Ю. Кондратюком, А.Д. Додатко, М.Б. Славутським та ін.), що дало можливість обґрунтовано виділити три зони вивітрювання, які відрізняються за своїм мінеральним складом у залежності від вихідного складу порід (рис. 14).

Перша зона — зона дезінтеграції і вилуговування (kv_1), розвинута над усіма різновидами архей-протерозойських порід, а її потужність, незалежно від загальної потужності кори, змінюється від перших десятків сантиметрів до 49,8 м (св. 6433). Характерною особливістю цієї зони є інтенсивне освітлення порід, серицитизація й слабка каолінізація плагіоклазів, часткове заміщення темнокольорових мінералів гідрослюдами — монтморилонітом, бейделітом та ін., утворення гідроокисів заліза по тріщинах.

У тектонічно ослаблених зонах і ділянках створюється інтенсивне дресвоутворення. Майже на 35 % площі аркуша розріз кори вивітрювання починається і закінчується породами першої зони, тобто в основному слабо зміненою дресвою.

Друга зона — каолініт-гідрослюдиста й каолініт-бейделіт-монтморилонітова (kv_2) розвинута практично на усіх різновидах докембрійських порід. Її потужність змінюється від 0,5 до 56,8 м (св. 1841), а частіше коливається від 0,5 до 15 м. Потужність зони не залежить від потужності зони дезінтеграції. Основними мінералами цієї зони є каолініт, галуазит, гідроґетит, монтморилоніт. Мінерали материнських



5 4 3 2 1 0 5 10 15 км

Умовні позначення:

- | | |
|--|---|
| <p>Кора вивірювання:</p> <ul style="list-style-type: none"> kv3 каолінітова зона kv2 каолініт-гідрослюдиста і каолініт-бейделіт-монтморилонітова зона kv1 зона дезінтеграції (серитизації, гідробіотитизації, гідромусковітизації) <p>Границі каолініт-гідрослюдистої зони:</p> <ul style="list-style-type: none"> а) спостережувані б) поховані <p>Границі зони дезінтеграції:</p> <ul style="list-style-type: none"> а) спостережувані б) поховані | <p>Лінійні, дугові та кільцеві розломи, які дешифруються у корі вивірювання</p> <p>Свердловини, в яких розрізи кори вивірювання починаються:</p> <ul style="list-style-type: none"> ● а) з каолінітової зони; ● б) з каолініт-гідрослюдистої зони; ● в) з зони дезінтеграції; ● г) свердловини, в яких кора вивірювання відсутня <p> Гідросітка</p> <p><i>Примітка.</i> Умовні позначення для докембрійських утворень дивись на геологічній карті кристалічного фундаменту.</p> |
|--|---|

Рис. 14. Карта поширення окремих зон кори вивірювання

порід становлять 40—50 %, серед них такі, як кварц, калійовий польовий шпат, частково плагіоклаз, гранат і релікти темнокольорових мінералів. Незмінними зберігаються такі акцесорні мінерали: турмалін, апатит, циркон, монацит, сфен, рутил, ільменіт. Приблизно на 30—35 % площі розріз кори вивірювання починається із другої зони.

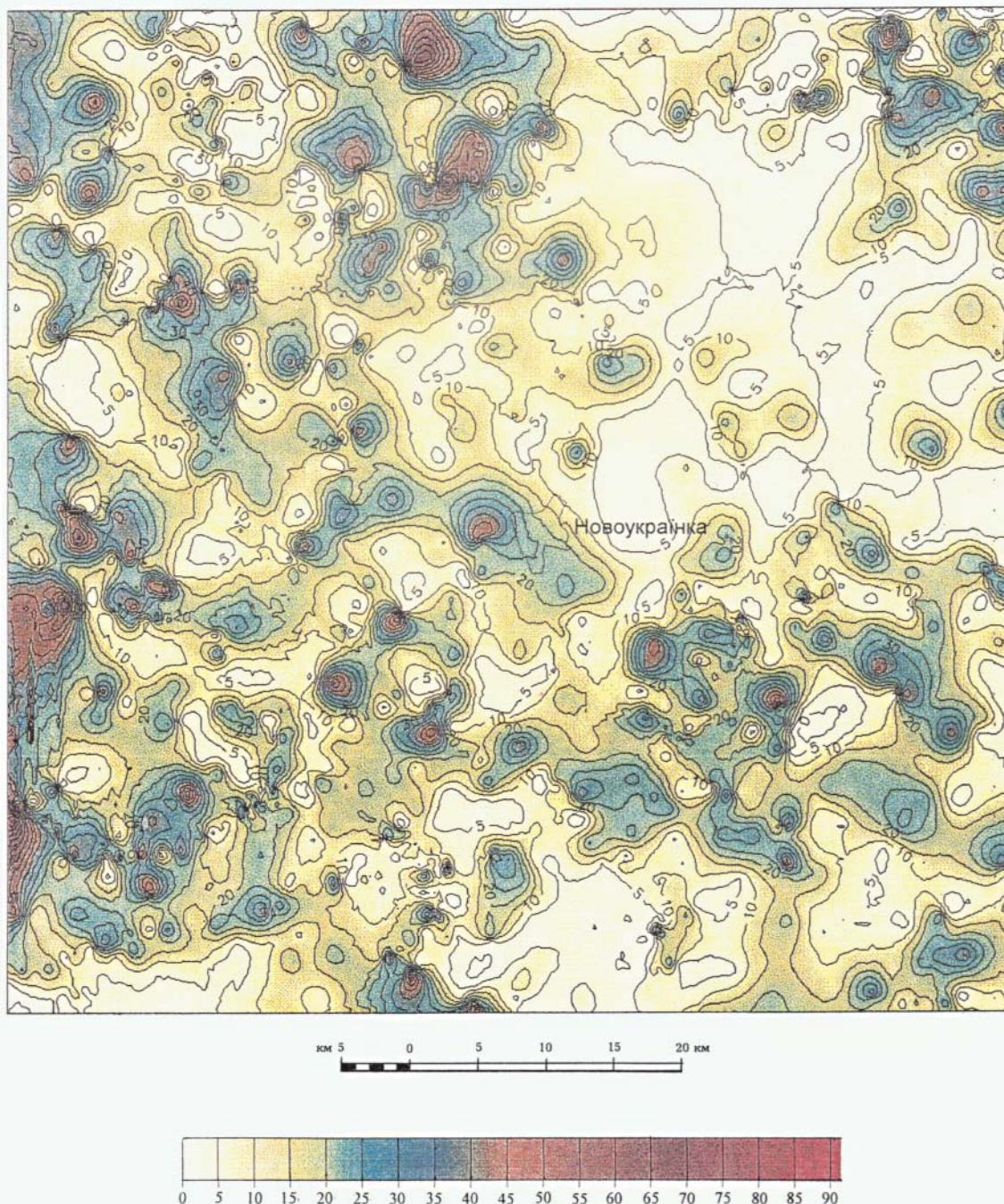
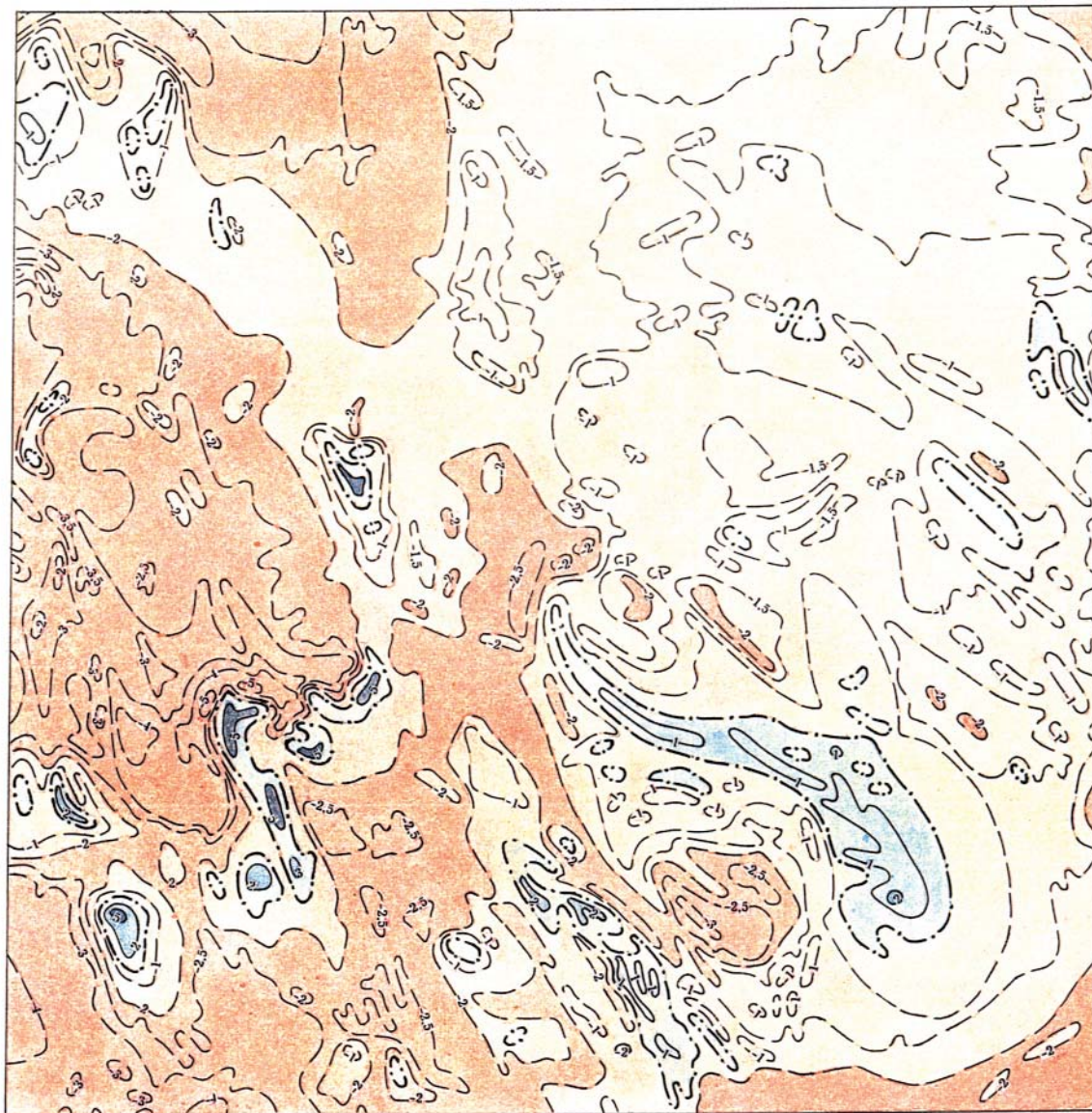


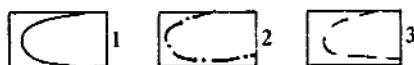
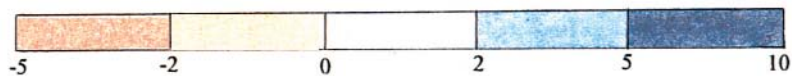
Рис. 15. Схема ізопотужностей кори вивітрювання

Третя зона — каолінова (kv_3), як і охарактеризовані дві попередні, розвинута практично на всіх різновидах докембрійських утворень цієї території аркуша. Найбільші поля кори вивітрювання спостерігаються у західній частині. Потужність каолінової зони в окремих свердловинах коливається від 0,5 до 74,5 м (св. 3642) по гнейсах, а по гранітах сягає 61 м (св. 3005) при найчастіших значеннях 10—20 м. Основними гіпергенними мінералами є каолінит з підпорядкованим вмістом гідробіотиту, гідрохлориту, галуазиту, бейделіту й монтморилоніту. Чим більше основною була вихідна порода, тим більше є домішок таких мінералів, як галуазит, бейделіт і монтморилоніт. З реліктів мінералів присутні кварц (до 45 %), апатит, циркон, рутил, лейкоксен, магнетит, пірит, халькопірит.

Найоднорідніші розрізи каолінової кори вивітрювання розвинуті над пегматитами та лейкократовими гранітами й мігматитами. Вміст каолініту становить 90 %, реліктового кварцу — 5—7 %, монтморилоніту — 2—3 %, гідрокислів заліза — до 1 %. Вогнетривкість каолініту — 1710°C. На території аркуша широко розвинуті лінійні кори вивітрювання, що мають прямолінійну, дугоподібну і навіть конусоподібну форми (див. на рис. 15 “Схему ізопотужностей кори вивітрювання”). В таких зонах, протяжність яких сягає 25—35 км, загальна потужність кори на 10—20 м більша, ніж потужність площинної кори у суміжних ділянках. У ділянках перетину тектонічних зон або порушень загальна потужність кори різко



Шкала інтенсивності в міліерстедах



Умовні позначення:

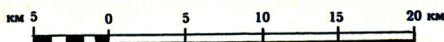
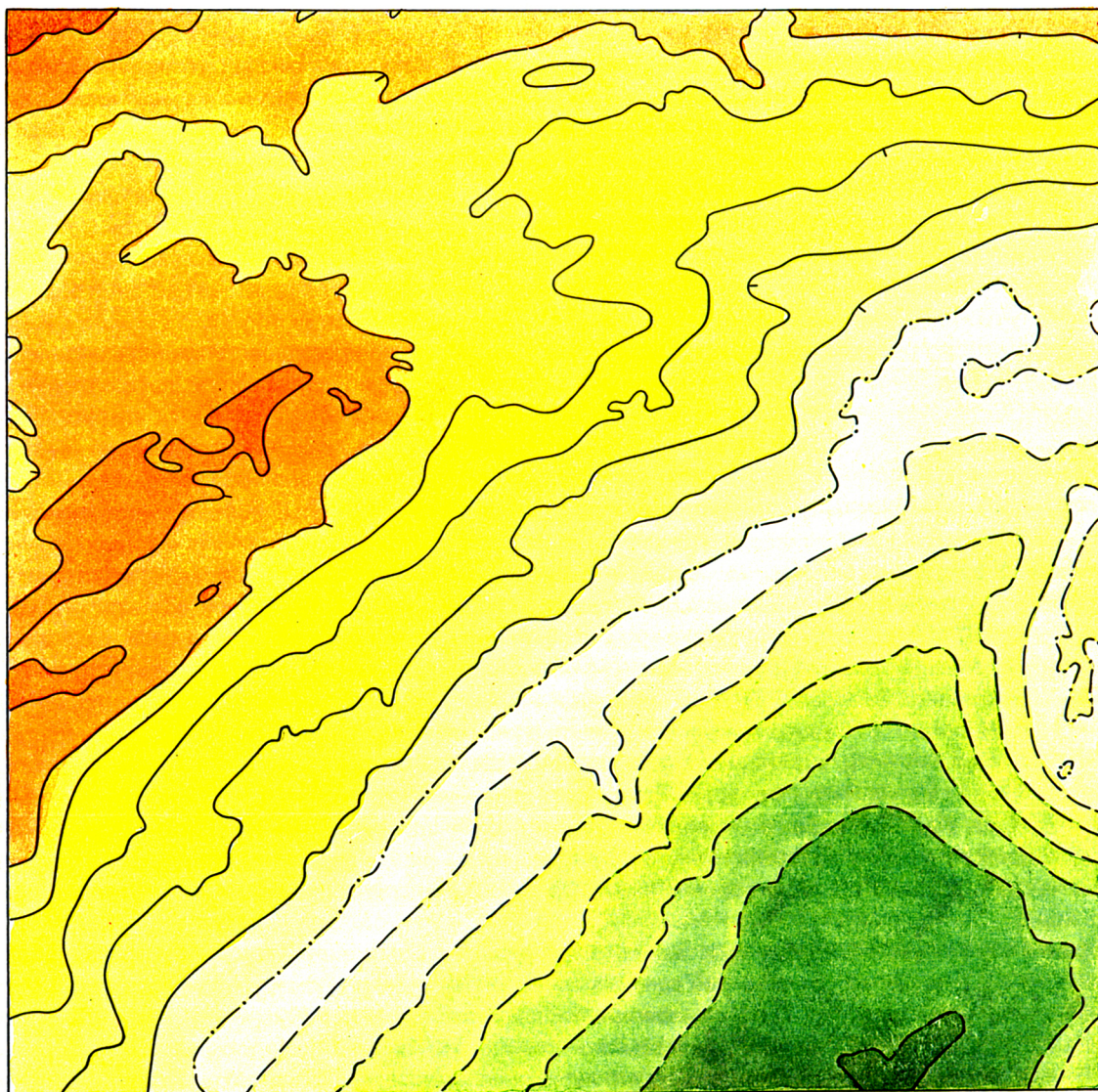
Ізодинами Z_a та (ΔT) в міліерстедах: 1 — позитивні, 2 — нульові, 3 — негативні

Рис. 16. Карта аномального магнітного поля*

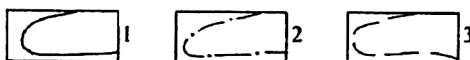
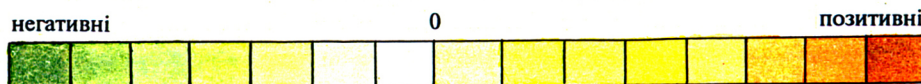
* Складено за матеріалами карти аномального магнітного поля Українського щита масштабу 1:500 000 за редакцією З.А. Крутиховського (Київ, 1975)

підвищується і в окремих випадках сягає 90 м, але профіль її при цьому не змінюється (рис. 15).

На території аркуша утворення кори вивітрювання на окремих ділянках перекриваються різними відкладами палеогенової, неогенової й четвертинної систем. Останніми утворення кори вивітрювання перекриті, здебільшого, в південній частині території аркуша, де породи палеогену та неогену розвинуті вкрай слабо або зовсім відсутні.



Шкала інтенсивності аномалії



Умовні позначення:

Ізоаномалії сили тяжіння: 1 — позитивні, 2 — негативні, 3 — нульові

Рис. 17. Схема гравітаційних аномалій*

* Складено за матеріалами схематичної карти гравітаційного поля (Л.П. Нікіташ, Л.П. Шаган, 1990)

ТЕКТОНІКА

Тектонічна будова території кристаліного фундаменту дуже складна, про що свідчить характер потенційних геофізичних полів (рис. 16, 17) та зміст основних геологічних карт. Вона розглядається з позицій стадійності формування континентальної кори та тектонічного розшарування літосфери. Деякі неузгодження з цими теоретичними концепціями пояснюються, з одного боку, недосконалістю теперішньої "Стра-

тиграфічної схеми", а з другого — слабким вивченням та неоднозначністю інтерпретації геологічних процесів у докембрійській історії Українського щита.

Тектонічне районування докембрійських утворень виконано за принципом виділення тектоно-магматичних циклів та зонального районування. В мезо-протерозої на території аркуша встановлюється платформний режим, і в зв'язку з тим, що площа аркуша належить до центральної частини єдиної структурної одиниці — Українського щита, тектонічне районування для фанерозойських утворень не наводиться. Наявність процесів тектонічної та тектоно—магматичної активізації у фанерозої достатньо точно не доведено. Тому відомості про їх проявлення в осадовому чохла та фундаменті ґрунтуються на даних інтерпретації геолого-геофізичних матеріалів і носять дискусійний характер. Однак немає сумніву, що основні елементи тектонічної будови аркуша на докембрійському рівні проявляються як у фанерозої, так і в сучасному геоморфологічному стані місцевості.

У вертикальному розрізі верхньої частини земної кори на території аркуша досить чітко проявлена двох'ярусна будова.

НИЖНІЙ ЯРУС

Складений докембрійськими утвореннями кристалічного фундаменту. В його будові досить чітко вирізняються два структурних поверхи.

Нижній структурний поверх складено інтенсивно дислокованими утвореннями дністровсько-бузької серії та гранітоїдами гайворонського й ташлицького комплексів. На південь від широти с. Лиса Гора (у Братській та Ятранській структурно-формаційних підзонах) вони виходять на денну поверхню в ядрах куполів та антиформних структур, що свідчить про їх порівняно неглибоке залягання (до 2 км). В окремих відслоненнях Братської підзони вони зім'яті у круті ізоклінальні складки, але в ядрах Бандуриського та Новогригорівського куполів фіксується дуже пологіе (під кутом до 20°) їх залягання. Далі на північ, на розрізі $A_1—A_2$, верхня межа поверху представлена поверхнею структурної незгідності на глибині 8 км, а на схід від Звенигородсько-Ганнівської тектонічної зони вона різко занурена на глибину 20—15 км. Слід відзначити, що в умовах тектонічного скупчення утворення нижнього структурного поверху вздовж глибинних розломів можуть бути виведені на рівень верхнього поверху і перероблені процесами гранітизації. У цілому утворення нижнього поверху відповідають аналогам діоритового шару земної кори.

Верхній структурний поверх кристалічного фундаменту складений дислокованими з ознаками тектонічного суміщення латерально роз'єднаних комплексів порід у єдиному вертикальному розрізі утвореннями інгуло-інгулецької серії, а також гранітоїдами тетіївського, побузького, новоукраїнського, кіровоградського та корсунь-новомиргородського комплексів. На відміну від нижнього поверху метаморфічні та ультраметаморфічні утворення зім'ято переважно у лінійні, часто асиметричні складки північно-західного простягання, з падінням крил на північний схід під кутами від 40° до 75°. У цілому утворення поверху відповідають гранітному шару земної кори, потужність якого різко змінюється від 5—10 км у західній частині території до 15 км у центральній та східній її частинах, вздовж Звенигородсько-Ганнівської тектонічної зони.

Тектонічне районування відображено на тектонічній схемі геологічної карти кристалічної основи. Виходячи із припущення про двоповерхову будову кристалічного фундаменту, тектонічне районування можна розглядати на двох вікових рівнях: ранньоархейському та протерозойському.

На ранньоархейському рівні досліджена територія повністю належить до грануліт-базитового фундаменту нижнього структурного поверху. Її утворення за комплексом ознак належать до нерозчленованих структурно-речовинних комплексів (СРК) протоконтинентальної кори — НГ-AR₁ (8), внутрішніх частин плит.

На ранньопротерозойському рівні в межах території аркуша вирізняються дві структурно-формаційні зони (СФЗ): Одесько-Білоцерківська та Інгуло-Інгулецька. Таке районування не суперечить геологічному. Відмінність виділених зон одна від одної не обмежується на рівні структурно-речовинних комплексів, а передусім визначається глибинними неоднорідностями в будові земної кори.

Одесько-Білоцерківська СФЗ простягається у субмеридіональному напрямку і вирізняється наявністю у вертикальному розрізі верхнього структурного поверху рифтогенних (бузька серія) та океанічних (росинсько-тікицька серія) комплексів, які залягають на грануліт-базитовому фундаменті. Але на території аркуша останній перекривається лише малопотужним чохла із утворень кам'янокостоватської та роцахівської світ, які за комплексом ознак належать до флішоїдної формації СРК континентального шельфу (КШ-PR₁) пасивних окраїн континентів. У цьому проявляється гетерогенність Одесько-Білоцерківської СФЗ. На сході вона обмежена Марківським насувом і на території аркуша представлена Ятранською підзоною. Ізометрична складчастість, що в цілому характерна для підзони, при наближенні до Марківського насуву перетворюється на лінійну, згідну з ним за простяганням. У ядрах антиформних структур

відслонюються гранітоїди гайворонського, побузького та кіровоградського комплексів або суперкрус-тальні утворення дністровсько-бузької серії. У синформних структурах та на крилах антиформних останні із структурною незгідністю перекриваються утвореннями інгуло-інгулецької серії (кам'янокостоватська та роццахівська світи), які належать до верхнього структурного поверху.

Інгуло-Інгулецька СФЗ відрізняється лінійним типом складчастості. Переважно теригенні та вулканогенно-осадкові утворення інгуло-інгулецької серії накопичувались в умовах пасивних (СРК континентального шельфу — КШ-PR₁) та активних (СРК зовнішніх дуг і акреційних призм — АВ-PR₁) окраїн континентів. У схваленій моделі мається на увазі, що зміна геодинамічних режимів зумовлена на стадії континентальної (А) субдукції підсувом грануліт-базитових комплексів Волино-Подільського протоконтиненту під Кіровоградську мікроплиту, в зв'язку із закриттям залишкового флішоїдного басейну. Свідченням встановлення режиму активних окраїн континентів є наявність інтрузії монцодіоритової магми (новоукраїнський комплекс), які поширені в західній та східній частинах Інгуло-Інгулецької СФЗ і об'єднуються у СРК магматичних дуг (AM₂-PR₁). В межах СФЗ вирізняються: Братська, Кіровоградська, Приінгульська та Західноінгулецька підзони. Але на території аркуша поширені лише дві перші.

Братська підзона обмежена на заході Первомайською, а на сході — Звенигородсько-Ганнівською структурно-формаційними зонами. Вона, безумовно, може належати до структур типу акреційних призм. У ній тектонічно поєднано комплекси океанічної кори, острівних дуг, континентального шельфу та схилів (кам'янокостоватська та роццахівська світи). Крім того, структурно-речовинні комплекси (СРК) підзони залягають у вигляді пакета тектонічних пластин із східною вергентністю, які обмежені тектонічними розломами та зонами розломів. СРК акреційної призми залягають на грануліт-базитовому фундаменті (нижній структурний поверх), останці якого досить часто виведені на поверхню ерозійного зрізу в ядрах антиформних структур. Знизу вверх СРК підзони складені утвореннями кам'янокостоватської та роццахівської світ, локалізованих у синформних міжкупольних прогинах. Значно рідше вони залягають у вигляді останців у ядрах антиформних структур. У останніх локалізовані, як правило, гранітоїди СРК глибинного скупчення — ранньої (КГ-PR₁¹, побузький комплекс) та пізньої (КГ-PR₁², кіровоградський комплекс) колізії та орогенезу. Ранньоархейські СРК перероблені у пізньому архей з утворенням гранітоїдів тетіївського, а в ранньому протерозої — з утворенням гранітоїдів побузького та кіровоградського комплексів. Для підзони в цілому характерна лінійна складчастість північно-західного простягання. Інтрузивні утворення розміщені лише на півдні підзони і представлені утвореннями новоукраїнського комплексу.

Кіровоградська підзона розміщена у східній частині території аркуша і обмежена на заході Новопапівським, Глодоським та Помічянським глибинними розломами. За ознаками геологічної будови підзона складена СРК гетерогенних склепінно-брилових магματοгенних піднять (КМ-PR₂), до яких належать Корсунь-Новомиргородське, Новоукраїнське та Бобринецьке в тектонічний характер зчленування. До структурно-речовинних комплексів (СРК) магματοгенних піднять цілком коректно може бути віднесений лише Корсунь-Новомиргородський плутон. Новоукраїнський масив належить до СРК магматичних дуг (AM₂-PR₁), Бобринецький масив — до СРК глибинного скупчення пізньої колізії та орогенезу (К-PR₁²), але у сукупності вони складають єдине підняття. Характер розподілу утворень інгуло-інгулецької серії також свідчить про неоднорідність будови підзони. На північ від Воронівського глибинного розлому у вертикальному розрізі серії вирізняються метаморфічні утворення родіонівської, спасівської та чечеліївської світ, які належать до комплексів континентального шельфу. В південно-західному напрямку від цього розлому фрагменти розрізів метаморфічних утворень не вирізняються від тих, що поширені в Братській підзоні. Отже, підзона має явно виражену гетерогенну будову.

На закінчення слід зазначити, що зональне районування досить чітко характеризує територію на доплатформному етапі розвитку. У разі переходу до платформного режиму таке районування ускладнюється вже на рівні посторогенного етапу тектогенезу. Надалі все більшу роль у районуванні відіграє поділ щита на блоки.

Головні елементи блокової будови мають чітко виражений успадкований характер і підпорядковані в цілому районуванню на рівні структурно-формаційних зон. Територія аркуша належить до Одесько-Білоцерківського (Голованівська шовна зона) геоблоку та Кіровоградського орогенного (рухомого) поясу (геоблоку). Однак межі блоків та СФЗ не завжди узгоджуються внаслідок їх (блоків) неодноразової перебудови.

Одесько-Білоцерківський геоблок, який розміщується поміж Волино-Подільським геоблоком (протоконтинентом) та Кіровоградським орогеном (рухотим поясом), відповідає поняттю шовна зона (В.Г. Пастухов та ін., 1978), яка поділяє протоплатформу та ороген. Таким чином, він може розглядатися і як крайова зона цього орогену. Розподіл геоблоку на блоки першого, другого та третього порядків не має чіткого визначення і найобгрунтованіше поданий у звіті по ГМК-200 (О.П. Сторожук та ін., 1977). На території аркуша до геоблоку належить лише східна частина Ятранського блоку III порядку, який входить до Голованівського блоку II порядку та через нього до Середньобузького блоку I порядку; він цілком відповідає Ятранській підзоні й додаткового обгрунтування не потребує.

Кіровоградський орогенний пояс просторово збігається з Інгуло-Інгулецькою СФЗ і утворює лінійну субмеридіональну зону, яка продовжується за межі Українського щита. Його положення у центральній частині УЩ підтверджується моделюванням глибинної будови вздовж геотраверсу VIII (9).

У межах Кіровоградського орогену з заходу на схід вирізняють такі структурні елементи: Братський синклінорій, Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття, Приінгульський синклінорій та Інгулецький антиклінорій. На території аркуша розміщені лише перші два. Вони просторово збігаються із Братською та Кіровоградською підзонами Інгуло-Інгулецької СФЗ і додаткового опису не потребують.

Розривні тектонічні порушення. В ухваленій класифікації вони поділяються на накладені зони тектонічної і тектоно-метасоматичної активізації, глибинні розломи (тектонічні шви), головні та другорядні розломи. Така градація найліпше відповідає їх розподілу за глибинністю, протяжністю та значущістю в геологічній будові території.

Накладені зони тектонічної та тектоно-магматичної активізації є характерними для Кіровоградського орогену і за масштабами гідротермальних та гідротермально-метасоматичних перетворень не мають рівних у межах Українського щита. Ці зони вирізняються за комплексом геолого-геофізичних даних і характеризуються значним проявом тектонітів (мілоніти, бластокатаклазити, зони меланжу, лінійного та об'ємного катаклазу тощо).

До тектоно-метасоматичних зон передусім належать Глодосько-Адабаська та Онкіїво-Лозуватська, в яких найбільш проявлений альбіт-мікрокліновий метасоматоз з утворенням потужних (десятки та перші сотні метрів) тіл зональних альбіт-мікроклінових метасоматитів, альбітитів і мікроклінітів спеціалізованих на радіоактивні та рідкісноземельно-рідкіснометальні елементи. Вони чітко проявлені у межах Новоукраїнського масиву, а в гнейсогранітових товщах, які його обрамляють, спостерігаються досить фрагментарно. Для Глодосько-Адабаської зони характерна аномально висока насиченість родовищами та рудопроявами на усюму протязі, аж до Первомайської зони. Це зумовлено насамперед просторовим зв'язком зони із астеносферним лінеаментом "Г" за В.Б. Сологубом.

До другого типу зон тектоно-метасоматичної активізації належать Михайлівська, Звенигородсько-Таннівська та Компаніївська зони. Вони не виявляють безпосереднього зв'язку із гранітоїдними масивами, а накладаються на зони підсуву-насуву і характеризуються поширеним проявом процесів діафорезу та кремнієво-лужного метасоматозу, включно до утворення зон окварцювання та метасоматичних кварцитів із сульфідною мінералізацією. Ці зони належать до розряду перспективних на рідкісні та благородні метали. До найперспективніших належать Михайлівська та Звенигородсько-Ганнівська на тих ділянках, де у процес підсування залучалися основні кристалосланці, інтрузивні основні й ультраосновні породи та вуглецеві утворення.

До третього типу зон активізації віднесені Суботсько-Мошоринська та Любоіванівська зони, які вважаються крайовими в Центральнотраїнській лінеаментній зоні. На всій протяжності вони проявляються фрагментарно як зони розсуву з великою здвиговою складовою (ешелоновані скидо-здви́ги). При цьому для Суботівсько-Мошоринської зони на всьому її простяганні за даними польових робіт зафіксовано правосторонні здви́ги, а для Любоіванівської, навпаки, — лівосторонні. Це приводить до того, що правосторонні субширотні здви́ги першої (у вузлах перехрещення із зонами та розломами північно-західного простягання) утворюють рудовмісні зони об'ємного катаклазу, а лівосторонні субширотні здви́ги другої в тих же умовах утворюють закриті системи.

У цілому зони тектонічної та тектоно-метасоматичної активізації не є наскрізними, у тому числі і для рудних районів. Час їх активізації як у співвідношенні із гранітоїдними комплексами, так і з віком метасоматитів та рудних процесів — мезопротерозойський.

Глибинні розломи (тектонічні шви), за даними глибинного моделювання, мають підмантієне та нижньокорове коріння. Вирізняються їх за комплексом геолого-геофізичних ознак. Характеризуються проявленням зон катаклазу, бластокатаклазитів та мілонітів. Як правило, вони обмежують зони активізації, тектонічні блоки (підзони) та окремі тектонічні пластини всередині блоків. Практично завжди до них тяжіють малопотужні тіла базитів й ультрабазитів. Особливої уваги потребують Новопавлівський та Воронівський глибинні розломи. В північно-східному напрямку від них фрагментарно простежуються розрізи родіонівської, спасівської та чечелівської світ, а в південно-західному напрямку — кам'янокостоватської та рошчавівської світ. Тобто ці розломи функціонували у ранньому протерозої як консидиментаційні і обмежували в епоху осадконакопичення Братську підзону. Глибинність Новопавлівського розлому підтверджується належністю до нього потужної (до 200 м) зони офіолітового меланжу.

Головні та другорядні розломи, що належать до внутрішньокорових, виділено за комплексом геолого-геофізичних ознак. Характеризуються наявністю в них досить вузьких зон мілонітизації та катаклазу (перші метри). Вони, як правило, обмежують зони розломів та ускладнюють внутрішню структуру СФЗ. Другорядні розломи подані на схемі тектонічного районування в тому обсязі, який дає змогу підкреслити головні особливості структурного плану.

Кільцеві структури та гранітогнейсові куполи. Вирізняються за комплексом геолого-геофізичних

ознак та безпосередніх геологічних спостережень. Кільцеві структури та їх фрагменти виділені лише у межах Новоукраїнського масиву. Це структури Злинківська, Великовисківська, Рівненська, Юр'ївська та Ромашкінська. Вони виявляються у дуговій та кільцевій орієнтації елементів залягання (периклінальне та центроклінальне) порід, а також у аналогічній орієнтованості аномальних елементів магнітного поля. Це дає можливість трактувати їх як осередково-купольні структури, формування яких відбувалося на завершальних стадіях становлення масиву. Не викликає сумніву просторовий зв'язок їх із глибинними розломами та вузлами розломів.

До Рівненської дугової структури належать проявлення тріщинного лампрофірового вулканізму. Останні ж структури слабо вивчено, проте це не виключає можливості активізації структур в палеозої. Слід зазначити, що Маловисківський та Канізький масиви Корсунь-Новомиргородського плутону також обмежені на півдні системою дугових розломів. Це добре простежується в магнітному полі та підкреслюється їх геологічною будовою.

До гранітогнейсових куполів належать Бандурівська та Новогригорівська структури. Вони складені дністровсько-бузькою серією і ташлицьким комплексом, а також значною мірою замістилися аплітоїдними гранітами побузького комплексу, внаслідок чого мають усі ознаки гранітогнейсових куполів.

Масиви інтрузивних та ультраметаморфічних порід за генезисом поділяються на субдукційні, колізійні та субплатформні. До субдукційних належать масиви інтрузивних "I" - гранітів, які утворювалися внаслідок занурення нижніх (діоритового та базальтового) шарів земної кори під активну континентальну окраїну (Кіровоградська АКО), їх плавлення та утворення інтрузій монцодіоритової магми (новоукраїнський комплекс): Новоукраїнський, Воронівський, Олійниківський, Софіївський. Найліпше вивчений із них - Новоукраїнський, який розміщується на більшій частині Кіровоградської підзони. Із вмісними породами має переважно тектонічні контакти. Південно-західна частина його (від Помічнчанського до Воронівського глибинних розломів), за даними глибинного моделювання, має алохтонне залягання. Підшва масиву розміщена на глибині від 8 до 15 км і згідна з поверхнею K_2 . За даними геофізичного моделювання масив однофазний, має просту геологічну будову та субгоризонтально розшарований. Верхній горизонт (0—5 км) складений переважно трахітоїдними гранітами, середній (5—8 км) — піроксеновими гранітами та монцонітами, нижній (8—16 км) — монцонітами та габромонцонітами (середній склад монцонітовий). Інші, вище згадані масиви, складені переважно сублужними та піроксеновими лейкогранітами. Вони вивчені тільки з поверхні і за геофізичними ознаками мають алохтонне залягання.

До колізійних належать масиви ультраметаморфогенних "S"-гранітів кіровоградського та побузького комплексів, які утворювалися у межах гранітного шару у зв'язку з процесами гранітизації, зумовленими ранньою та пізньою колізією й формуванням Кіровоградського орогенного поясу. На схемі тектонічного районування відображено основні з них. Переважно вони утворюються в ядрах антиформних структур, де процеси гранітизації проявлені максимально. Складені в основному гранітами та мігматитами кіровоградського, житомирського та дуже рідко побузького типів. Їх потужність, за геофізичними даними, 2,5—3,0 км і рідко (Глодоський масив) перевищує 3,5—4,0 км. Із вмісними гнейсогранітними товщами мають поступові переходи.

До субплатформних, відповідно до класифікації магматизму ранніх етапів розвитку Землі К.А. Шуркіна та Ф.П. Митрофанова, належать Корсунь-Новомиргородський плутон, у складі якого вирізняють Корсунь-Шевченківський та Шполянський масиви гранітів рапаківі та масиви основних порід, які їх розділяють. На території аркуша розміщена південна частина Шполянського масиву, в межах якої В.Г. Злобенко (1966) та В.П. Брянський (1986) виділяють Маловисківський та Канізький масиви основних порід.

Сукупність геологічних ознак та даних сейсмо-гравітаційного моделювання (профіль XXIV) дає можливість у першому наближенні, запропонувати таку модель вертикального розрізу південної частини плутону (зверху донизу): 1) граніти рапаківі — $>0,5$ км; 2) основні породи — 0,5 км; 3) порфіровидні та гібридні граніти з останцями основних, частково гібридизованих порід — 3—4 км; 4) анортозити — 6—7 км. Загальна потужність плутонічних порід — 9—10 км. Анортозити виділено за верствою інверсії із щільністю — $2,75$ г/см³, розміщеної на глибині 3—10 км.

Як Маловисківський, так і Канізький масиви відділені від рами системою дугових розломів. За даними В.П. Брянського (1986), вони мають різний рівень ерозійного зрізу, що цілком збігається з наведеною моделлю вертикального розрізу плутону.

Маловисківський масив в апікальній частині складений анортозитами та породами крайового комплексу, які по периферії та вверх по розрізу послідовно змінюються гібридними породами зони контакту, контамінованими гранітами та рапаківіподібними гранітами. Контакт із породами рами в основному має тектонічну природу. Вздовж системи дугових розломів вони насунуті на породи масиву під кутами 50—60°. Від Канізького Маловисківський масив відрізняється малим рівнем ерозійного зрізу. Його вертикальна будова відповідає першому та другому шару розрізу плутону згаданого вище та зоні переходу між ними (габромонцоніти, монцоніти, контаміновані граніти).

Канізький масив глибоко еродований (В.П. Брянський, 1986). На території аркуша міститься лише

його крайова південно-західна частина. Складений породами крайового (габро, габро-анортозитами, габро-монцонітами) та центрального (анортозитами) комплексів. По периферії крайовий комплекс послідовно через зону габро-монцонітів та контамінованих гранітів змінюється порфіровидними гранітами, які за комплексом геологічних ознак занурюються під основні породи масиву під кутами 50°. Цей факт обґрунтовує належність основних порід до другого, а порфіровидних та контамінованих гранітів південного обрамлення Канізького масиву — до третього шару розрізу південної частини Корсунь-Новомиргородського плутону. Від порід рами порфіровидні граніти відділяються дуговими підкидами, по яких вони насунуті на новоукраїнські граніти під кутом 50°.

ВЕРХНІЙ ЯРУС

Складений фанерозойськими (палеогеновими, і неогеновими та четвертинними) відкладами, які залягають горизонтально; потужність їх від 0 до 120 м (у середньому 25—30 м). Тектонічні порушення мають невелику амплітуду та зумовлені нерівномірними коливальними епейрогенічними рухами окремих блоків земної кори в умовах платформного режиму. Розмір їх коливається від перших сотень метрів до перших десятків кілометрів. Вертикальні амплітуди тектонічних рухів — від десятків сантиметрів до перших десятків метрів (макс. 40 м). Плікативні порушення відсутні, але є підстави вважати що в межах тектонічних зон можуть бути виявлені каолінові діапіри.

Польові спостереження вказують, що генератором коливальних рухів в осадочному чохла є малоамплітудні переміщення вздовж тектонічних порушень докембрійського фундаменту, у тому числі і тих, яких не відображено на геологічній карті кристалічної основи через незначний вплив на структуру докембрію. Переважна більшість тектонічних порушень фанерозойського чохла має коріння у фундаменті, субвертикальне падіння і кваліфікується як скиди та підкиди (балки Йосипова, Лісова, с. Лозуватка). Глибина перероблення субстрату у зонах порушень низька, частіше початкова, відповідає глинистим тектонітам і брекчіям, а найчастіше обмежується утворенням тріщин окремоті. Порушення, що спостерігаються інколи в четвертинних відкладах на приповерхневому рівні, виражені частіше за все системою наближених субвертикальних морозобійних тріщин.

Тектонічні порушення осадочного чохла дуже рідко спостерігаються у відслоненнях. Переважно вони фіксуються на геологічних розрізах за колюванням рівнів опорних горизонтів і їх потужністю, випаданням деяких горизонтів на окремих ділянках розрізу, а також за різкою зміною потужності та літолого-фаціальним складом осадочного чохла в цілому (див. розріз до геологічної карти дочетвертинних утворень). Вертикальні переміщення окремих блоків (за віком їх проявлення) мали мінливу спрямованість, а також компенсаційний характер: занурення одних супроводжувалось підняттям суміжних блоків і навпаки. Але в окремих випадках зменшення потужності стратонів та їх випадіння з розрізу може пояснюватися і розмивом на локальних підняттях. На жаль, сліди розмиву не спостерігаються внаслідок слабкої розчленованості палеорельєфу.

За віком максимального проявлення тектонічних процесів на території аркуша вирізняються епохи герцинського та альпійського тектогенезу, що зумовлено активізацією докембрійського фундаменту. Герцинська епоха проявлена у верхньому карбоні—нижній пермі спалахом лампроїтового вулканізму тріщинного та центрального типу в західній та північній частинах території, в межах осередково-купольних структур та зонах впливу деяких глибинних розломів. Рівненська та Юр'ївська осередково-купольні структури підкреслюються дуговою та центроклінальною збіжністю сучасних водотоків. Це свідчить про те, що вони існували як позитивні морфоструктури з палеозою до пізнього пліоцену. Їх належність до вузлів перетинання Воронівського, Рівненського та Новомиргородського розломів кристалічного фундаменту свідчить про те, що останні перебували у режимі активізації в герцинську епоху тектогенезу. Наявні у той час вулканогенні утворення були знищені, ймовірно, наступною ерозією.

Альпійський тектогенез у режимі активізації проявився майже на всій території аркуша коливальними тектонічними рухами окремих блоків земної кори вздовж тектонічних порушень докембрійського фундаменту, передусім північно-західного та субширотного простягання. Розломи чохла, що контролюють розподіл фанерозойських відкладів та обмежують окремі блоки, просторово збігаються з виділеними у кристалічному фундаменті Михайлівською, Звенигородсько-Ганнівською, Суботівсько-Мошоринською та Любоіванівською зонами чи паралельні їм. Вони проявлені "клавійною" системою тектонічних порушень, які зумовлюють поділ блоків та утворення лінійних структур (мікрогорств та мікрограбенів), заширшки від 200 м до 3 км, вертикальні переміщення яких досягали амплітуди до 20—30 м, в окремих випадках до 40 м (с. Овсяниківка). Час найінтенсивнішого проявлення коливальних тектонічних рухів епохи альпійського тектогенезу відповідає еоцену-міоцену, але в Суботівсько-Мошоринській зоні вони в основному згасають на рівні раннього міоцену.

Неотектонічні рухи досить чітко проявлені, формують сучасний рельєф і повніше охарактеризовані в розділі "Геоморфологія". Зазначимо лише такі особливості неотектонічних характеристик району:

по-перше, досліджена територія належить до областей з успадкованим геодинамічним режимом і переважно односпрямованими позитивними рухами земної кори та нестійкими брилавами підняттями; по-друге, тектонічна зумовленість сучасного рельєфу підтверджується збіжністю основних вододілів з лінеаментними зонами, які у повній мірі чи частково просторово збігаються із зонами тектонічної активізації кристалічного фундаменту, що були охарактеризовані вище. Це, наприклад, Суботівсько-Мошоринська, Любова-нівська, Глодосько-Адабаська зони та Новомиргородський розлом, з якими просторово збігаються головні вододіли.

ГЛИБИННА БУДОВА ЗЕМНОЇ КОРИ

Вивчення глибинної будови земної кори аркуша М-36-XXXII та суміжних територій здійснювалось І.К. Пашкевич, С.С. Красовським та ін. (ІГ НАН України) кількома етапами, що дало змогу встановити найвірогідніші зв'язки структури докембрію із глибинною тектонікою та речовинним складом кори, прогнозованих за комплексом геофізичних даних. Такими етапами були: складання схеми глибинної будови земної кори масштабу 1:500 000, оцінка потужності "гранітного" шару в тому ж масштабі, розрахунок тривимірних щільнісних моделей уздовж геотраверсу IV та профілю ГСЗ XXIV в масштабі 1:200 000, складання тривимірної магнітної моделі та схеми розривної тектоніки території аркуша М-36-XXXII в масштабі 1:200 000. Усі підсумки робіт зрештою було враховано у "Схемі глибинної будови земної кори масштабу 1:500 000" (рис. 18). Основою для її складання була "Схема глибинної будови літосфери (35) масштабу 1:1000 000". Її було уточнено стосовно масштабу 1:500 000, для чого переглянуто щільнісні моделі вздовж основних профілів ГСЗ, використано результати пошарового гравітаційного моделювання (15, 17, 18), дані МЗХ ЗГТ та вирізнено розломи й зони розломів, що визначають головні риси зв'язку глибинної й приповерхневої будови кори.

Територія досліджень належить до "тонкої" кори і розміщена в області слабо диференційованого рельєфу розподілу М, глибина до якого коливається від 38 км під Корсунь-Новомиргородським плутоном до 40—45 км на решті площі. Тільки на крайньому південному заході розмішена так звана "товста" кора, потужність якої сягає 66 км. Кіровоградський блок та досліджувана територія, яка йому належить, перетинають три трансрегіональні структури: літосферний лінеамент "Г", лінеамент "В", виділені В.Б. Сологубом [33], і трансрегіональний тектонічний шов Херсон-Смоленськ [26, 35], субпаралельний Кіровоградському розлому. Вони мають тісний зв'язок із верхньою частиною земної кори.

Транслітосферний лінеамент "Г" було вирізнено у вигляді довгоживучої зони, завширки до 45 км. Це є межею блоків літосфери різної потужності, яка зменшується з південного сходу на північний захід. Розміщуючись у зоні переходу від "товстої" до "тонкої" кори, цей лінеамент може розглядатися як ослаблена зона, сприятлива для переміщення блоків кори, включаючи її верхню частину, і для проходження флюїдів.

Трансрегіональний тектонічний шов Херсон-Смоленськ субмеридіонального простягання є, з одного боку, межею двох вкликих сегментів у межах так званої Сарматії (2) — південно-східної частини Східноєвропейської платформи, а з другого боку — фрагментом наскрізного активного тектонічного шва, який трасується, за В.Ю. Хаїном, від північного узбережжя Кольського півострова до південної Африки, включаючи африканську рифтову систему. Великі сегменти Сарматії, розділені цим швом, відрізняються середньою потужністю кори та її основністю; потужніша та більш основна кора характеризує західний сегмент, менш основна кора проявляється у східному сегменті. В межах Українського щита шов, описаний у роботі [20] як Канівсько-Новоукраїнський глибинний розлом, є найбільшою та довгоживучою структурою. Гравітаційне моделювання та комплексний аналіз геофізичних і геологічних даних дають підставу розглядати Кіровоградський розлом лише як фрагмент цього тектонічного шва. Сейсмічна та щільнісна моделі [22, 25] — свідчення того, що шов є глибинною зоною східного падіння, яка в нижній частині кори характеризується деяким підвищенням щільності ($\Delta\rho = 0,04 \text{ г/см}^3$) стосовно товщі, що їх вміщує. Таке ущільнення порід може розглядатися або як свого роду підвідний канал для магматичних утворень Новоукраїнського масиву та Корсунь-Новомиргородського плутону, або як зона метасоматично заміщених порід. Кіровоградський розлом у такій інтерпретації є розломом, який стрімко падає та оперяє цю зону.

Стосовно лінеаменту "В" як межі кори з різним структурним розрізом (на північний схід від нього в розрізі закартований відбиваний горизонт K_2 , а на південний захід він відсутній) можна сказати, що його інтерпретація неоднозначна. В нашій інтерпретації він умовно картує північно-східну межу "виходу" на поверхню докембрійського фундаменту утворень нижнього структурного поверху.

У районі пк 330-270 (ГТ IV), в глибинній частині земної кори (від 6 км до поверхні М) вирізнено своєрідну структуру [25], яка фіксується численними відбиваними площадками й точками дифракції, а також полого падає на схід і супроводжується ущільненням та підвищеною намагніченістю порід у лежачому її боці. Ізолінії глибин залягання цієї структури показані на "Схемі глибинної будови літосфе-

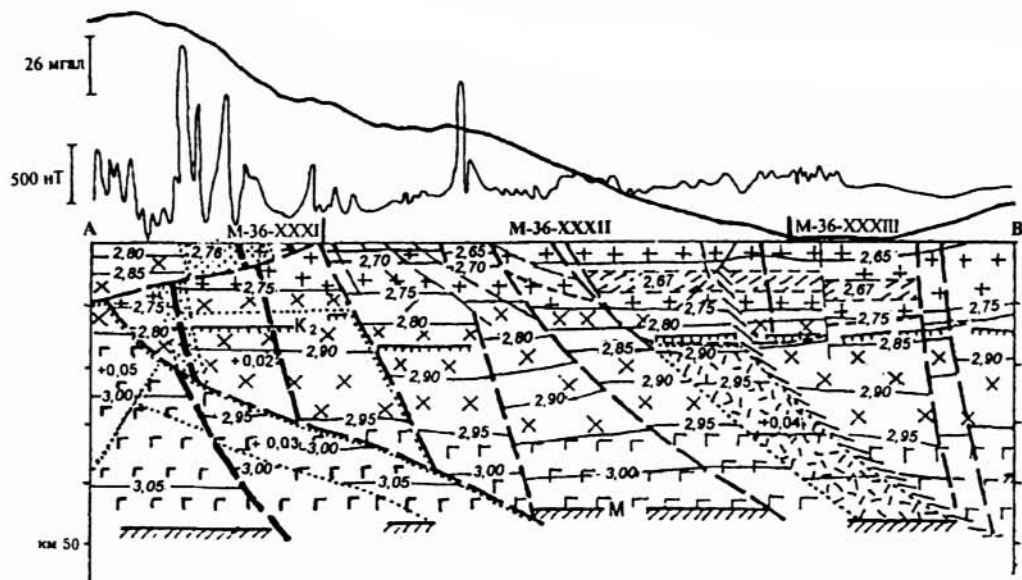
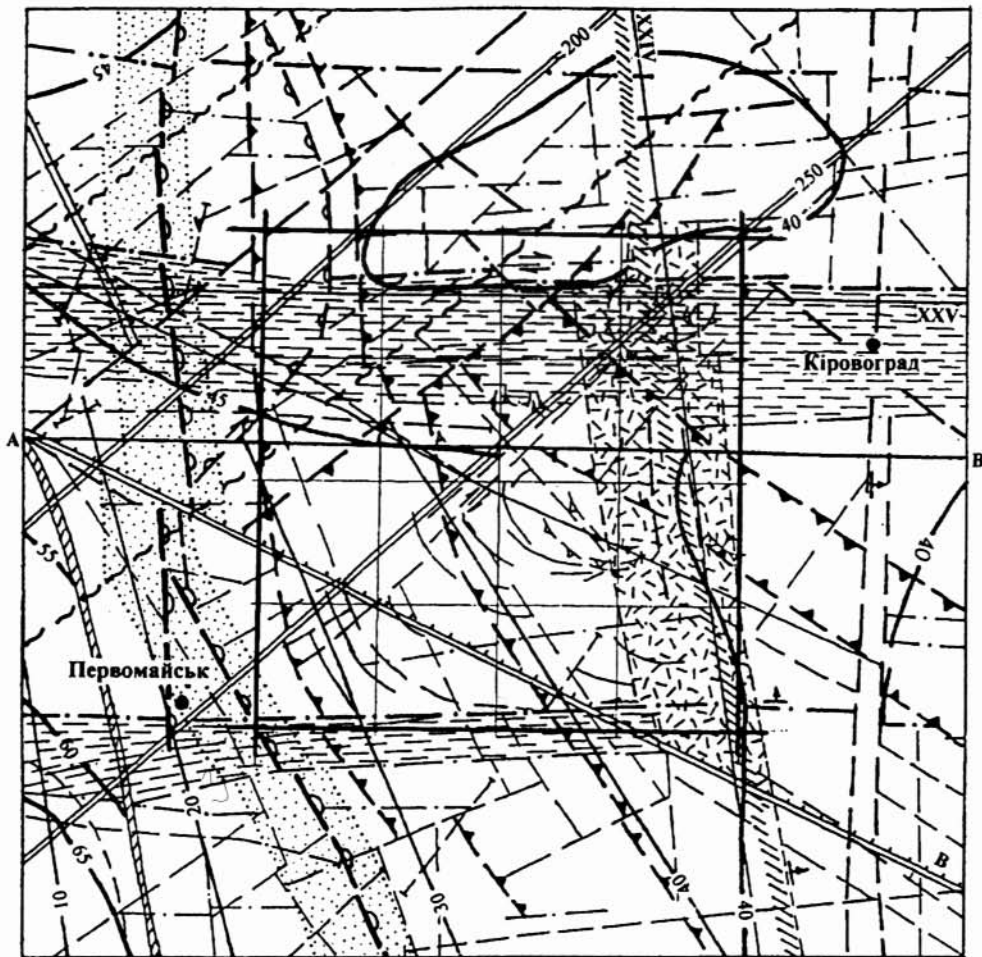
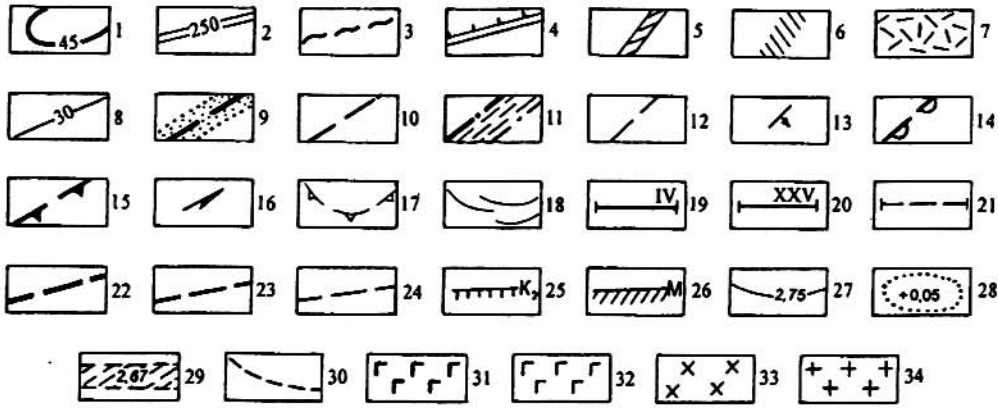


Рис. 18. Схема глибинної будови земної кори території аркуша М-36-XXXII та суміжних областей. Складено з урахуванням ум. зн. 23, 33, 34

Умовні позначення:



1 — ізолінії глибин залягання поверхні М, км; 2 — ізолінії залягання покрівлі астеносфери, км; 3 — лінеамент "Г"; 4 — лінеамент "В"; 5 — проекція на поверхню докембрійського фундаменту глибинної границі "товстої" та "тонкої" кори; 6 — трансрегіональний тектонічний шов; 7 — проекція глибинної зони підвищеної щільності цього шва; 8 — ізолінії залягання поверхні імовірного глибинного зриву; 9 — Первомайський глибинний розлом 1 рангу та його зона; 10 — розломи другого рангу; 11 — наскрізні зони розломів широтного простягання; 12 — інші розломи; 13 — напрямок падіння розломів; 14 — надвиги; 15 — підкиди; 16 — зсуви; 17 — кільцеві (осередковокупольні) структури; 18 — кільцеві розломи, передбачувано зв'язані з цими структурами; 19 — положення геотраверсу IV; 20 — положення профілів ГСЗ; 21 — профілі МЗХ ЗГТ; 22-34 — умовні знаки до розрізу. Розломи: 22 — першого рангу; 23 — другого рангу; 24 — інші; 25 — відбиваючий горизонт К; 26 — розділ М; 27 — ізолінії щільності, г/см³; 28 — області ущільнення кори та його величина, г/см³; 29 — хвилевід та значення щільності у ньому; 30 — нижня границя Новоукраїнського масиву; 31 — базальтовий шар у аномальній зоні глибинного зриву підвищеної намагніченості, числа у колі — її значення. А/м; 32 — базальтовий шар; 33 — діоритовий шар; 34 — гранітний шар

ри" з урахуванням даних про її залягання вздовж геотраверсів ГТ VI і VIII, які розміщені за межами території [25]. Поверхня структури, яка описується, та зміна фізичних параметрів можуть характеризувати її як глибинний зрив із насувними переміщеннями та укорінюванням основних-, ультраосновних порід. Цей зрив може бути інтерпретований як глибинне продовження Первомайської зони — з урахуванням приповерхневого насуву на схід уздовж Марківського розлому. У цьому випадку укорінювання ультрабазитів по глибинному зриву відбувалося синхронно з насувом уздовж Марківського надвигу в зоні вторинного розтягнення. Беручи до уваги сейсмічну та щільнісну моделі, можна відмітити, передовсім, що насув уздовж Марківського розлому верхньої частини кори має амплітуду до 10 км. Так званий "гранітний" шар кори по ньому зрізано та підкинуто з вертикальною амплітудою ≈ 4 км. Унаслідок цього у висячому боці Марківського насуву інтенсивно змінений вторинними процесами "діоритовий" шар насунуто на гранітний.

Таким чином, західна частина описуваної території може розглядатися як гігантський подвійний алогтон, зумовлений глибинним зривом та Марківським насувом, а серія підкидів, субпаралельних Первомайському розлому, як структури, поєднані з ним. У цілому в цій частині Кіровоградського орогену розломи різних рангів характеризуються східним падінням.

Склад кори території, спрогнозований за даними сейсмічної швидкості, щільності й намагніченості та співвідношенням "гранітного", "діоритового" і "базальтового" шарів, оцінено в середньому як граніт-діоритовий. В розрізі кори доля базальтового шару становить від 20 % на схід від трансрегіонального тектонічного шва, до 22—29 % на захід від нього. Практично на всій території діоритовий шар становить до 50 % потужності кори. Спостерігається закономірне підвищення "покрівлі" базальтового шару під центральною частиною Новоукраїнського масиву, в той час як поверхня М залишається горизонтальною, а підвідний канал зони глибинного трансрегіонального тектонічного шва розміщується у центрі цього підняття.

Зазначимо умовність поділу розрізу на гранітний, діоритовий та базальтовий шари за швидкісними та щільнісними інтервалами, оскільки різних меж, внаслідок стрибків швидкості і щільності, в середині консолідованої кори не виявлено. На підставі даних зв'язку щільності та швидкості [17,18] для цих шарів узяті інтервали: $V_p < 6,3$ км/с, $g < 2,75$ г/см³ (гранітний), $6,3 > V_p < 6,8$ км/с, $2,75 < g < 2,95$ г/см³ (діоритовий) та $V_p > 6,8$ км/с, $g > 2,95$ г/см³ (базальтовий). Це означає лише те, що в тому або іншому шарі преважають кислі, середні або основні різновиди порід. На основі такого поділу кори та використання даних про прогнозне поширення щільності було складено схему потужності гранітного шару, яка свідчить, що в Ятранській підзоні вона не перевищує 5 км, а в Братській підзоні сягає 5—10 км, у Кіровоградській — > 10 км. Відомі й інші, детальніші розчленування розрізу кори в даному районі за тими ж вихідними сейсмічними даними [24]. Однак важко передбачити те, що склад кори буде настільки "однорідно-шаровий" в описаній тектонічній глибинній обстановці, що дасть змогу однозначно встановити вузькі рамки петрологічних різновидів порід у розрізі кори. Про це свідчить і статистичний аналіз

змін швидкості й щільності порід, виконаний С.С. Красовським [17], який показує великі перекриття цих параметрів для порід різного складу. Гравітаційне моделювання дало можливість зробити висновок, що вся товща кори Кіровоградського орогену на схід від Лозуватського розлому розщільнена.

Виконане магнітне моделювання для Українського щита [21] показало, що кора досліджуваної території складена слабомагнітними утвореннями в усьому Кіровоградському орогені, за винятком описаної вище магнітної частини розрізу під пологим глибинним насувом. Це, так само, як і унікальне розуцільнення кори, ще раз підтверджує переважає порід середнього складу в її розрізі.

За даними тривимірного гравітаційного моделювання, виконаного вздовж ГТЗ IV та ГСЗ XXIV, у верхньому поверсі земної кори вирізняє зону інверсії швидкості, яка в щільнісній моделі характеризується як безградієнтна зона постійної щільності ($2,67 \text{ г/см}^3$) на глибинах від 5—6 до 7—9 км. Вище та нижче цієї зони щільність поступово збільшується від поверхні фундаменту. Така закономірність дала змогу визначити елементи глибинної будови Новоукраїнського масиву, які наведено вище. В зоні транс-регіонального тектонічного шва отримано підвищену ($+0,04 \text{ г/см}^3$) щільність порід, які склали цю зону (потужністю до 2 км) від поверхні М до межі K_2 . Цей шов полого здіймається від розподілу Мохо у місці перетинання її Кіровоградським розломом до межі K_2 та фіксується серією окремих розломів.

Досить цікава морфологія поверхні K_2 . Уздовж ГТ IV та ГСЗ XXIV вона має вигнуту донизу форму із глибинами залягання від 14 до 15 км (над тектонічним швом). Таким чином, її форма протилежна формі поверхні базальтового шару під Новоукраїнським масивом. На північ від Суботівсько-Мошоринської зони земна кора характеризується здійсненням межі K_2 до глибини 10 км, зменшенням потужності шару порід пониженої щільності та шаруватим заляганням порід, що характерно для глибинного розрізу Корсунь-Новомиргородського плутону. Тут (ПК 130-140 ГСЗ-XXIV), на глибинах 3—9 км, також вирізняє безградієнтну зону постійної щільності ($2,75 \text{ г/см}^3$), яка, за даними щільнісної моделі, більш за все відповідає анортозитам Корсунь-Новомиргородського плутону.

У гравітаційній моделі підтверджено Марківський надвиг, визначений за геологічними даними, по якому приповерхневі породи разом із Первомайським розломом переміщені у східному напрямку. Тут звертає на себе увагу той факт, що щільність порід навіть на поверхні фундаменту набагато вища, ніж в Кіровоградському орогені.

Таким чином, вздовж ГТ IV та ГСЗ XXIV отримано детальніші гравітаційні моделі, ніж це було зроблено раніше. До того ж, на відміну від моделей інших дослідників [23, 24], вони обчислені у тривимірному варіанті з урахуванням градієнтно-шаруватого розподілу щільності в земній корі й параметризацією нижньої частини земної кори та верхньої мантиї за сучасними експериментальними даними.

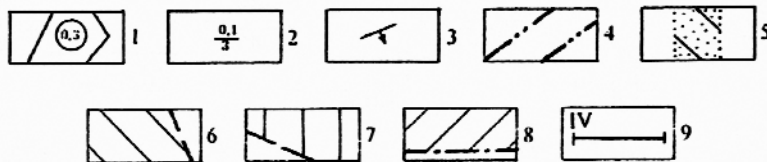
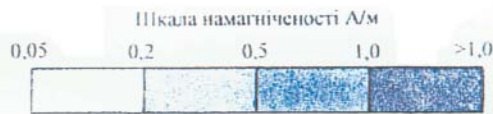
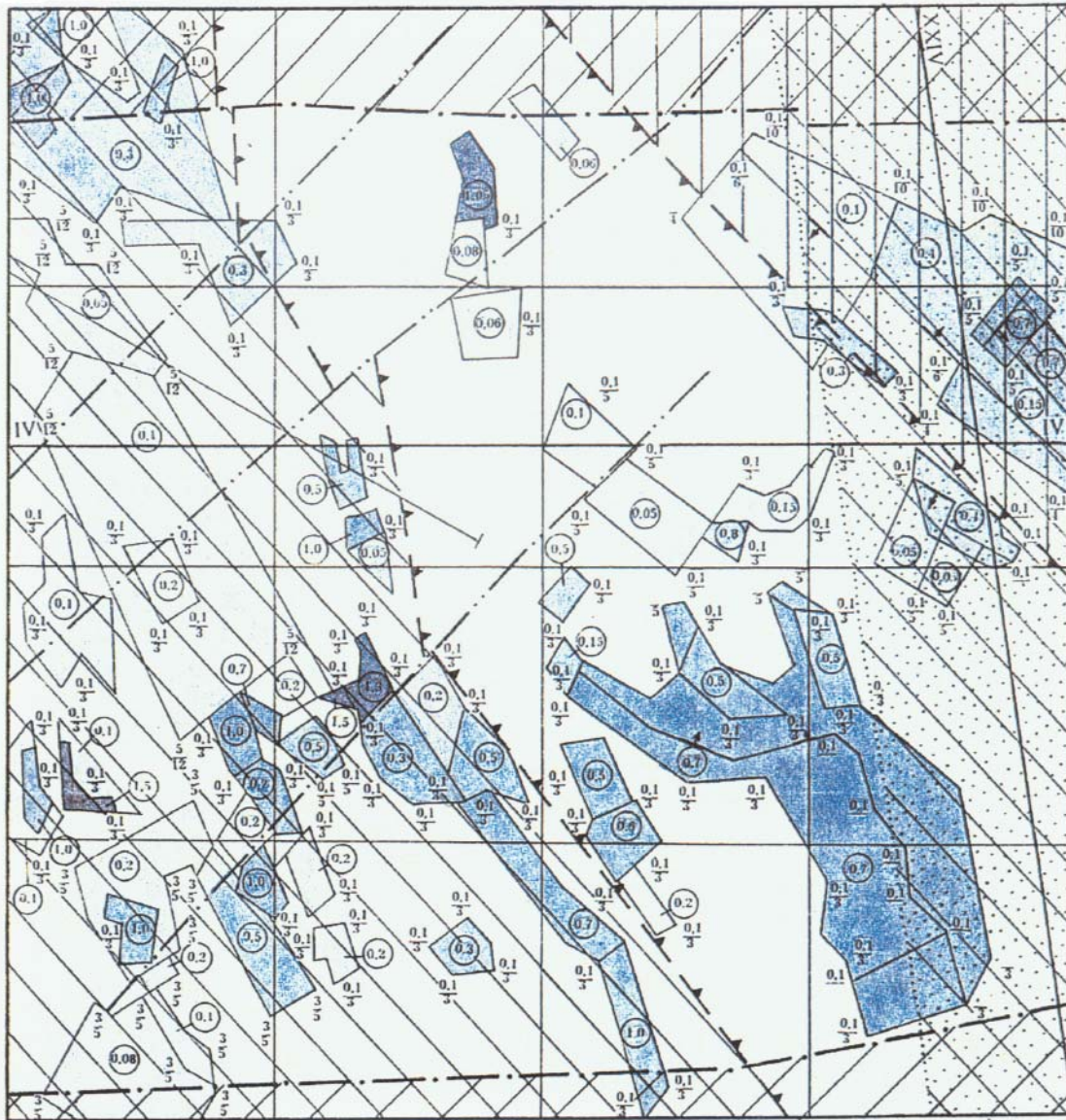
СПІВВІДНОШЕННЯ ПРИПОВЕРХНЕВОЇ ТА ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЗЕМНОЇ КОРИ

Для визначення співвідношення приповерхневої та глибинної будови земної кори було розроблено тривимірну магнітну модель верхньої її частини (рис. 19), якій передувало складання морфо-кінематичної схеми розломної тектоніки аркуша та складання класифікації розломів. Внаслідок цього було вирізняє кілька систем розломів, простежених за межами аркуша (рис. 18). Як бачимо, зафіксовано п'ять головних систем розломів: широтну, трансрегіонального тектонічного шва, Первомайського розлому, лінеаменту "Г" північно-східного простягання та розломів північно-західного простягання, які мають різну природу.

Для території аркуша характерною ознакою є наявність наскрізних широтних зон розломів. Найбільшими з них є Суботівсько-Мошоринська та Любоіванівська зони. За геофізичними даними та даними польових досліджень, по цих зонах передбачаються, відповідно, правий та лівий здвиги. Вони обмежують Центральнуукраїнську зону лінеаментів (6, 16), яка, за даними С.М. Бистревської [3], належить до рудоконцентруючої структури.

Серед субмеридіональних порушень вирізняють головним чином розломи майже меридіонального простягання крутого східного падіння, які фрагментарно картуються у східній частині аркуша і складають єдину систему тектонічного шва, в яку входить і Кіровоградський розлом. Відмітимо, що цей шов, як і система у цілому, чітко простежується лише під Новоукраїнським масивом (до межі K_2). На поверхні фундаменту йому відповідає Новомиргородський розлом з невстановленою морфологією. В західній частині аркуша субмеридіональні розломи належать до системи Первомайського глибинного розлому східного падіння і поділяють Братську підзону на пакет тектонічних пластин східної вергентності. Їх морфологія змінюється при наближенні до широтної Любо-Іванівської зони, де простежуються підвороти їх на схід, відповідно до системи лівостороннього здвигу. На сході система Первомайського глибинного розлому обмежена Звенигородсько-Ганнівською зоною, яка утворює з оперяючими розломами систему типу "кінський хвіст". Сам же Первомайський розлом два рази порушений у розрізі кори і не має безпосереднього зв'язку з мантиєю.

Літосферному лінеаменту "Г" відповідає північно-східна система розломів, завширшки 100 км. На по-



Умовні позначення:

1 — контури тіл та їх намагніченість (цифри в кільці) — А/м; 2 — глибини залягання верхніх (чисельник) та нижніх (знаменник) країв намагніченості тіл; 3 — напрямки падіння границь тіл; 4—8 — системи розломів: 4 — лінеаменту "Г"; 5 — трансрегіонального тектонічного шва; 6 — Первомайського розлому; 7 — розломів північно-західного напрямку; 8 — наскрізних широтних розломів; 9 — профілі ГСЗ

Рис. 19. Тривимірна магнітна модель гранітного шару

верхні докембрійського фундаменту території аркуша він відображений Глodosько-Адабаською зоною тектоно—магматичної активізації, яка чітко виражена в межах Новоукраїнського масиву, а в межах Братської підзони - фрагментарно. Однак ця зона має ключове значення: вона поділяє територію аркуша на північно-західну та південно-східну частини, які різко відрізняються в металогенічному відношенні.

Особливе значення для структури території мають північно-західні розломи, ортоганальні до лінеamentу "Г", які з південного сходу від нього простежуються наче парні розломи, а далі, на північний захід, — як поодинокі. Ці системи відіграють різну роль у структурі кори вивченої території: Оникіїво-Лозуватська зона проявлена як накладена зона тектоно-метасоматичної активізації, в той час як Новопавлівський та Воронівський розломи обмежують із північного сходу зону алохтонів Братської системи. У межах Новоукраїнського масиву Воронівський північно-західний глибинний підкид поділяє цей масив на південну та північну частини. В межах першої породи масиву східчасто насунуті на утворення нижнього структурного поверху.

Система трансрегіонального тектонічного шва на території аркуша не перебудовує верхньої частини кори, але далі, на схід від Кіровоградського розлому, такі зміни існують.

Тривимірну магнітну модель верхньої частини кори було складено на основі "Карти аномального магнітного поля масштабу 1:200 000", попередньо зведеної до єдиного рівня відносності. Отримане поле було використано для вивчення морфології та глибини залягання нижніх країв магнітних утворень. Для складання тривимірної моделі для окремих аномалій було оцінено значення намагніченості, глибин до нижніх країв, а також кути падіння джерел аномалій. Ці дані уточнено у процесі тривимірного моделювання за програмою В.М. Завойського [14]. Отримана модель свідчить, що намагніченість порід, які збудують аномалії, змінюється від 0,05 до 1,00 А/м, а глибини до нижніх країв не перевищують 12 км у Братській підзоні та 10 км на північному сході в Оникіїво-Лозуватській зоні, де джерела аномалій, імовірно, зв'язані із зонами розвитку метасоматозу.

У деяких випадках спостерігаються тіла, які не виходять на поверхню фундаменту. Наприклад, в нижній частині Липнязького колізійного масиву з інтенсивністю 0,1 А/м, де аномальний об'єкт складено ендербітами, тектонічно виведеними на рівень 4-6 км, а також тіло монцогранітів та монцонітів у південно-східній частині Новоукраїнського масиву, відслонених на поверхні фундаменту лише як невеликі тіла, але які у північно-східному напрямку занурюються до глибини 3 км, формуючи єдиний масив. У цілому магнітна модель верхньої частини кори відповідає структурному плану докембрію та основним системам розломів.

Зіставлення схеми глибинної будови кори, гравітаційної та магнітної моделей із геологічними даними дає можливість зробити такі висновки: значну роль у формуванні структури докембрію відіграють системи розломів великих лінеamentів різної глибинності й у зв'язку з цим з різним впливом на особливості докембрійського фундаменту. Система лінеamentу "Г" — це, ймовірно, зона підвищеної проникності літосфери і тому є рудоконтролюючою. Трансрегіональний тектонічний шов, що трасується в осьових частинах Новоукраїнського масиву та Корсунь-Новомиргородського плутону, головним чином може бути каналом, що підводить магматичні утворення основного складу. Так, у вузлі перетину цього шва з розломами системи лінеamentу "Г" та з Суботівсько-Мошоринською зоною вирізняються габроїди Корсунь-Новомиргородського плутону, а базальні горизонти монцогаброїдів Новоукраїнського масиву перекривають цей шов. Систему трансрегіонального шва можна розглядати також як ту, що контролює осередково-купольні структури: Великовисківську, Рівненську та Юр'ївську. Решта належить до вузлів перетинання зони шва з північно-західними та широтними розломами.

Найскладніший взаємозв'язок приповерхневої та глибинної будови земної кори простежується в західній та північно-західній частинах досліджуваної території. На захід від Помічниського глибинного підкиду середня та верхня частини земної кори є алохтоном, який насунутий на захід по глибинному зриву. Ця алохтонна будова ускладнена Марківським надвигом, уздовж якого діоритовий шар насунуто на гранітний, що викликає безпосередній зв'язок приповерхневих та глибинних структур. Таким чином, тут кора формувалась принаймні в два етапи, які зв'язані з різними знаками переміщення окремих блоків кори. Можливо також, що низка структурних неузгоджень між верхнім і нижнім поверхами кори належить до горизонту K_2 саме у західній приконтактній зоні Новоукраїнського масиву.

У будові Новоукраїнського масиву, досить докладно вивченого сейсмічними методами та гравітаційним моделюванням, спостерігається розшарування з різними щільнісними характеристиками. У центральній частині масиву його нижня межа, яка подібна до відбиваного горизонту K_2 , і покривля базальтового шару утворюють "антиформу". Тут же, в зоні трансрегіонального тектонічного шва, зафіксовано локальне підвищення основності кори, хоча практично на всій території аркуша в її розрізі, як наведено вище, переважає діоритовий шар.

У цілому для регіону характерні насунві переміщення, що були спрямовані зі сходу на захід та з північного сходу на південний захід. Загальна шаруватість земної кори ускладнена вторинними фізичними неоднорідностями, що могло бути зумовлено багатоетапністю її формування.

ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

У геологічному літопису дослідженої території, як і всього Українського щита, досить чітко вирізняють два етапи: фанерозойський та криптозойський. Вони відрізняються тектонічним режимом та характером усіх геологічних процесів, а саме: накопичування малопотужних осадових товщ фанерозою відбувалося в умовах платформних коливальних рухів, а для криптозою характерна часта зміна тектонічних режимів та широке проявлення магматичних процесів.

КРИПТОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

Охоплює архейський та протерозойський акрони, протягом яких відбувалося становлення континентальної кори. Еволюція земної кори у криптозої мала поступово циклічний характер: періоди високої тектоно-магматичної активності чергувалися з періодами порівняного спокою [42], квазікратонним станом. У цілому йшла перебудова океанічної кори в перехідну, а перехідної в континентальну.

У докембрійській історії розвитку земної кори УЩ вирізняють шість епох тектогенезу, які за обсягом відповідають тектоно-магматичним циклам, а саме: дністровську, азовську, дніпровську, бузьку, саксаганську, волинську. Але не всі з них проявилися на досліджуваній території. Якщо вони відсутні на території аркуша, їх часові межі надано за "Геохронологічною шкалою докембрію Українського щита" [41].

Палеоархей (дністровій). Дністровська епоха тектогенезу проявилася, наймовіріше, в часовому інтервалі 3650÷3400 млн. років. Це була епоха первинної консолідації літосфери. Очевидно, раніше 3650 млн. років тому відбулося накопичення потужних вулканогенно-осадових товщ дністровсько-бузької серії в палеозонах грануліт-базитового фундаменту (нижній структурний поверх). На рубежі 3650 млн. років ці товщі були інтродовані прадавніми ультрабазитами сабарівського комплексу, до якого на території аркуша належать скандієносні ультрабазити. На рівні 3400 млн. років дністровська епоха тектогенезу завершилась становленням тоналіт-ендербітових комплексів. Це був перший етап кратонізації первинної земної кори. Характерною особливістю дністровського тектоно-магматичного циклу є його незавершеність: кратонізація зупинилась на стадії становлення кори перехідного типу.

Мезоархей (азовій). Продуктів азовської епохи тектогенезу на території аркуша не виявлено, в зв'язку з цим можна стверджувати, що в інтервалі часу 3400÷3200 млн. років ця площа УЩ перебувала у квазікратонному стані.

Ноархей (дніпровій). До нього належать дніпровська та бузька епохи тектогенезу, проявлені на суміжних територіях у межах Середньопридніпровської та Одесько-Білоцерківської СФЗ. На досліджуваній площі встановлено лише один комплекс-показник завершальної стадії бузької епохи. До нього віднесено тетіївський тоналіт-плагіогранітний комплекс, проявлений в Ятранській підзоні Одесько-Білоцерківської СФЗ та в Братській тектонічній підзоні Інгуло-Інгулецької СФЗ. Вищезазначений комплекс утворився на межі 2600 млн. років, внаслідок палінгенно-метасоматичної перебудови ранньоархейських грануліт-базитових комплексів нижнього структурного поверху, у зв'язку "із закриттям" та субдукцією Голованівської палеоокеанічної зони [8] під Сарматський еократон.

Ранній протерозой або палеопротерозой (криворіжій). Криворізький тектоно-магматичний цикл у повному обсязі проявився в межах Інгуло-Інгулецької СФЗ у часовому інтервалі 2600÷2000 млн. років і відповідає саксаганській епосі тектогенезу (О.П. Сторожук та ін., 1997). Вулканогенно-осадові утворення інгуло-інгулецької серії за складом відповідають структурно-речовинним комплексам крайових морів, що формувалися в часовому інтервалі 2600÷2500 млн. років. При цьому рифтогенні комплекси у складі нерозчленованої базит-гіпербазитової, андезит-базальтової та чорносланцевої формацій (кам'янокостоватська світа) цілком закономірно перекриваються теригенними відкладами залишкового флішоїдного басейну (рощахівська світа, флішоїдна формація). Відмінною рисою цього часу є глобальне залізонакопичення (за межами аркуша) та утворення стратиформних колчеданно-поліметалічних проявлень у зв'язку із флішоїдними товщами Братської підзони.

На часовому рівні 2500 млн. років, унаслідок колізії, крайове, море та залишковий флішоїдний басейн припинили своє існування у зв'язку із формуванням Братської акреційної призми на місці палеозони континентальної "А"-субдукції. З цим процесом пов'язано накопичення золота в контрастних формаціях зон підсуву. Синхронно з цим процесом у палеозоні глибинного скупчення відбулося формування S-гранітів ранньої колізії (побузький комплекс).

Значні підсуви грануліт-базитового фундаменту під Кіровоградську мікроплиту привели до його селективного плавлення і утворення у віковій межі 2450÷2100 млн. років інтрузій монцодіоритової магми (новоукраїнський комплекс) в умовах активнокраїнного геодинамічного режиму. Породи новоукраїнського комплексу справді є диференціантами монцодіоритової магми і з їх укоріненням пов'язаний другий етап накопичення золота у флішоїдних товщах зон екзоконтактів масивів. Подальше нарощування колізії приводить до утворення Кіровоградського орогенного поясу в межах Інгуло-Інгулецької СФЗ.

Максимально колізія та орогенез проявились у віковій межі 2100-2000 млн. років утворенням ультраметаморфічних гранітоїдів кіровоградського комплексу. З цими процесами пов'язаний новий етап накопичення золота, у зв'язку з ремобілізацією та відгананням рудних флюїдів на периферію осередково-купольних структур, а також їх міграцією до верхніх поверхів земної кори по зонах розломів, що відігравали роль потужних дренажних систем.

Природно припустити, і це підтверджується термо-ізохронним датуванням (І.М. Панкратов, 1995), що орогенні процеси згасали поступово до межі 1800 млн. років. Однак проявлення посторогенних процесів належать вже до клесівського тектоно-магматичного циклу.

Середній протерозой (клесівій). У клесівську епоху тектогенезу досліджувана територія ввійшла в епікратонний стан, тому в якійсь мірі активні тектонічні процеси відбувалися лише в зонах тектонічної та тектоно-метасоматичної активізації, а також склепінно-брилових магматогенних піднять в умовах посторогенного геодинамічного режиму.

До вікової межі 2000-1900 млн. років належать формування у зонах тектоно-метасоматичної активізації та суміжних структурах рідкіснометальних альбітитів, рідкіснометально-рідкісноземельних метасоматитів та літієносних пегматитів. Однак формування у цих альбітитах уранової мінералізації відстає за віком від утворення вмісних альбітитів. Вік утворення уранініту, за даними Д.М. Щербака [36, 38], — 1810-1835 млн. років. Можливо, до рубежу 1800 млн. років належить і максимальне проявлення золоторудної мінералізації у межах зон тектоно-метасоматичної активізації. Це, певно, найпродуктивніша епоха накопичення та реоморфічного збагачення золотого зруденіння.

Завершення клесівського тектоно-магматичного циклу знаменується становленням на рубежі 1750 млн. років [37, 39] Корсунь-Новомиргородського складного плутону у межах посторогенного склепінно-брилового підняття. До коростенського віку належать як формування в основних породах плутону сингенетичного ільменіт-апатитового зруденіння, так і вторинна активізація тектоно-магматичних процесів у накладених зонах розломів, з якою пов'язана завершальна епоха накопичення та реоморфічного збагачення золото-рідкіснометального зруденіння.

Становлення Корсунь-Новомиргородського плутону та синхронне з ним за віком укорінення в консолідовану кору порід дайкового комплексу означає, що на дослідженій території в кінці середнього протерозою остаточно встановився платформний режим і надалі земна кора перебувала у кратонному стані.

ФАНЕРОЗОЙСЬКИЙ ЕТАП

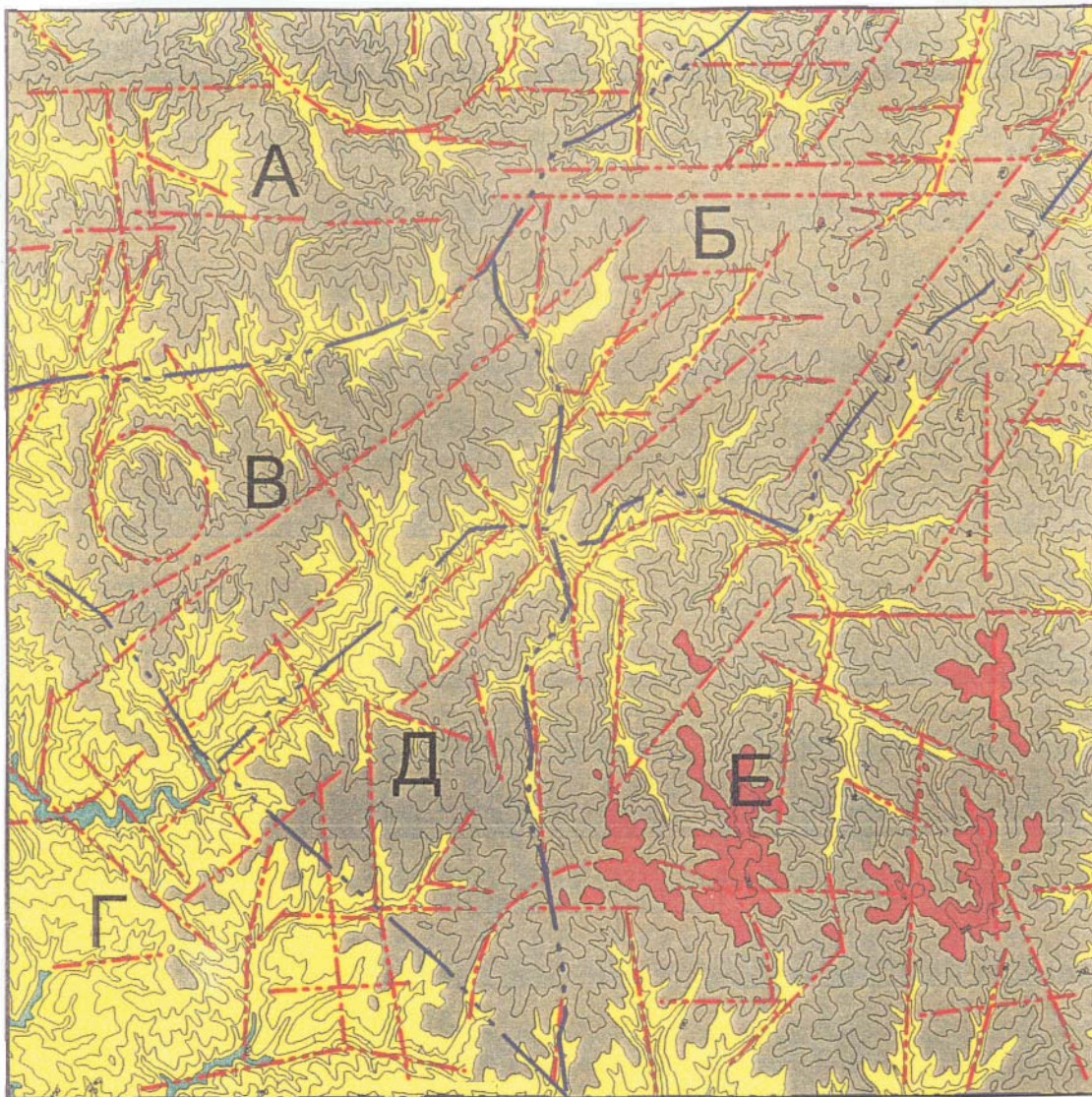
Охоплює палеозойську, мезозойську та кайнозойську ери, протягом яких на фоні малопотужних епейрогенічних коливальних рухів поверхні кристалічного фундаменту відбувалося накопичення кір вивітрювання та палеогенових, неогенових й антропогенових осадків.

Є всі підстави припустити, що у палеозої (епоха герцинського тектогенезу) відбулася активізація розломних зон, в зв'язку із закладенням Дніпровсько-Донецького авлакогену. Наймовірніше, що час активізації був синхронним з процесами рифтоутворення та вулканізму в ДДЗ. І це припущення підтверджується наявністю у межах Новоукраїнського масиву проявленням лампрофірового вулканізму за віком 300-270 млн. років (40) у Рівненській та Великописківській структурах.

У палеозойській та мезозойській ерах територія аркуша представляла собою сушу, на якій відбувалися процеси денудації й вивітрювання кристалічного фундаменту і формування профілю кори вивітрювання. Найінтенсивніше вони проявилися в мезозої в умовах аридного клімату. У крейдяний період територія занурюється під рівень моря (10).

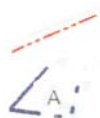
У палеоценову епоху описувана територія аркуша знову була виведена на рівень базису ерозії, внаслідок чого крейдяні породи повністю знищено. У перевідкладеному стані вони збереглися лише в товщі брекчієвидних порід на північному сході. В бучацький вік починається нове опускання території, внаслідок чого в поширених заболочуваних палеодолинах відкладаються озерно-болотні та річкові осади бучацької серії, накопичуються прошарки бурого вугілля. В київський вік територія знову занурюється під рівень моря. Прибережно-морський режим осадонакопичення зберігається до берекського віку. В берекський вік відбулося обміління палеогенового моря з утворенням лагун та озер, розділених ділянками низинної суші. У лагунах та озерах прибережно-морських рівнин відбулося осадонакопичення піщаних та піщано-глинистих товщ новопетрівського та сарматського віку. У понті місцевість представляла собою низинну прибережно-алювіальну рівнину, на якій накопичувалися піщано-глинисті, часом строкаті товщі. В кімерії відбулося деяке підвищення рівнини, на якій накопичувалися субаеральні товщі строкатих глин та (на південному заході території) товщі строкатих пісків алювіальних рівнин. Наприкінці акчагильського віку формується підвищена рівнина, на якій накопичуються товщі червоно-бурих глин.

Протягом від пізньокрейдяної епохи до пізньопліоценового часу територія аркуша була охоплена досить інтенсивними, хоча і малоамплітудними коливальними рухами в умовах дрібноблокової тектоніки.



5 4 3 2 1 0 5 10 15 км

Умовні позначення:



Спрямлені та дуговидні форми та комплекси форм



Межі районів, що мають суттєво відмінний характер вододільного рельєфу



Висота поверхні від 80 до 100 м



Висота поверхні від 100 до 180 м



Висота поверхні від 180 до 240 м



Висота поверхні більше 240 м



Ізолінії сучасного рельєфу (через 10 і 20 м)

Рис. 20. Карта гіпсометрії сучасного рельєфу з районуванням за особливостями вододільних ділянок

Інтенсивність їх, максимальна у палеогені та міоцені, досить різко затухає наприкінці пліоцену. Це дає підставу віднести цей період активізації до епохи альпійського тектогенезу. Тектонічні рухи в четвертинний період мали в якійсь мірі рівномірний характер, відбувалося утворення поїм, ерозійна діяльність та інші процеси, які формували сучасний рельєф на фоні поступового підвищення базису ерозії. Цікаво, що сучасні вододіли орієнтовані вздовж ортогональної системи докембрійських зон розломів.

ГЕОМОРФОЛОГІЯ

Територія Новоукраїнського аркуша в морфоструктурному відношенні є частиною Східноєвропейської платформи і належить до цокольної підвищеної рівнини Українського щита, зокрема Волино-Подільського та Центрального її геоморфологічних рівнів (32).

Терени мають виразний структурно-блоковий характер, який простежується у геологічній будові, а також у сучасному рельєфі. Конфігурація річкової мережі має велику кількість спрямованих ділянок різної орієнтації — субширотної, субмеридіональної та декількох різновидів діагональної (рис. 20). Ці лінійні форми прослідковуються не лише за окремими спрямованими долинами водотоків, а й за верхівками та межами вододілів тощо. Польові дослідження підтвердили відповідність цих лінійних форм рельєфу лінеаментним розломним утворенням, що розділяють блоки земної кори різного рангу і різної інтенсивності тектонічних рухів. На нерівномірність тектонічного режиму право- і лівобережних ділянок багатьох долин указує різна конфігурація правобережної та лівобережної частин терасового рельєфу водотоків. Таке явище має досить значне поширення на цій території і описано науковцями у більшості праць, що стосується досліджених долин річок (Сухий Ташлик, Чорний Ташлик) та балок.

За загальною конфігурацією річкової системи та вододільних ділянок простежується переважання лінійних форм північно-східної, субширотної та субмеридіональної орієнтації. Окремі комплекси лінійних форм однієї орієнтації досить добре корелюються з тектонічними зонами, визначеними за геологічними та геофізичними даними. Загальний напрям долини Чорного Ташлика, його правобережні та південно-східні вододіли утворюють широку смугу, у межах якої переважають геоморфологічні елементи діагонального північно-східного напрямку. Ця ділянка у цілому збігається з лінеаментом "Г" В.Б. Сологуба [33] та із Глодосько-Адабаською тектоно-метасоматичною зоною. Описана ділянка збігається також із межею лісостепової та степової ландшафтних зон. Уздовж північної межі аркуша вододільні ділянки та водотоки певних порядків утворюють смугу з переважанням елементів рельєфу широтної орієнтації, яка збігається із Суботсько-Мошоринською тектонічною зоною. Аналогічна широтна орієнтація спостерігається і на південній межі аркуша, де ця ділянка відповідає Любо-Іванівській тектонічній зоні. Уздовж східної межі аркуша вододіли та великі водотоки утворюють смугу меридіональної орієнтації, яка добре співвідноситься із трансрегіональним тектонічним швом Херсон-Смоленськ. На північно-західній та меншою мірою на центрально-східній ділянках території окремі долини річок мають виразну кільцеву конфігурацію. Діаметр кільцевих структур змінюється від п'яти до двадцяти і більше кілометрів.

За характером макрорельєфу вододільних ділянок територія аркуша досить виразно поділяється на шість великих ділянок (рис. 20): А — пагорбовидну середньовисотну (на північному заході), Б — платовидну високу (у північно-східній частині), В — платовидну середньовисотну центрально-західну, Г — пагорбовидну низьку (на крайньому південному заході), Д — платовидну низьку (центрально-південна частина), Е — пагорбовидну високу (на південному сході). Не виключено, що ділянка "Г" належить до морфологічної структури вищого рангу. Кожна з наведених ділянок не є однорідною і поділяється за характером вододільного мезорельєфу на дві—три геоморфологічні структури меншого рангу.

У морфоскульптурному плані територія аркуша належить до лесових рівнин позальодовикової області і розміщена у межах Правобережної височини. Комплекс акумулятивних форм рельєфу складений із поверхні порівняно малопотужними елювіально-еоловими та елювіально-делювіальними лесовими породами, поверхня яких дуже розчленована під дією ерозійних процесів, часто до кристалічного фундаменту [32].

Наявні водотоки та балки створили досить широкий алювіальний і балковий терасовий рельєф, який становить приблизно від 5—10 % до 30—40 % загальної площі ділянок. Дані досліджень розрізів балкових терас, один з яких наведено на рис. 21, доводять відсутність принципової відмінності їх будови від річкових. Тераси річок і особливо балок згладжені денудаційними та акумулятивними процесами і морфологічно виражені не як східці з горизонтальними площадками, а як низка спрямованих ділянок поперечного профілю, кожна з яких відрізняється кутом нахилу до русла і відділена від сусідніх перегином.

Під час геоморфологічних спостережень різновікових терас водотоків різної водності (у тому числі тимчасових) на окремих ділянках площі були виявлені такі закономірності залежності морфологічної виразності флювіальних терас від різних чинників: 1) більша водність водотоку зумовлює більшу морфологічну виразність флювіальних терас; 2) більша потужність четвертинного покриву зумовлює меншу морфологічну виразність терас. Ці чинники незалежні один від одного.

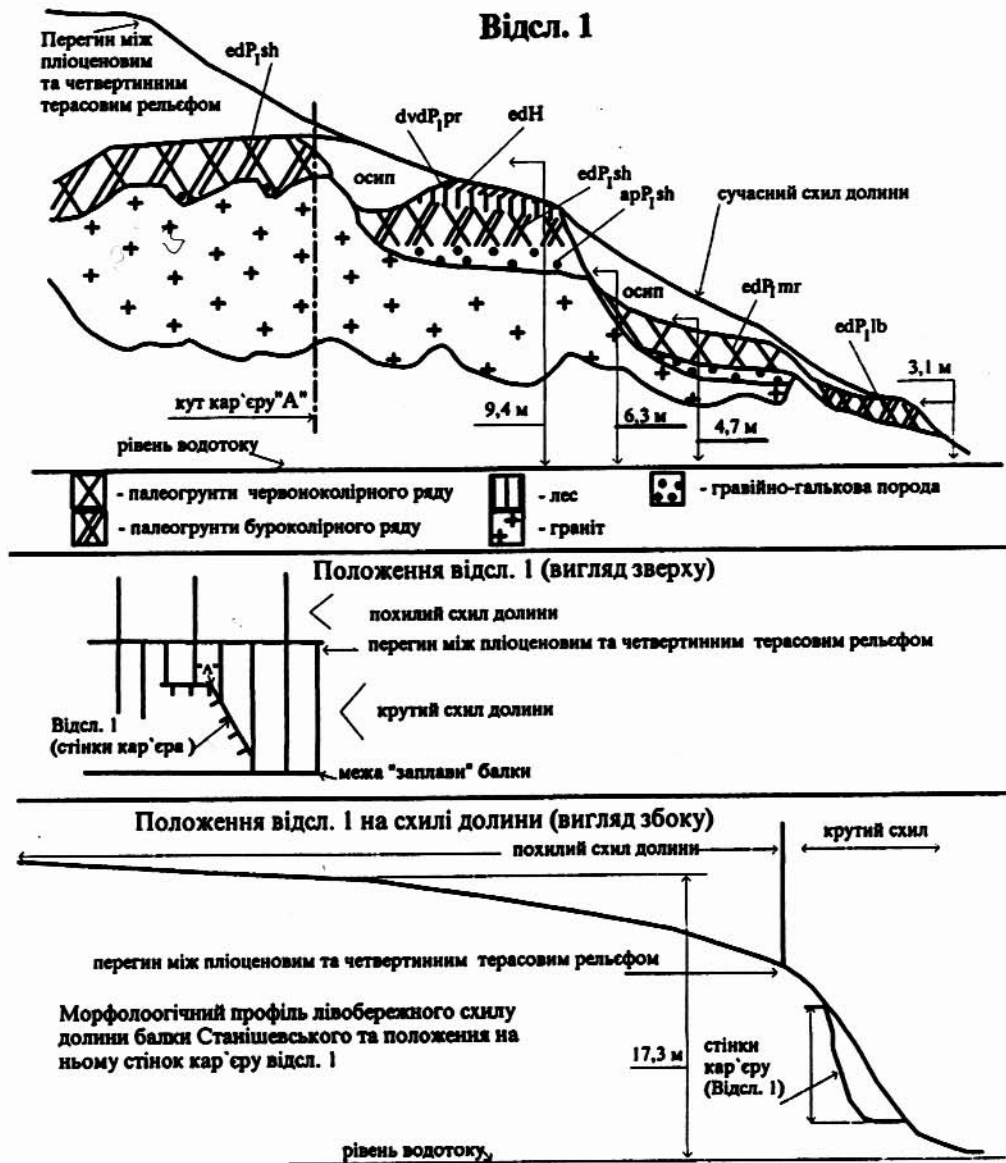


Рис. 21. Будава та геоморфологічне положення відслонення 1

Найдавніша з виявлених пізньокайнозойських алювіальних терас визначена як знаменська (кар'єр південно-західніше с. Володимирівка). Пліоценові тераси відслонюються досить рідко, але їх наявність добре фіксується за перегинами схилу долин річок. Четвертинні тераси морфологічно не дуже виразні, та здебільшого їх виразність достатня для геоморфологічного обґрунтування. Розрізи четвертинних терас трапляються досить часто, головним чином завдяки кар'єрам місцевого значення, що розміщені у межах крутосхилих ділянок долин.

Характер нахилу сходин пліоценових терас, як правило, суттєво відрізняється від четвертинних. На більшій частині території комплекс четвертинних терас утворює крутосхилу (нижню) частину долини. Пліоценові тераси у більшості випадків відокремлені від четвертинних різким перегином. Наведений рисунок відслонення 1 (рис. 21) та його геоморфологічного положення на схилі долини балки Станішевського (схил власне є терасовим рельєфом) ілюструє долину з перегином між четвертинним та пліоценовим терасовим рельєфом і дає обґрунтування четвертинного віку верхньої крутосхилої частини пізньокайнозойського терасового рельєфу. Вік першої зверху тераси крутосхилої частини долини визначений за низкою розрізів як крижанівсько-іллівський, що відповідає віку десятої тераси. Четвертинний вік нижньої крутосхилої частини терасового рельєфу підтверджується також багатьма розрізами інших районів, долин річок і малих та тимчасових водотоків.

На "Геоморфологічній карті-схемі" для більшої частини території виділені крутосхилі ділянки відображають саме четвертинний терасовий рельєф.

Конфігурація крутосхилого четвертинного терасового рельєфу на різних територіях набуває двох різновидів — каньйоновидного та спрямленого (слабоувігнутого). На окремих ділянках четвертинний

терасовий комплекс утворює каньйоноподібне урвище (долина р. Сухий Ташлик у районі сіл Володимирівка, Липняжка тощо), брівка якого розміщена приблизно на першій третині схилу (знизу) між тальвегом та перегином між пліоценовим та четвертинним терасовим рельєфом. Вік початку утворення згаданого каньйоноподібного урвища визначений за низкою розрізів як лубенський. Ділянки із спрямованим (або увігнутим) крутосхилим четвертинним терасовим рельєфом також досить поширені.

У південно-східній частині (с. Рівне та ін.) поперечна конфігурація пліоцен-четвертинного терасового рельєфу має увігнутий характер. Тут четвертинні тераси складають низинну долину, а пліоценові — досить крутий слабо терасований схил. Пліоценові тераси відділені від четвертинних чітким (увігнутим) перегином.

Для окремих ділянок річок характерна асиметричність поперечних профілів терасового рельєфу протилежних схилів долин. Це зумовлюється зміщенням русла у четвертинний час вправо або вліво (р. Чорний Ташлик у районі сіл Лиса Гора та Червона Поляна), різною потужністю глинисто-суглинистого покриву (р. Сухий Ташлик у районі сіл Липняжка та Скопіївка і р. Чорний Ташлик у районі сіл Лиса Гора, Любомирка, Новоолексіївка), різним тектонічним режимом протилежних схилів долини водотоку (р. Чорний Ташлик у районі с. Шутеньке).

На окремих ділянках північно-східної (с. Віссянівка), західно-центральної частини (с. Козакова Балка) існують терасові останці, вік яких визначений як крижанівський (еоплейстоцен) або берегівський (пізній пліоцен). Північно-східніше с. Лісове описаний невисокий (1,5—3 м) широкий (перші десятки метрів) цокольний терасовий останець, вік якого за геоморфологічними даними середньопліоценовий або ранньопліоценовий. Нижче за течією також спостерігаються дуже своєрідні форми рельєфу кристалічних порід у вигляді “стовпів” та “кам’яних баб” округлої форми.

Заплави більшості річок з випуклим терасовим рельєфом, широкі, низинні, через що нижня частина долин річок набуває “коритовидної” конфігурації. Менше поширення у межах аркуша мають інші різновиди заправ. Первинний характер заправ водотоків (не зміненого наявністю сучасних та спущених ставків) має велику первинну різноманітність — від порожистих (р. Мазниця) до заболочених (р. Кам’яна Костуватка).

Крім звичайних за просторовою конфігурацією ярів (кущовидних), існують також гиртотоподібні та деревовидно-цирковидні їх різновиди (с. Мануйлівка, Віссянівка та ін.).

На окремих ділянках долин великих річок набули великого поширення урвища, які утворилися внаслідок меандрування русел. Висота найвищих урвищ (с. Лиса Гора) сягає 24 м.

Форми рельєфу техногенного походження мають досить значне поширення. Найчастіше техногенні форми рельєфу пов’язані з великими та малими кар’єрами. Малі кар’єри здебільшого створені внаслідок будівництва дамб ставків. Ставкові дамби та пов’язані з ними акумулятивні поверхні вирівнювання (акваторії ставків) також слід віднести до форм рельєфу техногенного походження. Значне поширення техногенно зумовлених заправ, утворених внаслідок замулення ставків або поверхонь техногенно-озерних відкладів спущених ставків, є характерною особливістю долин більшості водотоків території Новоукраїнського аркуша. На вододільних ділянках трапляються кургани, а також насипи та виїмки, створені при побудові шляхопроводів.

Велику рельєфотвірну роль відіграє лесово-грунтовий четвертинний покрив. У межах долин більшості водотоків часто спостерігаються леси на одному схилі (так званий покривний терасовий рельєф) і повна їх відсутність на протилежному боці (цокольний терасовий рельєф). Аналогічне явище характерне і для глинистих пліоценових та еоплейстоценових відкладів. На окремих ділянках простежується повна відсутність глинистих та суглинистих відкладів з одного боку долини та наявність досить потужного (3—8 м) лесово-грунтового покриву на другому (протилежному). Нерідко нахил цоколю на схилах із різною потужністю лесів має однакову конфігурацію, що свідчить про однаковий тектонічний режим обох схилів. Зрідка, де відсутній глинисто-суглинистий покрив, утворюються смуги, завширшки 10—30 м, які перетинають долини водотоків, балок та терасових останців під різними кутами (с. Костувате). Часто суттєва зміна потужності лесово-грунтового покриву супроводжується зміною конфігурації поперечного профілю цокольного схилу долини.

За геоморфологічними ознаками неотектонічних рельєфотвірних режимів та обстановок досліджувана територія належить до успадкованих геодинамічних обстановок областей переважно односпрямованих рухів земної кори та нестійких брилових піднять, які переривалися періодами стабілізації тектонічних рухів. За неотектонічним районуванням ця територія є складовою області успадкованих помірних (150—200 м) переривчастих піднять Українського щита [29].

За геологічними та геоморфологічними даними, неотектонічний режим виділених морфоструктур відрізняється. Морфоструктура “А” зазнавала тектонічних піднять у палеогені, відносних опускань у неогені, піднять у плейстоцені та слабких відносних й абсолютних опускань у голоцені. Платовидні морфоструктури “Б”, “В” та “Д” мали подібний тектонічний режим — знакоперемінні тектонічні рухи з переважанням опускань у палеогені та неогені, піднять у плейстоцені та переважання відносних опускань у голоцені. Низька пагорбовидна морфоструктура “Г” зазнавала знакоперемінних тектонічних

рухів із переважанням слабких опускань у палеогені, переривчастих опускань у неогені, піднять у плейстоцені та відносного опускання у голоцені. Висока пагорбовидна морфоструктура "Е" характеризується досить інтенсивними переривчастими тектонічними підняттями у палеогені та неогені, призупиненням піднять у плейстоцені та підняттям у голоцені.

Неотектонічні рухи платовидної високої "Б" та пагорбовидної високої "Е" морфоструктур перебували у протифазі: у окремі етапи морфоструктура "Б" зазнавала тектонічного опускання, на що вказує наявність сарматських та новопетрівських відкладів переважно гідроморфних та субаквальних фацій; морфоструктура "Е" у цей час піднімалася, про що свідчить наявність безпосередньо допліоценових геоморфологічних і денудаційних рівнів. Морфоструктури "В", "Д" та певною мірою "Г" за цими ж ознаками аналогічні морфоструктурі "Б", але відрізняються інтенсивністю та амплітудою тектонічних рухів.

Аналіз перевищень поверхонь терас четвертинного й пліоценового терасового рельєфу водотоків різної водності (який у неотектонічному відношенні розглядається як послідовний запис інтенсивності тектонічних піднять) та його конфігурації дав змогу визначити головні тенденції пізньокайнозойського тектонічного режиму. У межах морфоструктур "А", "Б", "В", "Д", "Е" переважає випуклий терасовий рельєф (слабконахилений пліоценовий терасовий рельєф переходить у крутосхилий четвертинний), який свідчить про зміну відносного опускання (або слабого підняття) у пліоцені відносним підняттям (інтенсивним підняттям) у плейстоцені. Для великої частини площі морфоструктури "Г", а також окремих ділянок інших морфоструктур властиве переважання увігнутого терасового рельєфу — досить крутосхилого пліоценового та похило нахиленого четвертинного. Це свідчить, що такі морфоструктури знаходилися у протифазі до згаданих вище — відносно підняття у пліоцені тут змінилося відносним опусканням у плейстоцені.

Неоднорідність нахилу окремо пліоценового та четвертинного терасового рельєфу свідчить також про неоднорідність тектонічних рухів протягом цих етапів. Зокрема, урвища вищезгаданих каньйоновидних долин водотоків утворилися внаслідок порівняно інтенсивного тектонічного підняття цих ділянок (за даними польових досліджень) у лубенсько-бузький час. На інших ділянках, які зазнали у цей час відносного опускання, такі урвища відсутні й одновіковий терасовий рельєф заміщений спрямованим терасованим схилом. На таких ділянках долина річки набуває не "коритовидної", а "V"-подібної конфігурації поперечного профілю.

Заплави як індикатор тектонічних рухів у голоценовий етап свідчать про те, що тектонічні режими у плейстоцені й голоцені суттєво відрізнялися. Загальне інтенсивне підняття у плейстоцені (каньйоновидний або крутосхилий характер схилів долини), як правило, змінювалося у голоцені відносним опусканням (наявність широких заболочених заплав, які нерідко перекривають пізньоплейстоценові тераси). І навпаки, на ділянках із відносним опусканням у плейстоцені (слабконахилений четвертинний терасовий рельєф) змінюється досить інтенсивним підняттям у голоцені, про що свідчить наявність уступу між заплавою та давнішим терасовим рельєфом, а також велика кількість промоїн та інших молодих ерозійних форм рельєфу, що характерно, наприклад, для морфоструктури "Е". Таким чином, згадана протилежність тектонічних режимів у пліоцені та плейстоцені триває на цій території й у голоцені. Окремі геологічні та геоморфологічні дані свідчать про те, що межа між голоценовим і плейстоценовим тектонічними етапами розміщена не на початку голоценового етапу, а на початку останнього теплого пізньоплейстоценового етапу — дофінівського.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ

Геологічна будова описуваного району УЩ не сприяє накопиченню великих запасів підземних вод. Основним потенційним джерелом водопостачання для різнорідних споживачів є водоносний горизонт, що належить до тріщинуватої зони кристалічного фундаменту. Він є більш дослідженим. Горизонти підземних вод знаходяться у зоні активного водообміну, де формуються внаслідок інфільтрації атмосферних опадів слабомінералізовані води, переважно гідрокарбонатного та гідрокарбонатно-сульфатного складу.

Водопостачання населених пунктів змішане. Воно здійснюється як централізовано з допомогою водозаборів, так і окремими свердловинами та шахтними колодзями.

На території аркуша у вертикальному розрізі вирізнено шість водоносних горизонтів (11):

1. Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах.
2. Водоносний горизонт у нерозчленованих еолово-делювіальних четвертинних відкладах.
3. Водоносний горизонт у міоценових відкладах.
4. Водоносний горизонт у київсько-берекських відкладах палеогену.
5. Водоносний горизонт у бучацьких відкладах.
6. Води тріщинних зон докембрійських утворень та їх кори вивітрування.

До водоупорів належать товщі строкатих і червоно-бурих глин пліоцену та каолінітова кора вивіт-

рювання. Перший водоупор зумовлює наявність другого водоносного горизонту. Каолінітова кора вивітрювання не лише визначає наявність у фанерозойських товщах водоносних горизонтів, але й зумовлює виникнення напорності тріщинних вод фундаменту.

Живлення водоносних горизонтів відбувається внаслідок інфільтрації атмосферних опадів. За винятком шостого з них, останні мають другорядну роль і не рекомендуються для створення великих водозаборів.

Водоносний горизонт у сучасних алювіальних відкладах поширений у заплавах річок та балок. Вмісні породи мають невисокі фільтраційні властивості. Коефіцієнт фільтрації, як правило, не перевищує 1,5 м на добу. Потужність горизонту змінюється від 1 до 5 м, рідко досягає 10 м; водовіддача низька. Він експлуатується шахтними колодзями з добовим відбором від 1 до 40 м³. Вода прозора, гідрокарбонатна та гідрокарбонатно-сульфатна з порівняно строкатим катіонним складом. Мінералізація не перевищує 0,5 г/л, загальна жорсткість 7,03—7,05 мг-екв. Реакція вод слаболужна й подібна до нейтральної, рН — від 7 до 7,5. Великий вміст нітратів та нітритів амонію є свідченням їх поверхневого забруднення. Водоносний горизонт має місцеве значення.

Водоносний горизонт у нерозчленованих еолово-делювіальних четвертинних відкладах поширений на вододільних ділянках лесового плато і залягає на першому водоупорі — товщі червоно-бурих та строкатих глин. У зоні дренажного впливу сучасної гідрографічної гідромережі його немає. Потужність горизонту у лесовидних суглинках та лесах рідко досягає 15 м (у середньому 5—6 м). Коефіцієнт фільтрації не перевищує 1 м на добу. Вміщує ґрунтові води, глибина залягання яких від 0,5 до 19 м. Водоносний горизонт експлуатується переважно шахтними колодзями з добовим водовідбором до 25 м³. Склад підземних вод гідрокарбонатний та гідрокарбонатно-сульфатний; загальна мінералізація до 0,3—0,7 г/л. Загальна жорсткість 4—9 мг-екв. Реакція вод слаболужна та лужна (рН — від 7,1 до 8,2). Наявність у водах колодязів нітратів та нітритів свідчить про поверхнєве забруднення. Вода експлуатується шахтними колодзями.

Водоносний горизонт у міоценових відкладах поширений переважно в північній частині аркуша, де вмісна товща складена пісками. Коефіцієнт фільтрації 3,0—3,4 м на добу. Загальна потужність — 10—15 м при коливаннях від 2—3 до 30 м. Відмічається повсюдний гідравлічний взаємозв'язок із четвертим, п'ятим та шостим водоносними горизонтами. Продуктивність експлуатаційних свердловин 0,14—0,43 л/с; питомий дебіт 0,09—0,25 л/сек. При неглибокому заляганні водоносний горизонт експлуатується колодзями з добовим водовідбором до 10 м³. Вода гідрокарбонатна, мінералізація 0,5 г/л, іноді 10 м³ при забрудненні нітратами та нітритами зростає до 1 г/л. Води жорсткі та помірно жорсткі (3—13,2 мг-екв). Реакція водного середовища слаболужна — рН — 7,2—7,7. Вплив розчинних солей урану — $5,7 \cdot 10^{-6}$ — $1,14 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Водоносний горизонт у київсько-берекських відкладах палеогену розміщений переважно на півночі аркуша. Горизонт складений пісками, коефіцієнт фільтрації яких від 0,01 до 15,2 метрів на добу. Води горизонту слабо напірні; дебїти свердловин змінюються від 0,12 л/сек при пониженні рівня на 17,5 м, до 2,2 л/сек при пониженні на 3,35 м; питомий дебіт — від 0,037 до 0,64 л/сек. Води гідрокарбонатні, кальцієво-натрові та натрово-кальцієві; мінералізація — 0,4—0,7 г/л, жорсткість — 4,3—13,4 мг-екв., реакція слаболужна (рН — 7,2—7,7), окислення — 3,5 мг/л. Горизонт схильний до забруднення внаслідок переливу з вищих водоносних горизонтів.

Водоносний горизонт у буцацьких відкладах залягає на обводнених кристалічних породах та їх корі вивітрювання; потужність горизонту — 7—15 м. Гідравлічно зв'язаний із горизонтами, які залягають вище та нижче. Води напірні, величина напору — 12—27 м. Дебіт — 0,33 л/сек., при пониженні 9,8 м і 1,57 л/сек при пониженні 5,5 м. Питомий дебіт — 0,033—0,28 л/сек. Вода прісна, прозора, гідрокарбонатно-сульфатна натрієво-кальцієвого типу з мінералізацією 0,6 г/л. Величина жорсткості — 5,31—7,05 мг-екв., реакція слаболужна (рН — 7,4). Годиться для питтєвого водопостачання дрібних підприємств та населених пунктів.

Водоносний горизонт тріщинних зон докембрійських утворень є основним. Продуктивність свердловин — від 0,055 до 1,95 л/сек., при пониженні рівнів на 75,8 і 90 м; питомий дебіт — від 0,0006 до 0,022 л/сек. У тріщинних зонах дебіт свердловин зростає до 5,3—6,2 л/сек, а питомий дебіт — до 0,4—0,74 л/сек. За хімічним складом води — гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатні; мінералізація змінюється від 0,3 до 1 г/л з тенденцією збільшення на південь. Води жорсткі та дуже жорсткі (5—15 мг-екв.), окислення — 1—6 мг/л, реакція слаболужна (рН — 7,1—8). Води цього горизонту мають першорядне значення і є основним потенційним джерелом водопостачання.

Водоносні горизонти в четвертинних відкладах незахищені й зазнають комплексного забруднення. До умовно захищених належать третій—шостий водоносні горизонти на ділянках їх перекриття водоупорами.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Більшість виявлених на території аркуша родовищ та проявів корисних копалин належить до докембрійського кристалічного фундаменту та кори вивітрювання, значно менша частина — до фанерозойського чохла і лише окремі — до четвертинних відкладів.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ДОКЕМБРІЙСЬКОГО ФУНДАМЕНТУ ТА КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ

МЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Чорні метали

Залізо. Прояви заліза виявлено у південно-західній частині аркуша (Ф.В. Труцько, 1974; Г.А. Шварц, 1970)*. Рудні тіла — прошарки ніздрюватих, рідко щільних гетит-гідрогетитових порід, інколи із тонким вкрапленням піриту, які розміщені серед кори вивітрювання амфіболітів чи піроксенлістних гнейсів і сланців кам'янокостоватської світи. Практичного значення не мають. Генетичний тип — залишковий. Рудна формація — залізорудна в корі вивітрювання. Основні параметри зруденіння надаються у дод. № 4 вище згаданої роботи (фонди ДГП "Геопрогноз").

Титан. У межах аркуша виявлено сім проявлень титану, пов'язаних із корою вивітрювання переважно основних порід новоукраїнського та корсунь-новомиргородського комплексів. Розміщення проявів обмежено передусім границями інтрузій такого складу. Рудні тіла розміщуються в каолініт-гідрослюдистій зоні кори вивітрювання й містять промислові концентрації ільменіту, часто лейкоксенованого, із підпорядкованою кількістю лейкоксену, рутилу та титаномagnetиту. Крім титанових мінералів, у рудних покладах трапляється апатит та циркон у концентраціях, що наближаються до промислових, вони можуть добуватися одночасно. Усі проявлення належать до залишкового типу, рудна формація — титанова у корі вивітрювання.

Миронівське проявлення титану (I-IV-1) пов'язане із корою вивітрювання габро-анортозитів Канізького масиву. Вік утворення кори вивітрювання — палеозой-мезозой. Пластоподібний поклад потужністю до 27 м розміщений на площі до 4 км², містить ільменіт (28,2—131,05 кг/т) та апатит (2,5—21,5 кг/т). Потужність порожніх порід, що перекривають рудний поклад, становить до 36,5 м. Проявлення виявлено декількома свердловинами під час зйомки ГГК масштабу 1:50 000 та ГГК масштабу 1:200 000. Прогнозується середнє родовище. Потребує загальних пошуків на стадії ГГК масштабу 1:50 000.

Захарівська група проявлень титану (II-4-2,5; II-3-22) виявлена Олександрівською партією ЧГРЕ у каолініт-монтморилонітовій корі вивітрювання Іванівського та Захарівського масивів габро новоукраїнського комплексу. У меншому ступені накопичення ільменіту відбувається в корі вивітрювання піроксенових трахітоїдних гранітів, що обрамляють ці масиви. Рудний поклад у вигляді пластоподібного тіла містить ільменіт у кількості від 30,1 до 120,4 кг/т на потужності від 1,2 до 13,4 м. Потужність "порожніх" порід коливається від 17,4 до 40,5 м, у базальних горизонтах деяких із відкладів чохла спостерігаються промислові концентрації ільменіту.

Крім ільменіту, практичний інтерес мають супровідні мінерали — циркон та апатит. Вміст першого у корі вивітрювання змінюється від 1,17 до 5,3 кг/т, а апатиту — від 2,5 до 3 %. В межах Захарівського та Іванівського габрових масивів практично у всіх вивчених свердловинах відмічено підвищений вміст п'ятиокису фосфору, який становить у середньому для Захарівського масиву — 1,56 %, для габро Іванівського масиву — 1,18 % (Ф.В. Труцько, 1981). Це свідчить про накопичення фосфору при формуванні масивів основних порід.

Інші проявлення титану пов'язані з корою вивітрювання основних порід, дайками діабазів та габро-діабазів і піроксеновими гнейсами кам'янокостоватської світи. Їх характеристика надається у дод. № 4. Практичного значення ці проявлення на цей час не мають.

Кольорові метали

Більшість проявів кольорових металів, виявлених при виконанні геологічної зйомки в межах аркуша (Ф.В. Труцько, 1974, 1981; О.К. Бабинін, 1989; Є.П. Крамських, 1985; В.П. Брянський, 1986; Г.А. Нудельман, 1973, 1976), практичного значення не мають. Характеристика їх надається у дод. 4.

Найпоширеніші серед них — **проявлення вольфраму**, пов'язані із "скарноїдами" (діопсидовими гнейсами), розвинутими серед порід інгуло-інгулецької серії у вигляді прошарків та будиноподібних тіл. Останні несуть шеєлітову мінералізацію, що локалізується переважно у екоконтактних частинах масивів

* Тут і далі за текстом посилання на літературні джерела належать до "Додатку 1", "Додатку 2", "Додатку 3" (с. 94—103)

гранітів кіровоградського комплексу — Липнязького і Михайлівського. Усі проявлення вольфраму належать до скарнового типу, рудна формація — вольфрамова — у скарноїдах. У межах району виявлено п'ять проявлень цього типу.

Проявлення свинцю (“Дорожнє”, I-3-9), *міди та цинку* (Овражне, II-1-9) належать до гідротермальної поліметалічної формації. Прожилково-вкраплена мінералізація накладена на зони брекчування, катаклазу та метасоматозу. Сульфідні вирізняються галенітом, сфалеритом, халькопіритом, піритом, піротином та іншими мінералами. Проявлення “Дорожнє” належить до альбітитів і альбіт-мікроклінових метасоматитів; проявлення Овражне — до контакту амфіболітів і гнейсів у північно-західному облямуванні Липнязького масиву.

Рівненське проявлення міді (III-3-4) пов'язане із халькопірит-халькозиною мінералізацією у мінеті та еруптивній брекчії багатофазної інтрузії лампрофірів. Зруденіння надзвичайно нерівномірне, належить до мідно-порфірової формації; воно має пошуковий інтерес.

Рідкісні метали

У межах аркуша відкрито три родовища і три проявлення рідкісних металів, пов'язаних із заміщеними альбіт-сподуменовими і мікроклін-альбітовими пегматитами. На деяких із них здійснено попередню оцінку запасів.

Окрім рідкіснометальних пегматитів, зруденіння елементів цієї групи пов'язано також із лужними калієвими (Be, Zr), натровими (Be, Zr, Sc) метасоматитами кіровоградського комплексу та сієнітами (Nb, Zr) корсунь-новомиргородського комплексу, де вони супроводжують уранове й рідкісноземельне зруденіння.

Практичніший інтерес мають заміщені пегматити, які несуть промислові концентрації літію, танталу, рубідію, цезію та подібні до промислових — берилію, ніобію, олова. Рідкіснометальні пегматити на цей час виявлено в межах Михайлівської зони тектоно-метасоматичної активізації (ТМА), а також тектонічного вузла перетинання Звенигородсько-Ганнівської, Суботсько-Мошоринської та Оникіїво-Лозуватківської накладених зон тектонічної й тектоно-метасоматичної активізації. В межах Михайлівської зони ТМА поля рідкіснометальних пегматитів локалізуються в північному і південно-західному облямуванні Липнязького гранітоїдного масиву, де відкрито родовища Станкуватське і Надія, проявлення Новоодеське і Липнязьке.

Станкуватське родовище літію (II-1-23) належить до південно-західного екзоконтакту Липнязького гранітного масиву біля с. НовоСтанкувата. Виявлено п. 47 ДГП “Кіровогеологія”. Пошуково-оцінні роботи тривають. Родовище розбурено чотирма профілями глибоких свердловин по сітці 200—400х50—200 м.

Липнязький масив складений переважно гранітоїдами кіровоградського комплексу. До дериватів останніх умовно належать численні тіла пегматитів, що несуть рідкіснометальну мінералізацію. Вмісними породами є тіла амфіболітів кам'янокостоватської світи, що простягаються у північно-західному напрямку на відстань до 5000 м.

Рудні тіла утворюють серію близько розміщених дайок альбіт-сподумен-петалітових, альбіт-сподуменових пегматитів різноманітної форми із роздувами, пережимами, розгалуженнями. Потужність тіл від десятків сантиметрів до перших десятків метрів (25—30 м). По падінню рудні тіла не оконтурені, але простежені до глибини 500 м.

Пегматити натрій-літєвого ряду змінюються по простяганню мікроклін-альбітовими, в яких на ділянках альбітизації виявлено колумбіт-танталітову мінералізацію із стрюверітом, берилом, хризоберилом у асоціації із уранінітом, каситерітом та ільменітом. В останніх двох спостерігається підвищений вміст танталу (до 2 %), що відображає танталову тенденцію зруденіння ($Ta_2O_5/Nb_2O_5 \approx 1,3$). У натро-літєвих пегматитах і літєвих метасоматитах головні рудні мінерали представлені сподуменом (≈ 22 %), петалітом (≈ 10 %), літіофіліт-трифіліном ($\approx 1,5$ %), амблігонітом та хризоберилом. Із акцесорних мінералів встановлено каситерит, фероколумбіт, ільменорутит, нігерит, дюмортьєрит. Вміст оксиду літію у руді змінюється від 0,345 до 2,23 %. Вміст супровідних елементів такий: Rb_2O_3 — 0,036 % (максимальний — 0,092 %), Ta_2O_5 — 0,004 %, Be — 0,01 %, SnO_2 — 0,01 %.

Як зазначають деякі дослідники (27), на об'єкті, що вивчається, спостерігається єдиний еволюційний ряд лужного метасоматозу: калій-натрієві пегматити заміщуються натрій-літєвими сподуменовими пегматитами, які далі переходять у натрій-літєві петалітові пегматити. Завершується процес кислотним вилуговуванням з утворенням мусковітових і силіманітових парагенезисів. Накладені метасоматичні процеси — альбітизація, окварцювання, грейзенізація та інші приводять до затушовування рис первинної зональної будови пегматитових жил. Рідкіснометальні пегматити супроводжуються високоглиноземистими (кордієритовими) метасоматитами і мусковітовими грейзенами. Помітна роль графіту, максимальна концентрація якого пов'язана із кінцевою стадією мінералоутворення у вигляді графітових швів у тектонічно послаблених зонах. До цих графітізованих і окварцованих мілонітових швів належить накладена мінералізація сульфідів — льолінгіту, арсенопіриту, піриту, нікеліну, молібденіту, сфалериту, вісмутину та самородного золота. Отже, маємо факт структурної сумісності рідкіснометальних тіл з аномаліями халькофілів і золота, що свідчить про успадкований розвиток рудоутворення в межах Михай-

лівської зони ТМА. Це підвищує перспективність району. Генетичний тип зруденіння родовища Станкуватське — пегматитовий, геологопромисловий тип — рідкіснометальних пегматитів.

Родовище літію Надія (III-1-2) розміщується на 3,5 км на південь від Станкуватського родовища в аналогічних геолого-структурних умовах. По суті є південним продовженням Станкуватського поля рідкісно-метальних пегматитів. Розбурене чотирма профілями глибоких свердловин по сітці 200—400×50—100 м. Нині пошуково-оцінні роботи ДГП “Кіровогеологія” тривають.

Родовище вирізняється близько розміщеними дайками мікроклін-альбітових пегматитів, потужність яких становить 30—32 м. По простяганню дайки пегматитів трасуються на 800 м, по падінню — не оконтурені.

Руди складені переважно вторинними комплексами, серед яких первинні зберігаються у вигляді реліктів, частка яких не перебільшує 1—2 % від усього обсягу. У цілому склад руд не відрізняється від руд Станкуватського родовища. Рудні мінерали представлені хризобериллом, фероколумбітом, нігерітом, дюмортьєритом. Вміст оксиду літію коливається від 0,25 до 1,264 %. Середній вміст Rb_2O становить 0,076 %, а підвищені концентрації Ta_2O_5 (0,004—0,007 %) трапляються лише у поодиноких інтервалах південного виклинювання родовища. Навколорудні метасоматичні перетворення є аналогічними розглянутим на Станкуватському родовищі.

Генетичний тип — пегматитовий; рудна формація — рідкіснометальних альбіт-сподуменових пегматитів.

Полохівське родовище літію (II-2-3) розміщене у південно-західній екзоконтактової частині Корсунь-Новомиргородського плутону. ГРЕ № 47 ДГП “Кіровогеологія” виконані пошуково-оцінні роботи, внаслідок яких було виявлено великі ресурси літєвих руд. Докладно вивчено геологічну будову родовища й виконано підрахунок ресурсів за категоріями P_1 і P_2 та запасів оксиду літію категорії C_2 станом на 01.12.1993 р.

Родовище пов’язано із аплітовидними гранітами кіровоградського комплексу, що становлять видовжене (1600 м) тіло північно-західного простягання потужністю від десятків до 400 м. На відміну від об’єктів Михайлівської зони ТМА, в геологічній будові Полохівського родовища немає порід базитів і ультрабазитів серед вмісних порід. Останні вирізняються гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими гнейсами нижньої підсвіти чечеліївської світи. Структура рудного поля — це серія кулісоподібно розміщених пегматитових тіл північно-західного простягання серед метасоматично перетворених метаморфічних порід. Для родовища характерна багатостадійність процесів мінералоутворення і різноманітність мінеральних асоціацій.

Виявлено три рудних зони із промисловими параметрами літєвого зруденіння, які падають на південний захід під кутом 70—75°. У межах рудних тіл багаті руди (до 2,0 % LiO_2) чергуються з бідними (0,3—0,6 % LiO_2). Руди родовища становить переважно петалітовий дрібнозернистий агрегат. Окрім кварцу (10—15 %), мікрокліну (10—15 %) та альбіту (40—45 %), літєві петалітові руди (петаліт ≈ 25—30 %) містять акцесорні мінерали — хризоберил, каситерит, берил, тантало-ніобіти, фероколумбіт, графіт та силіманіт. Середній вміст супровідних елементів становить: Rb_2O — 0,0045 %, Ta_2O_5 — 0,002 %, Nb_2O_5 — 0,002 %, BeO — 0,033 %, Cs_2O — 0,001 %.

Навколорудні процеси проявляються у перекристалізації порід на велику потужність з утворенням високоглиноземистих метасоматитів, які мають середньо- та грубозернисту структуру і змінний мінеральний склад — ганіт-біотит-турмалін-кварц-кордієритові, турмалін-біотит-мусковіт-альбіт-кварц-мікроклін-кордієритові, сапфірин-турмалін-біотит-мусковіт-гранат-кварц-альбіт-мікроклін-кордієритові та інші.

Потужність алогнейсових метасоматитів порівнюється з потужністю заміщених пегматитів — від перших до кількох десятків метрів. Іноді серед метасоматитів трапляються жило- та лінзоподібні мікроклін-мусковіт-сподумен-кварцові тіла, які містять від 15—20 до 20—35 % сподумена.

Екзоконтактові частини петалітових рудних тіл Полохівського родовища збагачені рідкіснолужними металами, із яких практичніший інтерес має цезій. Алогнейсові метасоматити містять біотит, що характеризується підвищеними концентраціями Cs_2O — 0,008—0,093 %; Rb_2O — 0,042—0,24 %; K_2O — 0,14—0,61 %. За наявними даними, вміст цезію в окремих пробах досягає промислових значень, що підвищує економічну вагу родовища.

Особливістю цього об’єкта, як і об’єктів Михайлівської зони, є структурна сумісність рідкіснометальних тіл з аномаліями халькофільних елементів, що асоціюють із золотом. Ці аномалії зумовлені накладеною гідротермальною мінералізацією. У калій-натрових пегматитах рудного поля виявлено леленгіт, арсенопірит, пірит, сфалерит, халькопірит, самородний вісмут, станін. По мінеральному геотермометру температура процесу на Полохівському родовищі оцінюється в межах 213—294°C, а на Липняжці — 152—268°C (25). Родовище належить до пегматитового типу. Геологопромисловий тип — рідкіснометальні пегматити. Інші проявлення рідкісних металів, що пов’язані із заміщеними пегматитами, за геологічною будовою аналогічні до розглянутих вище. Їх характеристика надається у дод. 4.

Олександрівське проявлення циркону (I-4-2) виявлено біля південної околиці с. Олександрівка.

Належить до тіла сієнітів у південному ендоконтакті Корсунь-Новомиргородського плутону.

Проявлення належить до залишкового типу і пов'язане із корою вивітрювання каолініт-гідрослюди-стого складу, що розвинута по сієнітах. Мінеральний тип — цирконовий. Рудне тіло — це пластоподібний поклад площею 0,6×1,6 км, потужністю 16 м, що залягає на глибині 53,5 м.

Окрім циркону, у продуктивному пласту виявлено ортит, чевкніт, ільменіт. Вміст циркону у корі вивітрювання становить від 1,77 до 3,4 кг/т, у корінних сієнітах коливається від 0,3 до 1 % і супроводжується підвищеними концентраціями ніобію (0,03 %) і рідкісних земель (0,1—0,2 %).

Проявлення належить до цирконій-рідкісноземельної формації у корі вивітрювання. Вивчене при проведенні ГГК-200 В.П. Брянським у 1986 році. Прогнозної оцінки не здійснювалось.

Інші проявлення циркону зафіксовано у списку корисних копалин. Їх генетичний тип — залишковий. Пов'язані із корама вивітрювання лужних метасоматитів. Мають підпорядковане значення.

Відкриття у останні роки нового рідкіснометалевого району з розглянутим вище геологопромисловим типом зруденіння є свідченням невичерпаних потенціальних можливостей УЩ. Поряд із ураново-рідкісноземельними об'єктами рідкісні метали посідають одне із провідних місць серед корисних копалин аркуша і мають пріоритетне значення в Україні.

Рідкісні землі

Проявлення рідкісних земель у кристалічних породах на території аркуша пов'язані насамперед із лужними метасоматитами, що містять уранову мінералізацію (перший тип), а також із корою вивітрювання цих метасоматитів і сієнітів корсунь-новомиргородського комплексу (другий тип). Їх розміщення визначається ділянками розвитку цих порід. Головні рудні формації вирізняються уран-рідкісноземельними біотит-мікрокліновими і цирконій-рідкісноземельними метасоматитами у корі вивітрювання. Головними мінералами-концентраторами є монацит, ксенотим, ортит, бастнезит, циркон, чевкніт, апатит та інші, менш поширені.

Рідкісноземельна мінералізація на уранових об'єктах (перший тип) тяжіє до зовнішніх зон метасоматичних тіл — альбіт-мікроклінових порід ("сієнітів") і мікроклінованих гранітів, що в своєму вмісті мають рудні альбітити. Зруденіння рідкісних земель контролюється тут тектонічними зонами. Вміст корисних компонентів цих проявлень надається у характеристиці уранових об'єктів у дод. 4. З'ясування їх промислового значення потребує виконання додаткових випробувальних робіт.

Вівсянівське проявлення ітрію (I-IV-3) (другий тип) виявлено у південному екзоконтакті Корсунь-Новомиргородського плутону. Воно належить до зони дезінтеграції та каолінітової зони кори вивітрювання сієнітів і пов'язано з накопиченням стійких до вивітрювання акцесорних мінералів — циркону, ільменіту, ортиту, чевкніту. Вміст ітрію коливається від 0,01 до 0,2 %, цирконію — від 0,2 до 0,5 %, ніобію — від 0,01 до 0,03 %. Крім рідкісних елементів, у сієнітах і вмісних гранітах спостерігаються підвищені концентрації халькофільних елементів — міді, молібдену та цинку.

Сприятливі геолого-структурні умови у південному ендоконтакті Корсунь-Новомиргородського плутону, наявність рудогенних аномалій та залишкових і корінних (за межами території) проявлень циркону і рідкісних земель дають змогу вважати цю ділянку високоперспективною на відкриття цирконій-рідкісноземельного зруденіння промислового масштабу.

Благородні метали

Золото. В межах району, який описується, виявлено шістнадцять золоторудних об'єктів із вмістом корисного компонента у руді понад 1 г/т. Практично усі вони пов'язані із золото-сульфідно-кварцовою чи золото-кварцовою рудними формаціями і розміщені переважно в межах великих лінійних тектоно-метасоматичних зон або належать до тектонічних вузлів в облямуванні складних плутонів і гранітних масивів. У зонах впливу цих структур проявляється регресивний метаморфізм, інтенсивний катаклаз, дроблення та розсланцювання, метасоматичні перетворення вмісних порід (лужний метасоматоз, скарнування, окварцювання, ослюденіння, сульфідизація та ін.). Рудні тіла вирізняються мінералізованими зонами і кварцовими жилами у локальних зонах дроблення. Золото переважно вільне і асоціює із самородним вісмутом, піритом, піротином, галенітом, арсенопіритом, халькопіритом, рідше — молібденітом і сфалеритом.

Найпродуктивніший етап рудовідкладення, очевидно, припадає на середньопротерозойську епоху тектоно-магматичної та тектоно-метасоматичної активізації. Золота мінералізація цього періоду несе ознаки багатостадійності та епігенетичності.

Головна частина золоторудних об'єктів, які показано на карті, розміщується в межах Михайлівської зони тектоно-метасоматичної активізації (ТМА). Найперспективніші серед них — Михайлівське й Овражне проявлення. Інша частина золотих проявлень пов'язана з вузлом перетинання Звенигородсько-Таннівської і Суботсько-Мошоринської зон тектонічної й тектоно-метасоматичної активізації.

Михайлівське проявлення (III-1-7; 10, 11) розміщене у центральній частині Михайлівської зони ТМА, в тектонічній зоні Маловільшанського розлому (підкиду) субмеридіонального простягання. Золота мінералізація виявлена в західному екзоконтакті Михайлівського гранітного масиву, складеного гранітами та мігматитами кіровоградського комплексу. Відкрито при виконанні ГГК-200 Черкаською ГРЕ ДГП "Північук-

геологія" (О.К. Бабинін та ін., 1989 р.).

Нині в межах проявлення здійснено попередні пошукові роботи профілями свердловин глибинної геохімії, п'ять із яких завірено нахиленими структурно-пошуковими свердловинами, завглибшки до 300 м. Золотоносна зона простежена Черкаською ГРЕ (О.К. Бабинін та ін., 1989 р.) по простяганню понад 10 км при середній потужності зараженості золотом 288 м. Оцінені прогнозні ресурси золота категорії Р₃. Ухвалені УкрРНРП.

Золота мінералізація локалізується у метасоматично перетворених амфіболітах, амфіболових, гіперстенових, піроксен-біотитових гнейсах та кристалосланцях із лінзовидними тілами метагабро, що залягають у східному крилі зони тектонічного меланжу. Вмісні породи зазнали процесів метасоматичного змінення з окварцювання, хлоритизації, епідотизації, скарнування, сульфідизації. Рудні тіла вирізняються жилами і тонкопрожилковими зонами окварцювання із сульфідною мінералізацією та явними ознаками катаклазу. Залягають згідно із вмісними породами. Вміст золота надзвичайно нерівномірний і невтриманий у межах рудних тіл і коливається від 0,1—1 г/т на стовбурову потужність 14,6 м до 5,6 та 6,7 г/т на потужність 0,2—0,6. Золото у руді переважно вільне і асоціює із арсенопіритом, піритом, піротином, халькопіритом, молібденітом. Вміст сульфідів у рудних тілах становить 7—8 %. Аномальні концентрації золота супроводжуються підвищеним вмістом миш'яку (від 0,01 до 0,15 %), міді (до 0,3 %), вісмуту (до 0,005 %), срібла (до 3 г/т), часто цинку (до 0,15 %), молібдену (до 0,07 %), кобальту (до 0,91 %), сурми (до 0,91 %), вольфраму (до 0,01 %). Аномальний вміст вольфраму зумовлений наявністю у рудоносній зоні будиноподібних прошарків та лінз діопсидових скарноїдів, що несуть шеєлітову мінералізацію.

Зруденіння Михайлівського проявлення належить до золото-сульфідно-кварцової формації плутоногенного гідротермального типу. Прогнозні ресурси оцінено при ГМК-200 (О.П. Сторожук та ін., 1997). Вивчено недостатньо. На його площі виконуються роботи по ГГК-50. Проявлення високоперспективне і потребує проведення спеціалізованих пошукових робіт.

Новостанкуватське проявлення (II-1-21) виявлено на північ від Михайлівського в межах Михайлівської ТМА. Зруденіння локалізується у катаклазованих і брекчированих гранат-біотитових, амфібол-біотитових гнейсах та амфіболітах кам'янокостоватської світи, які є вмісними породами рідкіснометальних пегматитів Станкуватського родовища і зазнали окварцювання, сульфідизації та хлоритизації. Розкриті окремими структурно-пошуковими свердловинами завглибшки понад 350 м при виконанні ГГК-200 (О.К. Бабинін та ін., 1989).

Рудні тіла вирізняються зонами тонкопрожилкового окварцювання і жилами кварцу, які містять вільне золото, що супроводжується мінералізацією піриту, арсенопіриту, льолінгіту, халькопіриту, сфалериту, вісмуту та аномаліями миш'яку (до 0,2 %), міді (до 1,0 %), вольфраму (до 0,1 %), вісмуту (0,005 %), сурми. Вміст золота у рудах невтриманий і в окремих інтервалах становить 2 г/т. Проявлення належить до золото-сульфідно-кварцової формації гідротермального типу.

Подібна геологічна ситуація й ступінь вивченості характерні для *проявлення Тернового (III-1-3)*, яке виявлено на південному фланзі родовища Надія. Золоте зруденіння належить до окварцованих, катаклазованих, сульфідизованих амфіболітів та біотит-амфіболових гнейсів кам'янокостоватської світи. Вміст золота у руді коливається від 0,1 до 3 г/т і супроводжується аномальними концентраціями сурми (0,005 %), миш'яку (0,025 %), свинцю (0,02 %), міді (0,02 %). Сульфідна мінералізація подібна виявленій на Новостанкуватському проявленні. Рудна формація — золото-сульфідно-кварцова, генетичний тип — гідротермальний.

Продуктивний етап золотого зруденіння відбувся після утворення рідкіснометальної мінералізації, про що свідчать співвідношення їх взаєморозміщення у межах локалізуючих структур [28].

Контактове проявлення (II-1-24) виявлено у південно-західному екзоконтакті Липнязького гранітного масиву. Вивчене профілями глибоких свердловин. Відстань між профілями 150-600 м.

Золоте зруденіння пов'язано із окремими зонами прожилкового окварцювання, які простягаються уздовж сланцюватості вмісних порід у північно-західному напрямку. Падіння товщі і контакту масиву круте (85-87°) на північний схід. Зони прожилкового окварцювання потужністю від десятків см до 1-1,2 м, накладені на графітізовані гнейси та амфіболіти кам'янокостоватської світи. Рудна зона спостерігається по простяганню на 2800 м при ширині від десятків метрів до 550 м. Окремі рудні тіла через невеликі параметри погано ув'язуються по падінню та простяганню. В межах рудної смуги вміст золота змінюється від 0,1-1 г/т до 7,2 г/т.

Золото у руді переважно вільне і асоціює із арсенопіритом, халькопіритом, сфалеритом, телуридами вісмуту, піротином та піритом. Окрім золота, руди містять аномальні концентрації миш'яку (0,025 %), вісмуту (0,0015 %), міді (0,015 %), цинку й талію.

Формаційна належність зруденіння не з'ясована, можливо, вона золото-сульфідно-кварцова. Генетичний тип — гідротермальний.

Образне проявлення (II-1-10) виявлено ГРЕ № 47 ДГП "Кіровгеологія" у північно-західному екзо-

контакті Липнязького гранітного масиву, у зоні впливу Марківського надвигу. Вивчене 5-ма профілями глибоких свердловин. Відстань між профілями коливається від 100 до 450 м.

Зруденіння пов'язано з окремими зонками прожилкового окварцювання потужністю від десятків сантиметрів до 1,5 м, орієнтованими згідно із сланцюватістю вмісних порід, які вирізняються товщею біотитових, графіт-біотитових гнейсів із прошарками амфіболітів (зона піднадвигового меланжу) потужністю від 250 до 550 м. Породи насичені жилами пегматоїдних гранітів, що залягають згідно із верствуватістю метаморфітів. Останні змінені тектонічними й метасоматичними процесами (брекчірування, катаклаз, окварцювання, скарнування та сульфідизація). Простягання вмісної товщі північно-східне, під кутом 20—25° до 60—65°. Рудна зона простежується по простяганню на 1000 м при ширині до 300—400 м і поділяється на дві ділянки: золоте зруденіння південно-західної ділянки простежено по простяганню на 150 м, вміст золота тут коливається від 0,17 до 9 г/т; північно-східна ділянка простежена на 300 м, вміст золота змінюється від 0,1 до 4,6 г/т.

Мінеральний склад руд — це самородне золото, льолінгіт, арсенопірит, телуриди вісмуту, піротин, халькопірит, пірит, сфалерит, графіт. Золото утворює дрібнодисперсні дендритоподібні, емульсійні капле-видні домішки у льолінгіт-арсенопіритових агрегатах. Величина зерен золота не перевищує 1—2 мкм. Золото високопробне (середнє значення 890).

Крім золота, у рудах зафіксовано підвищений вміст миш'яку (0,05—0,15 %), срібла (до 1,5 г/т), вісмуту (0,0015 %), міді та цинку. Вміст останніх в одній із свердловин, за даними хімічного аналізу (О.П. Сторожук, 1997), становив для міді — до 3,51 %, для цинку — до 2,56 %.

Гідротермально-метасоматичні перетворення вмісних порід виразились в окварцюванні та сульфідизації з формуванням турмалін-кварцових, арсенопірит-пірит-кварцових прожилків (дорудна стадія); арсенопірит-льолінгіт-кварцових прожилків із телуридами вісмуту, піритом та піротином (рудна стадія); карбонатних і кварц-карбонатних прожилків (післярудна стадія).

Проявлення Овражне належить до золото-сульфідно-кварцової формації, генетичний тип — гідротермальний.

Липнязьке проявлення (II-1-1,4,5,6) виявлено у межах північного обрамлення Липнязького гранітного масиву. Для нього припускається парагенетичний зв'язок із дайкоподібними тілами апліто-пегматоїдних гранітів. Зруденіння контролюється зонами прожилкового окварцювання, сульфідизації, скарнування, хлоритизації, накладеними на товщу біотитових гнейсів із прошарками діопсидових (верхня підсвіта росяхівської світи). Вміст золота змінюється від 0,2 до 4 г/т. Золота мінералізація супроводжується підвищеними концентраціями миш'яку (0,01—0,04 %), срібла (до 0,5 %), вісмуту (0,0003 %), цинку (0,15 %), вольфраму (0,05 %).

Генетичний тип зруденіння — гідротермальний, рудна формація — золото-кварцова та золото-сульфідно-кварцова. Проявлення вивчено недостатньо.

Проявлення Хмелівського тектонічного вузла (Копанки (I-2-2), Березівське (I-2-5), Новопавлівське (I-2-9) поєднуються широким розвитком середньо- та висококонтрастних площадних літогеохімічних аномалій золота, миш'яку, вісмуту, вольфраму, срібла, міді, цинку та рідкісних металів, які простягаються у північному, північно-західному напрямках уздовж Звенигородської зони розломів.

Рудні тіла у вигляді зон окварцювання належать до товщі гнейсів, що стрімко падають (<70—80°), спасівської світи, які зазнали метасоматичних змін — окварцювання, серицитизацію, скарнування, епідотизацію, сульфідизацію. Широко розвинуті лужні метасоматити. Золото у руді асоціює із арсенопіритом, льолінгітом, піритом, сфалеритом, галенітом, халькопіритом і супроводжується аномальним вмістом As (до 1 %), Bi (до 0,01 %), W (до 0,07—0,1 %), Ag (до 5 г/т), Cu (до 1 %), Zn (до 0,3 %). Вміст золота дуже нерівномірний та невитриманий у межах рудних тіл і коливається від 0,2 до 10 г/т.

Зруденіння належить до золото-сульфідно-кварцової формації. Для проявлення Копанки виконана оцінка прогнозних ресурсів золота по категорії P₃ (А.В. Заєць, 1989 р.). Золоте зруденіння останнього має накладений характер і локалізоване у тих же мінералізованих зонах, що й відоме тут рідкіснометальне зруденіння (Ta, Nb, Be). Вірогідна можливість відкриття аналогічних проявлень на південь, у межах впливу розломів Звенигородсько-Ганнівської зони.

Бандурське (IV-1-5) і *Софіївське* (IV-1-10) проявлення вивчені незадовільно. Розміщені в обрамленні Бандурського граніто-гнейсового купола. Золота мінералізація контролюється зонами динамометаморфізму і кремнієво-лужного метасоматозу, сульфідизації, які накладені на гнейси верхньої підсвіти росяхівської світи. Зруденіння супроводжується аномальними концентраціями миш'яку, міді, цинку та мінералізацією піриту, арсенопіриту, халькопіриту, молібденіту. Вміст золота у руді на Бандурівському проявленні становить від 0,2 до 1,0 г/т, на Софіївському — від 0,5 до 4,0 г/т. Рудна формація — золото-кварцова. Сприятливі тектонічні умови, високий рівень ерозійного зрізу (верхи гнейсової товщі) дають змогу віднести ці проявлення до перспективних.

Радіоактивні елементи

Уран. Роботами ДГП "Кіровгеологія" в межах аркуша виявлені декілька родовищ і велика кількість проявлень урану. Майже всі вони пов'язані із калій- та натрій-урановою формаціями у мікроклінітах й альбітитах і розміщуються здебільшого у тектоно-метасоматичних зонах (Адабасько-Глодоській, Михайлівській та Звенигородсько-Ганнівській). Зруденіння належить до гідротермально-метасоматичного типу й генетично та просторово пов'язане із лужними метасоматитами, розвинутими у тектонічних зонах та вузлах їх перетинання. Внаслідок цього, рудні метасоматити, як правило, зазнали динамометаморфічних перетворень: об'ємний катаклаз, дроблення, мілонітизацію.

Рудні тіла утворюють плаstopодібні або лінзовидні поклади, розміщені паралельно чи кулісоподібно. Падіння та простягання їх переважно підпорядковане елементам залягання тектонітів. У структурних вузлах трапляються стовбуроподібні поклади із мозаїчним та плямистим розподілом рудних мінералів. Потужність рудних тіл змінюється від 0,5—35 до 150—190 м, простягання становить від перших десятків до перших сотень метрів. Глибина поширення понад 2 км. Вміст урану у рудах калієвих метасоматитів коливається від 0,04 до 0,26 %, у рудах натрієвих метасоматитів — 0,03—0,9 %, у середньому не перевищуючи 0,1 %. Окрім урану, на деяких родовищах і проявленнях виявлена рідкісноземельна (ітрій, лантан, церій) та рідкіснометальна (галій, ніобій, берилій, цирконій, скандій) мінералізація. Концентрація їх іноді досягає промислових значень. Руди успадковують текстурно-структурні особливості вмісних порід.

Уранова мінералізація вирізняється вкрапленістю уранініту, настурану, бранериту, складними титанітами урану, а також кофінитом, чернями, силікатами, карбонатами, ванадатами урану та його гідроксидами. Мінералізація, як правило, має вкраплений, рідше мікрогніздовий і прожилковий характер. Рудні мінерали утворюють зростки із лужними амфіболами, піроксенами, а також хлоритом, флогопітом та іншими мінералами. Майже завжди супроводжуються гематитом, магнетитом, мартитом, а також сульфідною мінералізацією, яка іноді становить самостійні поліметалічні руди (пірит, галеніт, сфалерит, піротин, халькопірит, молібденіт та ін.).

Рудоносні тіла супроводжуються накладеними процесами. Для калій-уранової формації — це переважно окварцювання, мікроклінізація, серицитизація, гематизація, карбонатизація, альбітизація. Для натрій-уранової формації це насамперед альбітизація та діафторез (хлоритизація, епідотизація) при підпорядкованому значенні окварцювання та мікроклінізації.

Відкриті родовища урану мають велике економічне значення. У межах району діє гірничодобувне підприємство на базі Ватутінського родовища. Через велику кількість уранових об'єктів їх характеристика надається у табличній формі, у дод. 4. Дані про ці родовища і проявлення узяті із літературних джерел [1, 7].

Торій. Проявлення торію виявлено у межах Михайлівської зони ТМА. Одне з них належить до Калинівського родовища, де воно супроводжує мінералізацію урану.

Проявлення Гнатівське (III-1-9) належить до кори вивітрювання метасоматично зміненого гнейсу, де в рудній зоні потужністю 10 м за допомогою хімічного аналізу виявлено підвищений вміст торію. Мінеральна форма і формаційна належність не з'ясовані.

ТВЕРДІ НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Оптичні матеріали

Вирізняються трьома проявленнями п'єзооптичного кварцу, пов'язаними із пегматитовими жилами (В.П. Брянський, 1986; Ф.В. Труцько, 1974). Практичного значення не мають.

Маловисківське проявлення (I-2-2) належить до окремих пегматитових жил потужністю 0,3—1,0 м у північно-західній екзоконтактової частині Маловисківського масиву гранітвпрапаківі. Пегматити містять кристали моріону розміром до 5 см, а також гірський кришталю, окремі кристали якого досягають 1—2 см у довжину.

Лозуватське проявлення (I-2-3) належить до тіла пегматитів у південно-західній частині Маловисківського масиву. У шлірових слабо диференційованих тілах (5×10 см) спостерігаються кристали моріону, завдовжки 4—5 см, і гірського кришталю.

Добрянське проявлення (III-1-1) належить до жили великокристалічного (до блокового) пегматоїдного граніту. У пустотах виявлено чітко ограновані кристали гірського кришталю величиною до 4 см. Жили відносяться до кварцового ядра.

Усі проявлення віднесено до формації кришталєво-моріонових камерних пегматитів.

Хімічна сировина

Проявлення Степове (III-1-4) виявлено у південно-східному екзоконтакті Липнязького масиву гранітоїдів. Воно пов'язане із каолініт-гідрогетитовими утвореннями типу "залізних шляп" і мікроклін-кордієритовими метасоматитами. Свердловина 4120 (Ф.В. Труцько, 1974) в інтервалі 80—197 м перетнула зону

сульфідного зруденіння із вмістом сульфідів (переважно піротину) 20-40 %, яка пов'язана із кварц-мікроклін-кордієритовими метасоматитами, що залягають у вигляді пачок і лінзоподібних тіл складної форми. Належать до кордієрит-біотитових гнейсів на межі рошчавської та кам'янокостоватської світ. Потужність метасоматично перетворених порід із сульфідною мінералізацією становить до 150 м.

Окрім піротину, сульфідні представлені піритом, халькопіритом, сфалеритом, рідше трапляються арсенопірит, магнетит, рутит, ільменіт.

Із проявленням пов'язані підвищені концентрації міді (0,02—0,03 до 0,1 % у піротині), цинку (0,02—0,03 до 0,1 %), нікелю (0,02—0,1 %), кобальту (0,005—0,13 %), а також золота (до 0,11 г/т), берилію, літію. За даними хімічного аналізу, вміст загального заліза у метасоматитах досягає 15,16 % (у середньому 10 %), загальної сірки — 9,34 % (при середньому — 6 %).

Протяжність зони понад 4 км при середній ширині до 0,5—0,7 км. При подальшій оцінці проявлення (Ф.В. Труцько, 1981) пробурено декілька свердловин (1602, 1604, 1681 та ін.), внаслідок опробування яких було уточнено геологічну будову проявлення.

Проявлення Степове належить до колчеданно-поліметалічної рудної формації. Необхідно зауважити, що колчеданно-поліметалічні пластоподібні стратиформні проявлення і родовища у метаморфізованих теригенних та вулканогенно-теригенних породах можуть бути виявлені у цьому районі при подальших пошукових роботах. До вузлів перетинання різноорієнтованих розломів можуть належати реоморфічні стовбуроподібні рудні поклади з високим вмістом корисних компонентів, при видобуванні яких одночасно можуть "витягатися" рідкісні елементи-супутники. На наш погляд, це проявлення може належати до високоперспективних.

Мінеральні добрива

Апатит. Більш збагачені ним (до 3 %) габро Захарівського та Іванівського масивів новоукраїнського комплексу, а також основні породи Корсунь-Новомиргородського плутону.

Похетонівське проявлення (II-2-11). У св. 4069 (Ф.В. Труцько, 1974) в інтервалі 28,0—33,2 м спостерігається підвищений вміст апатиту — 16,29 кг/т, який належить до метабазитів, які зазнали процесу гранітизації. Практичного значення не має.

Керамічна і вогнетривка сировина

До проявлень цієї групи корисних копалин належать пегматити і первинні каоліни, які за хімічним складом та технологічними властивостями відповідають вимогам галузевих стандартів і можуть використовуватися у целюлозно-паперовій промисловості для виготовлення електроізолювальних, санітарно-технічних виробів, вогнетривких облицювальних плиток та ін.

Дані щодо проявлень керамічної і вогнетривкої сировини запозичені зі звітів з геологічної зйомки, які здійснювалися на різних ділянках площі аркуша у різні роки (Ф.В. Труцько, 1974; 1981; Г.О. Нудельман, 1973; Г.А. Шварц, 1970; Є.П. Крамських, 1985).

Кварц для виробництва кераміки та скла

Капустянське проявлення (II-3-4) вирізняється жилами світло-сірого кварцу потужністю до 6 м, які спостерігаються у гнейсах і гранітах. Хімічний склад (%): SiO_2 — 97,32; TiO — 0,01; Al_2O_3 — 1,38; Fe_2O_3 — 0,25; CaO — 0,26; MgO — 0,22; п. п. п. — 0,57. Може використовуватися для виробництва динасу особливого призначення, як флюс у металургії, у керамічній промисловості, однак через невелику потужність кварцових жил самостійного значення не має.

Польовий шпат

Поміччанське проявлення (III-2-6) польового шпату вирізняється крупнопорфіробластовими трахітоїдними гранітами із порфіробластами калієвого польового шпату, вміст якого становить до 50—60 % обсягу породи. За хімічним складом відповідає вимогам для використання у керамічній промисловості. Потребує подальшого вивчення.

Пегматит керамічний

В межах площі, яка вивчалася, виявлено шість проявлень керамічних пегматитів, що відповідають умовам кондиційної сировини. Розміщуються вони у західному облямуванні Новоукраїнського масиву, переважно серед лейкократових гранітів кіровоградського і побузького комплексів (дод. 1).

Каолін первинний

У межах території, яка описується, виявлено одне родовище і п'ятнадцять проявлень первинних каолінів.

Рівненське родовище (III-3-6) розміщене на південно-західній околиці с. Рівне, де відкрито первинні й вторинні каоліни. Первинні каоліни залягають у вигляді складного по формі лінзоподібного покладу і є по суті верхнім горизонтом кори вивітрювання. Білі глинисті породи становлять каолініт (70—90 %) і кварц (10—30 %). Потужність каолінів коливається від 1 до 32,4 м на оконтуреній площі 2,7 км². Середня глибина залягання 27,8 м. Вогнетривкість — +1700—1770 °С. Хімічний склад збагачених каолінів (% , середні значення): SiO_2 — 47,59; Al_2O_3 — 36,75; TiO_2 — 0,3; Fe_2O_3 — 1,08; п. п. п. — 13,2. Придатні для виготовлення високоякісних вогнетривких виробів. Запаси первинних каолінів підраховано

за категорією С₂.

Для інших проявлень первинних каолінів властиві аналогічні характеристики складу і якості сировини. Для переважної більшості потужність кондиційно придатних покладів каолінів коливається від 5—6 м до 10 м, а у лінійних корах вивітрювання перевищує 20 м. Глибина залягання змінюється від перших метрів до перших десятків метрів. Список цих проявлень наводиться у дод. 1.

Абразивні матеріали

Вирізняються проявленнями гранату, пов'язаними переважно із гранат-біотитовими гнейсами роцахівської світи. Виявлено 8 проявлень гранату, вміст якого у породах перевищує 30 %. Як правило, підвищений вміст гранату локалізується у гнейсах, ін'єкційованих прожилками і малопотужними жилами кварц-польовошпатового складу.

Глодоське проявлення (II-2-2) становлять гнейси із вмістом гранату 30-35 %. На *Південно-Глодоському* (II-2-5) проявленні гнейси містять від 15 до 50 % гранату. На *Новоподимському проявленні* (II-2-6) вміст гранату у гнейсах становить 30 % при потужності 41,4 м.

На *Перемозькому проявленні* (II-2-7) у гнейсах вирізнено 40 % гранату на потужність 15,6 м. *Ульянівське проявлення* (II-3-24) належить до дрібнопорфіробластичних гранітів новоукраїнського комплексу, в яких зафіксовано 35—40 % гранату. *Глинянське проявлення* (III-1-18) належить до мігматитів, які пересічені близько розміщеними жилами апліто-пегматоїдних гранітів. Гарно ограновані кристали гранату величиною до 7 см (при середній — 0,5—1 см) у кількості до 30 % спостерігаються протягом 300 м вхрест простягання порід.

На *Новоковалівському проявленні* (III-2-1) протягом 250—300 м відслонюються катаклазовані гранат-біотитові гнейси із вмістом гранату до 30 %. Глибина залягання порід 1—5 м.

Піщанобридське проявлення (III-2-5) виявлено на правому схилі р. Чорний Ташлик, де протягом 700 м вхрест простягання відслонюються гранат-біотитові гнейси, які на деяких ділянках перетворені на великосмугасті мігматити, що характеризуються підвищенням (10—40 %) вмістом чималих (2—3 см), гарно огранованих зерен гранату.

Випробування механічної стійкості гранату двома методами (Ф.В. Труцько, 1974) підтвердило його придатність для виробництва абразивної сировини.

Гірничотехнічна сировина

Корисні копалини цієї групи вирізняються проявленнями графіту, які належать переважно до графітових різновидів гнейсів роцахівської та кам'янокостоватської світи. Усі виявлені проявлення графіту мають полігенну природу утворення.

На площі аркуша виявлено 7 проявлень графіту (Ф.В. Труцько, 1981; Г.А. Шварц, 1970; Є.П. Крамських, 1985).

Карбівське, Липнязьке та Новоодеське проявлення розміщуються у північному обрамленні Липнязького гранітоїдного масиву.

Карбівське проявлення (II-1-8). Графітова мінералізація виявлена у двох свердловинах. Проявлення представлено 2-ма пластами із середнім вмістом вуглецю, відповідно, 3,18 та 3,82 %. Падіння порід, які вміщують зруденіння, стрімке (кут 70°) на захід.

Липнязьке проявлення (II-1-7) пов'язане із графіт-біотитовими гнейсами, які містять два пласти з максимальним вмістом вуглецю 5,09 і 3,15 %. Належить до приконтактової частини амфіболітів кам'янокостоватської світи із гнейсами роцахівської світи у зоні впливу Добровеличківського надвигу.

Новоодеське проявлення (II-1-17) виявлено однією свердловиною, де вміст графіту коливається від 0,49 до 2,51 %, а вміст CO₂ — 0,19 % на стовбурову потужність 4,0 м. Практичного значення не має.

Глинянське проявлення (IV-1-1) пов'язане із графіт-гранат-біотитовими гнейсами, що зазнали тектонічних і гідротермально-метасоматичних перетворень. У порозі вирізнено 12 % вуглецю.

Богословське проявлення (IV-1-8) виявлено однією свердловиною, де графіт-біотитові гнейси містять підвищену концентрацію вуглецю (до 7,1 %). Гнейси зазнали катаклазу і, крім того, містять сульфідну мінералізацію — пірит-халькопіриту, що привело до аномального вмісту міді (до 0,1 %).

Вишнівське проявлення (IV-1-11) належить до катаклазованих графіт-гранат-біотитових гнейсів, на які накладена сульфідна мінералізація і кремнієво-лужний метасоматоз. У породах спостерігається підвищений вміст вуглецю, кількість якого, за даними хімічного аналізу, коливається в межах 2,2—2,7 %.

Воеводське проявлення (IV-1-14) є найперспективнішим. Внаслідок геофізичних робіт виявлено і простежено по простягання 5-ти "рудних" зон. Підвищений вміст графіту (7,2 %) виявлено у кальцит-графітовій породі, що залягає серед вивітрілих графіт-біотитових гнейсів. Одна із рудних зон протяжністю до 6 км була розкрита двома свердловинами. Рудні тіла мають пластову форму і стрімке падіння (кут 50—80°). Руди вирізняються корою вивітрювання графіт-біотитових гнейсів роцахівської світи і містять до 8,74 % графіту. Крім того, спектральним аналізом виявлено аномалії стронцію (до 0,2 %), міді (до 0,02 %), ванадію (0,1 %), нікелю (0,02 %). По цій рудній зоні оцінено прогнозні ресурси за категорією Р₂. По інших зонах, протяжність яких становить від 1700 до 3500 м, підраховано прогнозні

ресурси за категорією P_3 . Середній вміст графіту становить 5,13 %. Потужність кори вивітрювання перевищує 80 м.

Дорогоцінне і виробне каміння

У межах площі було виявлено 2 проявлення алмазів (О.К. Бабинін та ін., 1989).

Захарівське проявлення (II-3-23) було виявлено у береговому відслоненні на р. Чорний Ташлик за 3,5 км на захід від с. Захарівка. Тут, у трахітоїдних новоукраїнських гранітах, знайдено уламки і включення вулканічного скла, а також делювіальні уламки сірої пемзовидної породи (пористість до 50—60 %) кайнотипного виду. У пемзовидній породі за допомогою мінералогічним аналізу виявлено 4 кристалика алмазів зеленуватого кольору розміром 0,1—0,2 мм.

Рівненське проявлення (III-3-3) належить до мінералізованого штоку лампрофірів молодого віку (300—270 млн. р.) із еруптивними брекчіями, які утворюють навколо штоку своєрідне коло, розкрите тільки у південно-східній частині. Шток належить до вузла перетинання розломів північно-західного і північно-східного простягання. У трьох свердловинах, які перетнули зеленувато-сірі пемзовидні еруптивні брекчії, зцементовані зміненою мінею (лампроїтом?), виявлено уламки і дрібні кристали алмазів зеленуватого кольору. Крім того, у цих породах знайдено окремі зерна муасаніту, які є супутниками алмазів практично на всіх відомих родовищах світу, пов'язаних із кімберлітовим чи лампроїтовим магматизмом.

Будівельні матеріали

Природними кам'яними будівельними матеріалами є кіровоградські порфіробластичні, трахітоїдні новоукраїнські та апліто-пегматоїдні граніти й мігматити, у меншій мірі монзоніти, амфіболіти та різного складу гнейси.

В межах району відкрито 21 родовище високоякісних кам'яних будівельних матеріалів та 5 родовищ облицювального каміння, які також можуть використовуватися для виробництва буту і щебеню. Крім того, існує багато проявлень цих порід, які добуваються місцевим населенням і сільськими господарствами в кар'єрах і кустарних виробках. До родовищ належать ділянки, де спеціально пройдено гірські виробки, які використовувалися у подальшому для підрахунку запасів і їх затвердження у ДКЗ та Техрадах відповідних організацій. Назви і розміщення зазначених на карті родовищ кам'яних будівельних матеріалів запозичено зі звітів геологічної зйомки цієї території (В.П. Брянський, 1986 р.; Ф.В. Труцько, 1974, 1981 р.; Г.О. Нудельман, 1973 р.; Г.А. Шварц, 1970) та кадастру родовищ корисних копалин Кіровоградської області ДКЗ. Район має практично необмежені запаси якісних кам'яних будівельних матеріалів, які відповідають вимогам промислових стандартів та технічним умовам для використання в дорожньому і житловому будівництві. Крім того, на деяких родовищах (за даними лабораторних випробувань) кристалічні породи придатні для виробництва декоративно-облицювального матеріалу. Такі родовища використовують комплексно, на карті вони показані умовним знаком декоративного каменю. Крім родовищ, на карту нанесено проявлення декоративно-облицювального каміння, на яких було виконано відповідні дослідження і випробування та підраховано попередні запаси.

Запаси будівельного і декоративного каміння на родовищах підраховано за категоріями А, В та C_1 . Гідрогеологічні умови практично на всіх родовищах сприятливі. Усі родовища розміщуються переважно на схилах долин рр. Чорний Ташлик, Сухий Ташлик та їх приток. Список родовищ та проявлень додається (дод. 1).

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ФАНЕРОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

ТВЕРДІ ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ

Палеологівське родовище (II-4-3) пов'язане з континентальними вугленосними відкладаннями бучака, які належать до похованих древніх палеодолин. На родовищі вирізано три ділянки: Північнопалеологівська, Квітківська та Михайлівська (Р.М. Оксенчук, 1996). На Палеологівському родовищі підраховано запаси по категоріям C_2 і P_1 . Вугілля цього родовища може використовуватися як енергетичне паливо, так і для виготовлення брикету. Палеологівське родовище оцінено як перспективне і заслуговує подальшого вивчення.

Олександрівське родовище (I-1-1) відкрито в 1947 р. (О.І. Чередниченко), в 1969—1970 рр. тут виконано детальні пошуково-оцінні роботи для розширення Ватутінського буровугільного комплексу. Буре вугілля пов'язане з бучацькою серією.

Бучацькі відклади представлені двома різними фаціями, одна з яких руслова — різнозерністі піски, що залягають в понижених ділянках древніх похованих долин, друга — озерно-болотна (піщано-глиниста товща), яка простягається в субмеридіональному напрямку на відстань 10 км при ширині до 1 км. Середня потужність бучацьких відкладів — 14,4 м. Потужність підвугільних відкладів — 0,1—

28,8 м, (середня — 5,8 м). Потужність продуктивного пласта — 0,2—9 м, (середня — 2,16 м). Найбільші — Північний і Південний поклади, які мають складну будову. Вугільний пласт часто розділений піщано-глинистою товщею потужністю 0,4—11,9 м (у середньому 3,3 м) на два, іноді на три пласти. Вугільні пласти перекривають дрібнозернисті піски й вуглисті глини, потужність яких змінюється від 0,1 до 23 м (середня — 6,5 м).

Площа Олександрівського родовища — 30,47 км², запаси вугілля підраховано за категорією С₂ (Р.М. Оксенчук на 1.01.1998 р.). Велика частина запасів (25,82 %) міститься в ціликах під населеними пунктами та дорогами. Родовище перебуває у резерві й потребує додаткових пошуково-оцінних робіт.

Маловісківське родовище (I-3-3) бурого вугілля вивчалось Т.Д. Соломухою (1948 р.), В.Г. Злобенко (1966 р.), В.І. Скоробачем (1983—1986 рр.).

Буровугільний поклад цього родовища належить до континентальних відкладів буцацької серії і простягається із заходу на схід більш як на 12 км при ширині від 500 м до 4,5 км. Конфігурація покладу складна і залежить від контуру древньої долини. Потужність покладу різко змінюється, тому геометризація його по площі можлива лише у східній частині родовища, де вирізано три блоки з робочою характеристикою покладу і підраховано запаси вугілля.

Продуктивна буцацька серія складена в нижній частині грубозернистими і різнозернистими пісками руслової фації, а в підвугільному горизонті — дрібнозернистими вуглистими пісками і глинами озерно-болотної фації. Вугільний горизонт іноді простого складу, інколи поклад вугілля розбитий проверстками глини різної потужності (до 5 м) на два чи три пласти (св. 496). Вугільний горизонт перекрито вуглистою глиною, зрідка дрібнозернистими вуглистими, глинистими пісками, що утворюють надвугільний горизонт.

Потужність буцацької серії змінюється від 1,5 м до 25 м, в середньому — 12 м.

Буцацька серія перекривається київською, обухівською, новопетрівською світами та пліоцен-нижньочетвертинними осадами загальною потужністю 20—60 м.

За даними Р.М. Оксенчук (1996 р.), запаси Маловісківського родовища підраховано за категорією С₂. Частина підрахованих запасів може розроблятися відкритим способом.

Враховуючи кількість запасів та низьку їх зольність (в середньому 23,2 %), Маловісківське родовище віднесено до перспективних.

Злинківське проявлення (II-2-3) виявлено серією свердловин. Розкриті досить якісні й потужні пласти бурого вугілля. Потужність коливається від 4,8 м до 13,7 м, середня зольність — від 28,4 % до 39,2 %.

Запаси вугілля Злинківського проявлення підраховано в нульовому контурі за кат. Р₂ (Р.М. Оксенчук, 1988). Проявлення потребує додаткового вивчення.

Оленівське проявлення (II-4-4). Розкриті пласти бурого вугілля мають потужність 7 м, 6 м, 1,5 м. Прогнозні запаси не підраховувалися в зв'язку з малою середньою потужністю (1,3 м) вугільного пласта при зольності до 25 %. Проявлення потребує подальшого вивчення.

Безіменне (Карбівське) проявлення (II-1-2) розкрито однією свердловиною в інт. 29,4—31,5 м, 38—39 м. При зольності 25 % запаси бурого вугілля становлять до 9,5 млн. т (Ф.В. Труцько, 1981). Необхідне подальше вивчення.

МЕТАЛІЧНІ КОПАЛИНИ

Чорні і рідкісні метали

Титан, цирконій. Наявність проявлень і точок підвищеної мінералізації титану зумовлена підвищеними концентраціями ільменіту та його лейкоксенізованого різновиду переважно у всіх відкладах фанерозою (піщані відклади палеогену - нижнього неогену) в тих випадках, коли вони представлені базальними горизонтами. До проявлень належать об'єкти, в яких вміст ільменіту дорівнює 30 кг/м³, до точок підвищеної мінералізації — 5 кг/м³.

Цирконій самостійних проявлень і родовищ не утворює. Іноді практичний інтерес можуть становити ореоли тих проявлень, де він розміщується в комплексі з ільменітом.

Вербівське комплексне проявлення титану й цирконію (II-2-2) розміщене на східній окраїні с. Вербівка, на лівому березі р. Сухий Ташлик. Воно розкрито однією свердловиною (в інт. 24,7—25,5 м, вміст ільменіту 44 кг/м³, в інт. 24—24,7 м — 110 кг/м³). В першому випадку ільменіт належить до вуглистої піску, в другому — до глауконіт-кварцового піску київської світи; в інт. 20—24 м вміст цирконію 5,5 кг/м³, в інт. 24—24,7 м — 26 кг/м³.

У близько розміщених свердловинах шліховими пробами встановлені інші точки підвищеної мінералізації титану та цирконію, які пов'язані із кварцовими й глауконіт-кварцовими пісками палеоген-нижнього неогену. Ці точки створюють ореол Вербівського проявлення.

Захарівське комплексне проявлення титану й цирконію (II-4-5) розміщене біля північної окраїни с.

Далеке, його розкрито свердловиною у кварцових пісках новопетрівської світи; вміст ільменіту — 59,9 кг/м³, цирконію — 1,3 кг/м³.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОПАЛИНИ

Каоліни

Калинівське проявлення (III-4-2) вторинних каолінів міститься на південно-східній окраїні с. Калинівка (св. 3041, 1754), представлено білими пухкими, слабопіщанистими каолінами. Середня потужність каолінів — 4,6 м, вскриша — 2,21 м (четвертинні суглинки та пліоценові піски), площа поширення — 1,75 км².

Чорноташлицьке проявлення вторинних каолінів (III-4-4) розміщене в 0,5 км на південний захід від с. Плетений Ташлик. Каоліни залягають у піщано-глинистій товщі середнього-верхнього пліоцену. Це біла жирна порода, що вміщує лінзовидні проверстки та включення кварцового піску. Потужність каолінів 2—17,6 м, середня — 6,1 м; вскриша (12—20 м) представлена четвертинними суглинками та пліоценовими пісками. Каоліни цього проявлення можуть бути використані як сировина для виготовлення шамотних виробів.

Глина вогнетривка

Шостаківське родовище (I-4-9) розміщено на відстані 2 км на південний схід від с. Шостаківка і представлено білими та сірими пластичними глинами, які залягають лінзовидним покладом серед піщаних відкладів еоцену. Потужність глин — від 1 до 15 м, середня — 3 м. Підраховані запаси за кат. С₂ затверджено ДКЗ 1985 р.

Івано-Благодатненське проявлення (I-4-6) представлено білими й сірими пластичними глинами, які залягають серед міоценових та сарматських піщаних відкладів. Потужність глин — від 1,9 м до 16,05 м. Склад (%): SiO₂ — 52,24; Al₂O₃ — 37,94; Fe₂O₃ — 5,54; CaO — 2,19, температура плавкості — 1670—1750° С. Глина використовується для виробництва шамотної цегли.

Піски будівельні

Шостаківське родовище (I-4-7) міститься в 1,5 км на північний захід від ст. Шостаківка. Піски плейстоценового віку, сірі, кварцові, середньо- та дрібнозернисті. Відповідають ГОСТу 21-1-88, НРБ. Їх потужність — від 2 м до 16 м. Площа родовища — 4 км². Балансові запаси категорії А+В+С затверджено ДКЗ. Піски можуть використовуватись як баластна сировина.

Шостаківське родовище перебуває у резерві (паспорт № 3357, 1990 р.).

Липнязьке проявлення (II-1-3) розміщене на лівому схилі балки Водяна правої притоки р. Сухий Ташлик. Це діючий кар'єр (80×30×7,8 м), де добуваються різнозернисті польовошпат-кварцові піски середнього—верхнього пліоцену й новопетрівської світи. Потужність шару 2,5 м, потужність вскриші — 4—6 м, площа — 40 га. Піски використовують місцеві будівельні підприємства для будівництва та ремонту доріг.

Глодоське проявлення (II-2-1) розміщене на лівому схилі балки Широка правої притоки р. Сухий Ташлик. У діючому кар'єрі (50×20×7 м) видобувають середньозернисті кварцові піски нерозчленованого пліоцену та дрібнозернисті піски новопетрівської світи. Потужність пліоценового піску — від 1,2 м до 2,4 м, площа — 10 га.

Миколаївське проявлення (II-4-1) розміщене на північ від с. Миколаївка. Це діючий кар'єр (100×90×5—7 м). В ньому розробляють піски новопетрівської світи потужністю 3,5—4,5 м, площею 25 га. Піски використовують місцеві будівельні підприємства.

Косогорівське проявлення (II-4-2) розміщене на східній окраїні с. Олено-Косогорівка, на правому схилі р. Сухоклей. У діючому кар'єрі 150×40×5—6 м під ґрунтовим шаром і четвертинними суглинками потужністю до 2,5 м залягають піски дрібно-середньозернисті потужністю 2—5 м новопетрівської світи, які використовують у будівництві.

Плетеноташлицьке проявлення (II-3-1) розміщене на північній окраїні с. Плетений Ташлик, на схилі однойменної річки. В кар'єрі (50×10×3 м) під суглинками потужністю 1,5 м добувають пісок кварцовий, середньо-губозернистий, світло-сірий, горизонтально-шаруватий, іноді косошаруватий потужністю 1,8 м, площа — 30 га, потужність вскриші — 3 м.

Злинківське проявлення (II-3-2) розміщене в 1 км на південний схід від с. Злинка на лівому схилі балки Ярошенкова. Це діючий кар'єр (40×6—8×4—5 м). Розробляється губозернистий строкатобарвистий горизонтально-шаруватий пісок потужністю 3,5 м. Площа — 40 га, потужність вскриші — до 5 м. Пісок видобувається для будівництва доріг.

Диминське проявлення (II-4-6) розміщене на північній окраїні с. Димине; в кар'єрі (80×30×7 м) добувається різнозернистий кварцовий пісок. Потужність піску — 3 м, вскриші — 0,6—2,0 м, площа — 20 га.

Добрянське проявлення (II-1-4) розміщене на лівому схилі балки Слепова — лівої притоки р. Сухий Ташлик, біля північно-західної окраїни с. Новодобрянка; в кар'єрі 130×7×10 м Ольшанським СМУ для місцевих будівельних потреб добувається пісок косошаруватий, різнозернистий з верствами й лінзами (потужністю до 0,2—0,4 м) гравійного піску. Видима потужність — 5,4 м, потужність вскриші — 2,9 м.

Піски формувальні

Маловисківське родовище (I-3-2) витягнуто по балці у вигляді смуги, завширшки до 100 м і завдовжки понад 2 км. Продуктивна товща належить до піску нижньо- і середньоміоценового віку. Пісок кварцовий дрібно- та тонкозернистий використовують для чавунного та кольорового лиття.

КОРИСНІ КОПАЛИНИ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Корисні копалини четвертинних відкладів — торф, цегляно-черепична сировина (дод. № 3).

Торф. Поклади його розміщені в заболочених заплавах рік і належать до середньочетвертинних відкладів. На карті показано чотири проявлення торфу: Великовисківське (I-4-I), Кагарлицьке (I-1-I), Малозисківське (I-3-2) та Мануйлівське (I-3-3). Запаси торфу по кожному проявленню незначні. Всі проявлення не мають практичного значення в зв'язку з тим, що розміщуються в районі широкого розвитку бурого зугілля. Торф цих проявів довгий час використовувався місцевими колгоспами як добриво.

Суглинки, глини. Для виготовлення цегли та черепиці широко використовуються розміщені по всьому лесовидні й червоно-бурі нижньочетвертинні суглинки та пліоцен-нижньочетвертинні глини. Суглинки червоно- та коричнево-бурі, слабовапнисті, щільні мають однорідний механічний склад, достатньо пластичні і не містять шкідливих домішок. Глини коричнево-червоні, вапнисті, великогрудкуваті, з рідкими стягненнями карбонату кальцію.

Потужність суглинків на вододілах — до 25 м, середня — 6—8 м. Запаси цегляно-черепичної сировини вважаються необмеженими. Родовища суглинків розробляються цегляними заводами, розміщеними у селах Великій Висці, Бандурівці, смт Новоукраїнці, Малій Висці.

ЗАКОНОМІРНОСТІ РОЗМІЩЕННЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН ТА ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Наявність на дослідженій території багатьох родовищ та рудопоявів не означає, що мінерагенічний потенціал її вже вичерпано. Навпаки, сукупність наявних мінерагенічних таксонів, що підвищує ступінь їх перспективності, а також нові таксони на рівні рудних зон і вузлів, рудних полів.

У цілому для родовищ та проявлень найбільш чітко установлюється контрольна роль структурно-тектонічних, магматичних, метасоматичних чинників, а також літологічних, стратиграфічних, геоморфологічних та інших критеріїв. Перелічені чинники реально існують і мають свою ієрархію, що впливає на масштаб їх значення.

Головну роль у поширенні корисних копалин екзогенного походження відіграють чинники стратиграфічного та геоморфологічного (палеогеоморфологічного) контролю, а ендегенного - структурно-тектонічні, магматичні та глибинні. При цьому глибинний чинник відіграє головну роль. Мова йде про транслітосферний лініамент "Г" (рис. 19), з яким пов'язана транслітосферна зона підвищеного проникання. З південно-східним флангом цієї зони пов'язані майже усі родовища та проявлення урану, які на північний захід змінюються золото-рідкіснометальним зруденінням. За межами зони впливу цього лінеаменту практично відсутні проявлення золотої, золото-рідкіснометальної та рідкісноземельно-уранової мінералізації, які мали б практичне значення. Таким чином, лініамент "Г" визначає регіональну металогенічну зональність, значення якої виходить далеко за межі дослідженої території, а його подальше вивчення потребує постановки спеціалізованих досліджень.

Сукупність металогенічних критеріїв контролю разом із пошуковими ознаками дає можливість вирізнити на площі робіт основні мінерагенічні таксони, а також удосконалити схему мінерагенічного районування масштабу 1:500 000 (рис. 22). Відповідно до масштабу робіт, основним мінерагенічним таксоном є рудний район, у межах якого виділено рудні зони та вузли, рудні поля, родовища та проявлення. Окрема частина рудних об'єктів показана поза районами. Це насамперед таксони, що пов'язані із зонами накладеної тектонічної та тектоно-метасоматичної активізації. Вік та спеціалізація відомих мінерагенічних таксонів та тих, що прогнозуються, відображено в умовних позначеннях до схем мінерагенічного районування та прогнозу. Базовою основою для їх виділення є схема тектонічного районування території.

На цій площі за комплексом ознак вирізнено три рудних райони: Корсунь-Новомиргородський, Братський та Новоукраїнський, які просторово збігаються із плутоном, структурно-формаційною зоною та гранітоїдним масивом. Рудні вузли, зони, поля, родовища, проявлення, що входять до цих районів, та їх таксономічну підпорядкованість відображено на схемі та в умовних позначеннях до неї.

У зв'язку з тим, що сукупність критеріїв та чинників зруденіння, які впливають на закономірності

розміщення корисних копалин, відрізняються один від одного, їх характеристика для основних видів останніх дається окремо.

Буре вугілля

Розміщення родовищ та проявлень бурого вугілля, відображених на "Геологічній карті дочетвертинних відкладів", цілком підпорядковано впливу чинників стратиграфічного та геоморфологічного контролю. Вони належать до палеодепресій, що утворилися в еоценову епоху і вивпнені бучацькими відкладами.

Їх утворення відбувалося в умовах замкнутих озерно-болотних котловин, найбільшими із яких є Олександрівська, Маловисківська, Злинківська, Палеологівська та Оленівська. До них і належать родовища та проявлення бурого вугілля. Щільність сітки спостережень не дає можливість спрогнозувати інші депресії та приріст запасів бурого вугілля за межами раніш встановлених структур.

Чорні метали

Залізо. Розміщення проявлень у межах Бандурівського рудного вузла зумовлюється утворенням кори вивітрювання метасоматично змінених меланократових піроксенових гнейсів та кристалічних сланців переважно кам'яно-костоватської світи. Проявлення заліза у корі вивітрювання, що утворюють поклади типу "залізних шляп", можуть бути використані як пошукова ознака колчеданно-поліметалічного зруденіння стратиформного типу. Практичного інтересу як самостійна сировина не мають, промислові родовища навряд чи можливі.

Титан. Розміщення та локалізація проявлень титану контролюється інтрузіями основних порід (габро, габро-норитів, габро-анортозитів) та ступенем збереження кори вивітрювання по них. Накопичення у промислових значеннях ільменіту відбувається у зоні дезінтеграції та каолініт-монтморилонітової зоні кори вивітрювання, де, крім рудних мінералів титану (ільменіту, титаномагнетиту, рідше рутилу), накопичуються також циркон та апатит. У центральній частині аркуша проявлення титану утворюють Захарівське прогнозоване рудне поле, яке поєднує декілька проявлень, пов'язаних із корою вивітрювання габроїдних масивів — Іванівського та Захарівського. Аналогічні проявлення властиві також для Володимирського та Маловисківського прогнозованих рудних полів. Проявлення титану Братського рудного району належать до кори вивітрювання метасоматично змінених піроксенових гнейсів кам'янокостоватської світи. Але практичного значення не мають.

Ільменітовим концентратом збагачені також базальні горизонти деяких відкладів платформного чохла. Іноді вміст ільменіту досягає промислових концентрацій. Такі проявлення титану розміщуються, як правило, над джерелом рудної речовини або неподалік від нього. Шліхові ореоли підвищених концентрацій ільменіту і титаномагнетиту в елюво-делювії супроводжують відомі об'єкти, а також спостерігаються на південь від Захарівської ділянки, де вони просторово належать до масивів габро новоукраїнського комплексу. Ці ділянки можна розглядати як потенційно титаноносні (Павлогорівське та Варварівське прогнозовані рудні поля).

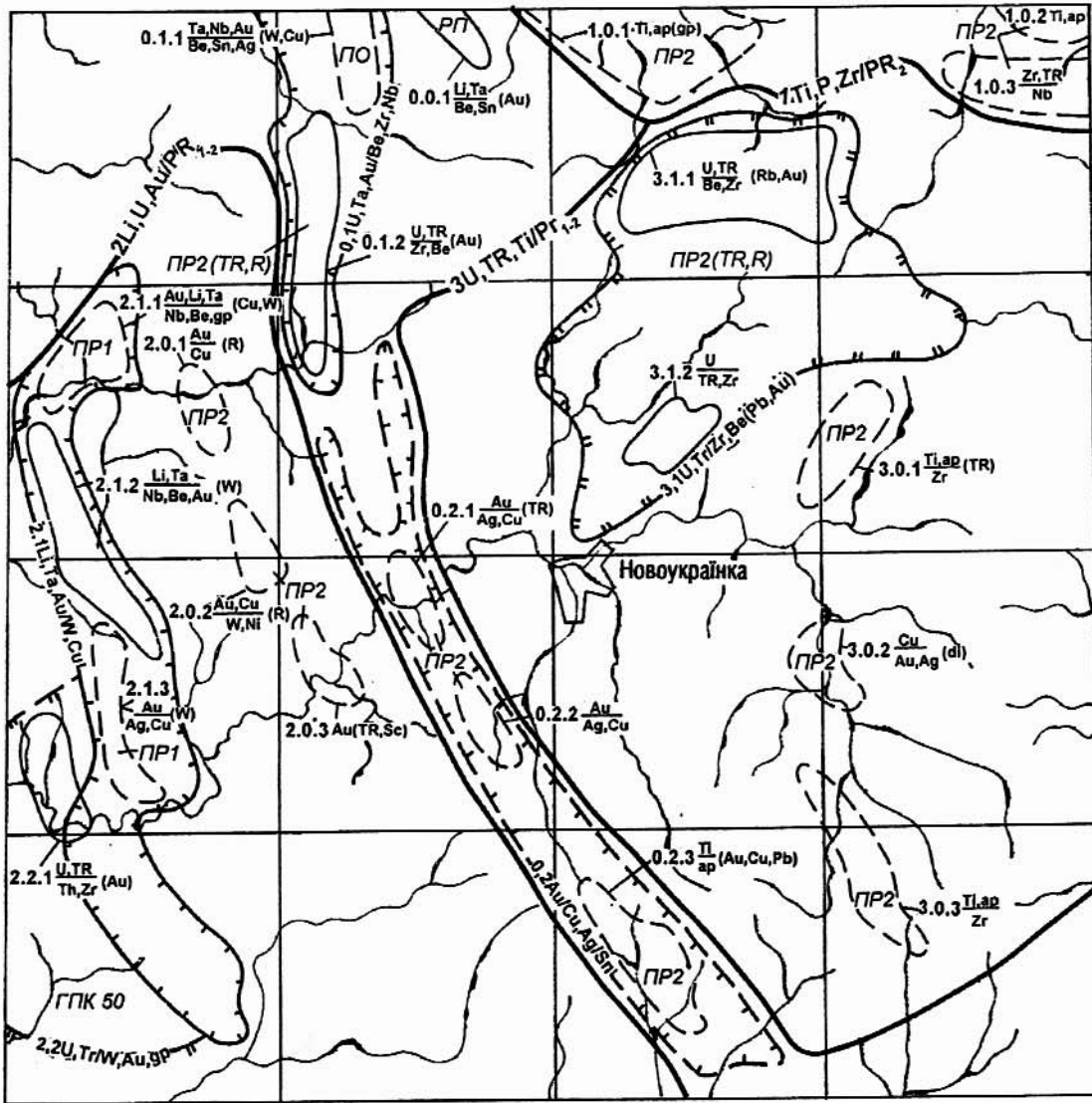
Кольорові метали

Проявлення поліметалів (міді, свинцю, цинку) у межах Михайлівської рудної зони та Олександрівського рудного вузла зумовлено насамперед сульфідною мінералізацією (халькопіриту, галеніту, сфалериту, піриту, піротину, молібденіту та ін.), що супроводжує виявлені тут золоторудні та уранові об'єкти. Тому розміщення таких проявлень поліметалів цілком контролюється чинниками локалізації золотого чи уранового зруденіння. Практичного значення, як правило, не мають. Просторово належать до золоторудних або уранових металогенічних таксонів і виступають як непрямі пошукові ознаки насамперед золотого зруденіння.

Розміщення проявлень мідно-порфірової формації (Рівненське поле, Захарівське проявлення) контролюється вузлами перетинання різноорієнтованих розломів, до яких іноді належать молоді інтрузії лампрофірів. Халькопіритова, рідше халькозин-піротинова мінералізація локалізується у тектонічно послаблених зонах. У вмісних гранітах і штоках мінет спостерігаються гідротермально-метасоматичні зміни: калішпатизація, окварцювання, аргілізація (кварц-карбонатна фація), хлоритизація. Зруденіння супроводжується підвищеними концентраціями золота, срібла, молібдену, які разом із міддю утворюють площадні літогеохімічні ореоли навколо виявлених проявлень. Мінералізація міді даного генетичного типу пов'язана із молодим (герцинським) етапом тектоно-метасоматичної активізації і заслуговує подальшого вивчення.

У Братському рудному районі спостерігаються сприятливі геодинамічні чинники утворення стратиформного колчеданно-поліметалічного зруденіння, пов'язаного із флішоїдними товщами. Деякі безпосередні ознаки цього типу мінералізації виявлено в межах Степового рудоносного поля. Гідротермальні жильні поліметалічні із золотом та сріблом проявлення прогнозуються в межах Ганнівської рудної зони.

Головними критеріями локалізації проявлень вольфраму є належність до контакту рошачівської та кам'янокостоватської світи, де розміщуються діопсидові гнейси із шеелітовою мінералізацією. Промислова концентрація вольфраму належить до зон скарнування поблизу контакту гнейсів із лейкократовими гранітами. Безпосередніми пошуковими ознаками є площинні висококонтрастні аномалії вольфраму



Умовні позначення:

- | | | |
|-------------------------------------|---|---|
| —1Ті, Р, Zr/PR ₂ — | Корсунь-Новомиргородський апатит-рідкіснометально-титановий рудний район та його вік | |
| ---1.0.1--- | Прогнозуємі апатит-титанові рудні поля: 1.0.1 – Маловисківське, 1.0.2 – Володимирське | |
| ---1.0.3--- | Прогнозуємі Осикуватське рідкіснометально-рідкісноземельне рудне поле | |
| —2Li, U, Au/PR _{1,2} — | Братський уран-золото-рідкіснометальний рудний район | |
| ---2.1--- | Михайлівська золото-рідкіснометальна рудна зона | |
| ---2.1.1--- | Станкуватське рідкіснометальне рудне поле | |
| ---2.1.2--- | Прогнозуємі рудні поля: 2.1.1 – Липнязьке золото-рідкіснометальне, 2.1.3 – Михайлівське золоторудне | |
| ---2.1.3--- | Прогнозуємі Бандурський уран-рідкісноземельний рудний вузол | |
| ---2.2--- | Лозуватківсько-Калинівське урановорудне поле | |
| ---2.2.1--- | Прогнозуємі рудні поля (поза рудними зонами та вузлами) 2.0.1 – Скопіївське, 2.0.2. – Степове (золото-поліметалічні), 2.0.3 – Коколівське золоторудне | |
| ---2.0.1--- | Новоукраїнський титан-рідкісноземельно-урановий рудний район | |
| ---3U, TR, Ti/Pr _{1,2} --- | Олександрівський уран-рідкісноземельний рудний вузол | |
| ---3.1--- | Ураново-рідкісноземельні рудні поля: 3.1.1 – Новокостянтинівське, 3.1.2 – Мар'янопільське | |
| ---3.1.1--- | Прогнозуємі рудні поля (поза рудним вузлом): 3.0.1 – Захарівське, 3.0.3 – Павлогорівське (apatит-титанові), 3.0.2 – міднорудне Рівненське | |
| ---3.0.1--- | | |
| —0.1— | Рудні об'єкти поза рудними районами: | Рекомендуємі геологорозвідувальні роботи: |
| ---0.1.2--- | Звенигородська уран-золото-рідкіснометальна рудна зона | РП – розвідка попередня |
| ---0.1.1--- | Ватутінське урановорудне поле | ПО – пошуково-оціночні роботи |
| ---0.1--- | Прогнозуємі Березівське золото-рідкіснометальне рудне поле | ПР1 – пошукові роботи масштабу 1:10 000-1:25 000 першої черги |
| ---0.0.1--- | Полохівське рідкіснометальне рудне поле | ПР2 – пошукові роботи масштабу 1:10 000-1:25 000 другої черги |
| ---0.2--- | Прогнозуємі Ганнівська золото-поліметалічна рудна зона | ГКП50 – геолого-прогнозне картування масштабу 1:50 000 |
| ---0.2.1--- | Прогнозуємі рудні поля: 0.2.1 – Піщанобродське | |
| | 0.2.2 – Поміччанське (золото-поліметалічне) | |
| | 0.2.3 – Варварівське (титанове) | |

Рис. 22. Схема мінералогічного районування та прогнозу

та шеєлітова мінералізація, іноді із супровідними повелітом та льолінгітом. Через малу потужність вмісних діопсидових гнейсів проявлення вольфраму самостійного значення не мають, а вольфрам розглядається як супровідний елемент рідкіснометальних та золоторудних полів.

Рідкісні метали

Досить чітко виділяються чотири головних рудоконтролюючих чинники рідкіснометальної мінералізації, а саме:

- наявність накладених зон тектоно-метасоматичної активізації та вузлів їх перетинання;
- поля рідкіснометальних альбіт-сподуменових та мікроклін-альбітових пегматитів у межах вказаних зон. Такі поля розміщуються здебільшого у західному та північному обрамленні Липнязького масиву гранітів кіровоградського комплексу. Пегматити мають низку специфічних рис: витянуті згідно із основним простяганням геологічних структур, концентруються на окремих локальних ділянках та мають лінійний характер магнітного поля, позбавлені чітко визначеної зональності у їх внутрішній будові; характеризуються розвитком дрібнозернистих агрегатів вторинних рудних мінералів та брекчириванням мінеральних агрегатів і їх заміщенням іншими, наявністю накладеної сульфідної мінералізації із золотом; належать до тектонічних зон у екзоконтактах гранітних масивів;

- літолого-петрографічними чинниками контролю рідкіснометальних пегматитів є наявність лінзовидних тіл ортоамфіболітів та піроксенітів серед вмісних порід. Промислова концентрація рідкісних металів (Михайлівська рудна зона) належить лише до пегматитових тіл, що розміщуються серед основних порід. В Полохівському рудному полі спостерігається зв'язок у розміщенні рідкіснометальних пегматитів серед глиноземистих кордієритових гнейсів. До екзоконтактів пегматитових тіл належать біотитові слюди з підвищеним вмістом цезію;

- нарешті, четвертою необхідною умовою промислової концентрації рідкісних металів є розвиток у межах пегматитових полів та вмісних порід площинного та коложильного кремнієво-лужного метасоматозу: альбітизації, грейзенізації, окварцювання, наявність сподумен-петалітових та кварц-мусковіт-альбітових замісних комплексів. Із процесами альбітизації пов'язана мінералізація ніобію, танталу, олова; наслідком грейзенових процесів вилуговування та окварцювання є літієва, рубідій-цезієва мінералізація у асоціації із олов'яною, тантало-ніобієвою та берилієвою [31].

Безпосередніми пошуковими ознаками рідкіснометального зруденіння є площинні літогеохімічні аномалії та шліхові ореоли мінералів-концентраторів рідкісних металів. На розміщення рідкіснометального зруденіння впливає, безумовно, глибинна будова і насамперед транслітосферний лінеамент "Г" (рис. 19). За сукупністю сприятливих чинників та безпосередніх пошукових ознак найперспективнішими ділянками на рідкіснометальне зруденіння пегматитового типу є Михайлівська, Звенигородська рудні зони та Полохівське рудне поле (рис. 22).

Рідкіснометально-рідкісноземельне зруденіння прогнозується в межах Осикуватського поля, де воно пов'язане із тілами сієнітів, облужованих гранітів та їх корама вивітрювання. Практичний інтерес може мати цирконій та ніобій, які можна добувати разом із рідкісними землями.

В межах Глодосько-Адабаської зони спостерігається підвищений вміст берилію, цирконію, ніобію, іноді скандію у лужних ураноносних метасоматитах. Головним чинником розміщення останніх є належність до зон розломів та вузлів їх перетинання. Практичне значення рідкіснометальної мінералізації цього типу невисоке.

Уран та рідкісні землі

Рудопрояви та родовища урану й рідкісних земель належать до одних і тих же металогенічних таксонів, що свідчить про єдиний еволюційний процес формування зруденіння цього типу у межах району.

Вони поєднуються у рудні вузли та поля, які вирізняються за сукупністю чинників та безпосередніх пошукових ознак. Це насамперед Олександрівський і Бандурський рудні вузли, до яких належить більша частина уранових родовищ. Окремо вирізняється Ватутінське урановорудне поле, яке розміщене в межах Звенигородської рудної зони, та Осикуватське рідкіснометально-рідкісноземельне рудне поле. Родовища та проявлення належать до двох рудних формацій: калій- та натрій-уранової, закономірності розміщення яких мають як загальні, так і відмінні риси.

До загальних рис належать досить специфічні структурно-тектонічні, метасоматичні та глибинні чинники контролю і пошукових ознак зруденіння:

Рудоконтролюючими структурами родовищ і проявлень є пізньоорогенні зони тектоно-магматичної активізації, які вирізняються серією кількох субпаралельних чи кулісоподібних розломів із складною геологічною будовою. Рудовмісними є вузли перетинання головних розломів із субширотними (рідше дуговими) у межах зон тектоно-метасоматичної активізації та, в свою чергу, вузлів перетинання останніх, до яких належать метасоматично заміщені первинні породи. В переважній більшості випадків лужні метасоматити залягають у лежачому боці тектонічного шва, що виконує роль екранувальної поверхні, а їх залягання підпорядковано заляганням тектонітів.

Колізійні процеси привели до широкого розвитку гранітоїдного магматизму, внаслідок якого відбулося формування численних масивів мікроклінових гранітів. Із становленням останніх пов'язано утворення значних обсягів післягранітизаційних лужних розчинів, які використовували тектонічно послаблені зони для дренажу та розвантаження із утворенням великих ореолів лужних метасоматитів. На завершальних стадіях процесу, з розривом майже в 100 млн. років, відбувалося рудоутворення у сприятливих умовах структурних пасток, геохімічних бар'єрів тощо.

Немає сумніву у тому, що на розміщення уран-рідкісноземельної мінералізації впливає глибинний транслітосферний лініамент "Г". Майже всі родовища та рудопрояви цього типу, за винятком Ватутінського рудного поля, локалізовані у межах його північно-східного флангу, який просторово збігається з Адабаським глибинним розломом.

Для рудопроявів рідкісних земель та урану усіх генетичних типів однією із провідних безпосередніх пошукових ознак є площинні літогеохімічні аномалії цирконію та рідкісних земель, що цілком закономірно підкреслюють розміщення перспективних ділянок.

Але є окремі характерні риси щодо закономірностей розміщення зруденіння цього типу, а саме:

- родовища та рудопрояви Олександрівського рудного вузла та Ватутінського рудного поля належать до натрій-уранової формації і локалізуються у альбітитах, мікроклінітах та лужних сієнітах, які, як правило, розміщуються серед великих полів діафторитів;

- родовища та проявлення Бандурського рудного вузла належать до калій-уранової формації і пов'язані із кремнієво-калієвим метасоматозом, який не супроводжується поширеними полями діафторитів. Наприклад, на Лозуватківському та Калинівському родовищах цей метасоматоз накладено на пегматоїдні жили, але накопичення рудних мінералів у промислових концентраціях спостерігається лише на тих ділянках, де пегматоїдні жили, що містять зруденіння, перетинають графітові чи графітовмісні гнейси, які характеризуються високим відновлювальним потенціалом. Це свідчить про вплив додаткового чинника — літологічного контролю родовищ Бандурського вузла.

Для проявлень рідкісних земель залишкового типу, поряд із структурно-тектонічними, метасоматичними, магматичними чинниками, велику роль мають геоморфологічні та палеотектонічні критерії, які сприяли накопиченню продуктів вивітрювання, а разом з тим і мінералів-концентраторів: монациту, ксенотиму, ортиту та ін.

Крім проявлень рідкісноземельної мінералізації, пов'язаної із лужними метасоматитами, в межах аркуша прогнозується Осикуватське рудне поле, де підвищеним вмістом ітрію, церію, лантану характеризуються сієніти та облужовані граніти, що містять стійкі до вивітрювання акцесорні: ортит, чевкініт, циркон. Також зона дезінтеграції та каолінітова зона кори вивітрювання стосовно великих тіл та полів сієнітів, монцосієнітів та облужованих гранітів, що їх обрамляють, є перспективною на виявлення промислових покладів циркон-рідкісноземельних руд.

Благородні метали

Золоторудні проявлення району розміщуються здебільшого в межах Михайлівської та Звенигородської рудних зон, де вони утворюють золоторудні або золото-рідкіснометальні поля. Вони належать до накладених зон зминання та дроблення тектонічного меланжу, вузлів перетинання порушень, згідних та січних із загальною структурою, і розміщуються переважно у екзоконтактових частинах гранітоїдних масивів. Супроводжуються кварц-сульфідною мінералізацією та діафторезом. Зруденіння є епігенетичним по відношенню до вмісних порід.

Головна роль у розміщенні та локалізації золотого зруденіння даного типу належить структурно-тектонічним чинникам у поєднанні із літологічним контролем вмісних порід та характером гідротермально-метасоматичного їх перетворення. Спостерігається також парагенетичний зв'язок золотої мінералізації із лейкократовими жильними гранітами кіровоградського комплексу. Хімічні та фізико-механічні властивості порід, їх текстурні особливості та мінеральний склад є теж одним із головних чинників локалізації та розподілу зруденіння. Порооди, що містять у достатній кількості залізо, є чудовими осаджувачами золота внаслідок його природної сидерофільності. До таких сприятливих порід належать меланократові гнейси та кристалосланці, амфіболіти, біотитові гнейси, скарноїди та ін.

Золотоносність цих порід пов'язана також із ступенем їх гідротермально-метасоматичного перетворення. Головними процесами, що сприяють накопиченню золота, є окварцювання, сульфідизація, серицитизація, хлоритизація. Довколорудні зміни супроводжуються іноді альбітизацією, карбонатизацією та ін.

Роль магматизму у рудоутворенні велика. Але для золота, мінералізація якого має накладений характер і може формуватися у декілька етапів синхронно із активізаціями тектоно-магматичних процесів, зв'язок із тим чи іншим комплексом лише передбачається. В одних випадках активізація може привести до накопичення чи реоморфічного збагачення уже наявних об'єктів, а в інших — до розубожування.

Перший етап накопичення золота пов'язаний із контрастними формаціями (базит-гіпербазитовою, толейтовою, андезит-базальтовою та флішоїдною), що зазнали перетворення у зонах підсуву ≈2500 млн. років тому. Другий етап золотої мінералізації пов'язаний із інтрузіями монцодіоритової

магми новоукраїнського комплексу, які утворились у віковій межі 2450—2100 млн. років внаслідок селективного плавлення грануліт-базитового фундаменту, що занурився під кіровоградську мікроплиту. Накопичення золота відбувалося у флішоїдних товщах екзоконтактів масивів цього комплексу. I, нарешті, третя найпродуктивніша епоха золотого зруденіння пов'язана із орогенним та посторогенним етапом, внаслідок якого відбулося переважно реоморфічне збагачення, накопичення та локалізація золотої мінералізації у зонах тектоно-метасоматичної активізації, як правило, в обрамленні лейкократових гранітних масивів кіровоградського комплексу. Поступове затухання орогенних процесів і пов'язаного з ними гідротермально-метасоматичного перетворення переважно в межах зон розломів та тріщин кліважу, які відігравали роль дренажних систем, відбувалося у середньому протерозої. Тому золота та рідкіснометальна мінералізація Михайлівської та Звенигородської рудних зон, хоча й просторово пов'язана із масивами кіровоградських гранітів, але час її утворення відірвано від становлення самих гранітів.

Безпосередніми пошуковими ознаками золотого зруденіння є площинні літогеохімічні та шліхові ореоли золота, що повсюди супроводжуються аномаліями халькофільних елементів (миш'яку, вісмуту, срібла, міді, рідше цинку, свинцю) та рудними мінералами (арсенопіритом, льолінгітом, халькопіритом, сфалеритом, галенітом, піритом, піротином та ін.).

По сукупності сприятливих мінерагенічних факторів та пошукових ознак на території вирізняє декілька перспективних ділянок. Насамперед, це Михайлівська рудна зона, в межах якої прогноуються високоперспективні рудні поля — Михайлівське та Липнязьке, а також Звенигородська рудна зона, де проявлення золота локалізуються у Березівському золото-рідкіснометальному полі.

Крім перелічених золотоносних площ, за сукупністю сприятливих геодинамічних, метасоматичних, структурно-тектонічних чинників та безпосередніх і небезпосередніх пошукових ознак прогноуються низка ділянок, для яких передбачається золото-поліметалічна спеціалізація. Найперспективнішими серед них є рудні поля Степове і Скопівське прогнозовані у флішоїдних товщах, та Піщанобридське й Помічнлянське поля, де золоторудна мінералізація може бути пов'язана із олістостромовими та мекститовими комплексами піднадвигових зон.

НЕМЕТАЛІЧНІ КОРИСНІ КОПАЛИНИ

Розміщення проявлень апатиту зумовлюється ділянками розвитку інтрузій основних порід: габро, габро-норитів, габро-анортозитів, які містять підвищену кількість акцесорного апатиту. За наявними даними, промислових родовищ не передбачається.

Розміщення проявлень первинних каолінів, придатних для використання як керамічної, так і вогнетривкої сировини, визначається ділянками розвитку каолінітової зони кори вивітрювання лейкократових гранітів. Утворення та збереження цієї зони залежить від палеотектонічних та палеокліматичних факторів.

Проявлення абразивних матеріалів (гранату) контролюється насамперед розвитком гранатових гнейсів роццахівської світи. Слід відмітити, що підвищений вміст гранату спостерігається у зонах тектоно-метасоматичного перетворення, а також на ділянках інтенсивної мігматизації гнейсів. Ці процеси приводять до перерозподілу гранату й збагачують гнейси на окремих площах, де вміст його досягає промислових значень.

Проявлення графіту пов'язано із графітовими гнейсами роццахівської та кам'янокостоватської світ. Промисловий вміст вуглецю у цих породах зумовлений гідротермально-метасоматичними процесами, які сприяли накопиченню графіту, внаслідок чого спостерігається збагачення ним гнейсів на окремих ділянках.

Питання щодо природи алмазів Рівненського та Захарівського проявлень до цього часу залишається суперечним. Але слід зазначити, що у деяких шліхових пробах (В.А. Анісімов, 1994; О.П. Сторожук, 1997) за допомогою мінерального аналізу виявлено супутники алмазів — піроп, муасаніт, хромшпінель, які на окремих ділянках утворюють шліхові ореоли і просторово належать до площ розвитку основного та ультраосновного магматизму молодого віку. Тому виявлення алмазоносних утворень лампроїтового чи кімберлітового типу в межах району робіт слід вважати цілком можливим.

ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНУ

Згідно з "Основними положеннями...", об'єктами прогнозу є рудні зони, вузли та поля у межах рудних районів. Їх відображено на "Схемі мінерагенічного районування та прогнозу" (рис. 22). Головними корисними копалинами, для яких прогноуються ділянки із сприятливими умовами їх локалізації, є уран, рідкісні метали, рідкісні землі та золото. Підпорядковане значення мають титан, графіт, апатит.

У пояснювальній записці до "Комплексної металогенічної карти території України" масштабу 1:500 000 (А.С. Войновський, 1996) надається таблиця прогнозних ресурсів категорій P_2 та P_3 твердих корисних копалин за станом на 01.01.1993 року, до якої увійшли відомі рудопрояви та родовища

рідкісних металів, золота, графіту, у тому числі і тих, що розміщені на території аркуша М-35-XXXII. Крім того, у звіті про виконання ГМК-200 (О.П. Сторожук, 1997) наведено переоцінку прогнозних ресурсів категорії P_3 ділянок перспективних на золоте зруденіння, які на площі аркуша цілком збігаються з тими ділянками, що прогноуються як рудні зони та поля на схемі, що запропонована авторами (рис. 22).

Наявні геологічні матеріали дають змогу прогнозувати низку ділянок перспективних на поклади титанових руд апатит-ільменітового та апатит-ільменіт-титаномagnetитового типу у корях вивітрювання титаноносних масивів габро- та габро-анортозитів. На деяких із цих ділянок (Володимирському та Захарівському прогнозованих рудних полях) попередніми геологічними роботами виявлено рудопрояви титану залишкового типу. Тому для збільшення прогнозних ресурсів титанових руд необхідно подальше вивчення масивів габро-анортозитів у межах Корсунь-Новомиргородського плутону, а також масивів габро новоукраїнського комплексу. Наявність сприятливих факторів дає можливість віднести Варварівську, Павлогорівську ділянки у ранг перспективних на виявлення титанових руд як у корях вивітрювання габрових масивів, так і в базальних горизонтах відкладів, що перекривають кристалічні породи.

Перспективи виявлення промислових родовищ кольорових металів у межах аркуша обмежені. Відомі тут проявлення гідротермальної поліметалічної, а також мідно-порфірової рудних формацій, які є одними із провідних геологопромислових типів, практичного інтересу не мають. Мідно-порфірове зруденіння Рівненської ділянки, за нинішніми даними (Г.О. Нудельман, 1976), має низький ступінь перспективності внаслідок глибокого ерозійного зрізу. З цієї ж причини поліметалічне зруденіння в межах прогнозованої Таннівської рудної зони навряд чи може бути у промислових масштабах. У межах Скопівського та Степового прогнозованих рудних полів передбачається колчеданно-поліметалічне зруденіння стратиформного типу. Деякі ознаки цього типу мінералізації виявлено на Степовій ділянці.

Вольфрамова мінералізація у вигляді шеєліту належить до маленьких геологічних тіл, тому спеціальні пошукові роботи на вольфрам здійснювати недоцільно. Слід обмежитись попутним опробуванням при виконанні інших видів ГРР.

Рідкіснометальне зруденіння має велике економічне значення. Воно пов'язано із комплексними рідкіснометальними пегматитами в межах Михайлівської та Звенигородської рудних зон, де поряд із літєвими пегматитами виявлено танталоносні пегматити та метасоматити. Крім цих відомих зон, де проявлення рідкісних металів розміщується у кількох полях, у північно-східному обрамленні Липнязького гранітоїдного масиву, в межах Скопівського та Степового прогнозованих рудних полів, за низкою ознак та сприятливих умов передбачається рідкіснометальне зруденіння зазначеного типу.

В межах Олександрівського урановорудного вузла, а також Бандурського прогнозованого уранорідкісноземельного рудного вузла та на окремих уранових об'єктах Ватутінського рудного поля виявлено підвищені концентрації берилію, цирконію, ніобію, скандію. Тому на деяких уранових об'єктах, у межах цих ділянок, необхідно провести подальше їх вивчення, для уточнення умов локалізації, мінеральних форм та можливих масштабів рідкіснометального зруденіння з метою комплексного використання родовищ. Скандієносні базити та гіпербазити можуть бути виявлені в межах Бандурського рудного вузла та Коколівського прогнозованого рудного поля.

Рідкіснометально-рідкісноземельну спеціалізацію мають сієніти корсунь-новомиргородського комплексу. В межах Осикуватського прогнозованого рудного поля можна очікувати у корях вивітрювання рудні поклади із промисловими параметрами зруденіння.

Найперспективнішими ділянками на золото-кварцовий та золото-сульфідно-кварцовий тип зруденіння є Михайлівська та Звенигородська рудні зони, в межах яких локалізуються усі відомі проявлення району робіт. Перспективність та економічне значення цих площ підвищується завдяки просторовій сумісності в межах одних і тих же структур золотого та рідкіснометального зруденіння.

Крім того, за даними наявних геологічних матеріалів, прогнозується декілька металогенічних таксонів, на яких очікується золото-сульфідне та поліметалічне із золотом та сріблом зруденіння. Але ступінь перспективності цих ділянок набагато нижча, тому їх вивчення треба виконувати у другу чергу. На деяких ділянках, які спеціалізуються на уранове зруденіння, можливе виявлення золото-уранової рудної формації.

Велике економічне значення має уранове зруденіння, яке відіграє провідну роль серед металічних корисних копалин. Прогнозна оцінка уранової мінералізації УЩ в цілому по площі аркуша у цей час виконується спеціалістами ДГП "Кіровгеологія". Тому зупинимось на перспективності площі щодо рідкісноземельного зруденіння, яке супроводжує уранову мінералізацію, передовсім, у межах Олександрівського та Бандурського рудних вузлів. Останні розглядаються нами як перспективні на рідкісноземельне зруденіння у біотит-мікроклінових метасоматитах. Відомо, що на проявленнях урану спостерігається підвищений вміст рідкісних земель як ітрієвої, так і церієвої групи. Тому на вказаних площах необхідно провести подальше вивчення уранових об'єктів для уточнення умов локалізації, мінеральної форми та можливих масштабів рідкісноземельного зруденіння. Це дасть можливість отримати висновки щодо доцільності комплексного використання уранових родовищ, а також ймовірності виявлення

самостійних промислових родовищ рідкісних земель.

Крім металічних корисних копалин, ця територія має незначні перспективи на виявлення середніх родовищ графіту в межах Бандурського рудного вузла на базі відомих проявлень Восводського та Богословського. Прийняті прогностні ресурси категорії P_2 для цих проявлень свідчать проте, що тут є невелика кількість найцінніших у промисловості пухких руд. Але ріст попиту на графіт викликає необхідність переоцінки прогностних ресурсів при одержанні нових геологічних даних, які змінюють уявлення про ступінь перспективності площ. Тому при подальшому вивченні цієї ділянки можливо з'являться принципово нові дані, які дадуть змогу рекомендувати постановку спеціалізованих ГРР.

Послідовність та види рекомендованих ГРР наведено в умовних позначеннях, які наведено до "Схеми мінералогічного районування та прогнозу" (рис. 22).

ЕКОЛОГО-ГЕОЛОГІЧНА ОБСТАНОВКА

Спеціальні екологічні дослідження на території аркуша не виконувалися. В зв'язку з цим, еколого-геологічна обстановка характеризується за матеріалами О.А. Лихацької, В.І. Поштаренка, Н.Г. Пишної та В.П. Іванчикова за станом на 01.02.1995 р.

На території аркуша мають розвиток як природні, так і техногенні ландшафти.

Переважають природні ландшафти кальцієвого класу на середньогумусових чорноземах лесових височин і частково змитих чорноземів на їх схилах. На північ від долини р. Сухий Ташлик вони формуються в умовах лісостепової підзони і належать до ландшафтів підвищених рівнин та агроландшафтів, які розміщені на їх території. На південний схід від долини р. Чорний Ташлик вони формуються в умовах підзони північного степу і належать до ландшафтів Придніпровської височини та агроландшафтів, (південнобузько-дніпровські). Межиріччя річок Сухий та Чорний Ташлик належить до перехідної (від лісостепової до степової) зони.

Техногенні ландшафти розвинуті в межах міських та сільських агломерацій, кар'єрів для видобутку каміння та цегляно-черепичної сировини. Природні ландшафти повсюди в різній мірі порушені. Ступінь порушення геологічного середовища невелика (до 6 балів) в південних районах, а на північ від широти Добровеличківка-Новоукраїнка вона підвищена (6—8 балів).

Ступінь інженерно-геологічного ризику при господарському освоєнні території середня. Вона різко зростає у верхній частині четвертинних розрізів лесовидних суглинків (В.І. Кутовий, І.В. Саніна, 1994). На більшій частині території можливі землетруси до 5—6 балів з ймовірним техногенним прирощенням до 2—3 балів.

Переважаюча потужність зони аерації на північ від долини р. Сухий Ташлик дорівнює 10—20 м, на південь від цієї межі вона зменшується до 5—10 м. На схилах долин, балок та річок потужність зони аерації коливається в межах від 0 до 20 м, а в долинах не перевищує 0—5 м.

Водоносні горизонти в четвертинних відкладах не захищені й зазнають комплексного забруднення (пестицидами, нітратами, фенолами, цинком, свинцем). Такого типу забруднення зафіксовано у водах Чорного Ташлика, нижче Новоукраїнки.

Підземні води у водоносних горизонтах палеогену та тріщинних зонах кристалічного фундаменту умовно захищені. Мінералізація їх не перевищує 1 ПДК.

Екзогенні геологічні процеси на плакорах практично відсутні. На схилах височин, долин, балок та річок переважає площинний змив. Яружної ерозії практично немає. Однак внаслідок того, що територія має характерну особливість до неотектонічного підняття, прогнозується тенденція до скорочення плоских вододілів та посилення площинного змиву чорноземів.

За комплексом наведених вище ознак можна зробити висновок, що у цілому геологічне середовище дослідженої території сприятливе та умовно сприятливе для діяльності людини.

ВИСНОВКИ

Перелік важливих проблематичних, дискусійних та невирішених питань можна розпочати розглядом проблеми впливу транслітосферного лінеаменту "Г" на регіональне металогенічне районування. Ця зона виходить далеко за межі досліджуваної території і має дуже важливе практичне значення. Як зона підвищеної проникності літосфери вона є рудовмісною для рідкісноземельного, рідкіснометального та золото-рідкіснометального зруденіння. За її межами на території аркуша проявлення металів, які б мали практичне значення, майже відсутні. Крім того, зона впливу транслітосферного лінеаменту "Г" досить чітко поділяється на дві підзони північно-східного простягання: перша підзона, яка просторово збігається з Глодосько-Адабаською зоною тектоно-магматичної активізації, спеціалізована на урано-рідкісноземельну мінералізацію; друга, що приєднується до першої з північного заходу, спеціалізована на рідкіснометальне та золото-рідкіснометальне зруденіння. Така ж сама зональність попередньо і намічається на її продовженні в межах Первомайського аркуша (М-36-XXXI).

Ця проблема, з погляду авторів, має дуже важливе практичне значення і заслуговує на вирішення у рамках спеціалізованих геолого-геофізичних та металогенічних досліджень.

Установлено, що родовища та проявлення корисних копалин мають чітку структурну належність. У зв'язку з цим, велике значення при картуванні в масштабі 1:50 000—1:25 000 має наявність аеромагнітних зйомок масштабу 1:10 000. Лише їх упровадження у практику великомасштабних геологозйомочних робіт дає ефективний інструмент для розшифрування структурних планів докембрію та виділення рудоконтрольних і рудовмісних розривних структур.

Виділені стратиграфічні підрозділи ґрунтуються на типових для цього аркуша розрізах, однак, далеко не повних. Установленими можна вважати лише геологічні межі всередині серій. Співвідношення різних серій не визначено, у зв'язку з інтенсивною гранітизацією та відсутністю перекритих розрізів. У цьому випадку дуже важливо використовувати дані сейсморозвідки МВХ-ОГТ.

Особливе значення має проблема картування та в'яснення взаємовідношень двох типів розрізів кам'янокостоватської світи, тому що з амфіболітовим типом її розрізу, принаймні просторово, зв'язані поля рідкіснометальних пегматитів. У межах цієї роботи проблему їх стратиграфічного співвідношення остаточно не вирішено; припускається як латеральний, так і вертикальний характер їх напластування. При цьому другий варіант менш ймовірний внаслідок того, що він потребує припущення, що у гранулітовому типі розрізу кам'янокостоватської та роцхавської світ залягає потужний шар порід, метаморфізованих в умовах амфіболітової фації метаморфізму. Вирішення цього питання потребує великих об'ємів буріння, а це можна зробити лише при пошукових роботах.

Досить важлива також проблема картування зон піднадвигового меланжу, які виявлено авторами в Михайлівській, Звенигородсько-Ганнівській та в Новопавлівській тектонічних зонах. Детальне картування зон меланжу має практичне значення в зв'язку з тим, що в їх формуванні тектонічно поєднуються формації — флішоїдна та толейтових базальтів острівних дуг. Внаслідок цього згадані вище зони можна віднести до рудовмісних, які контролюють розподіл золото-рідкіснометального та рідкіснометального зруденіння в рідкіснометальних пегматитах та слюдитах. При картуванні і стратиграфічному розчленуванні фанерозойських відкладів, на наш погляд, вдалось вирізнити стратони згідно з чинною "Стратиграфічною схемою", вони реально розпізнаються. Але таке розчленування ґрунтується на особливостях літологічного складу їх розрізів, в зв'язку з тим, що товщі та світи палеогену та неогену практично німі в палеонтологічному відношенні. Фактично цей висновок коректний лише для території даного аркуша. В майбутньому такі роботи повинні супроводжуватися палеонтологічним і палинологічним довивченням опорних (типових) розрізів фанерозойських відкладів для кожного аркуша серії із залученням до робіт досвідчених палеонтологів та палинологів.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Белевцев Я.Н., Бакаржиев А.Х.* Урановые месторождения Украины // Минералогический журн. - 1992. - № 5. - С. 28-44.
2. *Bogdanova S.* Segments of the East European Craton. 1 n: D.G.Gee and M Beckholmen (Editors), EUROPROBE in Zablonna 1991. Snstitute of Geophysics, Polish Academy of Sciences-European Sciences Foundtion, Warszawa. - pp. 33-38.
3. *Быстревская С.С.* Сквозные рудоконцентрирующие структуры юго-западной части Восточноевропейской платформы и Карпатской складчатой области. В кн.: Сквозные рудоконцентрирующие структуры. - М.: Наука, 1989. - С. 104-109.
4. *Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., Медведев В.В.* Методика палеопедологических исследований. - К.: Наук. думка, 1972. - 272 с.
5. *Веклич М.Ф., Сіренко О.А., Дубняк В.А.* Розвиток ґрунтів України в пізньому кайнозої. - К.: Наукова думка, 1973. - 210 с.
6. *Галецкий Л.С., Соловьев Г.С., Николаенко Б.А.* Широтные линеаменты Украины и их металлогеническое значение. В сб.: Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений/З.П. Кравченко (тезисы докл.). - Днепропетровск. - 1988. - С. 78-80.
7. *Белевцев Я.Н., Коваль В.В., Бакаржиев А.Х., Анисимов В.А. и др.* Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. - К.: Наукова думка, 1995. - С. 392.
8. Геодинамическая карта территории Украинской ССР (основных срезом) масштаба 1:1 000 000/Н.А. Астахов, М.К. Багинян, В.Г. Пастухов и др. Сб.: Геодинамика и минерагения Украины (тезисы докл.). - Кривой Рог. - 1989. - С. 17-19.
9. Геодинамическая карта Украины масштаба 1:1 000 000 с объяснительной запиской/Н.А. Астахов, М.К. Багинян, В.Г. Пастухов и др. - К.: ГП "Геопрогноз", 1993. - С. 213.
10. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Центрально-Украинская. Аркуш М-36-XXXII с объяснительной запиской/Г.Г. Андрейчик, В.А. Голубев, ред. А.Н. Козловская. - М.: Недра, 1968. - С. 69.
11. Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Центрально-Украинская. Аркуш М-36-XXXII с объяснительной запиской/Барыбина З.С., Приходько В.С., Терентиев Ю.А. - К., 1974. - С. 41.

12. Гранитоидные формации Украинского щита/К.Е. Есипчук, В.И. Фурса, И.Б. Щербаков и др. - К.: Наукова думка, 1984. - С. 180.
13. Есипчук К.Е. Формационное расчленение гранитоидов Украинского щита на основе петролого-геохимических данных. Дис. докл. геол.-минер. наук. - К.: б.г., б.с.
14. Завойский В.Н., Иващенко И.Н. Алгоритм решения на ЭВМ двухмерной задачи магниторазведки для анизотропных по восприимчивости пород. Геофиз. сб. АН УССР. - 1973. - вып. 56. - С. 63-68.
15. Ильченко Т.В., Крюченко В.А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ ХХУ Бабанка-Пятихатки//Геофиз. журнал. - 1981. - Т. 3. - № 1. - С. 94-104.
16. "Інструкція по організації та проведенню геологічного довивчення раніше закартованих площ масштабу 1:200 000, складання та підготовка до видання державної геологічної карти України масштабу 1:200 000". - К., 1999.
17. Быстрицкая С.С., Николаенко Б.А., и др., гл. ред. Зарицкий А.И., ЦТЭ. ГКП. Карта линейных и кольцевых структур Украинской ССР масштаба 1:1 000 000 (по материалам космических съемок) с объяснительной запиской. - К., 1989. - С. 113.
18. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. - К.: Наукова думка, 1981. - С. 264.
19. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. - К.: Наукова думка, 1989. - С. 248.
20. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1990. - С. 187-198.
21. Крупенников В.А. Каневско-Новоукраинский глубинный разлом - крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита. В кн.: Сквозные рудоконцентрирующие структуры. - М.: Наука, 1989. - С. 97-103.
22. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1982. - С. 216.
23. Крюченко В.А., Половинкин Б.В., Трипольский А.А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГСЗ Николаев-Канев//Геофиз. журн. - 1981. - Т. 3. - № 2. - С. 82-88.
24. Крюченко В.А. Геологическое истолкование результатов комплексной интерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ Бабанка-Пятихатки//Геол. журн. - 1981. - Т. 41. - № 4. - С. 51-61.
25. Лебедев Т.С., Корчин В.А., Буртний П.А. Петроскоростные модели земной коры центральной части Украинского щита//Геофиз. журн. - 1995. - Т. 17. - № 4. - С. 13-22; Там же: 1995. - Т. 17. - № 5. - С. 30-37; Там же: 1995. - Т. 17. - № 6. - С. 14-21.
26. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII (Отв. ред. Сологуб В.Б.). - К.: Наукова думка, 1988. - С. 172.
27. Марковский В.С., Орлюк М.И., Пашкевич И.К., и др., ред. Каратаева Г.И. Магнитная модель литосферы Европы. - К.: Наукова думка, 1990. - С. 168.
28. Нечаев С.В., Макивчук О.Ф., Белых Н.А. Новый редкометалльный район Украинского щита//Геол. журн. - 1991. - № 4. - С. 118-122.
29. Нечаев С.В. Некоторые особенности проявлений золота и серебра в западной части Украинского щита//Геол. журн. - 1992. - № 4. - С. 79-87.
30. Палиенко В.П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины. - К.: Наук. думка, 1992. - 116 с.
31. Половинкина Ю.И. О красном трахитоидном граните Ингуло-Ингулецкого р-на Украины. Науч. зап. Киевского ун-та. - 1950. - № 10.
32. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлов И.Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). - М.: Недра, 1971. - С. 313.
33. Соколовський І.Л. Закономірності розвитку рельєфу України. - К.: Наук. думка, 1975. - 216 с.
34. Сологуб В.Б. Литосфера Украины. - К.: Наукова думка, 1986. - С. 184.
35. Структурные и азимутальные несогласия на разных этапах земной коры Украинского щита. Докл. НАН Украины/С.С. Красовский, Ю.П. Оровецкий, А.В. Чекунов и др. - 1995. - № 8. - С. 94-100.
36. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточноевропейской платформы, масштаб 1:1 000 000. В комплекте карт "Геология и металлогения юго-западной части Восточноевропейской платформы"/Ред. А.В. Чекунов. - К., 1992.
37. Щербак Д.Н. Геохронология эпох активизации урана. В кн.: генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. - К.: Наукова думка, 1995. - С. 208-211.
38. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита. Сб.: Геохимия и рудообразование. - К.: Наукова думка, 1995. - С. 74-89.
39. Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Кузнецова Н.М. Возрастные эпохи рудообразования в докембрии Ингуло-Ингулецкого района. В кн.: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. - М.: Наука, 1993. - С. 39-48.
40. Щербак Д.Н., Скобелев В.М., Верхогляд В.М. Изотопный возраст гранитов рапакви Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов УЩ. - ДАН УССР. - 1987. - № 7. - С. 38-41.
41. Щербак Н.П. Каталог изотопных дат пород Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1978. - С. 211.
42. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бортницкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. - К.: Наукова думка, 1989. - С. 144.
43. Щербак Н.П., Есипчук К.Е. Тектоно-магматические циклы - основа геодинамики Украины. - В сб.: Геодинамика и минерагения Украины (тезисы докл.). - Кривой Рог, 1989. - С. 13-14.

Список родовищ і проявлень корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин кристалічної основи"

Індекс квадрата карти	№ на карті	Найменування родовища (проявлення)	Вид: р - родовище, п - проявлення	Вивчення або освоєння	Посилання на літературне джерело чи номер у кадастрі
1	2	3	4	5	6
МЕТАЛІЧНІ					
ЧОРНІ МЕТАЛИ					
<i>Залізо</i>					
III-1	8	Вільшанське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974
IV-1	7	Бандурське	п	"-	Шварц Г.А., 1970
IV-1	9	Богословське	п	"-	"-
IV-1	13	Восводське	п	"-	"-
<i>Титан</i>					
I-4	1	Миронівське	п	Проведено пошуки	Брянський В.П., 1986
II-3	22	Південно-захарівське	п	"-	Труцько Ф.В., 1981
II-4	2	Іванівське	п	"-	"-
II-4	5	Захарівське	п	"-	"-
III-2	8	Бешкетівське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974
III-3	9	Щастливське	п	"-	Нудельман Г.О., 1973
III-3	10	Лозуватківське	п	"-	"-
КОЛЬОРОВІ МЕТАЛИ					
<i>Мідь</i>					
II-1	9	Овражне	п	Не вивчено	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
II-1	18	Добротимофіївське	п	"-	Бабинін О.К., 1989
II-3	25	Захарівське	п	Проведено пошуки	Бабинін О.К., 1989, Нудельман Г.О., 1976
III-3	4	Рівненське	п	Не вивчено	Нудельман Г.О., 1973; 1976
<i>Свинець</i>					
I-3	9	Дорожнє	п	Проведено пошуки	Брянський В.П., 1986
<i>Цинк</i>					
II-1	9	Овражне	п	Не вивчено	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
<i>Вольфрам</i>					
II-1	15	Новоодеське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
II-1	22	Новостанкуватське	п	"-	Бабинін О.К., 1989
III-1	5	Степове	п	"-	Труцько Ф.В., 1974; 1981
III-1	6	Маловільшанське	п	"-	Труцько Ф.В., 1974
IV-1	2	Лисогірське	п	"-	Крамських Є.П., 1985
РІДКІСНІ МЕТАЛИ					
<i>Літій</i>					
I-2	3	Полохівське	р	Завершено пошуково-оцінні роботи	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
II-1	11	Липнязьке	п	Тривають пошуково-оцінні роботи	"-
II-1	23	Станкуватське	р	Тривають пошуково-оцінні роботи	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
III-1	2	Надія	р	"-	"-

Додаток № 1 (продовження)

1	2	3	4	5	6
Тантал					
I-2	1	Копанки	п	Проведено попередні пошуки	Брянський В.П., 1986 Заєць О.В., 1991
II-1	16	Новоодеське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
Цирконій					
I-4	2	Олександрівське	п	Проведено пошуки	Брянський В.П., 1986
IV-2	1	Новоглинянське	п	Не вивчено	Шварц Г.А., 1970
РІДКІСНІ ЗЕМЛІ					
I-3	4	Ульянівське	п	Проведено пошуки	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
I-3	6	Мануйлівське	п	Не вивчено	"-
I-3	20	Оникіївське	п	"-	"-
I-4	3	Вівсянівське	п	"-	Злобенко В.Г., 1966 Коломієць Г.Д., 1991
II-3	1	Плетеноташлицьке	п	"-	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
II-4	1	Квітковське	п	"-	"-
II-4	3	Іванівське	п	"-	Труцько Ф.В., 1981
III-1	16	Глинянське	п	"-	п. 46, ДГП "Кіровгеологія"
БЛАГОРОДНІ МЕТАЛИ					
<i>Золото</i>					
I-2	2	Копанки	п	Не вивчено	Брянський В.П., 1986 Заєць О.В., 1991
I-2	5	Березівське	п	"-	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
I-2	9	Новопавлівське	п	"-	"-
II-1	1	Липнязьке	п	"-	"-
II-1	4	Липнязьке-1	п	"-	"-
II-1	5	Липнязьке-2	п	"-	"-
II-1	6	Липнязьке-3	п	"-	Труцько Ф.В., 1981
II-1	10	Овражне	п	Проведено пошуки	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
II-1	21	Новостанкуватське	п	Не вивчено	Бабинін О.К., 1989
II-1	24	Контактове	п	Проведено пошуки	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
III-1	3	Тернове	п	Не вивчено	Бабинін О.К., 1986 Сторожук О.П., 1997
III-1	7	Михайлівське-2	п	Проведено пошуки	Бабинін О.К., 1989 Сторожук О.П., 1997
III-1	10	Михайлівське-1	п	"-	"-
III-1	11	Михайлівське	п	"-	"-
IV-1	4	Бандурське	п	Не вивчено	п. 46 ДГП "Кіровгеологія"
IV-1	10	Софіївське	п	"-	"-
РАДІОАКТИВНІ ЕЛЕМЕНТИ					
<i>Уран</i>					
I-2	6	Ватутінське	р	Розробляється	[7]
I-2	7	Південне	п	Проведено пошуки	п. 47 ДГП "Кіровгеологія"
I-2	10	Козакова Балка	п	"-	"-
I-3	5	Ульянівське	п	"-	"-

1	2	3	4	5	6
I-3	7	Північна ділянка	р	Розвідане	[7]
I-3	8	Розсохуватське	п	Проведено пошуки	п. 47 ДГП "Кировгеологія"
I-3	10	Роженське	п	"-	"-
I-3	11	Мануйлівське	п	"-	"-
I-3	12	Залісне	п	"-	"-
I-3	14	Південно-західна ділянка	р	Розвідано	[7]
I-3	15	Тарасівське	п	Проведено пошуки	п. 47 ДГП "Кировгеологія"
I-3	16	Олександрівське	п	"-	"-
I-3	17	Степове	п	"-	"-
I-3	18	Декабрське	п	"-	"-
I-3	13	Середня ділянка	р	Розвідано	[7]
I-3	19	Південна ділянка	р	"-	п. 47 ДГП "Кировгеологія"
II-2	1	Новопавлівське	п	Проведено пошуки	"-
II-3	8	Західноадабаське	п	"-	"-
II-3	9	Партизанське	п	"-	"-
II-3	10	Захарівське	п	"-	"-
II-3	11	Безіменне	п	"-	"-
II-3	13	Новоолексіївське	п	"-	"-
II-3	12	Східне	п	"-	"-
II-3	14	Західне	п	Проведено пошуки	"-
II-3	15	Олексіївське	п	"-	"-
II-3	18	Паломське	п	"-	"-
III-1	12	Лозуватківське	р	Розвідано	[7]
III-1	13	Калинівське	р	Розвідано	[7]
IV-1	3	Східнобандурське	п	Проведено пошуки	п. 46 ДГП "Кировгеологія"
IV-1	5	Виноградівське	п	"-	"-
IV-1	6	Західнобандурське	п	"-	"-
<i>Торій</i>					
III-1	9	Гнатівське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974
ТВЕРДІ НЕМЕТАЛІЧНІ ОПТИЧНІ МАТЕРІАЛИ <i>Кварц п'єзооптичний</i>					
I-3	2	Маловисківське	п	Не вивчено	Брянський В.П., 1986
I-3	3	Лозуватківське	п	"-	"-
III-1	1	Добрянське	п	"-	Труцько Ф.В., 1974
ХІМІЧНА СИРОВИНА <i>Пірит, піротин</i>					
III-1	4	Степове	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974, 1981
МІНЕРАЛЬНІ ДОБРИВА <i>Апатит</i>					
II-2	11	Похетонівське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974
КЕРАМІЧНА ТА ВОГНЕТРИВКА СИРОВИНА <i>Кварц керамічний та склярський</i>					
II-3	4	Капустянське	п	Проведено пошуки	Труцько Ф.В., 1981

Додаток № 1 (продовження)

1	2	3	4	5	6
Польовий шпат					
III-2	6	Помічнянське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974
Пегматит керамічний					
II-1	14	Дружелюбівське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
II-2	8	Фурманівське	п	"-	"-
III-2	3	Піщанобрідське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1974
III-1	17	Попова Балка	п	"-	Шварц Г.А., 1970
IV-1	18	Благодатненське	п	"-	Шварц Г.А., 1970 Крамських Є.П., 1985
IV-2	2	Порфірівське	п	"-	Шварц Г.А., 1970
Каолін первинний					
II-1	20	Мар'ївське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
II-2	3	Глодоське	п	"-	"-
II-3	2	Оситнязьке	п	"-	"-
II-3	16	Єгорівське	п	"-	"-
II-4	4	Шевченківське	п	"-	"-
III-3	2	Рівненське	п	Не експлуатується	Нудельман Г.О., 1973
III-3	6	Рівненське	р	Не розробляється	"-
III-3	7	Щасливське	п	Не вивчено	"-
III-3	8	Водянське	п	"-	"-
III-4	2	Рівненське-1	п	"-	"-
IV-1	16	Попова Балка	п	"-	Крамських Є.П., 1985
IV-2	3	Тимофіївське	п	"-	Шварц Г.А., 1970
IV-3	1	Грушівське	п	"-	Шварц Г.А., 1970 Крамських Є.П., 1985
IV-3	2	Дмитрівське	п	"-	"-
IV-3	3	Лозуватківське	п	"-	"-
IV-4	1	Новокалінівське	п	"-	"-
АБРАЗИВНІ МАТЕРІАЛИ					
Гранат					
II-2	2	Глодоське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
II-2	5	Південноглодоське	п	"-	"-
II-2	6	Новоподимське	п	"-	"-
II-2	7	Перемозьке	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
II-3	24	Ульянівське	п	"-	"-
III-1	18	Глинянське	п	"-	Труцько Ф.В., 1974
III-2	1	Новоковалівське	п	"-	"-
III-2	5	Піщанобродське	п	"-	"-
ГІРНИЧО-ТЕХНІЧНА СИРОВИНА					
Графіт					
II-1	7	Липнязьке	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
II-1	8	Карбівське	п	"-	"-
II-1	17	Новоодеське	п	"-	"-
IV-1	1	Глинянське	п	"-	п. 46 ДГП "Кіровгеологія"

1	2	3	4	5	6
IV-1	8	Богословське	п	Проведено пошуки	Шварц Г.А., 1970
IV-1	11	Вишневське	п	Не вивчено	-"
IV-1	14	Воєводське	п	-"	Крамських Є.П., 1985
ДОРОГОЦІННЕ ТА ВИРОБНЕ КАМІННЯ					
<i>Алмази</i>					
II-3	23	Захарівське	п	Не вивчено	Труцько Ф.В., 1981
III-3	3	Рівненське	п	-"	Бабинін О.К., 1989 Гейко Ю.В., 1990
БУДІВЕЛЬНІ МАТЕРІАЛИ ТА ІНШІ ПОРОДИ					
<i>Кислі породи</i>					
I-2	4	Кирилівське	р	Розробляється	[Б-908]
I-2	8	Новоапавлівське	р	-"	[Б-1763]
I-3	1	Краснопілківське	р	-"	Брянський В.П., 1986
II-1	12	Скопіївське	р	Експлуатується	Труцько Ф.В., 1981
II-1	19	Липнязьке	р	Законсервовано	-"
II-2	9	Новоукраїнське	р	Експлуатується	Труцько Ф.В., 1981
II-2	10	Адабаське	р	Не експлуатується	-"
II-3	3	Перловське	р	Розроблюється	-"
II-3	19	Бантишівське	р	Експлуатується	-"
III-1	14	Михайлівське	р	Розвідано	Труцько Ф.В., 1974
III-1	15	Червоноярське	р	Не розробляється	-"
III-1	17	Глинянське	р	Розвідано	-"
III-2	2	Никільське	р	Не експлуатується	-"
III-2	4	Новофедорівське	р	-"	-"
III-2	7	Олексіївське	р	Не розробляється	-"
III-3	1	Балка Тернова	р	Періодично розробляється	Нудельман Г.О., 1973
III-3	5	Рівненське	р	Не експлуатується	-"
III-4	1	Обертасівське	р	Експлуатується	-"
IV-1	12	Софіївське-1	р	Зарезервовано	Шварц Г.О., 1970
IV-1	15	Софіївське-2	р	-"	-"
IV-3	4	Мостове	р	Не експлуатується	-"
<i>Камінь облицювальний і декоративний</i>					
II-1	2	Карбишевське	п	Не експлуатується	Труцько Ф.В., 1981
II-1	3	Ташлицьке	р	Розвідано	[Б-3498]
II-1	13	Дружелюбівське	п	Не експлуатується	Труцько Ф.В., 1981
II-2	4	Злинківське	р	-"	-"
II-3	5	Капустянське	р	Експлуатується	-"
II-3	6	Капустянське	п	Розвідано	-"
II-3	7	Войновське	р	Підготовка до освоєння	-"
II-3	20	Горіхівське	р	Законсервовано	-"
II-3	17	Горіхівське	п	Не розробляється	-"
II-3	21	Воронівське	п	-"	-"
II-4	6	Нерубаївське	п	Не вивчено	-"

Додаток № 2

Список родовищ, проявлень та пунктів підвищеної мінералізації корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин дочетвертинних відкладів"

Індекс квадрата карти	№ на карті	Найменування родовища (проявлення)	Вид: р - родовище, п - проявлення, п. м. - пункт підвищеної мінералізації	Клас: к - корінне, р - розсипне	Вивчення або освоєння	Посилання на літературне джерело чи номер у кадастрі
1	2	3	4	5	6	7
ТВЕРДІ ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ <i>Вугілля буре</i>						
I-1	1	Олександрівське	р	к	не розробляється, перспективне, потребує подальшого вивчення	Г-III-68, Оксенчук Р.М., 1996
I-3	3	Маловисківське	р	к	резерв	Г-III-62; Оксенчук Р.М., 1996
II-1	2	Безіменне (Карбівське)	п	к	потребує подальшого вивчення	Труцько Ф.В., 1981
II-2	3	Злинківське	п	к	потребує подальшого вивчення	Труцько Ф.В., 1981; Оксенчук Р.М., 1988
II-4	3	Палеологівське	р	к	не розробляється, перспективне, потребує подальшого вивчення	Б-747 Оксенчук Р.М., 1996
II-4	4	Оленівське	п	к	потребує подальшого вивчення	Труцько Ф.В., 1981
МЕТАЛІЧНІ КОПАЛИНИ <i>Титан, цирконій</i>						
II-2	2	Вербівське (св. 1808, 1935, 1937, 1938, 1939, 1943, 1945)	п	р	перспективи не вивчені, потребує подальшого вивчення	Труцько Ф.В., 1981
II-4	5	Захарівське	п	р	"-	"-
НЕМЕТАЛІЧНІ КОПАЛИНИ Будівельні і вогнетривкі матеріали Каолін						
III-4	2	Калинівське	п	к	перспективи не вивчені	Нудельман Г.О., 1973
III-4	4	Чорноташлицьке	п	к	"-	"-
<i>Глина вогнетривка</i>						
I-4	5	Івано-Благодатнинське	п	к	розробляється	Голубев В.А., 1968
I-4	8	Шостаківське	р	к	резерв	Б-2155
III-4	1	Радісне (св. 1696)	п	к	розробляється місцевими будівельними підприємствами	Нудельман Г.О., 1973

Додаток № 2 (закінчення)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Глини цегляні та гончарні</i>						
III-3	1	Грузьке (св.1646)	п	к	розробляється місц. буд. підприємствами	Нудельман Г.О., 1973
III-4	3	Новомиколаївське (св. 1763)	п	к	-"	-"
<i>Піски формувальні</i>						
I-3	2	Маловисківське	р	к	резерв	Б-2093, Труцько Ф.В., 1981
<i>Піски будівельні</i>						
I-2	1	Хмелівське	п	к	розробляється місцевими будівельними підприємствами	Голубев В.А., 1968
I-3	1	Краснопілківське	п	к	-"	-"
I-3	4	Ново-константинівське	п	к	-"	-"
I-3	5	Ульянівське	п	к	-"	-"
I-3	6	Росухуватське	п	к	розробляється місцевими будівельними підприємствами	Голубев В.А., 1968
I-4	1	Олександрівське	п	к	-"	-"
I-4	2	Північно-великовисківське	п	к	-"	-"
I-4	3	Великовисківське	п	к	-"	-"
I-4	4	Південно-великовисківське	п	к	-"	-"
I-4	6	Оникіївське	п	к	-"	-"
I-4	7	Шостаківське	р	к	резерв	Б-3357
II-1	1	Захарівське	п	к	розробляється місцевими будівельними підприємствами	Голубев В.А., 1968
II-1	3	Липнязьке	п	к	-"	Труцько Ф.В., 1981
II-1	4	Добрянське	п	к	-"	-"
II-2	1	Глодоське	п	к	-"	-"
II-2	4	Новоолексіївське	п	к	-"	Голубев В.А.
II-3	1	Плетеноташлицьке	п	к	-"	Труцько Ф.В., 1981
II-3	2	Злинківське	п	к	-"	-"
II-4	1	Миколаївське	п	к	-"	-"
II-4	2	Косогорівське	п	к	-"	-"
II-4	6	Димінське	п	к	-"	-"
IV-3	1	Михайлівське	п	к	-"	Голубев В.А., 1968

Додаток № 3

Список родовищ і проявлень корисних копалин, які показано на "Геологічній карті і карті корисних копалин четвертинних відкладів"

Індекс квадрата карти	№ на карті	Найменування родовища (проявлення)	Вид: р - родовище, п - проявлення	Клас: к - корінне, р - розсипне	Вивчення або освоєння	Посилання на літературне джерело чи номер у кадастрі
1	2	3	4	5	6	7
ГОРЮЧІ КОПАЛИНИ						
<i>Торф</i>						
I-1	1	Кагарлицьке	п	к		Голубев В.А., 1968
I-3	2	Маловисківське	п	к		"-
I-3	3	Мануйлівське	п	к		"-
I-4	1	Великовисківське	п	к		"-
БУДІВЕЛЬНІ І ВОГNETРИВКІ МАТЕРІАЛИ						
<i>Глини цегляні та черепичні</i>						
I-2	1	Кіровське	п	к	розробляється місц. буд. підприємствами	Б-1797 Голубев В.А., 1968
I-2	2	Хмелівське-2	р	к	резерв	Б-1799
I-2	3	Хмелівське	р	к	розробляється	Б-1798
I-3	1	Маловисківське	р	к	розробляється місц. буд. підприємствами	Б-1797 Голубев В.А., 1968
I-4	2	Мар'янівське	п	к	"-	"-
I-4	3	Великовисківське	п	к	розробляється	Голубев В.А., 1968
	1	Новомихайлівське	п	к	"-	"-
II-3	1	Новоукраїнське-I	р	к	резерв	Б-3498
II-4	1	Іванівське	п	к	"-	Голубев В.А., 1968
III-1	1	Гнатівське	п	к	"-	"-
III-1	2	Лисогірське	р	к	розробляється	Б-2780
III-2	1	Новоукраїнське-II	п	к	резерв	Голубев В.А., 1968
III-2	2	Помошнянське	р	к	розробляється	Б-819
III-2	3	Новопавлівське	п	к	"-	Голубев В.А., 1968
III-3	1	Західнорівненське	п	к	"-	Нудельман Г.О., 1973
III-4	1	Старопеченівське	п	к	резерв	Голубев В.А., 1968
III-4	2	Обертасівське	п	к	"-	"-
III-4	3	Рівненське-I	р	к	"-	Б-715
III-4	4	Рівненське-II	р	к	втратило промислове значення	Б-716
III-4	5	Виноградівське	п	к	розробляється	Голубев В.А., 1968
IV-1	1	Бандурське	р	к	"-	Б-786
IV-1	2	Софіївське	п	к	"-	Голубев В.А., 1968
IV-3	1	Лозуватківське	п	к	"-	"-
IV-4	1	Осикуватське	п	к	"-	"-
IV-4	2	Криничеватське	п	к	розробляється	"-
IV-4	3	Південно-Софіївське	п	к	"-	"-
IV-4	4	Витязівське	р	к	"-	Б-817

Примітка. Додатки за № 4, 5 разом із картою "Корисних копалин та закономірностей їх розміщення" перебувають у геолфодах ДГП "Геоінформ".

Типовий розріз тиврівської товщі (Новогригорівський профіль)

Світа (товща)	Підсвіта	Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу
1	2	3	4	5	6	7
Тиврівська				20		Граніти гранат-біотитові середньозернисті
			12		Мігматити гранат-біотитові середньо-крупнозернисті	
			4		Кристалосланці амфібол-піроксенові дрібнозернисті	
			10		Перидотити середньо-крупнозернисті амфіболізовані	
			10		Піроксеніти крупнозернисті амфіболізовані	
			8		Перидотити середньозернисті сланцюваті	
			9		Кристалосланці піроксен-біотитові дрібнозернисті	
			6		Кристалосланці двопіроксенові дрібнозернисті амфіболізовані	
			2		Граніти апліт-пегматоїдні крупнозернисті	
			2		Кристалосланці двопіроксенові дрібно-середньозернисті	
			11		Ендербіти середньозернисті тіньові з останцями кристалосланців	
			24		Граніти біотитові з поодинокими зернами гранату і піроксену та останцями ендербітів	
			24		Ендербіти піроксен-біотитові середньозернисті	
			6		Граніти біотитові середньозернисті з поодинокими зернами гранату і піроксену	
			13		Ендербіти гіперстен-біотитові середньозернисті	
			1		Граніти апліт-пегматоїдні тіньові з поодинокими скупченнями біотиту, гранату і піроксену	
			16		Плагіомігматити біотитові середньозернисті калішпатизовані (полімігматити)	
			9		Кристалосланці двопіроксенові амфіболізовані дрібнозернисті	
			2		Граніти пегматоїдні середньо-крупнозернисті з біотитом і піроксеном	
			12		Плагіомігматити піроксен-біотитові, середньозернисті калішпатизовані (полімігматити)	
			8		Граніти апліт-пегматоїдні біотитові крупнозернисті тіньові	
			20		Плагіогнейси біотит-гіперстенові дрібно-середньозернисті сланцювато-смугасті із проверстками плагіогнейсів гіперстенових, зрідка діопсид-гіперстенових	
			4		Пегматити крупнозернисті	
			15		Плагіогнейси біотит-гіперстенові дрібно-середньозернисті мігматизовані	
			4		Пегматити крупнозернисті з біотитом, піроксеном, гранатом	
			26		Мігматити гранат-біотитові середньозернисті тіньові з останцями плагіогнейсів піроксен-біотитових	
			30		Граніти пегматоїдні крупнозернисті зі скупченнями біотиту	

Додаток № 6 (продовження)

1	2	3	4	5	6	7
Тиврівська		С-328		8		Плагіомігматити середньозернисті з поодинокими зернами гранату
				14		Граніти пегматоїдні крупнозернисті зі зкупченнями біотиту
				1		Плагіогнейси піроксен-біотитові
				5		Граніти біотитові тіньові середньозернисті, часто із гранатом і піроксеном
				9		Плагіогнейси гіперстен-біотитові мігматизовані із проверстками кристалосланців діопсидових
				2		Зона катаклазу та мілонізації
				4		Плагіогнейси біотит-гіперстенові середньозернисті
				10		Граніти пегматоїдні крупнозернисті з біотитом, гранатом і піроксеном
				4		Плагіограніти пегматоїдні крупнозернисті з піроксеном, гранатом і біотитом
				18		Перешарування плагіогнейсів гіперстенових, гіперстен-біотитових та гіперстен-гранат-біотитових дрібнозернистих. Спостерігаються поодинокі проверстки діопсидових скарноподібних порід
				6		Граніти пегматоїдні крупнозернисті з останцями плагіогранітів
				3		Плагіомігматити біотит-гранатові
				4		Граніти пегматоїдні тіньові
				4		Граніти біотитові середньозернисті
				4		Плагіогнейси амфібол-біотитові середньозернисті
				10		Граніти біотитові середньозернисті
				3		Кристалосланці дрібнозернисті гранат-гіперстенові з незначним вмістом магнетиту
				5		Граніти біотитові середньо-крупнозернисті
				6		Плагіогнейси гранат-гіперстен-біотитові дрібно-середньозернисті
				20		Граніти біотитові, гранат-біотитові тіньові середньо-крупнозернисті з численними останцями гранат-піроксен-біотитових плагіогнейсів
				6		Плагіограніти біотитові дрібно-крупнозернисті
				8		Кристалосланці діопсидові з проверстками кальцифірів
				13		Граніти пегматоїдні тіньові біотитові середньо-крупнозернисті
				10		Граніти пегматоїдні біотитові з останцями плагіогранітів
				20		Пегматити крупнозернисті з останцями плагіогранітів, кристалосланців амфібол-гіперстенових та магнетит-кордієрит-силіманітових
				26		Граніти біотитові тіньові середньо-крупнозернисті з останцями плагіогранітів біотитових
				6		Плагіограніти біотитові середньозернисті з останцями кристалосланців амфібол-біотитових
				5		Пегматити крупнозернисті
				5		Перидотити крупнозернисті амфіболізовані

Додаток № 6 (закінчення)

1	2	3	4	5	6	7
Тиврівська		С-328		15	600	Граніти пегматоїдні біотитові середньозернисті з останцями плагіогранітів і плагіогнейсів піроксенових
				3		Плагіогнейси амфібол-біотитові
				6		Граніти біотитові, які переходять у пегматити з останцями плагіогранітів
						Ендербіти біотит-гіперстенові середньозернисті з незначним вмістом магнетиту, з останцями амфіболітів та амфібол-двопіроксенових кристалосланців

**Типовий розріз кам'яно-костоватської світи
в умовах амфіболітової фації метаморфізму**

Світа (товща)	Підсвіта	Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу
1	2	3	4	5	6	7
Рощахівська	Нижня	C-2041		12,5		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з частими малопотужними (до 0,2 м) проверстками плагіогнейсів діопсидових, зрідка амфібол-діопсидових та різної потужності (0,2-0,5 м) жилами гранітів апліт-пегматоїдних
				9,2		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті гранітизовані, з частими проверстками амфібол-діопсидових та поодинокими проверстками діопсидових плагіогнейсів
				7		Плагіогнейси кумінгтоніт-гранат-біотитові дрібнозернисті гранітизовані, зрідка із проверстками діопсидових
				9,3		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті гранітизовані із кварц-польовошпатовими прожилками, частими проверстками плагіогнейсів роговообманково-діопсидових та зрідка діопсидових потужністю 0,1-0,8 м
				12		Плагіогнейси графіт-діопсидові дрібнозернисті, з поодинокими кварц-польовошпатовими жилками із вкрапленістю сульфідів. Породи інтенсивно дроблені із дзеркалами сковзання
				1,2		Граніти пегматоїдні з вкрапленістю сульфідів і апатиту
				12,8		Плагіогнейси графіт-біотитові з кварц-польовошпатовими ін'єкціями та малопотужними проверстками плагіогнейсів діопсид-біотитових. Спостерігаються зонки брекчірування
				2,3		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті із зонками мілонітизації, карбонатизації
				1,9		Кварцит метасоматичний із діопсидом та вкарпленістю сульфідів, зонками брекчірування, хлоритизації
				20,1		Кристалосланці кумінгтоніт-біотит-роговообманкові дрібнозернисті окварцовані з малопотужними (до 0,3 м) проверстками кристалосланців роговообманково-діопсидових
				2,7		Граніти пегматоїдні з гранатом та прожилками і дрібними зернами апатиту
				2		Плагіогнейси графіт-біотитові, які на окремих ділянках переходять у кристалосланці
				0,9		Граніти пегматоїдні середньо-крупнозернисті з гранатом і апатитом
				2,7		Плагіогнейси графіт-біотитові з тонкими (до 0,5 м) прошарками біотитових окварцованих плагіогнейсів
				3,5		Кварцит метасоматичний із графітом і діопсидом та прошарками й лінзочками плагіогнейсу біотитового
6,5	Амфіболіти дрібнозернисті сланцюваті з кварцовими жилами (0,1-0,8 м), що вміщують амфібол та піроксен. На окремих ділянках брекчірування, хлоритизація					
Кам'янокостоватська		C-2045				

1	2	3	4	5	6	7
Кам'янокопальна		С-2045		2,3	>242	Кварцит метасоматичний з діопсидом і вкарпленістю сульфідів
				1,8		Плагіогнейси графіт-біотитові з малопотужними (до 0,7 м) поодинокими лінзами діопсидиту
				14,2		Амфіболіти дрібнозернисті сланцюваті з вкарпленістю сульфідів і малопотужними (0,1-0,3 м) ін'єкціями кварц-польовошпатового складу та поодинокими зонками (до 2 м) кварцитів метасоматичних з діопсидом і сульфідами
				16,9		Плагіогнейси біотит-амфіболові дрібнозернисті сланцюваті з малопотужними (0,01-0,1) польовошпат-кварцовими ін'єкціями та проверстками плагіогнейсів діопсидових із графітом і графіт-біотитових потужністю 0,1-0,8 м. Окрім цього, зрідка спостерігаються малопотужні (0,3-0,8) лінзоподібні тіла діопсидитів середньо-крупнозернистих із графітом
				4		Кварцит метасоматичний середньо-дрібнозернистий з поодинокими скупченнями амфіболу, біотиту, гранату, графіту
				36,1		Амфіболіти дрібнозернисті сланцюваті, зрідка з польовошпат-кварцовими і кварцовими прожилками та з поодинокими малопотужними (0,1-0,3 м) проверстками кристалосланців діопсид-плагіоклазових окварцованих із вкарпленістю сульфідів
				2		Граніти пегматоїдні з вкарпленістю піриту
				9,2		Плагіогнейси графіт-біотитові з дрібною вкарпленістю сульфідів та малопотужними кварц-польовошпатовими прожилками. Спостерігаються поодинокі проверстки амфіболітів і гнейсів з піроксеном
				3		Кристалосланці графіт-біотитові, інтенсивно хлоритизовані, з зонками мілонітів
				34,1		Амфіболіти дрібнозернисті сланцюваті з дрібною вкарпленістю сульфідів, в незначній мірі брекчировані, окварцовані. Зрідка трапляються малопотужні проверстки плагіогнейсів з діопсидом
				1		Граніти апліт-пегматоїдні з невеликою кількістю зерен апатиту
				>39		Амфіболіти дрібнозернисті сланцюваті, на окремих ділянках хлоритизовані, брекчировані, з дрібною вкарпленістю сульфідів. Спостерігаються проверстки кристало-сланців амфібол-гіперстенових та діопсидових, зрідка плагіогнейсів амфібол-діопсидових

Додаток № 8

Типовий розріз кам'яно-костоватської світи в умовах гранулітової фації метаморфізму

Світа (товща)	Підсвіта	Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу					
1	2	3	4	5	6	7					
Рошаківська	Нижня (?)	C-2038		>20		Плагіогнейси графіт-біотитові дрібнозерністі сланцюваті. Уверх по розрізу кількість графіту зменшується					
				5,1		Плагіогнейси біотитові з поодинокими малопотужними (до 2 см) проверстками плагіогнейсу діопсидового					
				2,8		Плагіогнейси графіт-біотитові з малопотужними кварц-польовошпатовими прожилками					
				4,4		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозерністі окварцовані					
				2		Граніти апліт-пегматоїдні з гранатом					
				3,2		Плагіогнейси біотитові дрібнозерністі з проверстками діопсидових					
				3		Граніти апліт-пегматоїдні з гранатом					
				2		Плагіогнейси гранат-біотитові з частими прожилками кварц-польовошпатовими та кварцовими					
				2,5		Граніти апліт-пегматоїдні з гранатом					
				8,8		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозерністі, тонкосмугасті із зоною дроблення потужністю до 3 м					
				1		Граніти аплітоїдні з гранатом					
				Кам'янокостоватська			C-2041		29,2		Плагіогнейси біотит-гіперстенові дрібнозерністі сланцюваті, окварцовані, з малопотужними (до 0,2 м) проверстками кристалосланців гіперстен-біотитових та потужнішими (0,2-1,0 м) - плагіогнейсів графіт-кордієрит-біотитових. Спостерігаються зонки мілонізації і брекчування потужністю 0,3-1,0 м
									10		Плагіогнейси біотитові дрібнозерністі з малопотужними (~2 см) прошарочками кварцоподібних діопсидових плагіогнейсів та з поодинокими більш потужними (до 1,5 м) кордієрит-біотитових (біля підшви верстви іноді брекчувані)
									43,9		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозерністі тонкосмугасті з малопотужними кварц-польовошпатовими ін'єкціями
12,3	Плагіогнейси графіт-гранат-біотитові дрібнозерністі з частими малопотужними проверстками піроксенових плагіогнейсів та малопотужними (0,1-0,5 м) ін'єкціями кварц-польовошпатового складу із зернами гранату. Трапляються зонки хлоритизації з вкрапленістю сульфідів										
6,2	Плагіогнейси графіт-біотитові меланократові брекчувані, хлоритизовані, насичені кварц-польовошпатовими ін'єкціями										
2,5	Плагіогнейси гранат-орто-піроксен-біотитові дрібнозерністі окварцовані										
		C-2041		11,3		Плагіогнейси графіт-біотитові дрібнозерністі тонкосмугасті, зрідка з тонкими польовошпат-кварцевими прожилками, на окремих ділянках окварцовані, катаклазовані. Зрідка спостерігаються малопотужні проверстки гнейсів графіт-піроксенових та кордієрит-біотитових					

1	2	3	4	5	6	7
Кам'янокопальська		С-2041		20,5	>224	Плагіогнейси ортопіроксен-біотитові дрібнозернисті тонкосмугасті, на окремих ділянках брекчирувані, мілонізовані. Трапляються малопотужні (до 0,1 м) проверстки діопсидових плагіогнейсів та потужніші (0,5-2,5 м) проверстки гнейсів кордієрит-біотитових, іноді брекчируваних, хлоритизованих + G521
				3		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті
				2		Плагіогнейси графіт-гранат-біотитові дрібнозернисті з тонкими (до 0,1 м) прожилками кварцу, зернами сульфідів
				9,5		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті тонкосмугасті
				12,5*		Плагіогнейси орто-піроксен-біотитові дрібнозернисті хлоритизовані, зрідка із проверстками амфіболізованих плагіогнейсів діопсидових та тонкими прожилками граніту біотитового із гранатом
				4,8		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті з малопотужними проверстками діопсидових
				3,2		Плагіогнейси ортопіроксен-біотитові дрібнозернисті
				19,5		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті з малопотужними проверстками гнейсів діопсидових, зернами сульфідів, тонкими кварц-польовошпатовими прожилками
				1,3		Плагіогнейси орто-піроксен-біотитові дрібнозернисті
				7,3		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті з малопотужними проверстками плагіо-гнейсів діопсидових
				1,8		Плагіогнейси графіт-гранат-біотитові
				5,3		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті з тонкими проверстками плагіогнейсів діопсидових
				1,3		Плагіогнейси орто-піроксен-біотитові дрібнозернисті
				3,2		Плагіогнейси гранат-біотитові дрібнозернисті
				3		Плагіогнейси графіт-гранат-біотитові дрібнозернисті
				4		Граніти біотитові з гранатом середньозернисті
				>6		Плагіогнейси гранат-біотитові з поодинокими проверстками плагіогнейсів діопсидових

Типовий розріз росяхівської світи (Лисогірський профіль)

Світа (товща)	Підсвіта	Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу
1	2	3	4	5	6	7
Росяхівська	Верхня	C-304		2,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті сланцювато-смугасті
				4,0		Пегматити крупнозернисті з останцями біотитового гнейсу
				7,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті сланцювато-смугасті з поодинокими "будинами" кристалосланців діоксид-плагіоклазових
				2,0		Пегматити з гранатом та біотитом
				2,0		Плагіогнейси біотитові, дрібнозернисті з "будинами" діоксидових кристалосланців
				4,0		Пегматити крупнозернисті з біотитом і гранатом
				7,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті сланцювато-смугасті з поодинокими "будинами" плагіогнейсів діоксидових
				2,0		Пегматити з кордієритом, гранатом і біотитом
				5,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті сланцювато-смугасті
				6,0		Граніти пегматоїдні крупно-середньозернисті з гранатом, біотитом, кордієритом
				7,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з численними жилками пегматитів
				10,0		Пегматити крупнозернисті з кордієритом, гранатом та біотитом
				30,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з незначним вмістом графіту, сланцюваті, катаклазовані, на окремих ділянках мілонітизовані
				19,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті, на окремих ділянках із незначним вмістом графіту
				4,0		Пегматити з гранатом та біотитом
				12,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті сланцювато-смугасті
				7,0		Пегматити крупнозернисті з гранатом, біотитом та кордієритом
				6,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з незначним вмістом гранату
				11,0		Пегматити крупнозернисті з гранатом, кордієритом та біотитом
				2,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті
				3,0		Пегматити крупнозернисті з гранатом, кордієритом та біотитом
				6,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті
				5,0		Плагіогнейси біотит-амфіболові дрібнозернисті з незначним вмістом гранату
14,0	Плагіогнейси біотитові з незначним вмістом гранату, сланцюваті, насичені жилами пегматитів					
9,0	Граніти пегматоїдні середньозернисті з біотитом, гранатом та кордієритом					

1	2	3	4	5	6	7
Рощахівська	Нижня	C-306		36,0	>460	Плагіогнейси біотитові дрібно-середньозернисті, сланцювато-смугасті, на окремих ділянках з незначним вмістом графіту і гранату
				7,0		Пегматити крупнозернисті
				23,0		Плагіогнейси біотитові дрібно-середньозернисті з незначним вмістом графіту, сланцювато-смугасті з поодинокими проверстками плагіогнейсів амфібол-біотитових
				6,0		Пегматити крупнозернисті з гранатом, кордієритом, біотитом
				5,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті із вмістом графіту та гранату
				2,0		Пегматити крупнозернисті
				10,0		Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті сланцювато-смугасті із згідними жилами пегматитів
				13,0		Пегматити крупнозернисті
				140,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті смугасті з поодинокими "будинами" кристалосланців діоксид-плагіоклазових тонкозернистих
				24,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті, сланцювато-смугасті з поодинокими проверстками кристалосланців діоксид-плагіоклазових дрібнозернистих
				7,0		Пегматити крупнозернисті
				8,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті, з незначним вмістом піроксену та малопотужними проверстками плагіогнейсів діоксидових тонкозернистих
				7,0		Плагіогнейси піроксен-біотитові дрібнозернисті
				11,0		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з незначним вмістом піроксену, малопотужними проверстками плагіогнейсів діоксидових тонкозернистих
				7,0		Плагіогнейси піроксен-біотитові дрібнозернисті
				13,0		Гнейси гранат-кардієрит-біотитові дрібнозернисті
	8,0	Плагіогнейси піроксен-біотитові дрібнозернисті з поодинокими проверстками плагіогнейсів амфібол-біотитових дрібнозернистих				
	2,0	Гнейси гранат-біотитові дрібно-тонкозернисті				
	9,0	Граніти пегматоїдні, крупнозернисті з гранатом та біотитом				
	6,0	Гнейси біотитові дрібнозернисті з лінзами діоксидових кристалосланців				
	2,0	Гнейси біотит-кардієритові дрібнозернисті				
	1,0	Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті				
	5,0	Гнейси кардієрит-біотитові середньозернисті				
	6,0	Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті				
	4,0	Гнейси кардієрит-біотитові середньозернисті				
	10,0	Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті				
	2,0	Плагіогнейси графіт-піроксен-біотитові				
	3,0	Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті				
	4,0	Гнейси кардієрит-біотитові середньозернисті				
	2,0	Гнейси гранат-біотитові				
	4,0	Граніти пегматоїдні з кордієритом, гранатом та біотитом				
			C-325			

Додаток № 9 (закінчення)

1	2	3	4	5	6	7
Рощахівська	Нижня	C-325		6,0		Гнейси гранат-кордієрит-біотитові дрібнозернисті
				5,0		Граніти пегматоїдні з гранатом, кордієритом та біотитом
				5,0		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові дрібнозернисті вузлувато-смугасті
				4,0		Гнейси піроксен-біотитові середньозернисті
				3,0		Гнейси гранат-біотитові
				2,0		Граніти пегматоїдні з гранатом та біотитом
				9,0		Гнейси гранат-біотитові середньозернисті
				4,0		Гнейси піроксен-біотитові середньозернисті з лінзами діопсидових тонкозернистих
				8,0		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові
				5,0		Граніти пегматоїдні гранат-кордієрит-біотитові
				20,0		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові дрібнозернисті, лінзовидно-смугасті
				5,0		Граніти пегматоїдні з гранатом, кордієритом, біотитом
				9,0		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові, нерівномірностернисті, лінзовидно-смугасті
				8,0		Переверстування гнейсів кордієрит-гранат-біотитових і гранат-біотитових
				3,0		Граніти пегматоїдні середньо-крупнозернисті з кордієритом, гранатом, біотитом
				9,0		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові дрібно-середньозернисті з проверстками гнейсів гранат-біотитових дрібнозернистих
				12,0		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові середньозернисті
				40,0		
				8,0		Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті
				3,0		Гнейси гранат-біотит-кордієритові середньозернисті
				7,0		Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті тонкосмугасті
				2,0		Пегматити крупнозернисті гранат-кордієрит-біотитові
				13,0		Гнейси гранат-кордієрит-біотитові середньозернисті з лінзовидно-смугастою структурою
				2,0		Пегматити крупнозернисті
				65,0		Гнейси гранат-кордієрит-біотитові середньо- та дрібнозернисті з очково-сланцюватою текстурою
				5,0		Пегматити крупнозернисті
				2,0		Гнейси гранат-біотитові
6,0	Пегматити крупнозернисті					
4,0	Гнейси кордієрит-гранат-біотитові					
6,0	Пегматити біотитові крупнозернисті з гранатом					
40,0	Гнейси кордієрит-гранат-біотитові лінзовидно-смугасті нерівномірностернисті					
5,0	~450	Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті				
10,0		Гнейси амфібол-піроксен-біотитові середньозернисті				
2,0		Гнейси графіт-гранат-піроксен-біотитові середньозернисті				
6,0		Пегматити з піроксеном, гранатом та біотитом				
2,0		Гнейси амфібол-біотитові				
		Пегматити з гранатом і турмаліном				
Кам'янокоствацька		C-311				
		C-308				

Типовий розріз спасівської світи

Світа (товща)		Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу
1	2					
Чечелівська	Верхня			> 300	> 300	Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з лінзоподібними проверстками плагіогнейсів діопсидових та кордієрит-біотитових
	Нижня			29	131,9	Плагіомігатити кордієрит-біотитові грубосмугасті, біля контакту катаклазовані
16				Плагіогнейси графіт-гранат-біотитові із сульфідами, окварцовані, катаклазовані		
6,5				Граніти біотитові окварцовані, катаклазовані, на окремих ділянках грейзенізовані		
9,2				Плагіогнейси кордієрит-біотитові окварцовані, грейзенізовані, на окремих ділянках збагачені сульфідами		
44,5				Мігатити біотитові, на окремих ділянках гранат-біотитові середньозернисті (нерівномірнотзернисті) з останцями різної потужності плагіогнейсів дрібнозернистих біотитових, графіт- і гранат-біотитових		
26				Плагіогнейси кордієрит-біотитові, на окремих ділянках із різним вмістом графіту, переривчасто-смугасті, катаклазовані, гранітизовані, місцями збагачені сульфідами Графіт і кордієрит розподілені нерівномірно		
10,4				131,9		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з проверстками тонкозернистих, гранітизовані, катаклазовані
6,5						Кристалосланці амфіболові мілонітизовані, окварцовані
7,1						Плагіогнейси біотитові дрібно-токозернисті з тонкими лінзоподібними скупченнями графіту
10						Плагіогнейси графіт-біотитові з проверстками амфібол-біотитових. Гнейси дрібнозернисті нечітко смугасті, на окремих ділянках окварцовані, катаклазовані, з сульфідами
15	Плагіогнейси амфібол-біотитові з незначним вмістом графіту, дрібно-тонкозернисті, на окремих ділянках окварцовані, з сульфідами					
11,7	Граніти апліт-пегматоїдні з останцями плагіогнейсів біотитових та амфібол-біотитових, іноді з графітом і зернами сульфідів					
14,5	Плагіогнейси амфіболові дрібнозернисті до тонкозернистих, на окремих ділянках нечітко смугасті, тріщинуваті з малопотужними (до 0,3 м) "будинами" плагіогнейсів діопсидових					
19,7	Плагіогнейси біотитові тонко-дрібнозернисті, іноді з лусочками графіту та проверстками плагіогнейсів амфібол-біотитових і графіт-біотитових потужністю до 1,0 м					
16,2	Граніти апліт-пегматоїдні середньо-крупнозернисті із зернами турмаліну, гранату, апатиту та лусочками мусковіту, катаклазовані					
0,6	Мілоніт по гнейсу темно-сірий до чорного із вкрапленістю сульфідів					

Додаток № 10 (продовження)

1	2	3	4	5	6	7	
		C-941 C-973		33,2		Плагіогнейси амфібол-біотитові дрібно-,тонкозернисті з нечітко вираженою смугастістю,зрідка з прожилками і шліроподібними виділеннями кварцу. Спостерігаються малопотужні (до 0,6 м) проверстки плагіогнейсів діопсидових,карбонат-діопсидових та біотитових на окремих ділянках з графітом	
				9		Граніти аплітоїдні дрібнозернисті сірі,ділянками окварцовані	
				78,1		Плагіогнейси біотит-амфіболові дрібно-тонкозернисті нечітко смугасті,плямисті,на окремих ділянках плагіогнейси окварцовані та сульфідизовані. У плагіогнейсах спостерігаються лінзовидні малопотужні (0,1-0,5 м) проверстки плагіогнейсів діопсидових дрібнозернистих	
				10		Граніти апліт-пегматоїдні,котрі на окремих ділянках переходять у плагіограніти біотитові. Спостерігається збагачення апатитом (до 4-5%) поблизу останців плагіогнейсів	
				6,5		Плагіогнейси амфібол-біотитові дрібнозернисті плямисті,слабосмугасті	
				4,2		Граніти апліт-пегматоїдні із зернами апатиту і останцями плагіогнейсів амфібол-біотитових	
				10		Плагіогнейси амфібол-біотитові дрібнозернисті плямисті зі скупченнями біотиту та кварцовими прожилками	
				5		Граніти біотитові дрібнозернисті із дрібними скупченнями апатиту	
				5,8		Плагіогнейси біотитові меланократові дрібно-тонкозернисті	
				1		Граніти біотитові дрібнозернисті	
				11,9		Плагіогнейси біотитові дрібно-тонкозернисті тонкосмугасті з малопотужними (0,2-0,4 м) прожилками гранітів біотитових дрібнозернистих,зрідка із проверстками плагіогнейсів амфібол-біотитових	
				5,2		Граніти пегматоїдні з останцями окварцованих біотитових плагіогнейсів	
			C-88—88		7,8		Граніти біотитові дрібнозернисті,зрідка з мусковітом, апатитом, поодинокими останцями плагіогнейсів біотитових
				6,1		Плагіогнейси біотитові дрібно-тонкозернисті тонкосмугасті, зрідка із зернами турмаліну	
				1,5		Граніти пегматоїдні з турмаліном	
				8,3		Плагіогнейси біотитові меланократові тонкозернисті з турмаліном та тонкими (до 1,0 см) польовошпат-кварцовими прожилками	
				7		Граніти апліт-пегматоїдні з турмаліном, окварцовані,на окремих ділянках грейзенізовані	
				2		Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті окварцовані	
				3,3		Граніти пегматоїдні з мусковітом і турмаліном та останцями плагіогнейсів біотитових	
				14,5		Плагіогнейси біотитові,іноді з лусочками графіту, тонкозернисті меланократові з поодинокими лінзовидними проверстками скарноподібних порід амфібол-діопсидових та малопотужними (до 0,1-0,5 м) жилами гранітів	
						~338	

Додаток № 10 (закінчення)

1	2	3	4	5	6	7
Родіонівська		С-973		2		Кристалосланці діопсид-лабрадорові тонкозернисті, грубосмугасті, збагачені апатитом
				1,2		Кварцитоподібні породи тонко-дрібнозернисті, грубосмугасті, збагачені апатитом
				1		Граніти біотитові дрібнозернисті гнейсовидні
				7,1		Кристалосланці роговообманкові з проверстками біотит-роговообманкових. Зрідка скарноподібні породи

Типовий розріз родіонівської світи

Світа (товща)	Підсвіта	Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу
1	2	3	4	5	6	7
Славіська		●		~8	●	Плагіогнейси біотитові меланократові тонкозернисті зі скупченнями турмаліну та тонкими (до 1 см) польовошпат-кварцовими прожилками
				7		Граніти апліт-пегматоїдні з турмаліном, нерівномірно окварцовані, на окремих ділянках спостерігається грейзенізація
				2		Плагіогнейси біотитові мігматизовані, катаклазовані
				1,8		Граніти пегматоїдні з турмаліном, окварцовані, катаклазовані
				0,9		Плагіогнейси біотитові тонкозернисті, окварцовані
				1,3		Граніти пегматоїдні з мусковітом і турмаліном, окварцовані
				14,5		Плагіогнейси біотитові, на окремих ділянках з поодинокими лусочками графіту, тонкозернисті, смугасті, з малопотужними (0,1-0,5 м) прожилками гранітів апліт-пегматоїдних з апатитом і турмаліном та гранітів біотитових дрібнозернистих гнейсоподібних. Зрідка трапляються лінзоподібні проверстки скарноподібних амфібол-діопсид-плагіоклазових порід, збагачених сфеном (приблизно 2 %)
				2,2		Кристалосланці діопсид-лабрадорові тонкозернисті, на окремих ділянках інтенсивно окварцовані, збагачені сульфідами
				1,2		Кварцитоподібні породи тонко-дрібнозернисті, грубосланцюваті, збагачені апатитом, зі скупченнями діопсиду, актиноліту, графіту
				1		Граніти біотитові дрібнозернисті гнейсовидні
				7,1		Кристалосланці роговообманкові з проверстками кристалосланців біотит-амфіболових та лінзовидними проверстками гранат-діопсидових скарноподібних порід. Спостерігається окварцювання різної інтенсивності
				2		Граніти пегматоїдні з турмаліном
				1,5		Граніти біотитові дрібнозернисті гнейсовидні
				10,8		Часте переверстування плагіогнейсів біотитових тонкозернистих з графіт-біотитовими, графіт-актиноліт-біотитовими, діопсид-актинолітовими та кристалосланцями амфібол-діопсидовими, амфіболовими і діопсидовими. Породи ділянками окварцовані, з малопотужними (до 0,3 м) жилками гранітів аплітоїдних
				0,5		Граніти біотитові дрібнозернисті гнейсовидні
1,8	Плагіогнейси біотитові меланократові, збагачені сульфідами					
2	Граніти біотитові дрібнозернисті гнейсовидні, з жилками гранітів пегматоїдних, збагачених апатитом					
6,7	Тонке переверстування кристалосланців біотит-амфіболових дрібно-тонкозернистих з амфіболітами. В останніх зрідка спостерігаються малопотужні проверстки кристалосланців діопсид-плагіоклазових. Породи ділянками окварцовані, з жилочками гранітів біотитових дрібнозернистих					

1	2	3	4	5	6	7
Родіонівська	Верхня	С-88—88		3,1		Граніти мусковіт-біотитові дрібнозернисті гнейсовидні
				3,3		Граніти пегматоїдні крупнозернисті із зернами турмаліну
				6,2		Граніти мусковіт-біотитові середньо-дрібнозернисті гнейсовидні, сірі з прожилками гранітів апліт-пегматоїдних із зернами турмаліну
				3		Граніти пегматоїдні крупнозернисті з турмаліном і мусковітом
				6,5		Тонке переверстування амфіболітів дрібнозернистих з кристалосланцями біотит-роговообманковими з турмаліном, тонкозернистими Зрідка трапляються кристалосланці діоксид-амфіболові
				2,1		Граніти пегматоїдні крупнозернисті з турмаліном
				19,3		Амфіболіти тонкозернисті сланцюваті, на окремих ділянках окварцовані, з малопотужними (0,1-0,2 м) прожилками гранітів пегматоїдних із турмаліном. Спостерігаються ділянки, збагачені рудними, сфеном, зрідка апатитом, а також — лінзовидні проверстки кристалосланців біотит-амфіболових з турмаліном та кальцит-діоксидових скарноподібних порід, збагачених сфеном, рудними, тонкозернистих
				1		Граніти пегматоїдні із зернами турмаліну
				9,7		Амфіболіти тонкозернисті, тонкосмугасті, збагачені рудними мінералами і сфеном, з порфіробластами турмаліну та малопотужними (0,2-0,9 м) проверстками кристалосланців біотит-графіт-кварцових, плагіоклаз-діоксидових, діоксидових та зрідка кальцифірів
				1		Граніти пегматоїдні із гранатом і турмаліном, слабо катаклазовані, мусковітизовані
				7,2		Плагіогнейси графіт-біотитові, збагачені сульфідами, нерівномірно окварцовані і на окремих ділянках переходять у графіт-кварцові кристалосланці
				2		Граніти біотитові з турмаліном, дрібнозернисті, гнейсовидні, мусковітизовані
				5		Граніти апліт-пегматоїдні слабоокварцовані, мусковітизовані, із зонками катаклазу та зернами турмаліну
				1		Кристалосланці графіт-біотит-плагіоклазові меланократові, збагачені сульфідами
				6,6		Кристалосланці роговообманкові тонкозернисті збагачені графітом, сульфідами, сфеном, ільменітом, з лінзоподібними проверстками кристалосланців діоксид-амфіболових
				1		Граніти пегматоїдні крупнозернисті з турмаліном
				4,8		Амфіболіти тонко-, дрібнозернисті меланократові (амфібол ~85 %), біотитизовані із зернами турмаліну і графіту
				2		Плагіоапліти дрібнозернисті, місцями збагачені біотитом
				0,8		Плагіограніти пегматоїдні з турмаліном
				4		Амфіболіти меланократові тонкозернисті із зонками, збагаченими біотитом і турмаліном, та тонкими проверстками кальцифірів і скарноподібних порід
3	Граніти біотитові дрібнозернисті					
1	Амфіболіти дрібно-тонкозернисті із зонками дроблення					

Додаток № 11 (продовження)

1	2	3	4	5	6	7
Родіонівська	Верхня	С-88—88		11	245	Граніти біотитові гнейсовидні дрібнозернисті з малопотужними (0,2-0,5 м) прожилками гранітів пегматоїдних з мусковітом, біотитом, турмаліном
				15,5		Амфіболіти тонкозернисті сланцюваті з поодинокими тонкими прожилками кварцу і кальциту, із зонками біотитизації, в яких спостерігаються зерна турмаліну, а також із прошарками скарноподібних порід збагачених сфеном
				1,5		Граніти апліт-пегматоїдні з турмаліном
				2,5		Граніти біотитові дрібнозернисті
				2		Граніти апліт-пегматоїдні з турмаліном
				5,6		Плагіогнейси графіт-біотитові дрібно-тонкозернисті із зернами гранату і проверстками амфіболітів тонкозернистих
				3		Граніти біотитові. Грейзенізація, катаклаз
				37		Плагіогнейси графіт-біотитові, часто з турмаліном, збагачені сульфідами тонко-, дрібнозернисті, перешаровуються із плагіогнейсами біотитовими, рідко із зернами амфіболу тонко-дрібнозернистими. У плагіогнейсах часто спостерігаються лінзоподібні малопотужні (до 1 м) проверстки кристалосланців амфібол-діопсидових та скарноподібних порід. Іноді центральна частина лінзи представлена кальцитовим мармуром. Окрім того, спостерігаються малопотужні (0,1-0,4 м) жилки гранітів біотитових дрібнозернистих та пегматоїдних із зернами гранату і турмаліну
				9,6		Кристалосланці біотит-амфіболові з турмаліном (до 5 %), який рівномірно поширений в породі і з тонкими жилками кварцу, котрі ділянками збагачені гранатом, амфіболом, сульфідами
				1,4		Граніти пегматоїдні із зернами апатиту та турмаліну
	6,9			Кристалосланці біотит-амфіболові дрібнозернисті із плямисто-сланцюватою текстурою		
	0,5			Діабаз. На контактах вмісні породи катаклазовані		
	14,5			Граніти апліт-пегматоїдні гранат-турмалінові середньо-крупнозернисті, окварцовані, із зернами апатиту і скупченнями мусковіту		
	4			Кристалосланці біотит-амфіболові дрібнозернисті, окварцовані, з плямисто-сланцюватою текстурою		
	13			Граніти пегматоїдні середньо-крупнозернисті, окварцовані, із зернами турмаліну та гранату		
	4,2			Плагіогнейси біотитові з тонкими проверстками амфіболових, а також лінзами скарноподібних порід		
	1,2			Граніти аплітоїдні із зернами турмаліну		
	5,2			Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті із лінзочками і проверстками скарноподібних порід та амфіболових кристалосланців		
	1,2			Граніти пегматоїдні з тонкими зернами гранату і турмаліну		
	7,9			Плагіогнейси біотитові дрібнозернисті з малопотужними проверстками плагіогнейсів амфібол-біотитових тонко-дрібнозернистих і кристалосланців амфібол- та діопсид-плагіоклазових		
	Нижня					

1	2	3	4	5	6	7
Родіонівська	Нижня	С-88—88		10,8	~365	Граніти пегматоїдні середньо-крупнозернисті з окремими скупченнями біотиту, який заміщується мусковітом і поодинокими крупними зернами турмаліну
				3,6		Плагіогнейси біотитові меланократові (біотит 35-40 %) із лінзами скарноподібних порід
				2		Граніти пегматоїдні катаклазовані
				22,7		Плагіогнейси біотитові меланократові (біотит 35-40 %) тонко-дрібнозернисті, ділянками із графітом, збагачені сульфідами (до 2 %), з проверстками плагіогнейсів кордієрит-біотитових із графітом і сульфідами (до 2 %). Спостерігаються малопотужні (0,1-0,4 м) прожилки гранітів лейкократових дрібнозернистих і пегматоїдних крупнозернистих із зернами турмаліну, мусковіту
				2,4		Плагіогнейси кордієрит-біотитові з графітом і поодинокими зернами турмаліну
				6		Плагіогнейси біотитові дрібно-тонкозернисті із проверстками біотитових, збагачених сульфідами, і лінзами кристалосланців біотит-амфіболових та амфібол-діопсидових тонкозернистих
				3		Плагіогнейси кордієрит-біотитові з проверстками біотитових. Катаклаз, карбонатизація і окварцювання
				22,7		Плагіогнейси біотитові меланократові (біотит 35-40 %) тонко-дрібнозернисті, ділянками з поодинокими зернами турмаліну, тонкими лусочками графіту. Спостерігаються малопотужні (0,1-0,4 м) проверстки кристалосланців діопсид-плагіоклазових скарноподібних, збагачених сфеном (до 3%) і апатитом (до 1%). Окрім того, жилки (0,3-0,7 м) гранітів біотитових, гнейсоподібних, дрібнозернистих і пегматоїдних гранітів із турмаліном і мусковітом
				6		Плагіогнейси біотитові меланократові (біотита 35 %) з графітом і тонкими (0,1-0,4 м) проверстками кристалосланців біотит-плагіоклазових
				1		Граніти аплітоїдні із зернами турмаліну, біотиту, дрібнозернисті
				>7		Плагіогнейси біотитові з графітом до 3 % і сульфідами до 5 %, дрібно-тонкозернисті, сланцюваті

Світа (товща)	Підсвіта	Опорні свердловини та відслонення	Геологічна колонка	Потужність верстви, в м	Потужність розрізу, в м	Геологічний опис розрізу	
1	2	3	4	5	6	7	
Чечеліївська	Верхня		28—90	>260		Гнейси біотитові дрібнозернисті, тонкосмугасті з невеликою кількістю малопотужних (0,1-0,3 м) лізвидних проверстків гнейсів діопсидових тонко-дрібнозернистих	
				4,3		Граніти біотитові дрібнозернисті з лусочками мусковіту	
				12		Кристалосланці графіт-біотитові дрібнозернисті, збагачені сульфідами	
				44		Мігматити біотитові, гранат-біотитові, зрідка з поодинокими зернами кордієриту, середньозернисті, грубосмугасті з останцями гнейсів біотитових і гранат-біотитових та з малопотужними жилами гранітів апліт-пегматоїдних	
				8,8		Кристалосланці кордієрит-біотитові мілонітизовані	
				37,5		Мігматити біотитові з гранатом, дуже рідко із зернами кордієриту, нерівномірностернисті, грубосмугасті з останцями гнейсів біотитових і гранат-біотитових та з малопотужними жилами гранітів апліт-пегматоїдних	
				6,5		Гнейси біотитові гранітизовані	
				20,5		Мігматити гранат-біотитові нерівномірностернисті, грубосмугасті з останцями гнейсів гранат-біотитових	
	Нижня		44—90	106,5		Мігматити біотитові, часто із гранатом та кордієритом, дрібно-середньозернисті, грубосмугасті з останцями гнейсів біотитових, кордієрит- і гранат-біотитових та з малопотужними (до 0,5 м) жилами гранітів апліт-пегматоїдних, аплітоїдних	
				4		Граніти пегматоїдні крупнозернисті з лусочками мусковіту	
				36,2		Гнейси графіт-біотитові з мусковітом і силіманітом (?) (кислотне вилугування (?), нерівномірностернисті смугасті, з перемінним вмістом графіту і силіманіту (?). Ділянками гнейси гранітизовані, катаклазовані	
				160		Гнейси біотитові дрібнозернисті, тонкосмугасті, на окремих ділянках із різним ступенем гранітизації, поодинокими лусочками графіту, іноді зернами гранату. Спостерігаються малопотужні проверстки гнейсів амфібол-діопсидових і діопсидових, децю збагачених сфеном (до 1 %)	
				4		>700	Граніти апліт-пегматоїдні
				60,5		Гнейси кордієрит-біотитові дрібнозернисті (нерівномірностернисті), смугасті, з малопотужними проверстками гнейсів біотитових дрібнозернистих та з поодинокими — турмалін-кордієрит-біотитових. Гнейси на окремих ділянках різною мірою гранітизовані	
				6,4		Граніти апліт-пегматоїдні середньо-крупнозернисті	
				61,6		Гнейси гранат-кордієрит-біотитові дрібнозернисті, смугасті, з перемінним вмістом гранату і кордієриту, з малопотужними проверстками гнейсів біотитових дрібнозернистих та з тонкими (0,1-0,2 м) жилами гранітів апліт-пегматоїдних середньозернистих з поодинокими зернами гранату	

1	2	3	4	5	6	7
Чечелівська	Нижня			19,5		Гнейси біотитові дрібнозернисті, на окремих ділянках тонко-дрібнозернисті, смугасті
				52,2		Гнейси гранат-біотитові дрібнозернисті із проверстками біотитових тонко-дрібнозернистих та поодинокими лінзовидними проверстками гнейсів амфібол-діопсидових тонкозернистих, збагачених сфеном (1 %)
				14,2		Граніти апліт-пегматоїдні з поодинокими скупченнями мусковіту
				57,5		Гнейси кордієрит-біотитові дрібнозернисті з малопотужними проверстками гнейсів турмалін-кордієрит-біотитових. На окремих ділянках спостерігаються тонкі лусочки графіту (1 %) та незначне збагачення сульфідами
				82		Граніти пегматоїдні крупнозернисті, зрідка з невеликими скупченнями мусковіту. Граніти вміщують різної потужності останці гнейсів кордієрит-біотитових дрібнозернистих, іноді з турмаліном (3 %). У гнейсах спостерігається гранітизація різної інтенсивності
				15,8		Гнейси кордієрит-біотитові дрібнозернисті із зернами турмаліну. Зона катаклазу і тріщинуватості
				55,3		Гнейси кордієрит-гранат-біотитові дрібнозернисті з перемінним вмістом гранату і кордієриту та з поодинокими лінзочками плагіогнейсів діопсидових. Місцями у гнейсах спостерігається гранітизація різної інтенсивності
				65		Граніти пегматоїдні крупнозернисті із зонами мілонітизації. Зона катаклазу і тріщинуватості
				33		Плагіограніти біотитові середньозернисті (нерівномірноюзернисті)
				7		Гнейси кордієрит-біотитові дрібнозернисті мігматизовані
				7,5		Плагіограніти біотитові середньозернисті
				10		Гнейси кордієрит-біотитові дрібнозернисті із вкрапленістю сульфідів, з зонами мілонітизації
				~547		Плагіограніти біотитові

Клочков Валерій Михайлович
Білинська Ярослава Павлівна
Шевченко Олександр Миколайович
Хворова Галина Прокопівна
Возгрін Борис Дмитрович
Пійяр Юзеф Карлович
Сидорова Діна Андріївна
Пашкевич Інна Костянтинівна
Красовський Сергій Сергійович
Орлюк Михайло Іванович
Веклич Юрій Максимович

Державна геологічна карта
Масштаб 1:200 000

Центральноукраїнська серія
аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка)

Літ. редактор *Н.Ю. Кліманська*
Художньо-технічний редактор *Б.І. Волинець*
Коректор *Л.Г. Моргун*
Комп'ютерний набір *Т.С. Яшкова*

Підписано до друку 11.2001 р.
Формат 60x90 1/8. Папір офс. 80 г/м². Тираж 150 прим. Замовлення № 151

Видання та друк Видавничого центру УкрДГРІ
03057, Київ-57, вул. Ежена Потьє, 16