МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Львівський національний університет імені Івана Франка

На правах рукопису

ГАЙОВСЬКИЙ ОЛЕГ ВОЛОДИМИРОВИЧ

УДК 553.81:551.242.5.055(477.4)

АЛМАЗОНОСНІ ФОРМАЦІЇ ПРОТОПЛАТФОРМНИХ СТРУКТУР УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА
(на прикладі Кіровоградського блока)

Спеціальність 04.00.11 – геологія металевих і неметалевих корисних копалин

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник:
доктор геологічних наук, професор
Павлунь Микола Миколайович

Львів–2016

ЗМІСТ

ВСТУП…….. 4
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ АЛМАЗОНОСНОСТІ УКРАЇНИ…… 15
РОЗДІЛ 2. СТРУКТУРНО-РЕЧОВИННІ ОСОБЛИВОСТІ ЕКСПЛОЗИВНО-УЛАМКОВИХ АЛМАЗОНОСНИХ ФОРМАЦІЙ КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА…… 29
2.1. Методологічні аспекти вивчення і виділення алмазоносних геологічних формацій……. 29
2.2. Типи експлозивно-уламкових алмазоносних формацій…… 33
2.3. Взаємозв'язок алмазоносних геологічних і рудних формацій та головні ознаки їхньої промислової цінності. Питання термінології…….. 39
РОЗДІЛ 3. АЛМАЗОНОСНІ ФОРМАЦІЇ ПРОТОПЛАТФОРМНОГО КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА… 42
3.1. Головні риси геологічної будови Кіровоградського блока УЩ у зв'язку з проблемою алмазоносності..... 42
3.1.1. Докембрійський фундамент…….. 49
3.1.2. Фанерозойський чохол…….. 62
3.2. Кімберлітова формація……. 67
3.2.1. Лелеківська і Щорсівська дайки кімберлітів……... 70
3.2.2. Дайки пікритових порфіритів і слюдистих пікритів як потенційні ендогенні джерела алмазів……..…… 82
3.2.3. Родіонівська трубка кімберлітоподібних порід……. 91
3.2.4. Тернівська трубка кімберлітоподібних порід……. 99
3.3. Лампроїтова формація…….. 114
3.3.1. Руськополянські силоподібні тіла псевдолейцитових лампроїтів……..... 116
3.3.2. Грузьке поле трубкових тіл лампроїтоподібних порід….. 121
3.3.3. Зеленогайська трубка лампроїтоподібних порід……... 140
3.4. Лампрофірова формація……... 156
РОЗДІЛ 4. ЕПОХИ АКТИВІЗАЦІЇ ПРОТОПЛАТФОРМНОГО КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА ТА РОЗВИТОК АЛМАЗОНОСНИХ ФОРМАЦІЙ…… 174
РОЗДІЛ 5. ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНА МОДЕЛЬ ТА МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ АЛМАЗОНОСНИХ СТРУКТУР……. 191
5.1. Флюїдизатно-експлозивні механізми проникнення й умови утворення трубкоподібних тіл…….....……. 191
5.2. Петрогенетичні обґрунтування значення флюїдизатів……. 202
РОЗДІЛ 6. ПРОГНОЗНО-РОЗШУКОВІ КРИТЕРІЇ ТА ОЗНАКИ АЛМАЗОНОСНОСТІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА……... 206
6.1. Особливості прогнозної оцінки ендогенної алмазоносності…… 207
6.2. Головні критерії розшуків екзогенної алмазоносності…….. 231

ВИСНОВКИ…….. 238
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ……..…….. 242
ДОДАТКИ……. 275
Додаток А…….. 275
Додаток Б…….. 276
Додаток В…….. 277
Додаток Г…….. 278

ВСТУП

Актуальність роботи. Щораз більша потреба найрізноманітніших галузей промисловості України в алмазах вимагає негайного створення власної алмазно-сировинної бази і ставить актуальне завдання розшуків та виявлення їхніх родовищ. Це спонукає до розробки системи науково обґрунтованих і практично результативних методів великомасштабного металогенічного прогнозування алмазоносності перспективних регіонів та геолого-мінералогічної оцінки проявів. Таким важливим комплексним підходом, який на основі залучення різноманітного геолого-мінералогічного матеріалу забезпечує ефективність прогнозування та якісно новий рівень розшукових робіт, є геолого-структурний і структурно-речовинний аналізи з виділенням та вивченням закономірних породних і рудних асоціацій – геологічних і рудних формацій. На формаційному рівні можна виділяти закономірно побудовані алмазоносні й потенційно алмазоносні формації та сприятливі геологічні структури їхньої локалізації. Основоположник формаційного методу акад. М.С. Шатський розкрив його найважливіше значення для пізнання закономірностей поширення корисних копалин [1]: якщо корисна копалина входить у формацію як парагенетичний член і якщо визначено, до яких саме формацій приурочені корисні копалини як парагенетичні члени, – то ми будемо знати, де їх шукати, і знати це доволі точно.

Особливо результативним такий комплексний підхід до вирішення проблеми може стати під час вивчення, прогнозування й оцінки алмазоносних формацій протоплатформного Кіровоградського (Інгульського) блока[1] Українського щита (УЩ), адже тут виявлено всі геолого-генетичні типи вірогідних родовищ алмазу і його мінерали-супутники в кімберлітах і лампроїтах. З урахуванням суттєвої металогенічної ролі Кіровоградського блока (всесвітньовідомі родовища урану, графіту, титану й фосфору, новітні прояви і родовища

[1] Згідно з останнім (Хроностратиграфічна шкала…, 2004) геотектонічним районуванням УЩ Кіровоградський блок перейменовано на Інгульський мегаблок.

золота клинцівського типу, літію, танталу, ніобію, рідкісних земель) такі дослідження набирають ще більшого геолого-економічного значення.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертацію виконано в рамках науково-дослідних робіт ЛНУ імені Івана Франка під час виконання держбюджетних тем «Створення моделі формування нових потенційно алмазоносних формацій різних вікових рівнів і районів на південному заході Східноєвропейської платформи» 2000–2002 рр. (№ДР 0100U 001436), «Виявлення закономірностей локалізації нетрадиційних алмазоносних формацій і проявів алмазів на Українському щиті та в суміжних регіонах» 2002–2004 рр. (№ДР 0103U001882), «Створення формаційної моделі алмазоносності південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи» 2005–2006 рр. (№ДР 0105U002218), «Флюїдизатно-експлозивне породо- і рудоутворення на платформах (на прикладі південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи)» 2007–2008 рр. (№ДР 0107U002037), «Дослідження флюїдизатно-експлозивних формацій для встановлення критеріїв пошуків зруденіння мантійного походження на Українському щиті» 2009–2011 рр. (№ДР 0109U002609), «Мантійний флюїдизм і формування родовищ корисних копалин України» 2012–2013 рр. (№ДР 0112U001267). Значний відсоток результатів отримано під час виконання спільних госпдоговірних робіт з УкрДГРІ (м. Київ) за темою «Виявлення алмазоносності нетрадиційних флюїдизатно-експлозивних і споріднених формацій західного схилу Українського щита» 2003–2005 рр. (№ДР 0103U005922) та ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» (м. Кіровоград) «Вивчення складу порід чохла на вулканічних структурах центральної частини Кіровоградського блоку УКЩ і їх типізація в зв’язку з пошуками алмазів» 2007–2010 рр. (№ДР 0108U006461). Дисертант брав безпосередню участь у виконанні зазначених робіт як відповідальний виконавець та як автор або співавтор основних розділів звітів, а також здійснював польові й камеральні дослідження.

Мета і задачі дослідження. *Мета* – із застосуванням комплексу структурно-тектонічних, геолого-формаційних і детальних структурно-речовинних

досліджень виділити і схарактеризувати ендогенні алмазоносні формації та структури їхньої локалізації в Кіровоградському блоці УЩ, а також розробити науково обґрунтовані критерії та ознаки розшуків алмазів.

Об'єкт досліджень – протоплатформний Кіровоградський блок УЩ з генотипними до подібних алмазоносних утворень світу формаціями в складі брекчієвих комплексів різного походження й віку.

Предмет досліджень – ендогенні алмазоносні формації, особливо формації лампроїтової групи зі специфічними рисами складу й будови, у просторовому, геолого-структурному та віковому зв'язку з якими генетично або парагенетично пов'язані концентрації алмазів.

Задачі дослідження: 1) аналіз і систематизація результатів структурно-тектонічного й геолого-формаційного вивчення докембрійського фундаменту та глибинних геолого-геофізичних досліджень літосфери, виконаних на території Кіровоградського блока УЩ в різні роки, з метою визначення перспектив його алмазоносності; 2) виявлення головних закономірностей приуроченості алмазів до геологічних експлозивно-уламкових формацій і сприятливих структур їхньої локалізації, що є підґрунтям для прогнозно-металогенічних досліджень і оцінок; 3) вивчення за комплексом структурно-речовинних ознак морфометрії геологічних тіл, петрографічних особливостей порід ендогенних алмазоносних формацій, петрохімічних, мінералого-геохімічних та інших параметрів для з'ясування їхньої належності до певної групи алмазоносних утворень; 4) реконструкція етапів формування ендогенних алмазоносних формацій упродовж геологічної історії становлення протоплатформного Кіровоградського блока для визначення геологічного віку вірогідних осадових колекторів алмазів; 5) виділення за даними вивчення парагенезису порід найважливіших ознак генезису алмазоносних формацій та побудова генетичної моделі проникнення й послідовності утворення алмазоносних трубкоподібних тіл на підставі виявлення умов їхньої локалізації в земній корі й на поверхні Кіровоградського блока; 6) розробка нових і вдосконалення наявних критеріїв та ознак прогнозування, а також оцінка перспективних ділянок протоплат-

формних структур Кіровоградського та Волинського мегаблоків УЩ, де відомі численні знахідки алмазів, що сприятиме ефективним розшуковим роботам на алмази; 7) розробка методик і рекомендацій щодо виконання спеціалізованих польових і камеральних робіт на алмази в умовах протоплатформних структур.

Методи дослідження. Для вивчення алмазоносних формацій застосовано комплексний підхід на геолого-формаційній основі. Це дає змогу виявити тектонічні, петрогенетичні, палеогеографічні й інші умови утворення формацій. Головним методом є емпіричний парагенетичний аналіз реальних геологічних розрізів і породних асоціацій. Парагенетичний аналіз застосовано для головних і другорядних породоутворювальних мінералів та їхніх асоціацій у протолочних пробах і шліхах. Для мінералого-геохімічного вивчення акцесорних мінералів, алмазу та його мінералів-супутників використано шліхомінералогічний метод пробовідбирання. Для пізнання речовини та віку алмазоносних геологічних формацій використано детальні петрографічні, петрохімічні, літолого-стратиграфічні та палеонтологічні дослідження порід. Залучення структурно-тектонічного, геофізичного, морфоструктурного аналізів сприяло локальному виділенню ізометричних потенційно рудоносних структур трубкового типу. Палеогеографічний аналіз (реконструкція кліматичних, геоморфологічних і фаціальних обстановок розсипоутворення) дав змогу виявити кліматичні умови формування кір звітрювання та від'ємні форми рельєфу з літофаціями різного складу й генезису, у яких можлива акумуляція алмазоносного матеріалу.

Фактичний матеріал. В основу дисертації покладено результати польових, камеральних і лабораторних досліджень, отриманих автором під час навчання в аспірантурі (2001–2004 рр.), а також виконання фундаментальних програм Міністерства освіти і науки України в ЛНУ імені Івана Франка на кафедрі геології корисних копалин під науковим керівництвом д-ра геол. наук М.М. Павлуня. Дисертант зібрав, проаналізував і опрацював статистично представницький фактологічний та аналітичний матеріал із десяти алмазоно-

сних проявів Кіровоградського блока УЩ. Використано й опрацьовано публікації і фондові матеріали з геолого-геофізичних досліджень та бурових робіт, виконаних у ДП «Центрукргеологія» НАК «Надра України» (м. Черкаси) і ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» (м. Кіровоград).

Автор брав безпосередню участь у польових і камеральних роботах. Зокрема, відмито і вивчено під бінокуляром близько сотні шліхових проб (50 л) з мезокайнозойських і сучасних алювіально-делювіальних відкладів річок Синюха, Велика Вись, Чорний Ташлик, Гірський Ташлик, Сухий Ташлик, Гнилий Ташлик, Рось, Тясмин, Ірдинь, Інгул, Інгулець, Березівка, Бокова й низки менших, понад 200 протолочних проб туфобрекчій з керна свердловин, які розкрили дайко- і трубкоподібні тіла, описано понад 50 відслонень і розрізів вулканогенно-осадових відкладів чохла по свердловинах. Петрографічні дослідження виконано на поляризаційному мікроскопі МІН-8 (112 шліфів), глинисті мінерали (142 проби) діагностовано рентгеноструктурним аналізом на дифрактометрі ДРОН-3 (ЛНУ імені Івана Франка, аналітик А.М. Дворянський). Для типових порід виконано силікатні аналізи (62 проби) у лабораторії спектральних і хімічних методів аналізу ІГГГК НАН України (аналітик В.Л. Крижевич) та Криворізькій ГРЕ (аналітик З.М. Янцибіна). Для досліджування геохімічних особливостей рудоносних порід виконано 157 напівкількісних емісійно-спектральних аналізів у ЦЛ КП «Кіровгеологія» (аналітик Т.Г. Корнюшкіна). Для вивчення мінералів-супутників алмазу досліджено важку і легку фракції шліхів (150 проб) під стереомікроскопом МБС-2, заміряні показники заломлення мінералів імерсійним методом і виконано понад 100 мікрозондових аналізів гранатів, піроксенів, амфіболів, слюд, хромшпінелідів, ільменіту, рутилу, циркону на комп’ютеризованому електронно-зондовому рентгенівському мікроаналізаторі JCXA-733 «Superprobe» JEOL, Японія (ІГМР НАН України, аналітик І.М. Бондаренко; Технічний центр НАН України). Вміст FeO і Fe_2O_3 у мінералах обчислено з валових аналітичних концентрацій заліза за допомогою програми GARNET.EXE. Для понад 40 проб виконано повний мінералогічний аналіз з виділенням монофракцій типоморфних міне-

ралів алмазоносних порід. Палеонтологічні дослідження решток мікрофауни виконано у ЛВ УкрДГРІ (25 визначень, аналітик Н.А. Трофимович).

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Удосконалено загальне структурно-тектонічне районування фундаменту УЩ (за основу прийнято мегаблоки й протоплатформи і протогеосинкліналі, що їм відповідають) і виконано структурно-металогенічну оцінку алмазоносності території Кіровоградського блока, обґрунтовано його ранжування за ступенем важливості виділених алмазоносних структур і формацій.

2. Запропоновано новий підхід до прогнозування та розшуків родовищ алмазів: на формаційному рівні виділено закономірно побудовані різновікові алмазоносні й потенційно алмазоносні формації та сприятливі структури їхньої локалізації; здійснено типізацію експлозивно-уламкових формацій.

3. Розширено коло алмазоносних формацій у докембрійському фундаменті й фанерозойському чохлі. До них зачислено ендогенні кімберлітову, лампроїтову, лампрофірову та екзогенні теригенні алювіальну, дельтову і прибережно-морську формації. З'ясовано, що з лампроїтовою формацією, крім алмазів, тісно пов'язані такі корисні копалини, як Ta, Nb, TR, з лампрофіровою – Au, Cu, Co тощо.

4. Підтверджено, що алмазоносні формації формувалися на етапах активізації протоплатформи в докембрії і фанерозої. На особливу увагу заслуговують середньо-пізньопротерозойський, девонсько-пермський і пізньокрейдово-палеоценовий етапи. Відтак, у Кіровоградському блоці УЩ перспективними на розшуки родовищ алмазу є його північний схил і центральна частина, Інгулецько-Криворізька зона та район поширення альпійського вулканізму, що аргументовано знахідками його кристалів.

5. Розроблено й обґрунтовано нові напрями вирішення проблеми генезису алмазів та їхнього поширення на протоплатформах. Уперше в основу покладено модель флюїдизатно-експлозивного породо- і рудогенезу, яка пояснює важливі аспекти механізмів проникнення, умов утворення трубкоподібних тіл і формування алмазів.

6. Уперше показано, що утворення алмазів не є винятковим явищем у геологічній історії Землі: вони часто структурно й генетично асоціюють з іншими корисними копалинами, які походженням пов’язані з мантією. З цих позицій розкрито роль флюїдизатно-експлозивних процесів як головної рушійної сили специфічного породо- і рудоутворення в консолідованій земній корі.

7. Розроблено нові (геолого-формаційні, морфогенетичні) й удосконалено традиційні (структурно-тектонічні, геолого-геофізичні, мінералогічні та ін.) розшукові критерії на алмаз та виділено перспективні ділянки.

Практичне значення роботи. Усебічне вивчення алмазоносних формацій дало змогу розв’язати деякі дискусійні питання механізмів формування й розвитку алмазоносних структур, оцінити їхні перспективи стосовно розшуків промислових родовищ алмазів на протоплатформах. На основі виконаних досліджень виділено райони, поля, розшукові ділянки й окремі структури, перспективні на прояви флюїдизатно-експлозивних процесів та пов'язаної з ними ендо- й екзогенної алмазоносності. Розроблені розшукові критерії є статистично стійкими ознаками, що підсилені екстрапольованими з вивчених районів з відомими родовищами алмазів і комплексно застосовані під час оцінювання нових алмазоносних ділянок у Кіровоградському блоці УЩ на підставі формаційних закономірностей їхнього поширення.

Результати у вигляді методик і рекомендацій щодо здійснення розшукових робіт передано на виробництво. Дисертант отримав листи підтримки, які підтверджують позитивну апробацію результатів досліджень у виробничих організаціях Державної служби геології та надр України (дод. А–Г). Зокрема, їх використано під час закладання алмазорозшукових свердловин на виділених спільно з фахівцями ГРЕ №37 перспективних геолого-геофізичних структурах (див. дод. А, Г). Буріння дало позитивні результати. Запропоновані рекомендації сприяли виявленню під час дослідження керна свердловин нових алмазопроявів і визначенню найперспективніших із вивчених бурінням структур для подальших робіт на алмази (акти впровадження № 4/2101 від 25.12. 2008 р. та № 4/301 від 19.11.2013 р.). Результати робіт використано й під час

удосконалення схем збагачення шліхових проб відповідно до завдання 37-69 (див. дод. Б, В). Вивчення керна алмазорозшукових свердловин 4054, 4055, 4056, 4057, 4059, 4067, 4085, мінералогічних проб і рудних концентратів сприяло виділенню алмазів і його мінералів-супутників із кімберлітів і лампроїтів (акти впровадження № 4/486 від 2.12.2011 р. та № 2/79 від 7.05.2013 р.).

Особистий внесок здобувача. Дисертаційну роботу виконано автором самостійно. Під час польових і камеральних робіт автор описував відслонення і керн свердловин, відбирав різні види проб, мив шліхи, обробляв протолочні проби, здійснював гранулометричний аналіз на стандартному наборі сит, електромагнітну сепарацію на електромагнітному сепараторі 138-Т, розділяв шліхові проби на фракції у важких рідинах. Мінералого-петрографічні дослідження алмазоносних порід та мінералів-супутників алмазу виконано самостійно або в співпраці із колегами кафедр мінералогії та петрографії, а також Галузевої НДЛ рудоносних формацій та НДЧ геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка. Геологічні схеми, зарисовки відслонень та розрізів свердловин, діаграми побудовано власноруч за допомогою програми CorelDraw Graphics Suite X5. Графічні матеріали в дисертації є одними з найважливіших джерел пізнання геології й рудоносності району та інструментом структурно-формаційного аналізу. Дисертант самостійно виконав різнобічний аналіз, інтерпретацію та узагальнення первинного польового, картографічного й лабораторно-аналітичного матеріалу. Результати цих досліджень опубліковано в одноосібних і колективних працях. Зокрема, у колективній монографії [2] дисертант опрацьовував картографічний матеріал, є автором розділу про походження флюїдизатно-експлозивних формацій із золотою та алмазною спеціалізацією, співавтором розділу про металогенію золота. Автор брав участь у польових роботах та опрацьовував фондовий і кам'яний матеріал районів, перспективних на корінну й розсипну алмазоносність, виділяв і описував алмазоносні та потенційно алмазоносні формації [3–13]; виконував шліхомінералогічне пробовідбирання та вивчав мінералогічні особливості акцесорних мінералів і мінералів-супутників алмазу, виявив специфічні мінеральні угрупо-

вання алмазоносних порід флюїдизатно-експлозивного походження [14–21]; здійснював мінералого-петрографічні, петрохімічні й геохімічні дослідження алмазоносних флюїдизатно-експлозивних утворень [22–29]; проаналізував літературні джерела, реконструював етапи активізації протоплатформ і розробив критерії й ознаки їхньої алмазоносності [30–37].

Публікації і апробація роботи. За темою дисертації опубліковано одну колективну монографію, 13 статей у наукових фахових виданнях України, що входять у перелік ДАК, одну статтю у виданнях України, які включено до міжнародних наукометричних баз *Scopus/Index Copernicus* та 21 тезу доповідей на вітчизняних і міжнародних нарадах, симпозіумах тощо. Матеріали дисертації використані в шести наукових і двох науково-виробничих звітах.

Результати робіт автора та головні положення дисертації в міру її написання як цілісної наукової роботи автор доповідав і обговорював на щорічних наукових конференціях ЛНУ (2002–2015), науково-технічній нараді «Геологія і генезис рудних родовищ України: сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення» (Київ, 2004), науковій конференції «Мінералогія: історія, теорія і практика» (Львів–Шацьк, 2004), XIII міжнародній нараді «Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения» (Перм, 2005), XIII українсько-польському семінарі «Гляціал і перигляціал Волинського Полісся» (Шацьк, 2005), наукових конференціях «Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі XXI століття» (Львів, 2005) та «Минерально-сырьевой комплекс Украины и АР Крым. Состояние. Проблемы. Перспективы» (Сімферополь, 2006), III Всеросійському симпозіумі з вулканології і палеовулканології «Вулканизм и геодинамика» (Улан-Уде, 2006), III Міжнародній науково-практичній конференції «Природные и техногенные россыпи. Проблемы. Решения» (Сімферополь–Судак, 2007), IV науково-виробничій нараді геологів-зйомщиків України «Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита» (Кривий Ріг–Дніпропетровськ, 2007), міжнародних науково-практичних конференціях «Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов’язаних з ними корисних копалин

в зв'язку з еволюцією земної кори і основними етапами тектоно-магматичної активізації» (Київ, 2008) та «Коренные и россыпные месторождения алмазов и важнейших металлов» (Сімферополь, 2008), XXXIII Міжнародному геологічному конгресі (Осло, 2008), міжнародній науково-практичній конференції «Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых» (Сімферополь–Судак, 2010, 2012, 2013), наукових конференціях «Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки» (Львів, 2010) та «Моделі утворення алмазу та його корінних джерел. Перспективи алмазоносності Українського щита і суміжних територій» (Київ, 2012), міжнародній науковій конференції «Континентальний неовулканізм альпійської складчастої зони Східної Європи» (Київ, 2013), Всеросійській конференції «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений» (Москва, 2013), VIII наукових читаннях імені акад. Є. Лазаренка «Мінералогія: сьогодення і майбуття» (Львів–Чинадієве, 2014), XXXI міжнародній конференції «Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма» (Москва, 2014).

Обсяг та структура роботи. Дисертаційна робота складається зі вступу, шести розділів оригінальних досліджень, висновків і чотирьох додатків. Вона містить 278 сторінок, із них 150 сторінок тексту, 30 таблиць (на 35 с.) і 37 рисунків (на 34 с.), з них – 15 – формату А3, список використаних джерел з 285 найменувань на 33 с. (з них – 15 іноземні видання, 3 – інтернет-джерела).

За допомогу і сприяння в написанні дисертації автор вдячний науковому керівнику доктору геол. наук М.М. Павлуню, кандидатам геол.-мін. наук Є.М. Сливко, С.М. Бекеші та кандидату геол. наук Т.О. Павлюк. За постійну підтримку, цінні поради та критичні зауваження дисертант висловлює особливу вдячність своїм учителям і наставникам докторам геол.-мін. наук Г.М. Яценку і Ю.В. Ляхову, кандидату геол.-мін. наук Г.О. Луньову. Неоціненну допомогу під час збирання фактологічного матеріалу та обговорення результатів

надали доктори геол. наук Ю.І. Федоришин і Г.А. Калашник, а також М.М. Кір'янов (ГРЕ №37, м. Кіровоград), О.М. Братчук, І.Є. Шкуренко, П.Ф. Якубенко і В.І. Талімончук (ДП «Центрукргеологія», м. Черкаси), яким висловлюю щиру подяку. Проведенню польових робіт автор завдячує кандидату геол.-мін. наук В.Г. Яценку й В.О. Лавру. У період роботи над дисертацією автор неодноразово користувався консультаціями докторів геол.-мін. наук В.П. Кирилюка, О.І. Матковського, І.С. Паранька, К.І. Свєшнікова, А.О. Сіворонова, кандидатів геол.-мін. наук А.М. Лисака, І.В. Побережської, кандидатів геол. наук С.І. Ціхоня, В.Г. Пащенка, а також С.Л. Балабаєвої, А.І. Росихіної, А.І. Костенка, Т.Г. Винниченко, О.Р. Литвиновича, Б.М. Романюка. Усім їм автор щиро вдячний за корисні настанови. У процесі обробки та оформлення матеріалів надали допомогу асистент О.В. Шваєвський, а також Л.М. Сливко, Т.А. Рева, Ю.О. Пахнющий, М.П. Горін, О.А. Бучковська, І.М. Мисяк, І.Г. Гнатів, Х.О. Галайко, яким автор висловлює свою вдячність.

РОЗДІЛ 1
ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ АЛМАЗОНОСНОСТІ УКРАЇНИ

Вивчення алмазоносності надр України триває вже понад 60 років, тобто з середини XX ст. Дослідженнями наукових і виробничих організацій (ВСЕГЕІ, ІМР, ІГН НАН України, ІГМР НАН України, ВІМС, ПДРГП «Північгеологія», КП «Південукргеологія», КП «Кіровгеологія», Інститут геофізики НАН України, Львівська ГРЕ, ВНДГРІ, ІГЕМ РАН) охоплено всю територію України й частину Молдови. За цей час накопичено фактологічний матеріал, що дає підстави визнавати наявність на її теренах ендогенних джерел алмазів.

До найвідоміших вітчизняних дослідників проблеми належать З.В. Бартошинський, С.М. Бекеша, О.П. Бобрієвич, А.А. Вальтер, В.В. Грицик, М.М. Головко, Л.М. Дружинін, Г.К. Єрьоменко, І.Ф. Кашкаров, В.М. Квасниця, С.І. Кирикилиця, С.Г. Кривдік, І.Є. Палкін, О.Ю. Палкіна, Б.С. Панов, І.С. Паранько, Ю.О. Полканов, М.І. Савченко, М.П. Семененко, Є.М. Сливко, Г.І. Смірнов, О.Н. Тарасюк, І.С. Усенко, Ю.І. Федоришин, У.І. Феношина, С.М. Цимбал, О.І. Чашка, Ю.Ю. Юрк, І.П. Яловенко, Г.М. Яценко та ін.

Вагомий внесок у розробку методичних основ прогнозування й розшуків алмазу зробили геологи-виробничники, тематичні роботи яких були пов’язані з проблемою алмазоносності надр України. Серед них заслуговують на увагу М.Д. Бойчук, Б.І. Болковий, І.І. Вербицький, Б.Л. Висоцький, В.І. Власов, Б.Я. Воловник, А.І. Воробей, Ю.В. Гейко, А.П. Глухов, В.А. Голубєв, В.К. Гребньов, А.М. Давниченко, А.Г. Добрий, Р.М. Довгань, А.В. Дюков, І.Ф. Злобенко, С.А. Золотарьов, І.М. Іванів, Г.А. Калашник, М.М. Кір’янов, Р.Я. Ківелюк, С.І. Кисель, А.П. Князьков, М.А. Козар, Л.Ф. Котвицький, Е.Г. Кронгауз, М.І. Кручек, В.Ф. Лабузний, Д.О. Лавров, В.Г. Лацько, Ю.В. Попович, В.Ф. Раздорожний, Г.П. Романенко, Б.М. Середа, М.Ф. Стрекозов, С.М. Стрекозов, А.М. Стремовський, М.С. Супруненко, І.В. Тараско, П.І. Тетерюк, Г.Г. Халдін, Ю.В. Харчевич, В.І. Цигуль, В.Ю. Чернов, В.І. Язвінський та ін. Значному теоретичному підґрунтю щодо розвитку геофізичних основ прогно-

зування й оцінки ендогенної алмазоносності сприяли дослідження М.І. Орлюка, Ю.П. Оровецького, А.В. Чекунова та ін.

Про перші знахідки алмазів і їхній видобуток у Причорномор'ї згадується в працях Плінія Старшого й інших римських, візантійських і давньогрецьких джерелах, які датовано V–II ст. до н. е. Згідно з ними, території від Дніпра до Дунаю та передгір'я Карпат були багаті на алмази. У російських рукописах XVI–XVII ст. є свідчення про знахідки кристалів у річках України. Перша достовірна знахідка алмазу в Україні датована 1949 роком, коли завдяки роботам Східно-Української експедиції (С.Т. Борисенко, І.Р. Вахно) в алювіальних відкладах нижньої течії р. Базавлук у Середньому Придніпров'ї виявлено перший кристал масою 1,2 мг і розміром близько 2 мм. Це й стало початком розшукових робіт і досліджень алмазоносності надр України.

Передумовою розгляду питання алмазоносності південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи були теоретичні розробки акад. В.С. Соболєва. У них особливе значення відводилося, як і на алмазоносній Сибірській платформі, поширенню трапів на Волино-Поділлі, основних і ультраосновних порід у Побужжі й Приазов’ї та наявності сприятливих структур для акумуляції продуктів їхнього руйнування. Отже, М.П. Семененко і І.С. Усенко, проаналізувавши геологічну будову, структурно-тектонічне положення та основний і ультраосновний магматизм України в загальній структурі Східноєвропейської платформи, у 1951 році висловили думку про вірогідну її алмазоносність. Серед перспективних на алмази районів вони виділили Приазов’я, Побужжя, центральну частину УЩ та Львівсько-Брестську западину.

У 1951 році розпочала роботу Центральна експедиція ВСЕГЕІ. Геолого-геоморфологічні, геологорозвідувальні й шліхомінералогічні роботи було зосереджено в Приазов’ї, Побужжі, Придністров’ї й північно-західній частині УЩ. Здійснювали головно великооб’ємне пробовідбирання руслового й терасового алювію басейнів рр. Дністер, Горинь, Ірша, Тетерів, Синюха, Південний Буг, Інгулець, Саксагань, Базавлук та ін. Їхнім головним завданням була констатація алмазів і оцінка перспектив алмазоносності охоплених районів.

Завдяки цим роботам у 1952 році із сучасного руслового алювію р. Синюха (ліва притока р. Південний Буг) на ділянці Синюхін Брід виявлено найбільший в Україні алмаз масою 40,1 мг та розміром 2,8×2,2 мм. Згодом виділили ще декілька зерен на рр. Ірша, Базавлук і в середній течії Дністра між с. Вертюжани і р. Окниця [38]. Усього виявлено вісім кристалів. Одночасне вивчення архейських мета- й ультрабазитів Побужжя та різновікових основних-ультраосновних комплексів Волино-Поділля і Приазов'я засвідчило, що вони безперспективні на алмази. У 1955–1956 рр. у руслових і терасових алювіальних відкладах Південного Бугу й лівих притоках Дністра вперше встановлено поодинокі зерна піропу, – парагенетичного супутника алмазу.

Так, наявність на теренах України алмазу й піропу та відсутність їхнього генетичного зв'язку з ультрабазитами щита й основними породами його західного схилу засвідчило вірогідність знаходження самостійних алмазоносних джерел кімберлітового типу. Знахідки кристалів на лівобережжі Дністра спонукали до думки про їхні ендогенні джерела на Волино-Подільській плиті. До проміжних колекторів зараховували всі дочетвертинні грубоуламкові відклади Придністров'я, серед яких найперспективніші грубозернисті піски балтської світи. З огляду на відкриття на Сибірській платформі промислово алмазоносних кімберлітів, передбачених акад. В.С. Соболєвим, розшукові роботи на алмази в Україні тривалий час не здійснювали.

Незначні розшуково-тематичні роботи впродовж 1955–1964 рр. полягали в ревізії, аналізі й систематизації отриманого раніше геологічного матеріалу й зборі додаткових відомостей. Розшуки здійснювали в басейні верхньої течії р. Дністер (рр. Стрий, Бистриця, Лімниця), північно-західній частині УЩ (рр. Тетерів, Случ) і Приазов'ї (рр. Міус, Кринка, Самара, Вовча). Основним методом їхньої перспективної оцінки була піропова зйомка у вигляді шліхового й дрібнооб'ємного пробовідбирання руслових і терасових алювіальних і давніших осадових відкладів. У результаті встановлено суцільну зараженість піропами руслового алювію верхів'я Дністра й верхньокрейдово-палеогенового флішу Карпат [39], півдня Молдови (р. Рені), пляжних пісків Бузького лима-

ну, сучасних і давніх кластичних товщ Приазов’я. Піропи виявлено у вендських, силурійських і верхньокрейдових відкладах Волино-Поділля та Придністров’я, кам’яновугільних верствах Східного Приазов’я й Донбасу, а також у палеогенових та неогенових товщах Карпат, західного схилу УЩ, Побужжя й Середнього Придніпров’я [40]. Ці ж стратиграфічні рівні визнано колекторами алмазу. Установлено, що за морфологією, хімічним складом та фізичними властивостями (показники заломлення, питома вага й параметри кристалічної решітки) ці піропи притаманні алмазоносним кімберлітовим трубкам Сибіру і Південної Африки. Алмазів та інших його супутників на той час не виявлено.

У результаті виконаних досліджень, В.П. Алєксєєвою й ін. зроблено припущення, що ендогенними джерелами алмазів на теренах України є кімберліти. Ґрунтуючись на аналізі геоструктурних особливостей, проявах молодого вулканізму і піропоносності окремих районів України, вони дійшли висновку, що південно-західна окраїна Східноєвропейської платформи дуже подібна до інших платформ світу, на яких відомі багаті ендо- та екзогенні родовища алмазів. Найперспективнішими визнано зони зчленування Приазовського мегаблока УЩ з Донбасом та Східноєвропейської платформи з Передкарпатським прогином, західний і південно-західний схили УЩ та Середнє Побужжя [41].

Посиленню розшукових робіт сприяли знахідки І.Ф. Кашкаровим і Ю.О. Полкановим у 1963–1964 рр. численних дрібних (0,15–0,3 мм) алмазів у неогенових титан-цирконієвих пісках Середнього Придніпров'я і муасаніту в титаноносних пісках Східного Приазов’я [42]. Це стало можливим завдяки застосуванню спеціальної методики обробки проб дрібнозернистих пісків, розробленої в лабораторії збагачення розсипів ІМРу під керівництвом І.Ф. Кашкарова. Вона дала змогу шляхом механічного й хімічного збагачення та флотації вилучати дрібні кристали. З’ясовано, що за низкою ознак (кубічний габітус, зеленкувате й жовтувате забарвлення, значна кількість зерен з оранжевою фото-, рентгено- і катодолюмінесценцією й кристалів, які не люмінесціюють) вони своєрідні й несхожі до якутських та уральських [43]. Відповідно, підтверджено думку про наявність місцевих ендогенних джерел алмазу.

Упродовж 1965–1966 рр. на північному узбережжі Азовського моря в сучасних пляжних пісках діагностовано дрібні (0,1–0,4 мм) алмази октаедричної й кубічної форми, а також поодинокі зерна піропу. Зважаючи на майже повну відсутність піропу і наявність ознак механічного зношування на поверхні алмазів висловлено припущення, що джерела їхнього постачання поширені не лише в Приазов'ї, а й у центральній або східній частинах Східноєвропейської платформи, у тім числі й Воронезькому масиві [44].

У 1967 році дрібні алмази (0,14–0,35 мм) й піропи виявлено в Нижньому Придністров'ї в південній частині Дністровського лиману в сучасних пляжних пісках [45]. Дрібні алмази (0,15–0,17 мм) і піропи описано також на Донбасі в алювіальних відкладах рр. Самари, Вовчої, Кринки, Міуса та південно-західному Приазов'ї в середньосарматських пісках басейну р. Молочної. Зокрема, у давньочетвертинних відкладах межиріччя Міус–Кринка описано алмаз ромбододекаедричного габітусу розміром 1,53×1,38×1,0 мм [46]. Структурно-тектонічні й загальногеологічні чинники, наявність кімберлітоподібних порід – експлозивних брекчій пікритового складу і пікритових порфіритів з парагенетичним супутником алмазу – муасанітом та ізометричноподібних магнітних аномалій, приурочених до субширотної Волноваської зони глибинних розломів, дали підстави розглядати Східне Приазов'я й південно-східний схил Воронезької антеклізи найперспективнішими на розшуки алмазів.

Зібраний фактологічний матеріал сприяв розробці в цей період основних критеріїв алмазоносності надр України. До 1967 року співробітниками ІМРу під науковим керівництвом проф. О.П. Бобрієвича складено першу прогнозну карту алмазоносності України м-бу 1: 750 000 з виділенням перспективних на ендогенні джерела алмазів районів. Це Східне Приазов'я в зв'язку з девонськими лужно-ультраосновними–лужно-базальтоїдними і кімберлітоподібними породами Покрово-Киреївської структури в зоні зчленування Донбасу із УЩ (басейн р. Кринки) [47], Волино-Поділля в зв'язку із трапами східної окраїни Прип'ятського валу [48] й північно-західне узбережжя Чорного моря між дельтою Дунаю і Південним Бугом. Знахідки піропу в давніх валдайських база-

льних конгломератах гдовського горизонту Волино-Поділля (басейни рр. Горині і Вижівки) засвідчили докембрійський вік вірогідних ендогенних джерел алмазу в південно-західній частині Східноєвропейської платформи [49]. Відповідно, за літолого-мінералогічними критеріями виділено балтські і валдайські грубокластичні породи як проміжні колектори алмазів.

У зв'язку з помітним поширенням піропу в різновікових кластичних відкладах Волино-Поділля, річок Дністер і Прут, межиріччя Дністра і Південного Бугу, Приазов'я, під час розшуків ендо- й екзогенних джерел алмазу значного, а іноді й першочергового значення набула піропова зйомка. Проф. О.П. Бобрієвич та ін. узагальнили всі дані щодо місця і кількості знахідок піропів з моменту виявлення в 1955 році, подали стислу характеристику й вивчили хімічний склад. Отримане засвідчило близькість складів піропів незалежно від району їхнього поширення, віку і складу вмісних відкладів. З'ясовано, що вони належать до малохромистих гранатів із групи ультраосновних порід і особливо близькі до піропів із чеських гранатових перидотитів і малохромистого піропу з кімберлітів Якутії [50]. Основними постачальниками матеріалу були Південний Буг, Дніпро і Дністер з притоками. Перспективними щодо розсипних алмазів визнано мілководдя Чорноморського шельфу між гирлом Дунаю та Тилігульським лиманом, особливо поблизу Дністровського лиману [51].

Упродовж 1967–1973 рр. вивчено прибережно-морські, лиманні й алювіальні піски та піщано-гравійний матеріал пригирлових частин великих річок (Дністровський, Бузький, Дніпровський лимани) півдня України, а ще суміжні ділянки узбережжя Чорного моря, Криму і Молдови [52]. Ці роботи сприяли виявленню розсипної алмазоносності середньополтавських неогенових і сучасних алювіальних пісків Середнього Придніпров'я, пониззя Південного Бугу, прибережно-морських пісків східної частини північного узбережжя Чорного моря [53], прибережних пісків гирла Дунаю, алювію середньої течії р. Дністер і терасових конгломератів Дністровського лиману, а також балтських відкладів (дельтовий і русловий фаціальні типи) межиріччя Дністра і Південного Бугу [54].

У 1971 році підтверджено піропоносність кластичних порід Прикарпаття [55]. Піропи розмірами 0,1×0,8 мм діагностовано у неогенових трускавецьких конгломератах, пліоценових алювіальних, сучасних руслових і надзаплавних відкладах терас р. Дністер. Уперше виявлено піропи в алювії басейну верхньої течії р. Прут (рр. Чернява, Турка, Савиця, Совиця, Черемош, Брусниця, Дерелуй). Установлено, що основним джерелом живлення піропом осадових товщ Прикарпаття є породи так званої Сандомирсько-Добруджинської смуги.

У пісках Дністровського лиману й прилеглих ділянок північно-західного Чорноморського узбережжя описано алмази так званого дністровського типу – зелені кристали кубічного габітусу з відтягнутими вершинками й увігнутими ребрами, аналогів яким на той час у світі не було відомо [56]. У неогенових титан-цирконієвих розсипищах Придніпров'я, пляжних пісках узбережжя Чорного моря та в алювії Дніпра, разом з кубічними кристалами, описано неправильні, пластинчасті інтенсивно деформовані уламки та зерна жовтуватих до чорного алмазів розміром 0,05–0,3 мм зі своєрідною мікроморфологією та фізичними властивостями [57]. За морфометрією, будовою, люмінесцентними властивостями й поліфазовим складом (суміш кубічної й гексагональної лонсдейлітовмісної фаз) визначено, що «сланцюваті» алмази аналогічні із імпактитів Попігайської астроблеми на півночі Сибірської платформи, а ще відомі в палеогенових розсипах Північного Казахстану. У дрібнозернистих піщаних відкладах Придніпров'я виявлено також карбонадо [58].

Алмази та піропи описано в нижньо- і верхньокам'яновугільних конгломератах, гравелітах і грубозернистих пісковиках Кальміус-Торецької западини [59]. Згодом їх виявили в алювії рр. Кринка, Вільхівка, Садки, Росоховата, Булавін, що дренують кам'яновугільні алмазоносні відклади Донбасу. Це засвідчило просторову спряженість кам'яновугільного колектору алмазу і його сучасного руслового розсипу. Визначено кімберлітову природу піропів. Просторово і генетично їх пов'язано з девонським лужно-ультраосновним–лужно-базальтоїдним комплексом дрібних інтрузій, дайкових тіл і еруптивних брекчій Східного Приазов'я [60].

Основними результатами робіт до цього часу було виявлення розсипної піропо- й алмазоносності різних районів України. Утім це ще не давало змогу окреслити локальні ділянки із підвищеною концентрацією алмазів та з'ясувати закономірності їхнього поширення в просторі та часі. Однак подальші напрями вивчення і головні критерії потенційної алмазоносності виробили [61].

На початку 1970-х рр. розшукові роботи докорінно переорієнтовано на безпосереднє виявлення кімберлітових тіл за геофізичними аномаліями «трубкового» типу (повітряна та наземна магніторозвідка в комплексі із гравірозвідкою), наступне їхнє завірення бурінням і шліхомінералогічним пробовідбиранням. Здійснювалася планомірна прогнозна оцінка значних за розмірами територій і локальних ділянок, перспективних на ендогенні джерела алмазів.

У 1975 році в результаті активних розшукових геолого-геофізичних робіт виявлено уламки кімберлітів у гетерогенних (тектономагматичних) брекчіях поблизу сіл Кухотська Воля й Серхів на півночі Волині [62]. У брекчіях діагностовано гранати піропового ряду, хромшпінеліди, пікроільменіт, хромдіопсид, флогопіт. За петрографічними й петрохімічними ознаками вони відповідали високоалмазоносним кімберлітам Якутії й Південної Африки. Вочевидь, що це перша достовірно задокументована знахідка кімберлітів на Україні.

У 1976 році на західному схилі УЩ у зоні субширотного Шепетівського розлому виявлено найдавніший алмаз кубічного габітусу та піропи із рифейських різнозернистих пісковиків [63]. Їхнє походження пов’язано із розломами і кімберлітовими трубками Прип’ятського валу, що утворилися під час галіційської (1100–1000 млн. р.) складчастості. Важливим доказом наявності на теренах України власне алмазоносних кімберлітів було виділення із загальної маси малохромистих піропів групи високохромистих (кнорингітовмісних) зерен. Їх описано в брекчіях Прип’ятського валу і верхньокам’яновугільних пісковиках араукаритової світи та пов’язаних з ними сучасних алювіальних руслових відкладах верхньої течії р. Корсунь у Центральному Донбасі [64].

У 1976–1980 рр. алмази встановили в Овруцько-Білокоровицькій системі депресій на півночі УЩ. З верхньопротерозойських кварцитоподібних піско-

виків та конгломератів білокоровицької світи виділено 13 кристалів розміром 0,2–3,25 мм головно октаедричного габітусу в асоціації із піропом, хромдіопсидом і хромшпінелідами [65]. За кристаломорфологічними й фізичними властивостями ці алмази близькі до найпоширеніших їхніх різновидів із кімберлітів та алмазоносних мантійних ксенолітів. Це засвідчило, що на південному заході платформи наявні кімберліти віком давніше 1200–1100 млн. р. Чергові геолого-знімальні та розшукові роботи в осадових відкладах чохла північно-західної частини УЩ і теригенних товщах Овруцько-Білокровицької системи депресій сприяли виявленню близько двох сотень уламків і кристалів алмазу.

У 1977–1979 рр. розшуки алмазів здійснено в центральній частині УЩ у межах Знам'янсько-Устинівського поля дайок. Вивченню підлягали різновікові інтрузивні масиви і мезокайнозойські осадові відклади чохла, утім алмазів і мінералів-супутників не виявлено. Подібні роботи й аналогічні результати отримано в Криворізько-Кременчуцькій зоні й Середньому Придніпров'ї.

У 1979 році на геологічному факультеті ЛДУ імені Івана Франка створено Галузеву НДЛ речовинного складу рудоносних формацій під керівництвом проф. О.П. Бобрієвича. Одним із її наукових напрямів була розробка магматичних і літолого-мінералогічних критеріїв розшуків корінної й розсипної алмазоносності на УЩ і Волино-Поділлі.

У 1978–1982 рр. кімберліти виявлені в Східному Приазов'ї (Петрівський, Гірняцький та Кальміуський прояви), що тяжіють до зони зчленування Приазовського мегаблока УЩ з Донбасом [66]. У кімберлітовій брекчії діагностовано піропи, хромшпінеліди та поодинокі зерна хромдіопсиду і пікроільменіту, утім алмазів не виділено. Окрім того, ореоли хромшпінелідів та інших барофільних мінералів виявлено в різновікових теригенних і сучасних товщах.

У 1980–1985 рр. здійснено загальну оцінку перспектив ендо- й екзогенної алмазоносності центральної і південної частин Волино-Подільської плити та північних схилів Карпат. Їхнє вивчення підтвердило зараженість піропами вендських і фанерозойських товщ по площі і в розрізі, що зумовило виділення перспективних ділянок для здійснення геолого-геофізичних робіт [67].

Важливим узагальненим результатом виконаних робіт є прогнозна карта алмазоносності України і Молдови м-бу 1:500 000 (С.І. Кирикилиця, О.Н. Тарасюк, Г.І. Смірнов та ін., 1985). У пояснювальній записці до неї розглянуто й проаналізовано розшукові критерії, виконано перспективну оцінку алмазоносності території України, розкрито методологію складання прогнозної карти, виділено перспективні площі і визначено стадійність розвідувальних робіт на алмази. У ній уперше розроблено прогнозно-розшукові критерії для родовищ алмазів України й окреслено перспективні райони, найсприятливіші на виявлення не лише кімберлітів, а й лампроїтів та інших висококалієвих порід.

Ґрунтовний аналіз наявних геологічних даних, особливостей поширення та умов утворення вмісних пісків, збагачених важкими стійкими мінералами, фізичних властивостей і фазового складу алмазів, а ще покристальний опис і порівняння дрібних зерен із різновікових кластичних відкладів України з алмазами відомих ендогенних джерел засвідчило їхню полігенність [68]. Доведено, що в різновікових теригенних породах України наявні алмази магматогенного, метаморфогенного, імпактного генезису, а також кристали проблематичного й нез'ясованого походження, які поки не мають аналогів серед відомих геолого-генетичних типів його родовищ. Це підтверджують і дослідження ізотопного складу вуглецю дрібних алмазів Придніпров'я [69].

Укорінення в практику піропової зйомки фізичних методів дослідження (рентгеноспектральний мікроаналіз, оптична спектроскопія та колориметрія) дало змогу виділяти серед гранатів генетичні й парагенетичні супутники алмазу. Установлено, що джерелами більшості зерен піропу і піроп-альмандину з неогенових і четвертинних відкладів Середнього Придністров'я і Середнього Побужжя були гарцбургіти, лерцоліти, вебстерити й еклоґіти верхньомантійного походження. У зв'язку із цим, визначено генетичну належність піропів і хромшпінелідів з теригенних формацій різних регіонів України й оцінено потенційну алмазоносність кімберлітів і перспективних районів [70].

На початку 1990-х рр. розшукові роботи значно розширили й зосередили на Кухотсько-Серхівській, Бердичівсько-Вінницькій, Новоград-Волинській і

Східноприазовській площах. Методика робіт охоплювала шліхове та дрібно-об’ємне пробовідбирання базальних відкладів чохла УЩ, деталізацію раніше встановлених ореолів індикаторних мінералів кімберлітів, площинну піропову зйомку, високоточну аеромагнітну зйомку м-бу 1:10 000 і комплекс наземних геофізичних робіт м-бу 1: 5 000–1: 1 000 на перспективних площах або окремих аномаліях, а також завірення локальних аномалій бурінням.

У результаті виконаних робіт у Східному Приазов'ї розвідано дві кімберлітові трубки (1990) – Надія і Южная [71]. Згодом за ореолами піропу в сучасних руслових відкладах рр. Камишеваха, Ксанта, Дубівка, Мала Мандрикіна, Хуботал, Папасчалан, Кам’янка й Грузький Єланчик виявлено кімберлітову трубку Новоласпинську (1993) і дві дайки – Новоласпинську (1993) і Южную (1998) [72]. У 1996 році в Бердянському р-ні Західного Приазов'я (с. Коларівка, р. Лозуватка) описано лампроїтоподібну трубку Мрія [73].

Значний внесок зроблено Галузевою НДЛ речовинного складу рудоносних формацій. За роки її діяльності отримано нові дані з алмазоносності УЩ, що дало змогу уточнити та доповнити висловлені раніше припущення. Виявлено нові райони поширення алмазоносних порід, їхні вікові рівні, діагностовано алмази у відомих і нових перспективних структурах [23, 74]. Це зумовило необхідність нетрадиційного підходу до проблеми, який і сьогодні успішно розробляє алмазна школа ЛНУ імені Івана Франка під науковим керівництвом доктора геол.-мін. наук Г.М. Яценка. Уперше на теренах України представниками школи, до яких належить і автор дисертації, розроблена нова модель флюїдизатно-експлозивного породо- та рудогенезу. Суть її полягає в тому, що потоки газів – флюїдизатів – є речовинною реалізацією процесів, які відбувалися в мантії і ядрі Землі, тобто вони відображають, втілюють дегазацію планети. З нашого погляду вони є одним з чинників, які сприяли рудогенезу та особливо утворенню алмазоносних структур і формацій на етапах активізації [30]. Нами виділено як самостійний предмет досліджень групу ендогенних утворень, які раніше вчені розглядали в складі вулканокластичних чи інтрузивно-магматичних породних комплексів або взагалі не визнавали.

У середині 2000-х рр. Ю.І. Федоришин із застосуванням геофізичних досліджень і сучасних комп'ютерних технологій уперше розробив модель прогнозування та розшуків ендогенних (кімберліт-лампроїтових) джерел алмазів на УЩ [75]. За потужністю літосфери, наявністю у земній корі неоднорідностей у вигляді мантійно-корово-стовбурових зон високої проникності і підвищеною сумарною потужністю гранітного і діоритового лейкократових шарів, на УЩ він виділив площі з природними контурами високого алмазного потенціалу, низькоперспективні та безперспективні. Найперспективнішими щодо промислової алмазоносності визнано Кіровоградський блок і Подільську частину Дністерсько-Бузького мегаблока УЩ.

Отже, на сьогодні достовірно визначено три райони розвитку кімберліт-лампроїтового магматизму: північ Волино-Поділля, центральна частина УЩ і Приазов'я [76]. За нашими даними, перспективними з погляду ендо- й екзогенної алмазоносності є також західна та північно-західна частини УЩ і його схили, Північне Прикарпаття, Середнє Побужжя, Шацьке приозер'я [5–11].

Щодо Кіровоградського блока УЩ, то він до 1990-х рр. залишався найменше вивченим з погляду алмазоносності порівняно з іншими структурами України. Це зумовлено тим, що спеціалізовані на алмази прогнозно-розшукові роботи тут здійснювали дуже обмежено.

У 1960–1962 рр. у 13 км на північний захід від Кривого Рогу свердловинами тресту «Дніпрогеологія» було розкрите трубкоподібне тіло еруптивних брекчій ультраосновного складу, що січе нижньопротерозойські графітовмісні сланці, кварцити та мармури родіонівської світи. М.І. Веригін і ін. виявили зональність еруптивних брекчій за забарвленням – «жовту», «зелену», «синю» землю. Описано зерно безбарвного, водяно-прозорого алмазу (0,3 мм) октаедричного габітусу. За генезисом та складом (відсутність піропу і підвищений вміст пікроільменіту) ці утворення визнали близькими до слабкоалмазоносних кімберлітів Алданського щита, тому дослідження припинили.

У 1968 році В.А. Тіхонов і ін. під час дорозвідки північних флангів залізорудних родовищ Північного Криворіжжя виявили брекчієву трубку вибуху

у вузлі перетину регіональних розломних зон. Крайова частина трубки складена тектонічною брекчією, центральна – еруптивною. Утім відсутність на той час елементів подібності мінералого-петрографічного й хімічного складів порід трубки з якутськими кімберлітами та виявлення ознак ударного метаморфізму дало підстави визнавати так звану Тернівську структуру астроблемою. Згодом М.П. Семененко й ін. довели її ендогенну природу. Наприкінці 1990-х рр. у шахті «Первомайська» закартовано дві дайки кімберлітоподібних порід і трубкоподібне тіло, фрагмент якого відслонений у східному борті Первомайського кар'єру. Виділено алмаз, піроп, ільменіт, муасаніт та інші мінерали.

У 1971 році О.П. Нікольський уперше виявив кімберлітоподібні породи і слюдисті пікрити поблизу м. Кіровограда. У 1996 році під час завірення багатостовбуровими похилими свердловинами розкрито Лелеківську і Щорсівську дайки брекчієподібних порід. Здійснені детальні мінералого-петрографічні дослідження дали підстави віднести їх до слабкоалмазоносних кімберлітів.

У 1971–1973 рр. Г.А. Нудельман і ін. розвідали слюдисті порфіроподібні породи поблизу с. Рівне (Новоукраїнський р-н, Кіровоградська обл.) і віднесли до мінет лампрофірової групи. Перші відомості про алмази із мінет отримано під час робіт, поновлених Ю.В. Гейко в 1980-х рр. У 1990-х рр. їх усебічно вивчено колективом Галузевої НДЛ під керівництвом Г.М. Яценка. У результаті показано, що мінети за складом справді подібні до магматитів, однак за структурою і формою зерен відповідають алмазоносним літокристалокластичним туфам і виповнюють дайки й трубкоподібне тіло. Усе це свідчить про специфічність цих утворень, тому їм присвоєно власну назву – рівненськіти.

У 1978 році М.Ф. Піддубний і ін. розвідали малопотужні жили, що субгоризонтально січуть рапаківіподібні граніти неподалік м. Черкаси. За петрохімічним складом їх було визначено як псевдолейцитові тингуаїти. Наприкінці 1980-х рр. разом з уже відомими алмазоносними породами такого типу дало підстави переінтерпретувати їх на сили псевдолейцитових лампроїтів.

Алмази метаморфогенного походження виділено наприкінці 1980-х – на початку 1990-х рр. співробітниками ДГП «Центрукргеологія» в керні сверд-

ловин та підтверджено повторним пробовідбиранням на Клинцівському золоторудному родовищі. Алмазоносними є гнейси та кристалосланці з будинами еклогітоподібних порід золоторудної тектонометасоматичної зони. Одночасно метаморфогенні алмази одержано із керна свердловин поблизу с. Павлівка на заході Кіровоградського блока УЩ. Геологічна будова, склад вмісних порід (апогнейсові й апоамфіболітові метасоматити) та мінералогічні особливості дали підстави зіставити їх із кокчетавським типом родовищ алмазів.

У 2004–2010 рр. ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» поблизу с. Грузьке на північний захід від м. Кіровограда встановлено алмази додекаедричного габітусу розміром до 1,5 мм і мінерали-супутники в туфобрекчіях лампроїтів.

Беручи до уваги таку багатоманітність ендогенних джерел алмазів у Кіровоградському блоці УЩ, природно сподіватися й алмазоносності його осадового чохла. Алмазоносні балтські відклади відомі на теренах блока в долині р. Синюха; у центральній частині поширені неогенові ільменіт-цирконові з алмазами розсипи, а ще псаміти й псефіти крейдового, палеогенового, неогенового віку, що можуть бути потенційними колекторами алмазів.

Отже, у Кіровоградському блоці достовірно визначено, у тім числі геологами-алмазниками львівської школи (О.П. Бобрієвич, Ю.І. Федоришин, С.М. Бекеша, Г.М. Яценко та ін.), усі геолого-генетичні типи вірогідних родовищ алмазу (крім алмазів у метеоритах). Це свідчить про перспективність алмазоносності блока і необхідність продовження прогнозно-розшукових досліджень у цьому напрямі. Нині родовищ алмазів на Україні все ще не виявлено.

РОЗДІЛ 2
СТРУКТУРНО-РЕЧОВИННІ ОСОБЛИВОСТІ ЕКСПЛОЗИВНО-УЛАМКОВИХ АЛМАЗОНОСНИХ ФОРМАЦІЙ КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Основна маса ендогенних алмазоносних формацій – це експлозивні за генезисом утворення. Вони локалізовані в зонах розломів, особливо у вузлах їхнього перетину, де утворюють трубки, дайки, жили та їхні комбінації, іноді штоки і сили. За особливостями внутрішньої структури це, зазвичай, уламкові брекчієподібні породи. У їхньому складі міститься речовина (породи, мінерали, елементи) земної кори, мантії, вірогідно, і ядра в різних пропорціях. З часом, за певних історико-геологічних умов, під дією метаморфізму, метасоматозу, звітрювання, розмивання, перевідкладання експлозивного матеріалу алмазоносні формації видозмінювалися. Для вивчення та прогнозування ділянок їхнього поширення застосовано *комплексний геолого-формаційний аналіз*.

2.1. Методологічні аспекти вивчення і виділення алмазоносних геологічних формацій

Геолого-формаційний аналіз започаткований та реалізований М.С. Шатським і М.П. Херасковим для осадових і вулканогенно-осадових утворень [1, 77], Ю.О. Кузнєцовим – для магматичних [78], Є.М. Лазько та його учнями – для метаморфічних [79]. Він полягає у формулюванні геологічних формацій як парагенетично стійких асоціацій, спільнот порід і руд. *«Если горные породы есть обязательный парагенезис минералов, если минералы есть парагенезис элементов, то формация есть парагенезис горных пород, слоев и свит»* [1, с. 7]. Емпіричний парагенетичний напрям побудовано на виділенні реальних породних асоціацій (А. Вернер, А. Брейтгаупт, В.М. Севергін, Д. Долом’є, В.І. Вернадський та ін.), на відміну від апріорних генетичних уявлень про формації, які ґрунтуються на попередньому виявленні палеотектонічних, палео-

географічних та інших умов їхнього утворення (М.Б. Вассоєвич, Ю.О. Білібін, В.В. Бєлоусов, В.М. Лодочніков, Д.В. Налівкін, В.І. Попов, М.А. Усов, В.Ю. Хаїн і ін.). З'ясування походження геологічних формацій є важливим завданням їхнього вивчення, однак формації виділяють не за генезисом, а за парагенезисом, так як він не залежить від часто спірних генетичних уявлень.

Учені всіляко розкривають поняття «геологічна формація», утім усі вони одностайні в тому, що під нею треба розуміти природні спільноти порід, що виникли в певній геолого-тектонічній обстановці й відповідають конкретним етапам розвитку земної кори. Найчіткішу й найповнішу її дефініцію сформульовано акад. М.С. Шатським: *«Геологическими формациями мы называем такие естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные члены которых (породы, слои, отложения) тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)»* й ще *«Формации…естественные парагенезисы горных пород»* [1, с. 53]. М.С. Шатський вважав геолого-формаційний метод найважливішим для пізнання закономірностей поширення корисних копалин та з'ясування їхнього генезису, що підтверджено практикою геолого-металогенічних досліджень. Формації як геологічні тіла вивчають у полі.

М.С. Шатський виділяв конкретні формації як-то геологічні тіла певного віку й положення та абстрактні (формаційні типи), що об'єднують схожі конкретні формації незалежно від їхнього віку й поширення. Геологічні формації пов'язані з тектонічними структурами: конкретні – із конкретними структурами, абстрактні – з типами структур. Сукупність конкретних формацій, які близькі за віком і положенням та об'єднані одна з одною певними структурно-речовинними ознаками складають формаційний комплекс. Геологічні формації, що притаманні одній тектонічній структурі, утворюють закономірний вертикальний формаційний ряд, який відображає її історико-геологічний розвиток. Просторове їхнє поширення утворює закономірні латеральні ряди, які свідчать про зміну одних структурних категорій іншими в просторі.

Геологічна формація зі структурно-речовинного погляду є геологічним тілом, що виділене за принципом зв'язку структура + речовина. У такому розумінні це природна спільнота порід і мінералів, об'єднаних спільною структурою – закономірно пов'язаним співзнаходженням породних та мінеральних парагенезисів зі стійкими взаємовідношеннями. М.С. Шатський виділяв головні та другорядні члени формації, що визначають її вигляд, а ще допоміжні елементи. До головних належать речовинний склад – набір характерних материнських порід з урахуванням їхніх пропорцій, та структура – зональність, багатофазність тощо. Другорядні члени випадкові, не є обов'язковою складовою їхньої будови. Це наче чужі для неї компоненти (руда), в одній частині формаційного тіла вони є, у другій відсутні. Такий тип домішок учений називав алофільними (чужими, сторонніми) на відміну від патричних (своїх, споріднених) членів. Допоміжні елементи, як морфотипія, морфометрія тіл, деякі особливості внутрішньої будови, деталі мінерального складу, петро- й геохімії, розкривають специфічні риси окремих формацій.

Зазначені характеристики є конститутивними для виділення й опису конкретних геологічних формацій. Однак з позицій матеріалів автора принциповим є виявлення взаємних поступових переходів між формаціями, аналогічно до виділених Д.В. Рундквістом «ізоморфних» рядів рудних формацій [80], що актуально для цілей прогнозування. Учений зазначав, що однією з найважливіших закономірностей геологічних та рудних формацій є поширення взаємних поступових переходів між ними, які дають змогу пов'язати й окреслити «ізоморфні» ряди, подібно до ізоморфізму мінералів. Такі ряди відображають поступові парагенетичні зміни в складі й кількісних співвідношеннях окремих порід та мінералів, що складають формацію. За умови збереження її структури вони дають змогу повніше й простіше виділити реально видимі в природі парагенезиси. Проміжні члени «ізоморфних» рядів мають і «проміжний» за складом парагенезис. Наприклад, наведемо закономірну зміну типу алмазоносних формацій у ряді від кімберлітів (Якутія) через кімберліт-лампроїти (Індія) до лампроїтів (Австралія).

Проміжні за складом геологічні утворення можуть виникати між спорідненими формаціями, однотипними за умовами утворення, та різними за генезисом. Так, в одному басейні осадонагромадження й прояву експлозивного вулканізму беззмінно наявні латеральні й вертикальні переходи між осадовими та експлозивними формаціями (рис. 2.1); у районах прояву магматичної діяльності – між інтрузивними та ефузивними; у зонах звітрювання й місцевого переносу матеріалу – між корами звітрювання та осадонагромадженням.

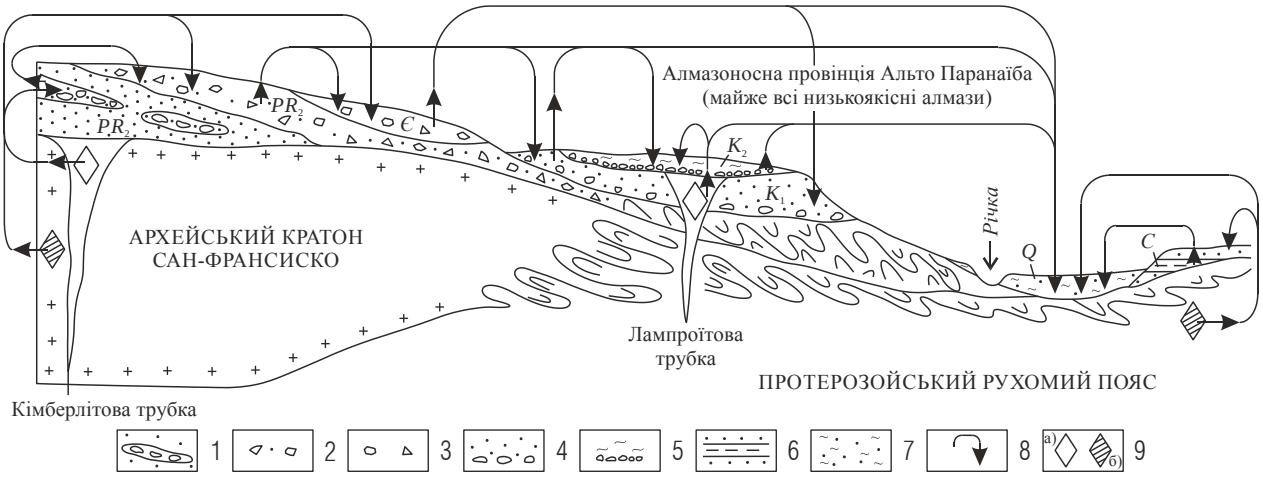


Рис. 2.1. Схематична модель просторового суміщення різних за генезисом алмазоносних формацій району Мінас-Жерайс у Бразилії (за [81] зі змінами):

Осадові колектори алмазів: ***1*** – грубозернисті пісковики з лінзами конгломератів, ***2*** – невідсортовані грубоуламкові піщанисті глини з валунами кристалічних порід, ***3*** – валунні глини, ***4*** – крупнозернисті піски з базальними гравелітами і конгломератами, ***5*** – піщанисті глини з базальними гравелітами, ***6*** – дрібно- й середньозернисті пісковики та алевроліти, ***7*** – алювіальні відклади; ***8*** – напрям переміщення матеріалу і багатоциклічності формування розсипів алмазів; ***9*** – ендогенні джерела алмазів: *а)* магматогенні кімберліт-лампроїтового типу (мантійні), *б)* метаморфогенні (корові).

У даному контексті виділено групу ***експлозивно-уламкових формацій*** у такому ж ранзі, як осадові, вулканічні чи інтрузивні формації. Це специфічні брекчієподібні утворення, сформовані за участю сукупності інтрузивних, експлозивних та осадових процесів за умов інтенсивної тектонічної рухомості літосфери внаслідок змішування, переміщення й перетворення речовини різного рівня: мантійної, корової, поверхневої. Ця група ендогенних формацій амагматична – не є результатом магматичної диференціації чи розкристалізації ультраосновної й інших за складом магм. Серед ендогенних формацій експлозивно-уламкові займають особливе місце через тісний просторовий та генетичний зв’язок із ними найрізноманітніших корисних копалин (залізо, по-

ліметали, золото, алмази тощо). Важливо, що експлозивно-уламкові геологічні формації можна картувати безпосередньо в полі під час геологічної зйомки м-бів 1: 200 000–1: 50 000. Це зумовлено своєрідними особливостями їхньої будови, складу й умовами залягання, відмінними від інших формацій.

Як зазначив Г.М. Яценко й ін. [82–84], експлозії – це самостійні природні процеси, які в геологічній історії Землі відіграли не меншу роль за магматизм, метаморфізм чи осадонагромадження. Утворені під час флюїдоексплозій геологічні тіла складені закономірним набором порід, пов'язаних спільною структурою – брекчійованістю, зональністю, багатофазністю та ін. Вони займають незгідне січне (діатреми, дайки, жили), інколи згідне стратиформне (сили) положення відносно вмісних порід і часто є рудоносними. Із цієї гами необхідно виділити потенційно рудоносні (алмазоносні) формації, які є продуктами глибинних експлозій і відрізняються від інших брекчієвих утворень.

2.2. Типи експлозивно-уламкових алмазоносних формацій

Серед групи експлозивно-уламкових формацій Кіровоградського блока ми виділили три типи алмазоносних формацій одного парагенетичного «ізоморфного» ряду: ***кімберлітова – лампроїтова – лампрофірова*** (табл. 2.1).

Члени парагенетичного ряду в ранзі формаційних типів і є абстрактними формаціями. Конкретні формації утворювалися за різних геолого-структурних і тектонічних умов, у різному часовому інтервалі, відрізняються за мінералогічними і петрохімічними особливостями, належністю до різних полів поширення трубок і дайок, неоднаково еродовані, що зумовлено історико-геологічними обстановками. Між ними наявні поступові переходи із проміжними різновидами порід, утім звичайно вони поодинокі. Конкретні формації мають і низку спільних структурно-речовинних рис, які характеризують їхнє локальне поширення. Це доволі подібний склад алмазоносних порід, незначна кількість мантійних ксенолітів і типоморфних мінералів-супутників алмазу, просторовий зв'язок з дайками пікритів, діабазів, габро-діабазів, лампрофірів, сієнітів.

Таблиця 2.1

Структурно-речовинної особливості експлозивно-уламкових алмазоносних формацій Кіровоградського блока УЩ

Головні та специфічні риси експлозивно-уламкових формацій		Типи алмазоносних формацій		
		Кімберлітова	**Лампроїтова**	**Лампрофірова**
Морфоструктурна характеристика	**Морфотипія алмазоносних тіл**	Дайки, жили, трубкоподібні тіла та їхні комбінації	Трубкоподібні тіла, штокверки та їхні комбінації (штокверк-маари), сили	Дайки, штоки, трубкоподібні тіла, можливі комбінації цих тіл
	Внутрішня структурно-текстурна впорядкованість	Брекчієва, туфобрекчієва, флюїдно-порфірова, масивна, подекуди автолітова, мигдалекам'яна, флюїдальна, вітрокластична, кристалокластична	Брекчієва, туфобрекчієва, брекчієподібна валунно-брилова, іноді автолітова бокситоподібна (лапілієва, пізолітова, бобова), флюїдно-порфірова, масивна	Масивна, флюїдно-порфірова (трахітоїдна), брекчієподібна, флюїдальна
Своєрідність походження і речовинного складу	**Основна цементувальна маса**	Кімберлітова, пікритова, склувата ультраосновного-лужного складу, можлива меймечитова	Лампроїтова, аповулканогенна глиниста лужно-ультраосновного і лужно-основного складу	Лампрофірова від лужно-основного до лужного середнього складу
	Автоліти, що споріднені до основної маси мантійного походження	Уламки дунітів, гарцбургітів, лерцолітів, еклогітоподібних порід, гліммеритів, порід тремолітового і тремоліт-карбонатного складу, кімберлітів, меймечитів, базальто-пікритів та їхніх ксеноморфних зерен	Лапілі і бобовиння (пізоліти) попелового матеріалу ультраосновного складу, що заміщені гідроксидами заліза й асоціацією глинистих мінералів (монтморилоніт, сапоніт, нонтроніт)	Уламки меланократових мінет, габроїдів
	Ксеноліти корового походження	Уламки альбітитів, пегматитів, кварцитів, джеспілітів, мармурів, графітовмісних сланців, гранітогнейсів, гнейсів, різноманітних гранітоїдів та їхніх ксеноморфних зерен, пісковиків	Уламки різноманітних гранітоїдів, аплітпегматоїдних гранітів, гнейсів, мігматитів, монцонітів, сієнітів, лабрадоритів та їхніх ксенозерен, пісковиків, кременів, бокситів, скременілої крейди, мергелів, глин, обвуглених рослинних решток	Уламки гранітів новоукраїнського типу, кварцитів, кременів
	Супутня (син- і епігенетична) мінералізація різного походження	TR, Cr, Ni, Co, Cu, Mo, Au, Ag, U та ін.	Nb, Ta, Ce, La, Y, Yb, Zr, Hf, CaF_2 та ін.	Cu, Co, Au, Hg, Ba, CaF_2 та ін.
Породні і рудні члени формацій за М.С. Шатським	**Патричні (набір характерних материнських порід)**	Кімберліти, кімберлітоподібні породи, пікритові порфірити, слюдисті пікрити	Олівінові і псевдолейцитові лампроїти	Меланократові мінети
	Алофільні (члени суміжної формації, що увійшли до неї)	Дайки діабазів, габро-діабазів, пікрит-діабазів, долеритів, лужних габроїдів, сієніт-порфірів, трахіліпаритів, лави та лавобрекчії трахібазальтового і трахіандезитового складу	Дайки сієнітів, ореоли фенітів	Дайки і жили кварцових порфірів та кварцових кератофірів, мікродіабазів
	Основні (головні обов'язкові члени, що вказують на тип формації)	Кімберліти масивні, кімберлітові брекчії і туфобрекчії	Лампроїтоподібні породи ультраосновного-лужного складу	Масивні і брекчійовані мінети
	Другорядні (додаткові необов'язкові члени)	Пікрити, слюдисті пікрити, меймечити, карбонатити (?), алмази	Породи лампроїтової серії (маміліти, фіцроїти, орендити та ін.), алмази	Сієніт-порфіри, вогезити, алмази
	Первинні (майже незмінені члени формації)	Еклогіти, перидотити, пікритові порфірити, кімберліти	Лужні габроїди, лампроїти, помірнолужні породи	Слюдисті лампрофіри, лейкократові санідинові лампроїти
	Вторинні (інтенсивно змінені члени формації)	Серпентинізовані, карбонатизовані, хлоритизовані, зрідка отальковані, монтморилонітизовані, сапонітизовані, каолінізовані, цеолітизовані, палагонітизовані, гізингеритизовані, серицитизовані, опацитизовані й окварцьовані породи	Глини монтморилонітові, каолінітові, іноді сапонітові й нонтронітові, озалізнені породи	Глини каолінітові
	Потенційно промислово алмазоносні	Автолітові кімберліти дайкової фації	«Піщанисті» туфи й автоліт-лампроїтові туфобрекчії кратерної та діатремової фацій	Брекчійовані лейкократові мінети діатремової фації
Геолого-структурна позиція перспективних проявів алмазів		Центральна і крайова частини протоплатформи, Криворізький міжблоковий прогин	Центральна частина протоплатформи	Центральна частина протоплатформи
Відомі прояви, що вивчені автором в Кіровоградському блоці УЩ		Щорсівський, Лелеківській, Родіонівський, Тернівський, а також Знам'янсько-Устинівське поле дайок	Руськополянський, Грузький, Лісовий, Суботцівський, Зеленогайський	Рівненський

«Ізоморфна» зміна членів ряду в Кіровоградському блоці УЩ йшла послідовно – від одного до другого етапу платформної активізації залежно від різноманітних чинників (метаморфізму, ерозійного зрізу). Докембрійські слабко метаморфізовані формації з дайково-жильними тілами в палеозої, мезозої–кайнозої змінювалися неметаморфізованими формаціями з трубкоподібними тілами, одначе наявні вони поруч. *Еволюційний (і генетичний)* напрям зміни складу алмазоносних утворень (від першого члена ряду до останнього) – від слюдистих кімберлітів через олівінові лампроїти до лужних лампрофірів, одначе певні об'єднувальні ознаки на рівні порід, мінералів і елементів незмінні. Залежно від типу формацій можна теж окреслити *віковий (і латеральний)* ряд: експлозивна діяльність у центральній частині УЩ тривала до палеоцену, вона змінювалася від кімберлітів і пікритових порфіритів у середньому протерозої, через більше лейкократові лужні лампрофіри (мінети) в середньому-пізньому палеозої до насичених коровими ксенолітами членів лампроїтового складу в мезозої–кайнозої. Так утворився парагенетичний *формаційний ряд*.

За особливостями проявів і розвитком експлозій окреслено два генетичні класи: *власне експлозивний*, що представлений трубкоподібними тілами лампроїтоподібних порід, та *інтрузивний (гіпабісальний)*, що об’єднує дайково-жильні, штокоподібні тіла, притаманні кімберлітам, лампрофірам. Незалежно від умов залягання й складу експлозивно-уламкові алмазоносні формації містять суміш корової та мантійної речовини (порід, мінералів, елементів) у різних пропорціях – це є тісні парагенетичні зв'язки єдиного «ізоморфного» ряду. Їхня парагенетична спорідненість у складі «ізоморфного» ряду підкреслена також підвищеною лужністю порід (K>>Na), близьким набором барофільних мінералів і некогерентних елементів (K, Ti, P, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th) [16].

Морфоструктура різних типів алмазоносних формацій Кіровоградського блока УЩ складна та пов’язана з морфометричними характеристиками тіл (діатреми, дайки, штоки), кількістю фаз і фацій проникнення мантійного розплаву, структурною й текстурною впорядкованістю порід кожної фази, літологічним складом і фізико-механічними властивостями вмісних порід тощо.

Морфотипія й морфометрія тіл членів «ізоморфного» ряду подібні. Вони залежать від літологічного складу й фізико-механічних властивостей вмісних порід. Більшість слабко еродованих трубок (діатрем) у плані ізометричноподібні (Суботцівська, Грузька-Північна, Грузька-Центральна), зрідка складніші витягнутої гантеле- і амебоподібної форми (Лісова-Східна, Зеленогайська, Тернівська). Розміри діатрем змінюються від перших десятків метрів (Родіонівська) до 1,0–1,5 км (Грузька-Південна, Грузька-Північна). У розрізі вони січні, крутоспадні, конусоподібної форми, натомість тіла лампрофірів циліндричноподібні (Рівненський шток). Декотрі діатреми (Суботцівська й ін.) типу «бокалу шампанського» із широким кратером, який донизу переходить у вузький підвідний канал. На глибині близько 150–200 м вони змінюють форму, звужуються й трансформуються в дайку. Поширені і двокореневі тіла, які виникли внаслідок проникнення в зону розломів декількох порцій розплаву. На глибших гіпсометричних рівнях вони представлені двома самостійними підвідними каналами, а в приповерхневій зоні сполучені спільним кратером (Лісова-Східна, Зеленогайська). Для молодих експлозивних проявів притаманні своєрідні комбінації штокверку та маару – це трубкоподібні тіла, в яких кратерна частина представлена збереженими від розмиву туфогенно-осадовими відкладами кільцевого валу, а корінна – має ознаки евентуального переходу в глибинно-підвідний канал штокверкоподібного типу, тобто представлена мережею дрібних прожилків у вигляді інтенсивної тріщинуватості фундаменту.

Окрім трубчастих тіл, експлозивно-уламковим алмазоносним формаціям Кіровоградського блока УЩ притаманні незгідні січні дайки й жили, а також силоподібні тіла в ендоконтактових частинах інтрузивних масивів. Їхня морфологія залежить від ступеня тріщинуватості кристалічних порід. Якщо тріщинуватість орієнтована в одному напрямі, формувалися серії взаємно паралельних, плоских плитоподібних тіл (Щорсівська й Лелеківська дайки, Русь-кополянські сили). У вузлі перетину різноорієнтованих розломів розвивалися штокоподібні тіла (Рівненський шток), роздуви дайок або амебоподібні відгалуження від трубок вибуху та їхні комбінації (Тернівський прояв).

У Кіровоградському блоці УЩ трубки вибуху виникли за участю головно однієї фази проникнення магми. На Рівненському і Зеленогайському проявах проявлені дві–три фази. Так, Зеленогайська трубка виповнена двома типами порід: порфіроподібними лампроїтами на флангах та автоліт-лампроїтовими туфобрекчіями на глибині. Дещо складнішу будову має Рівненський шток, бо він утворений трьома–чотирма типами порід. Деякі із них різні за забарвленням, вмістом уламкового матеріалу, ступенем звітрення тощо. Із цих позицій цікавою є будова лампроїтових трубок вибуху Австралії. Вони складені промислово алмазоносними «піщанистими» туфами першої фази, слабкоалмазоносними «непіщанистими» туфами – другої, і неалмазоносним масивним лампроїтом – третьої. «Піщанисті» туфи виповнюють кратер, «непіщанисті» – дно кратера й трубку, а масивний лампроїт прориває породи обох попередніх фаз і скрізь перекриває продуктивні верстви [85, 86]. Виділення самостійних фаз проникнення магми – задача складна і потребує спеціальних досліджень.

Внутрішня структурно-текстурна впорядкованість членів «ізоморфного» ряду Кіровоградського блока УЩ своєрідна й тому є тією рисою будови експлозивно-уламкових формацій, що відрізняє їх від інших геологічних формацій. Найпоширенішими є брекчієва, автолітова, пізолітова (лапілієва), брекчієподібна валунно-брилова, флюїдно-порфірова, інколи масивна, флюїдальна, мигдалекам'яна, вітрокластична текстури і грубоуламкові структури (див. табл. 2.1). Подібне розмаїття внутрішньої будови тіл визначене різним складом уламків і цементу, умовами утворення тощо. Тому співзнаходження й кількісні пропорції породної і мінеральної речовини різного генезису, особливо мантійної, мають важливе значення для виділення алмазоносних формацій.

Речовинний склад формацій найпереконливіше позначає належність до одного чи другого члена «ізоморфного» ряду. Експлозивно-уламкові алмазоносні утворення можна розгледіти за кутастими або овалізованими уламками корових і мантійних порід – ксенолітами й автолітами, які зцементовані різною за складом і походженням основною масою. Їхні розміри змінюються від дрібних літо- і кристалокластів до брил та валунів. Мантійні нодулі належать

до патричних членів, корові – до алофільних, цементувальна маса пікритова, аповулканогенна глиниста, карбонатна залежно від глибинних умов формування, фаз і фацій проникнення магми. Таке співвідношення цементу й уламкового матеріалу розглядається як парагенетичні члени і є важливою генетичною ознакою зарахування подібних утворень до експлозивно-уламкових. Як приклад, корові літокласти можуть бути зцементовані основною масою мантійного походження (кімберлітовою, лампроїтовою) й, навпаки, цемент може мати осадове або гідротермальне походження, а уламки – мантійні. Часто їхній склад настільки близький, що вони розрізняються лише ступенем подрібнення матеріалу. Особливо характерна наявність змішаних, різних за генезисом літокластів, які можна розпізнати на породному рівні. Усе це завжди засвідчує розтягнутість у часі (десятки і сотні млн. р.) експлозивного процесу.

Однак генетична належність брекчієподібних порід до алмазоносних формацій за таких характеристик ще недостовірна. Це зумовлено тим, що мантійний матеріал особливо важко розгледіти, коли він порівняно поодинокий (5–20 %) та ще й інтенсивно змінений. За таких умов інформативнішим є мінеральний рівень, де генетичну інформацію можна одержати за мінеральними парагенезисами [14]. Насамперед до таких віднесено барофільні мінерали (алмаз, піроп, муасаніт, хромшпінеліди, пікроільменіт, хромдіопсид, циркон, лужні амфіболи, санідин), а також скло, шлаки, рудні й скляні кульки [15, 17].

Наведені речовинно-генетичні особливості експлозивно-уламкових утворень зафіксовані в породах алмазоносних формацій Кіровоградського блока. Відтак, алмазоносні формації парагенетичного ряду містять дві головні речовинні складові: зазвичай мантійну цементувальну та корову уламкову (подекуди навпаки). Мантійна складова представлена слабко або інтенсивно зміненими кімберлітами, лампроїтами, лампрофірами, алмазами та його барофільними мінералами-супутниками, склом тощо. Корова складова утворена ксенолітами й кристалокластами порід кристалічного фундаменту та осадового чохла центральної частини УЩ (гранітами, гнейсами, крейдою, кременями, пісковиками й ін.).

До групи експлозивно-уламкових формацій ми віднесли також кластити – породи, складені «спаяними» зернами (кластами) мінералів та їхніми уламками, наприклад, флогопіту, піроксенів і іншими подібними парагенезисами. «Спаяні» моно- або поліміктові уламки розміром до 3–5 мм виникли внаслідок підземних експлозій, автоклазу, тектонічної дезінтеграції порід на глибині й транспортуванні цього матеріалу, можливо з алмазами, уверх до поверхні, де він був локалізований у вигляді дайок і діатрем [19]. Такі породи належать до протрузивних кластитів (слюдитів, піроксенітів) [20]. Схожу кластитову дайку алмазоносних слюдистих мінет виявлено в Канаді. Вона складена ортоклазом (близько 60 %), біотитом, апатитом, кальцитом, сфеном, рутилом, цирконом та ільменітом з понад 1500 алмазами (28 кг проби) розміром до 0,5 мм. У Південній Америці (Гайана) подібні вулканіти (коматіїти) перетворені в альбіт-хлорит-талькові сланці з овалізованими уламками магматитів.

Супутня металогенічна (син- й епігенетична) спеціалізація експлозивно-уламкових формацій Кіровоградського блока УЩ пов’язана з періодично повторюваними в часі, розпочинаючи з середнього протерозою, етапами активізації, останній з яких припадає на пізню крейду–палеоцен. Етапи платформної активізації проявлені в жорсткій консолідованій корі розколами, що сягають мантії. З позицій матеріалів автора, металогенічно пов’язаною є унікальна тріада золото–вуглець–уран, складові якої парагенетично споріднені та сформувалися, найвірогідніше, ще на мантійному рівні [2, 24, 27].

2.3. Взаємозв'язок алмазоносних геологічних і рудних формацій та головні ознаки їхньої промислової цінності. Питання термінології

На відміну від геологічної формації, що вирізнена тільки за структурно-речовинними ознаками, рудна формація є поняттям геолого-економічним та використовується під час прогнозно-металогенічних досліджень. *Рудна формація* – це така закономірна асоціація мінеральних парагенезисів, пов’язаних спільною структурою (багатофазністю й ін.), у складі якої провідну роль віді-

грають промислово цінні мінерали чи породи [80]. Назва рудної формації позначає практично цінну мінералізацію, як наприклад, алмазна формація тощо. За змістом це особлива категорія геологічних утворень, виділена з урахуванням можливості рентабельного вилучення економічно цінного виду сировини. У цьому сенсі, рудна формація – це мінеральний тип родовищ.

Зокрема, переведення алмазоносної геологічної формації в ранг алмазної рудної формації визначене вмістом алмазів. Величезну роль при цьому відіграють якісно-кількісні показники: великі розміри кристалів та значний відсоток виходу бездефектної ювелірної кристалосировини (поле Кімберлі в ПАР, трубка ім. XXIII з'їзду КПРС в Якутії й ін.). Однак більшості зарубіжних родовищ притаманна зворотна кореляція між вмістом алмазів та їхньою якістю (трубки Фінш у ПАР, Орапа в Ботсвані, Аргайл в Австралії та ін.).

З наведених вище визначень геологічної і рудної формацій випливає низка термінологічних тлумачень. Так, одна і та сама геологічна формація може бути рудоносною (алмазоносною), тобто супроводжуватися промислово цінною мінералізацією, й безрудною. Водночас із певною геологічною формацією пов'язані родовища декількох рудних формацій, відмінних за складом руд та структурою. Подібні родовища, що належать до однієї геологічної формації, асоціюють із різними магматичними породами, виникли на різних етапах розвитку геотектонічних структур і сформовані внаслідок різних геологічних процесів. Наприклад, з експлозивно-уламковими геологічними формаціями в одних регіонах пов'язане цінне вольфрам-молібденове (Булуктаєвське в Східному Забайкаллі), свинцево-цинкове (Цумеб у Намібії), золото-мідне (Маунт-Морган в Австралії), олов'яне (Вулкан в Австралії) та інші зруденіння кислої і середньої магм, в інших – уранове (США), ртутне (Закарпаття), залізорудне (Ангаро-Ілімська група півдня Сибірської платформи) й алмазне (Якутія, ПАР) основної, лужно-основної й лужно-ультраосновної магм. За генезисом рудні формації у цьому контексті є конвергентними утвореннями.

Складність вивчення алмазоносних кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів зумовлена тим, що це гібридні утворення, в яких поєднані мінерали високо- й

низькобаричних парагенезисів. На цій підставі цілком зрозумілим є існування значної кількості визначень та класифікацій, які ґрунтуються на уявленнях того чи іншого вченого з погляду на генезис цих різновидів порід. Для характеристики й ідентифікації будь-якої з них дотримано геолого-географічний та петрографічний принципи. У дисертаційній роботі для відображення зв'язку зруденіння з геологічними формаціями й окреслення терміну «рудоносна формація» застосовано визначення Д.В. Рундквіста [80], дефініції кімберлітів – за О.Д. Харківим, М.М. Зінчуком [85], лампроїтів – за А. Джейксом, Дж. Луісом, К. Смітом [86], лампрофірів – за М. Роком [87]. Підсумовуючи наведені дані, можна сформулювати наступні тлумачення, прийняті в роботі.

Кімберліто- й лампроїтоподібні породи – це подібні до кімберлітів і лампроїтів породи, які виповнюють трубкоподібні тіла й споріднені за структурно-текстурними та мінералогічними особливостями, а також генезисом.

Алмазоносна (рудоносна) формація – це така геологічна формація з властивими лише їй специфічними особливостями складу і будови, у просторі та часі з якою генетично або парагенетично пов'язані промислово цінні концентрації алмазів (наприклад, алмазоносна лампроїтова формація); алмаз у ній є закономірною складовою частиною, однак не головним членом (мінералом).

Потенційно алмазоносна формація – це будь-яка геологічна формація, в якій алмази ще не встановлено, натомість структурно-тектонічне положення, внутрішня будова й речовинний склад вказують на вірогідність алмазоносності, а світові аналоги містять промислові родовища.

Формаційний ряд – це просторово-часовий комплекс геологічних формацій однієї (експлозивно-уламкової) групи. *Латеральний (просторовий, синхронний) ряд* охоплює одновікові формації, які закономірно змінюють одна одну в просторі. *Віковий (вертикальний) ряд* об'єднує формації, які послідовно формувалися на етапах активізації протоплатформних структур. *Генетичний ряд* пов'язує різновікові формації, які споріднені взаємними переходами й спільним походженням. *Еволюційний ряд* згруповує однотипні (гомологічні) рудоносні формації різних металогенічних епох.

РОЗДІЛ 3
АЛМАЗОНОСНІ ФОРМАЦІЇ ПРОТОПЛАТФОРМНОГО КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Донедавна єдиним джерелом промислових алмазів були кімберліти і алмазоносні розсипища. У 1980-х рр. алмази ювелірної якості розпочали видобувати з лампроїтів. Нині в світі й Україні відомі такі геолого-генетичні типи алмазних родовищ [88, 89]: 1) алмази в кімберлітах; 2) алмази в лампроїтах та породах лампроїтової серії (фіцроїтах, мінетах); 3) алмази в лужно-основних, лужно-ультраосновних та ультраосновних некімберлітових породах (дунітах, пікритових порфіритах, коматіїтах та ін.; 4) алмази в метаморфічних породах (еклогітах); 5) алмази в коптогенних породах (імпактитах); 6) алмази в метеоритах; 7) алмази в осадових породах (розсипи). Механізми природного алмазоутворення є предметом гострої дискусії, а відтак єдиної загальноприйнятої геолого-генетичної класифікації родовищ алмазів поки немає (табл. 3.1).

У Кіровоградському блоці виявлено алмази, прояви й ознаки алмазоносних формацій усіх відомих геолого-генетичних типів (окрім алмазів у метеоритах) [3], що робить його однією з металогенічно найперспективніших алмазоносних структур УЩ (табл. 3.2). Ураховуючи зазначене автором розроблена наукова методологія розшуків алмазу на структурно-формаційній основі [4], що для цього по-своєму унікального блока особливо актуально.

3.1. Головні риси геологічної будови Кіровоградського блока УЩ у зв'язку з проблемою алмазоносності

Вивченням геології Кіровоградського блока УЩ, як-от, стратиграфії, тектоніки, магматизму, метаморфізму, металогенії тривалий час займалося чимало науковців, геологів-виробничників та геофізиків. Серед них О.К. Бабинін, М.І. Безбородько, Р.Я. Бєлєвцев, Я.П. Билінська, К.А. Болюбах, В.Г. Бондарчук, І.Н. Бордунов, В.П. Брянський, В.М. Вербицький, Л.С. Галецький,

Таблиця 3.1

Геолого-генетичні типи родовищ алмазу
(за А.Д. Харківим [88] і Н.П. Вербицькою [89] з доповненнями автора*)

Генетичний тип алмазу	Геолого-генетичний тип родовищ	Алмазоносна геологічна формація*	Форма залягання формацій	Тип алмазоносних порід
Мантійний	Магматогенний (власне магматичний)	Кімберлітова	Трубки, дайки, зрідка сили	Кімберліти, пікрити, кімберлітоподібні породи
		Лампроїтова	Трубки, іноді дайки, жили, сили	Лампроїти, лампроїтоподібні породи, породи лампроїтової серії
		Лампрофірова	Дайки, штоки, зрідка трубки	Лужні лампрофіри (мінети)
		Ультраосновних, лужно-ультраосновних та лужно-базальтоїдних порід	Дайки, жили, іноді штоки	Офіоліти, коматіїти, пікритові мончикіти, лужні базальтоїди та ін.
Коровий	Динамометаморфогенний	Метаморфічна еклогітоподібна	Лінзоподібні тіла в лінійних зонах розломів	Еклогіти, гнейси, метасоматити
	Ударно-метаморфогенний	Імпактна	Астроблеми	Зювіти, тагаміти
Космогенний*	Космогенно-геологічний	Метеоритова	Астероїдні пояси	Залізні та кам'яні метеорити
Мантійний + коровий + космогенний	Розсипний	Елювіальна	Плащеподібні тіла	Глинисто-щебенисті, піщано-щебенисті породи
		Делювіальна (і соліфлюкційна)	Плащеподібні, шлейфові тіла	Брилові й бриловощебенисті породи
		Пролювіальна	Стрічко- й плащеподібні, шлейфові тіла	Невідсортований супіщаний матеріал з уламками
		Алювіальна (руслова, долинна й терасова)	Стрічко- й лінзоподібні тіла	Піщано-гальково-валунні відклади
		Змішана (елювіально-делювіальна й делювіально-алювіальна)	Плащеподібні, стрічкоподібні, гніздові тіла	Глинисто-щебенисто-піщаний матеріал
		Прибережно-морська (дельтова, пляжна, терасова) та прибережно-озерна	Віялоподібні, видовжені лінзоподібні тіла	Дрібнозернисті піски, піщано-гравійний матеріал
		Мілководно-морська (шельфова, підводних частин дельт)	Пласто- й віялоподібні тіла	Дрібнозернисті піски, піщано-гравійний матеріал
		Льодовикова (моренна, флювіогляціальна)	Плаще- й стрічкоподібні тіла	Конгломерати, тиліти, піски
		Еолова (дефляційна)	Гніздові, лінзоподібні тіла	Щебенисті відклади

Таблиця 3.2

Загальна характеристика алмазоносних і потенційно алмазоносних формацій Кіровоградського блока УЩ
(з урахуванням даних Г.М. Яценка й ін. [74] та О.І. Чашки й ін. [90])

Група формацій	Алмазоносна формація	Назва прояву і тип алмазоносних порід	Структурна позиція	Геологічні умови утворення	Морфотипія і морфометрія алмазоносних тіл	Вмісні породи	Вік алмазоносних формацій	Мінеральні асоціації
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Магматогенна	**Кімберлітова**	**Лелеківський і Щорсівський** прояви **слюдистих кімберлітів**	Субмеридіональна **Кіровоградська зона глибинного розлому** в центральній частині блока	Лелеківський **відгалужений розлом** північно-західного простягання	**Дайка** Лелеківська потужністю 0,1–7,8 м; **дайка** Щорсівська потужністю 0,5–18,2 м	**Граніти** та мігматити кіровоградського комплексу	**PR_2** (1800 і 1770±9,4 млн. р. по флогопіту)	**Олівін, флогопіт, хромшпінеліди**, апатит, **алмаз**
		Знам'янсько-Устинівське поле **основних–ультраосновних** порід (пікритових порфіритів)	Ділянки **підвищеної тріщинуватості** консолідованого фундаменту блока – різноорієнтовані зони розломів	**Поясоподібні системи дайок** зазвичай субширотного і північно-західного простягання	**Дайки** потужністю 0,2–0,5 м, зрідка від 1,0–2,5 до 4–9 м	**Гранітоїди і гнейси** інгулоінгулецького комплексу	**PR_{2-3}** (1700–1100 млн. р. по флогопіту)	**Олівін,** альмандин, **муасаніт, хромшпінеліди**, рутил
		Родіонівський прояв **кімберлітоподібних** порід	**Західно-Інгулецька перехідна зона** купольних структур східного крайового підняття блока	**Прибортова частина** ранньопротерозойського Родіонівського **прогину**	**Трубкоподібне тіло** 30×35 м і **дайки**	**Кварцити**, графітовмісні **сланці**, **мармури** родіонівської світи	**PZ_{2-3}(?)**	**Олівін**, діопсид, **флогопіт**, **пікроільменіт**, **алмаз**
		Тернівський прояв **кімберлітоподібних** порід	**Криворізький** ранньопротерозойський **міжблоковий прогин** східного облямування Кіровоградського блока УЩ	**Вузол перетину** субмеридіональної Криворізько-Кременчуцької і широтної Девладівської **зон глибинних розломів**	**Трубкоподібне тіло** 800×500 м, **дайки** потужністю від перших см до 10 м	**Метатеригенні й залізисто-кремениті товщі** криворізької серії	**PZ_{2-3} (D–P)** (400–250 млн. р. по прожилках настурану і лавах)	**Піроп**, **пікроільменіт**, **муасаніт**, **олівін, хромшпінеліди**, **алмаз**

Продовження табл. 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Магматогенна	**Лампроїтова**	**Руськополянський** прояв **лейцитових лампроїтів**	Північний схил Кіровоградського блока УЩ, **прибортова частина рифтової структури** Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ)	**Куполоподібні підняття фундаменту** у вузлі перетину північно-західних розломів ДДЗ з меридіональними розломами Черкаської зони	**Сили (жили)** потужністю 0,1–0,5 м	**Рапаківіподібні граніти** корсунь-новомиргородського комплексу	**PR_3** (1370–1330 млн. р. по породі)	Псевдолейцит, лужний амфібол (**калієвий арфведсоніт**), **флогопіт**, ільменіт
		Грузьке поле **лампроїтоподібних порід**	**Контактова зона** зчленування **Новоукраїнського і Корсунь-Новомиргородського гранітоїдних масивів** центральної частини блока	**Захарівський розлом** північно-східного простягання	**Трубкоподібні тіла** розмірами від 200–250 до 300–350 м і овальної форми розмірами 350–400×200–250 м	**Граніти** трахітоїдні **новоукраїнські та** рапаківіподібні дрібноовоїдні **корсунь-новомиргородські**	**K_2–P_1[1]**	**Олівін,** флогопіт, **шпінеліди**, **піроп-альмандин**, **муасаніт**, **алмаз**, апатит
		Зеленогайський лампроїтопрояв	Північно-західна окраїна **Приінгульської синкліналі** центральної частини Кіровоградського блока УЩ	**Вузол перетину** субширотної Тясминської зони з системою північно-західних і північно-східних **розломів**	Гантелеподібної форми в плані **трубка** з двома наближеними кратерами загальним діаметром близько 1,5 км	**Гранітогнейси** інгуло-інгулецького комплексу	**K_2–P_1[1]**	**Олівін, муасаніт**, **хромшпінеліди**, **ільменіт**, циркон, **алмаз**
	Лампрофірова	**Рівненський** прояв **лужних лампрофірів (мінет)**	**Новоукраїнський масив** трахітоїдних **гранітів** центральної частини Кіровоградського блока УЩ	**Вузол перетину** північно-східного Рівненського та північно-західного Войнівського **розломів другого порядку**	**Дайки, штоки трубкоподібне тіло** 200×300 м	**Граніти** новоукраїнські, порфіроподібні і трахітоїдні	**$PZ_{2–3}$ (D–P_1)** (406–260 млн. р. по породі і біотиту)	**Флогопіт**, **муасаніт**, циркон, ільменіт, **рогова обманка, алмаз**

Продовження табл. 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Метаморфогенна	**Метаморфічна еклогітоподібних порід**	**Павлівський** прояв **еклогітоподібних порід**	**Зона зчленування** Голованівської брили, Кіровоградського і Росинсько-Тікицького мегаблоків УЩ	**Схили гранітогнейсових куполів** у вигляді лінійних субвертикальних зон високотемпературних тонкосмугастих метасоматитів	Згідні крутоспадні **лінзоподібні тіла** потужністю декілька см	Графітизовані гранат-біотитові і гранат-піроксен-біотитові **гнейси, амфіболіти** дністерсько-бузької серії	**PR_2**	Тремоліт, **гранати**, шпінель, дистен, гіперстен, **графіт, алмаз**
		Клинцівський прояв **еклогітоподібних порід**	Субмеридіональна Кіровоградська **зона глибинного розлому** в центральній частині блока	Лінійні субвертикальні **зони тектогенезу і метасоматозу** довжина яких перевищує 1 км і потужністю десятки й сотні м	**Лінзоподібні тіла і будини** потужністю від 5 до 30 см, подекуди до 2 м	**Біотитові гнейси** чечелівської світи	**PR_2**	**Гранати**, **графіт, муасаніт**, діопсид, циркон, монацит, **алмаз**
Екзогенна	**Теригенна алювіальна**	**Грубо- і різнозернисті** каолінисті **піски, конгломерати, галечники, гравеліти** *Канів-Звенигородської й Ірдинської депресій*	Північно-східний **схил і присхилова частина** Кіровоградського блока УЩ	**Палеодолини**, виповнені алювіальними (русловими і заплавними) теригенними відкладами	**Лінзо- і плащеподібні тіла** потужністю від перших м до перших десятків м	**Піщано-глинисті та глинисто-алевритові відклади**, вторинні каоліни	**J_2b+bt**	**Ільменіт, піроп, хромшпінеліди, циркон**, рутил, **золото,** каситерит, **алмаз**
		Грубозернисті піски *Лебедино-Балаклеївської, Рижанівської і Канів-Звенигородської депресій*	Північно-західна і північна **присхилові частини** Кіровоградського блока УЩ	**Палеодолини і депресії**, виповнені алювіальними (русловими і заплавними) теригенними відкладами	**Стрічко- і лінзоподібні тіла** (шари смілянські і Виржиківського) потужністю перші м	**Піщано-глинисті і глинисто-алевритові відклади**, вторинні каоліни	**K_1a–al (sm+vr)**	**Ільменіт, циркон, апатит,** каситерит, **монацит**, боксити

Закінчення табл. 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Екзогенна	**Теригенна алювіальна**	Базальні руслові **крупнозернисті піски з гравієм і галькою** *Канів-Звенигородської й інших депресій*	Центральна і північна **присхилова частина** Кіровоградського блока УЩ	**Акумулятивні депресії** у чохлі, виповнені континентальними (русловими і заплавними) фаціями	**Пластоподібні тіла** потужністю до 35 м	**Піщано-глинисті і глинисто-алевритові відклади**, вторинні каоліни	**P_2^2bč**	**Ільменіт**, рутил, **циркон**, **монацит**, **піроп**
	Теригенна прибережно-морська	Кварцові дрібно-середньозернисті **піски** *Середнього Придніпров'я*	Північна і північно-східна **присхилові частини** Кіровоградського блока УЩ	**Акумулятивні депресії** у чохлі, виповнені прибережно-морськими і лагунними фаціями	**Пластоподібні тіла** потужністю перші десятки м	**Піски** дрібно-середньозернисті кварцові, каолінисті, каоліни вторинні піщанисті, глини каолінисті, глини вуглисті	**P_3–N_1pl**	**Ільменіт**, **циркон**, рутил, **алмаз**, дистен, силіманіт, ставроліт
	Теригенна дельтова	**Гравеліти, галечники, різнозернисті піски** *Середнього Побужжя (басейн р. Синюха)*	Крайня **південно-західна частина** Кіровоградського блока УЩ	**Ерозійні пониження**, виповнені алювіальними, лагунними, озерно-болотними, прибережно-морськими, еоловими відкладами берегових дюн	**Лінзо- і пластоподібні тіла** (алмазоносний «балт»)	Різнозернисті **піски, алеврити, глини**	**$N_{1–2}$bl**	**Ільменіт**, рутил, **циркон**, **монацит**, **алмаз, піроп**
	Теригенна алювіальна	Базальні **галечники і гравій** долин *Південного Бугу й Інгулу*	**Західна, південно- і північно-західна та центральна частини** Кіровоградського блока УЩ	**Долини сучасних річок**, складені молодими різнофаціальними (русловими і терасовими) четвертинними відкладами	**Лінзо- і гніздоподібні тіла** русла, сьомої і восьмої терас	Різнозернисті **піски, алеврити** з лінзами і прошарками глин	**N^2_2–Q**	**Ільменіт, циркон, монацит**

Ю.Г. Гершойг, О.Б. Гінтов, Б.І. Горошніков, М.П. Гречишніков, М.М. Доброхотов, І.М. Етінгоф, В.В. Захаров, Г.І. Каляєв, Г.М. Карпов, А.С. Кисельов, В.М. Клочков, В.М. Кобзар, Г.М. Козловська, О.М. Комаров, Ю.В. Кононов, З.О. Крутиховська, В.А. Крюченко, Є.М. Лазько, І.Л. Личак, В.І. Лучицький, О.П. Нікольський, Г.О. Нудельман, Ю.П. Оровецький, І.С. Паранько, М.Ф. Піддубний, Ю.Ір. Половінкіна, Н.І. Половко, А.К. Прусс, П.П. П'ятницький, К.І. Свєшніков, М.П. Семененко, Р.І. Сіроштан, О.А. Сковороднікова, Д.М. Соболєв, В.Б. Соллогуб, О.І. Стригін, В.С. Тарасенко, Л.Г. Ткачук, Ф.В. Трущько, О.І. Тугарінов, К.Ф. Тяпкін, І.С. Усенко, А.В. Чекунов, Г.А. Шварц, М.П. Щербак, І.Б. Щербаков, Ю.Ю. Юрк, Г.М. Яценко.

Кіровоградський блок виділено за геофізичними даними (Г.К. Кужелов, 1957) як область мінімумів магнітних та гравітаційних полів. Пізніше він набув геологічного змісту як структура ранньопротерозойської стабілізації. Під час геотектонічного районування УЩ, Г.І. Каляєв і О.М. Комаров визначили її як протоплатформу (серединний масив), що поширена між зонами ранньопротерозойської складчастості – геосинклінальною системою Великого Кривого Рогу та Білоцерківсько-Одеським геосинклінальним відгалуженням [91].

Услід за Г.М. Яценком [92] та В.П. Кирилюком і ін. [93] у дисертації під Кіровоградським блоком ми розуміємо центральну частину УЩ, обмежену на заході зоною Первомайсько-Трахтемирівського, а на сході – Криворізько-Кременчуцького глибинних розломів. Від суміжних блоків він відрізняється типовою глибинною складчастістю: гнейсово-сланцеві товщі утворюють лінійні синкліналі, а граніти – куполоподібні антикліналі.

Кіровоградський блок разом із Волинським належать до протоплатформного типу тектонічних структур фундаменту УЩ. Для давніх платформ наявність двох однотипних блоків на щиті є винятком. Ці територіально розрізнені тектонічні одиниці мають спільні структурно-речовинні ознаки, не властиві іншим блокам. Так, Кіровоградський блок має певні історико-геологічні, структурно-формаційні й часові особливості – у ранньому протерозої це була частина глобального субмеридіонального рухомого поясу, який облямовував

і розділяв архейські кратони. Згодом він зазнав стабілізації й надалі розвивався в режимі протоплатформи, яка внаслідок повсюдної консолідації разом з іншими структурами стала складовою докембрійського фундаменту УЩ.

Докембрійські утворення перекриті нерівномірним плащем кайнозойських відкладів потужністю до 80–100 м, мезозойські поширені в палеодолинах і западинах та найширше в його північній і південній прибортових частинах.

3.1.1. Докембрійський фундамент

Г.І. Каляєв структуру Кіровоградського блока УЩ загалом відобразив як симетричну щодо Центрального осьового підняття, складеного Новоукраїнським та Корсунь-Новомиргородським гранітними масивами. Блок має антиклінальну будову, що чітко помітно в симетрії структурних елементів. Симетрія є доцентровою двобічною, конвергентною, адже по обидва боки від осьового підняття чергуються структури субмеридіонального лінійно-складчастого та купольного типів; складкоутворення зміщене в часі від зовнішніх зон до центру, а відтак гранітоїди осьового підняття є наймолодшими (рис. 3.1). Окрім Центрального осьового підняття в будові блока наявні дві великі синкліналі – Братська на заході й Приінгульська на сході, які наближено відповідають західному і східному його облямуванню, а також дві крайові антиформні структури – Вознесенська антикліналь на заході й Інгулецький вал (Західно-Інгулецька зона) на сході, що відповідають перехідним (парагеосинкліналь-ним) зонам купольних структур за Г.І. Каляєвим (див. рис. 3.1, рис. 3.2).

Кожна зі структур має складну будову з дещо змінним, утім близьким до північно-західного напряму простяганням складчастості і помітною західною вергентністю. За сучасними уявленнями [94, 95], Західно-Інгулецька зона належить до однієї із геотектонічно самостійних Інгулецько-Криворізької міжблокової шовної зони. Однак із позиції структурно-тектонічної будови її трактують як перехідну зону купольних структур крайового підняття Кіровоградського блока УЩ [93]. З погляду алмазоносності вона практично не вивчена.

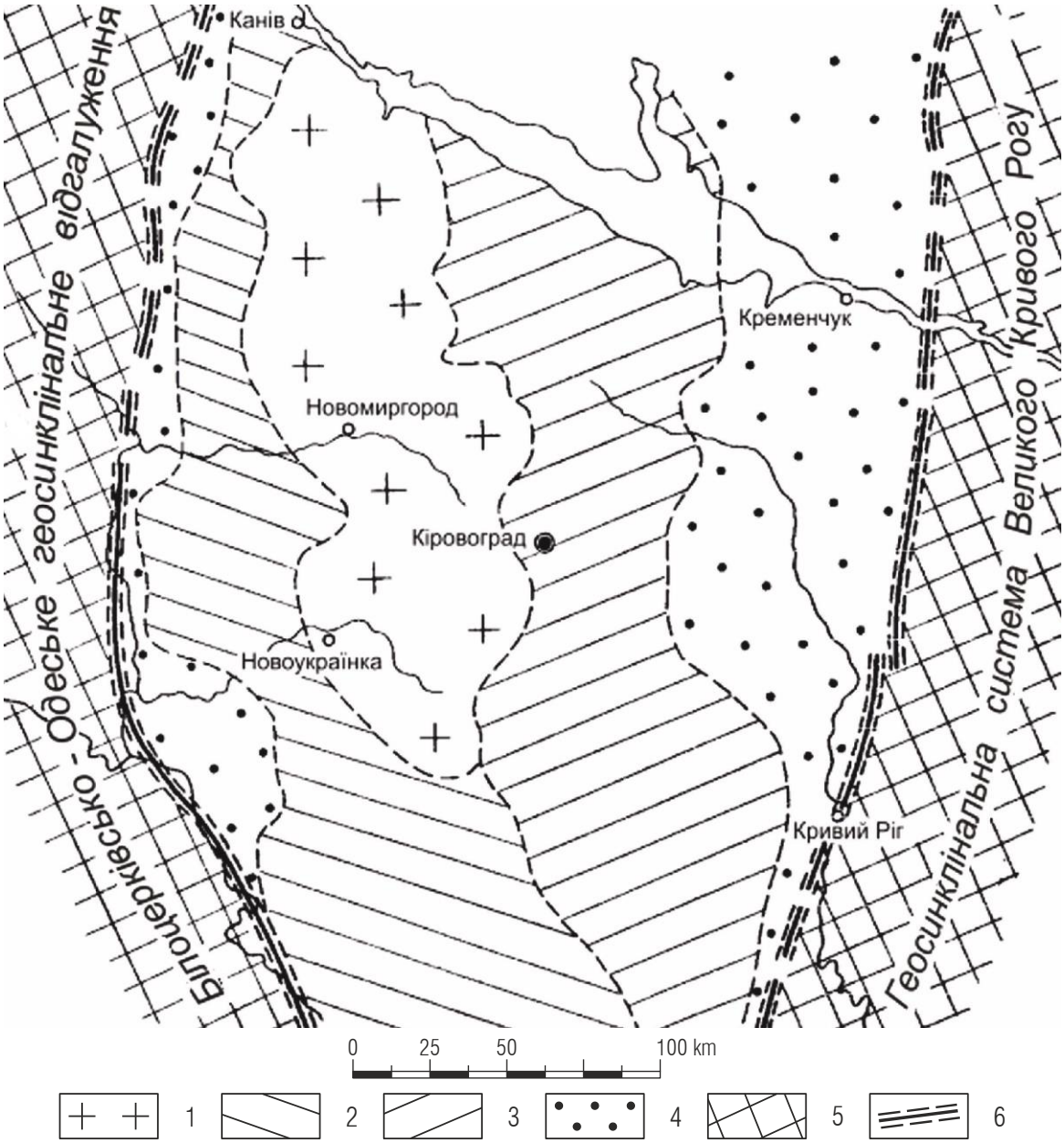


Рис. 3.1. Схема тектонічного районування протоплатформного Кіровоградського блока УЩ (за Г.І. Каляєвим і О.М. Комаровим [91]):

1 – Центральне осьове підняття; ***2*** – західне облямування (крило) осьового підняття; ***3*** – східне облямування (крило) осьового підняття; ***4*** – перехідні (парагеосинклінальні) зони купольних структур; ***5*** – геосинклінальні складчасті зони; ***6*** – глибинні розломи.

Кіровоградський блок УЩ є двоповерховою спорудою [92, 93]. Верхній його структурний поверх – проточохол, складений нижньопротерозойськими метаморфізованими товщами, прорваними різновіковими гранітними інтрузіями, нижній – протофундамент – утвореннями архейських дозеленокам'яних структурно-формаційних комплексів (СФК), котрі зазнали інтенсивних ендогенних структурно-речовинних перетворень на етапі формування верхнього поверху (рис. 3.3).

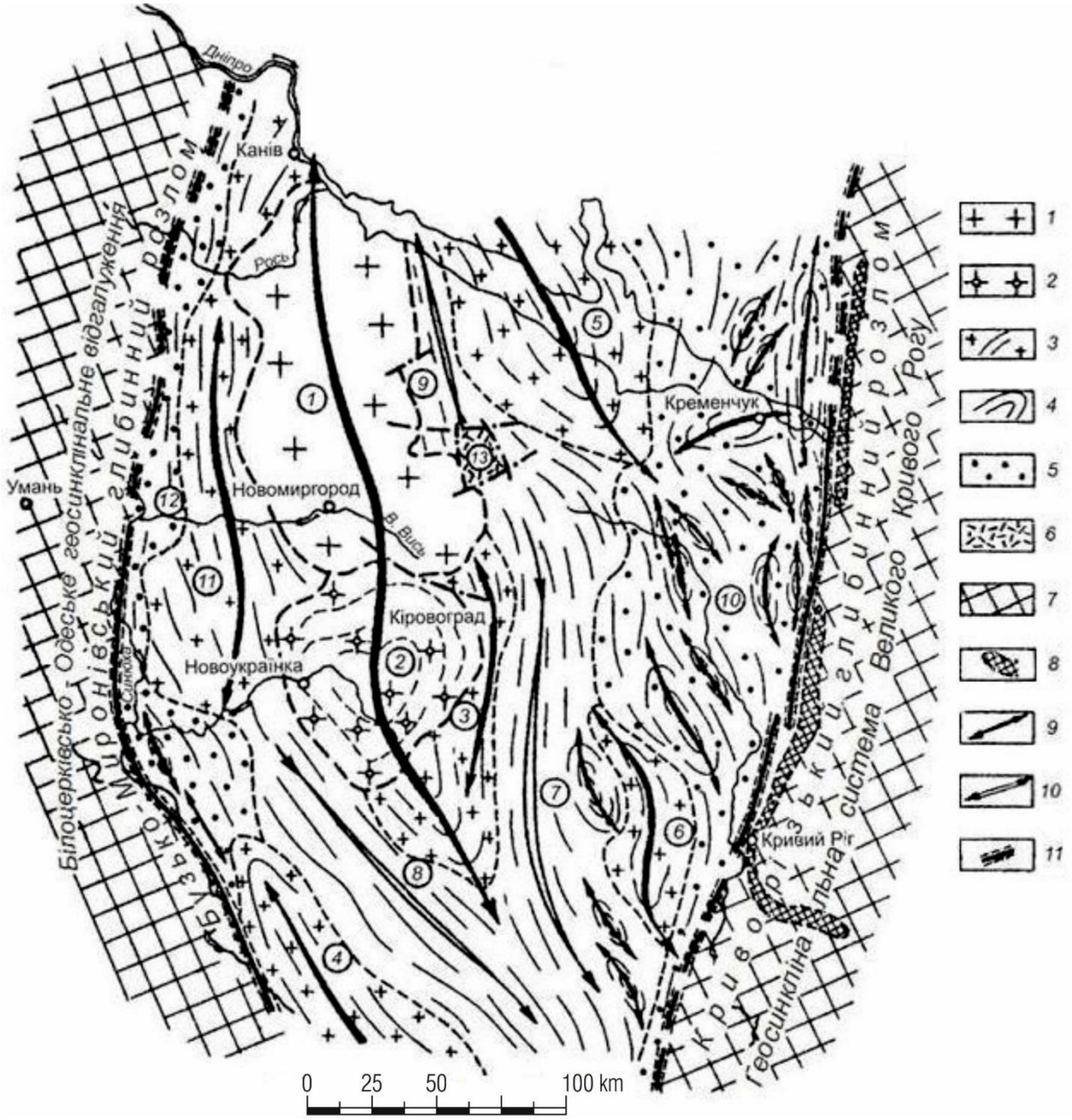


Рис. 3.2. Схема складчастої структури Кіровоградського блока УЩ (за Г.І. Каляєвим і О.М. Комаровим [91]):

Структурно-формаційні елементи: ***1*** – формація гранітів рапаківі; ***2*** – формація трахітоїдних гранітів; ***3*** – західне і східне облямування осьового підняття блока та антиклінальні масиви, складені порфіроподібними гранітами; ***4*** – синклінальні зони, складені гнейсами інгуло-інгулецької серії; ***5*** – перехідні (парагеосинклінальні) зони куполоподібної складчастості; ***6*** – мезозойська ефузивна формація; ***7*** – геосинклінальні зони, що обмежують Кіровоградський блок УЩ; ***8*** – Криворізько-Кременчуцький крайовий прогин; ***9*** – осі антикліналей; ***10*** – осі синкліналей; ***11*** – розривні порушення.

Головні складчасті структури (цифри в кружечках): ***1–6*** – антиклінальні масиви: ***1*** – Корсунь-Новомиргородський, ***2*** – Новоукраїнський, ***3*** – Кіровоградсько-Бобринецький, ***4*** – Вознесенський, ***5*** – Чигиринський (Чигиринсько-Знам'янський), ***6*** – Долинський; ***7–9*** – синкліналі: ***7*** – Приінгульська, ***8*** – Братська, ***9*** – Райгородська; ***10*** – Західно-Інгулецька парагеосинклінальна зона; ***11*** – валоподібні масиви калієвих гранітів; ***12*** – Миронівсько-Тальнівська перехідна зона купольних структур; ***13*** – Бовтиська вулканотектонічна западина.

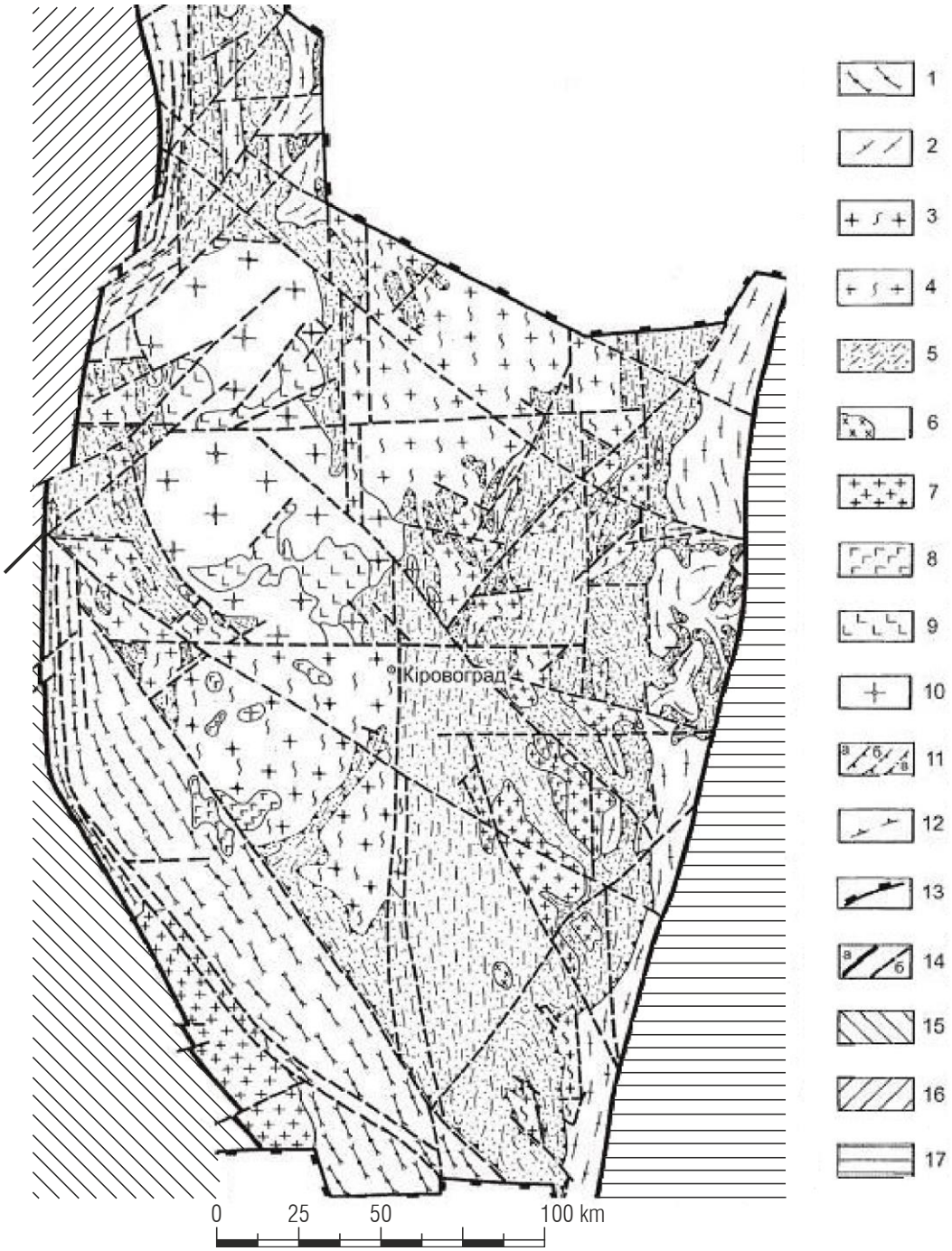


Рис. 3.3. Структурно-формаційні комплекси та структурні поверхи Кіровоградського блока УЩ (за В.П. Кирилюком і А.Г. Смоголюк [93]):

Нижній структурний поверх (протофундамент): ***1*** – чарнокіт-гранулітовий (побузький) СФК, ***2*** – плагіограніт-амфіболітовий (тікицький) СФК, ***3*** – алохтонні магматогенні тіла габро-діорит-монцонітової формації новоукраїнського комплексу, ***4*** – ультраметаморфогенні гранітоїди порфіроподібної гнейсо-гранітової формації кіровоградського комплексу. *Верхній структурний поверх (проточохол):* ***5*** – гранітоїдно-метаосадовий (інгуло-інгулецький) СФК, ***6–10*** – великі масиви автономних плутонічних формацій: ***6*** – тоналіт-плагіогранітової, ***7*** – гранітової, ***8*** – габро-діабазової, ***9*** – габро-анортозитової, ***10*** – рапаківігранітової; ***11*** – межі структурних поверхів: *а* – імовірна структурно й стратиграфічно узгоджена, *б* – тектонічна, *в* – з ремобілізованим протофундаментом; ***12*** – тектонічні межі комплексів протофундаменту; ***13*** – межі Українського щита по крайових скидах; ***14*** – розривні порушення: *а)* міжблокові, *б)* внутрішньоблокові; ***15–17*** – сусідні мегаблоки: ***15*** – Дністерсько-Бузький, ***16*** – Росинсько-Тікицький, ***16*** – Середньопридніпровський.

Нижній структурний поверх має гетерогенну будову. У західній і східній крайових частинах блока збереглися фрагменти архейських СФК, які відслонені на поверхні фундаменту, і навіть подекуди виходять на денну поверхню. На заході вони складені чарнокіт-гранулітовою й плагіограніт-амфіболітовою породними асоціаціями, які є східним продовженням, відповідно, побузького (південний захід) і тікицького (північний захід) СФК Дністерсько-Бузького й Росинсько-Тікицького мегаблоків УЩ. Уздовж східної межі Кіровоградського блока УЩ, в ядрах деяких гранітогнейсових структур Західно-Інгулецької зони (правий берег р. Інгулець) відслонена так звана реєвська товща, виділена та формаційно розчленована співробітниками ЛНУ імені Івана Франка під керівництвом Є.М. Лазька [92]. Вона утворює плагіограніт-амфіболітову породну асоціацію, яку можна зіставити із західним продовженням аульського СФК Середньопридніпровського мегаблока УЩ (табл. 3.3).

Основу верхнього структурного поверху складає нижньопротерозойський гранітоїдно-метаосадовий СФК [92, 96], який поділено на формації і світи, об'єднані в інгуло-інгулецьку серію. З гнейсовими товщами пов’язані граніти кіровоградського і новоукраїнського комплексів. Цю асоціацію нижньопротерозойських метаморфічних утворень та гранітоїдів Г.М. Яценко виділив як віковий підрозділ під назвою *інгуло-інгулецького комплексу* [92]. Три нижні світи (зеленоріченську, артемівську та родіонівську) розділено, відповідно, на метавулканогенно-кременисто-сланцеву, залізисто-кременисту (і кременисто-сланцеву в латеральному ряді) та карбонатно-вуглецево-метапісковикову формації загальною потужністю 800–1500 м [96], що утворюють невитриману за складом «базальну товщу» Родіонівського прогину.

Вище залягає доволі потужна (> 4000 м) формація метаморфізованих олігоміктових пісковиків (метавулканогенно-пісковикова й граувакова метапісковикова [96]). Вона є визначальною для комплексу за зональним метаморфізмом у діапазоні гранулітової–епідот-амфіболітової фацій, що зумовлює наявність високотемпературних кристалічних порід – гнейсів і кристалічних сланців, та середньотемпературних метаморфічних сланців.

Таблиця 3.3

Схема співвідношення докембрійських СФК і стратифікованих формацій Кіровоградського блока УЩ з регіональними підрозділами Міжнародної стратиграфічної шкали [93–96]

Структурний поверх	Структурно-речовинні підрозділи: Структурно-формаційні комплекси	Структурно-речовинні підрозділи: Геологічні формації	Регіональні стратиграфічні підрозділи	Нижні межі підрозділів регіональної вікової шкали УЩ, млн. р.	Стратиграфічна схема докембрійських утворень УЩ (1993 р.)	Міжнародні стратиграфічні підрозділи (2004 р.)
Верхній (проточохол)	Гранітоїдно-метаосадовий (інгуло-інгулецький)	Мета-конгломератова	**Стебнівська світа *PR₁st*** Метаконгломерати, метапісковики і метагравеліти (до 1000 м)		Нижній протерозой *PR₁* *(криворожій)*	Палеопротерозой *PP*
		Метаморфізованих олігоміктових пісковиків: Граувакова метапіско-викова	**ІНГУЛО-ІНГУЛЕЦЬКА СЕРІЯ *PR₁ii*** **Рощахівська світа *PR₁ršč*** Гнейси гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, іноді з прошарками (будинами) гнейсів діопсидових, гіперстенових і двопіроксенових	**Чечеліївська світа *PR₁čč*** Гнейси біотитові і гранат-біотитові, іноді з силіманітом і кордієритом, подекуди з прошарками піроксенових гнейсів і кристалосланців (> 2000 м)		
		Метаморфізованих олігоміктових пісковиків: Метавулкано-генно-пісковикова	**Кам'яно-костовацька світа *PR₁kk*** Ортоамфіболіти і плагіогнейси амфібол-біотитові; Плагіогнейси і кристалосланці піроксен-біотитові, піроксен-гранат-біотитові, амфібол-піроксен-біотитові, іноді з прошарками гнейсів	**Спасівська світа *PR₁sp*** Гнейси двопіроксенові, кристалосланці гіперстен-біотитові, іноді з магнетитом, подекуди кварцити і метапісковики (близько 3000 м)		
		Карбонатно-вуглецево-метапісковикова		**Родіонівська світа *PR₁rd*** Кварцити і кварцитоподібні метапісковики, сланці і гнейси графіт-біотитові, гранат-біотитові, мармури, кальцифіри, параамфіболіти з поодинокими прошарками і лінзами залізистих кварцитів (550–1500 м)		
		Кременисто-сланцева / Залізисто-кремениста		**Артемівська світа *PR₁ar*** Гнейси гранат-біотитові і біотитові, кристалічні сланці піроксен-плагіоклазові, кварцити піроксен- і амфібол-магнетитові, сланці кумінгтонітові й амфібол-діопсидові, лептитоподібні гнейси (300–1100 м)		
		Метавулканогенно-кременисто-сланцева		**Зеленоріченська світа *PR₁zr*** Амфіболіти, гнейси біотитові, амфіболові, амфібол-біотитові, гранат-біотитові, кварцити (200–800 м)		
Нижній (протофундамент)	Тоналіт-зеленокам'яний	Формаційно нерозчленовані		**Конкська серія *AR₃kn*** (нерозчленована) Амфіболіти, іноді з мигдалекам'яною текстурою, гнейси і кристалосланці амфіболові, біотит-амфіболові, сланці кварц-хлорит-слюдисті, кварцити магнетитові	2600 2800	Верхній архей *AR₃* *(дніпровій + побужій)*	Неоархей *NA* Мезоархей *MA*
	Плагіограніт-амфіболітовий (тікицький та аульський)	Кристалосланцево-амфіболітова та гнейсо-кристалосланцева	**Росинсько-тікицька серія *AR₂₋₃rt*** (нерозчленована) Гнейси амфіболовмісні, амфіболіти з прошарками гнейсів біотитових і гранат-біотитових, амфіболітів гранатових, залізистих кварцитів і кальцифірів	**Аульська серія *AR₂al*** (реєвська товща) Амфіболіти, гнейси і кристалосланці амфіболові, амфібол-піроксенові, біотит-амфіболові (до 3000 м)	3200	Середній архей *AR₂* *(азовій)*	Палеоархей *PA*
	Чарнокіт-гранулітовий (побузький)	Лейкогранулітова, гнейсо-ендербітова, кінцигітова (?)	**Дністерсько-бузька серія *AR₁db*** (нерозчленована) Гнейси і кристалосланці піроксенові, амфібол-піроксенові, іноді з прошарками кальцифірів, залізистих і безрудних кварцитів		3400 3600	Нижній архей *AR₁* *(дністровій)*	Еоархей *EA*

У хроностратиграфічній схемі [95], на підставі несуттєвих особливостей складу, формацію розділено на дві світи, відклади якої виповнюють від'ємні структури: у східній частині блока на спасівську і чечеліївську (Приінгульська синкліналь), у західній, у зоні інтенсивнішого метаморфізму – на кам'яно-костовацьку й рощахівську (Братська або Ташлицька синкліналь). На локальній площі західної межі Кіровоградського блока УЩ, поблизу м. Звенигородка в с. Стебне, розвинуті метаморфізовані псаміто-псефітові утворення (конгломерати, гравеліти, пісковики) стебнівської світи. Світа належить до метаконгломератової формації, що завершує розріз інгуло-інгулецького СФК.

Отож, гранітоїдно-метаосадовий або інгуло-інгулецький СФК сумарною потужністю до 8–10 км, як випливає з уявлень Є.В. Павловського [97], слугує проточохлом ранньопротерозойської протоплатформи. Її фундаментом є архейські інтенсивно дислоковані структури, нині наявні у вигляді фрагментів.

За результатами регіонального структурного порівняння архейського та нижньопротерозойського поверхів протоплатформи геофізичними методами їхній рисунок відмінний: першому властивий овально-кільцевий план структур, другому – лінійно-витягнутий смугоподібний. Нижні формації гнейсового комплексу незгідно перекривають овально-кільцеві виступи основи, верхні повніше проявлені в лінійно-витягнутих синкліналях. Формацією олігомікто-вих метапісковиків складена більша частина проточохла як за площею, так і за потужністю, максимальними в Приінгульській синкліналі. За даними ізотопно-геохронологічного датування вік інгуло-інгулецького комплексу відповідає нижньому протерозою із нижньою межею 2540 млн. р. [98, 99].

Метаморфізм у Кіровоградському блоці УЩ змінювався від високотемпературного рівня гранулітової фації до низькотемпературної (гнейсосланцевої) епідот-амфіболітової фації. Він утворив єдино-спільну метаморфічну зональність, в якій брали участь метаморфіти нижнього структурного поверху, товщі інгуло-інгулецького комплексу й гранітоїдні масиви [100].

Гранітоїди Кіровоградського блока, окрім Корсунь-Новомиргородського плутону, структурно та речовинно пов'язані з проточохлом і розділені на два

комплекси (табл. 3.4): *а) кіровоградський*, що за різними авторами належить до формації нормальних гранітів або порфіроподібних гранітогнейсів і гранітів (Вознесенський, Кіровоградський, Бобринецький, Долинський масиви) та *б) новоукраїнський*, що складає формацію габро-монцонітів, монцонітів і гіперстенових гранітів (Новоукраїнський, Чигиринський, Боков'янський, Верблюзький масиви). Відповідно до сучасних уявлень гранітоїди кіровоградського комплексу утворилися внаслідок ультраметаморфізму і гранітизації відкладів інгуло-інгулецької серії, масиви новоукраїнського комплексу – це алохтонні інтрузії. За ізотопно-геохронологічними даними вік їхньої стабілізації 2030–2000 млн. р. [95, 98, 99]. У Західно-Інгулецькій зоні розвинені гранітоїди ультраметаморфічного походження мігматит-граніт-плагіогранітової формації *дніпропетровського* (3200 млн. р.) й *інгулецького* (2800 млн. р.) комплексів, а в Братській синкліналі – інтрузії ендербітів та чарнокітів *ташлицького* (3200 млн. р.) комплексу протофундаменту блока [93, 95, 98, 99].

Становлення протоплатформного режиму в Кіровоградському блоці відбулося близько 1900 млн. р., утім невдовзі було порушене своєрідним магматизмом першого етапу середньопротерозойської активізації. Він проявлений у вигляді інтрузивного виходу – Корсунь-Новомиргородського плутону, який складений габро-анортозитовою і рапаківігранітовою формаціями, та низкою дрібніших інтрузій тоналіт-плагіогранітової і гранітової формацій, що прориває гнейси і належать до *корсунь-новомиргородського комплексу*. За ізотопно-геохронологічними даними його вік 1750 млн. р. [99]. У північно-східній частині плутону наявний вихід граносієнітів і сієнітів Руськополянського масиву, який виділено в сієніт-граносієнітову або помірнолужну гранітову формацію. Різноманітність тектономагматичної діяльності на ранніх етапах становлення й активізації протоплатформи свідчить про її високу проникність.

Кіровоградський блок УЩ розбитий незчисленними різноорієнтованими розривними порушеннями, які становлять одну з головних особливостей його тектоніки. Розломи різні за просторовим орієнтуванням, умовами утворення, глибиною закладання, внутрішньою будовою та характером мінералізації.

Таблиця 3.4

Схема співвідношення докембрійських СФК та інтрузивних, ультраметаморфічних і метасоматичних утворень Кіровоградського блока УЩ з регіональними підрозділами Міжнародної стратиграфічної шкали [93–96]

Структурні поверхи	Структурно-речовинні підрозділи: Структурно-формаційні комплекси	Структурно-речовинні підрозділи: Геологічні формації	Інтрузивно-магматичні, ультраметаморфічні та метасоматичні утворення: Інтрузивно-магматичні	Інтрузивно-магматичні, ультраметаморфічні та метасоматичні утворення: Ультраметаморфічні та метасоматичні	Нижні межі підрозділів регіональної вікової шкали УЩ, млн. р.	Стратиграфічна схема докембрійських утворень УЩ (1993 р.)	Міжнародні стратиграфічні підрозділи (2004 р.)
Верхній (проточохол)	Плутонічний	Габро-діабазова	**Дайковий комплекс PR_3** Діабази, ортофіри, мінети, сієніт-порфіри, камптоніти та ін.		1650	Верхній протерозой PR_3 *(овручій)*	Мезопротерозой *MP*
			Дайковий комплекс PR_2 Діабази, габро-діабази, діабазові порфірити, пікрити, кімберліти, перидотити, піроксеніти			Середній протерозой PR_2 *(клесовій)*	Палеопротерозой *PP*
		Габро-анортозитова, рапаківігранітова, лужносієніт-граносієнітова, тоналіт-плагіогранітова, гранітова	**Корсунь-новомиргородський комплекс PR_2kn** Габро-анортозити, граніти рапаківі, сієніти, кварцові сієніти, граніти помірнолужні, граносієніти, монцоніти, кварцові монцоніти, гранофірові граніти, апліт-пегматоїдні граніти				
	Гранітоїдно-метаосадовий (інгуло-інгулецький)	Нормальних гранітів (порфіроподібна гнейсо-гранітова)	**Новоукраїнський комплекс PR_1nu** Габронорити, норити, монцодіорити, кварцові монцоніти й монцодіорити, кварцові сієніти, граніти біотитові, гранат-біотитові і піроксенові, головно крупнопорфіроподібні трахітоїдні	**Кіровоградський комплекс PR_1kg** Гранітоїди гранат-біотитові, біотитові, часто порфіроподібні та трахітоїдні двопольовошпатові, апліт-пегматоїдні, аплітиі пегматити, альбітити, альбіт-мікроклінові, мікроклін-альбітові метасоматити, скарноїди, гідротермально-метасоматично змінені породи (окварцьовані, сульфідизовані, карбонатизовані й ін.), вторинні кварцити	2000	Нижній протерозой PR_1 *(криворожій)*	
		Габро-монцонітів, монцонітів і гіперстенових гранітів (габро-діорит-монцонітова, калієвих трахітоїдних гранітів)					
		Формаційно нерозчленований	**Райпільський комплекс PR_1rp** Перидотити, тремолітити, серпентиніти (метаперидотити), піроксеніти, горнблендити, габро, габронорити, габро-амфіболіти, амфіболіти				
Нижній (протофундамент)	Тоналіт-зеленокам'яний	Мігматит-граніт-плагіогранітова		**Інгулецький комплекс AR_3in** Плагіограніти та плагіомігматити, плагіопегматити, тоналіти, трондьєміти, діорити	2600	Верхній архей AR_3 *(дніпровій + побужій)*	Неоархей *NA*
					2800		Мезоархей *MA*
	Плагіограніт-амфіболітовий (тікицький)			**Дніпропетровський комплекс AR_2dn** Плагіограніти та плагіомігматити біотитові і амфібол-біотитові діоритового й гранодіоритового складу	3200	Середній архей AR_2 *(азовій)*	Палеоархей *PA*
	Чарнокіт-гранулітовий (побузький)	Ендербітова		**Ташлицький комплекс AR_2tl** Ендербіти гнейсоподібні нечітко смугасті, чарнокіти	3400	Нижній архей AR_1 *(дністровій)*	
					3600		Еоархей *EA*

Найбільшими внутрішньоблоковими розломами є субширотні Суботцівсько-Мошоринський, Бобринецький, Тарасівський, субмеридіональні Кіровоградський, Західно-Інгулецький, Новобузький, Інгуло-Кам'янський (Черкаський) та Новоукраїнський, Звенигородсько-Ганнівський і Лелеківський північно-західного простягання. Усі вони розбивають Кіровоградський блок УЩ на блоки другого порядку, накладені на його складчасто-поверхову структуру та виникли в середньому протерозої. Внутрішньоблокові розломи облямовують контактові частини Корсунь-Новомиргородського плутону й згруповані в зони підвищеної тріщинуватості й катаклазу. Такі тріщинні зони є тектонометасоматичними, що формувалися й розвивалися в земній корі у вигляді зон катаклазитів і лужних натрієвих метасоматитів. Вони рудопродуктивні і є першочерговим об'єктом розшуково-розвідувальних робіт на уран, золото клинцівського типу й метаморфогенні алмази. Зрідка розломи контрольовані дрібними штоками й дайками калієвих і ультракалієвих «черкаських» гранітів.

З внутрішньоблоковими диз'юнктивами просторово пов'язані також дайки діабазів, габро-діабазів, камптонітів, пікритів, пікритових порфіритів, сієнітів та інших лужно-ультраосновних, ультраосновних і основних порід, у тім числі кімберлітів і лампроїтів середньо- й верхньопротерозойського віку.

На сході по зоні Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому Кіровоградський блок межує із Середньопридніпровським мегаблоком; на заході його межа з Дністерсько-Бузьким та Росинсько-Тікицьким мегаблоками проходить по зоні Первомайсько-Трахтемирівського глибинного розлому [93]. Ці міжблокові розломи першого порядку є конседиментаційними та нерозривно пов'язані з історією розвитку блокових структур в археї й ранньому протерозої. Особливістю міжблокових глибинних розломів, які відмежовують протоплатформний Кіровоградський блок УЩ від прилеглих геосинклінальних зон, є наявність різких фаціальних змін, перепадів ступенів метаморфізму і потужностей метаморфічних комплексів на схід і захід від них.

Первомайсько-Трахтемирівський розлом обмежує Кіровоградський блок УЩ із заходу і є західною межею поширення інгуло-інгулецького СФК. Його

конседиментаційна природа підтверджена не лише обмежувальною роллю, а й приуроченістю до нього найпрогнутішої частини проточохла. У басейні рр. Гнилий Тікич і Рось поблизу м. Звенигородка він складений звенигородськими конгломератами стебнівської світи (див. табл. 3.3), а на р. Південний Буг поблизу м. Первомайська відслонені первомайські конгломерати – утворення первинно-осадового [92, 101] або тектонічного [102] походження. Збережені від розмиву верхи розрізу інгуло-інгулецької серії позначені виділеним Г.М. Яценком прирозломним Звенигородським прогином.

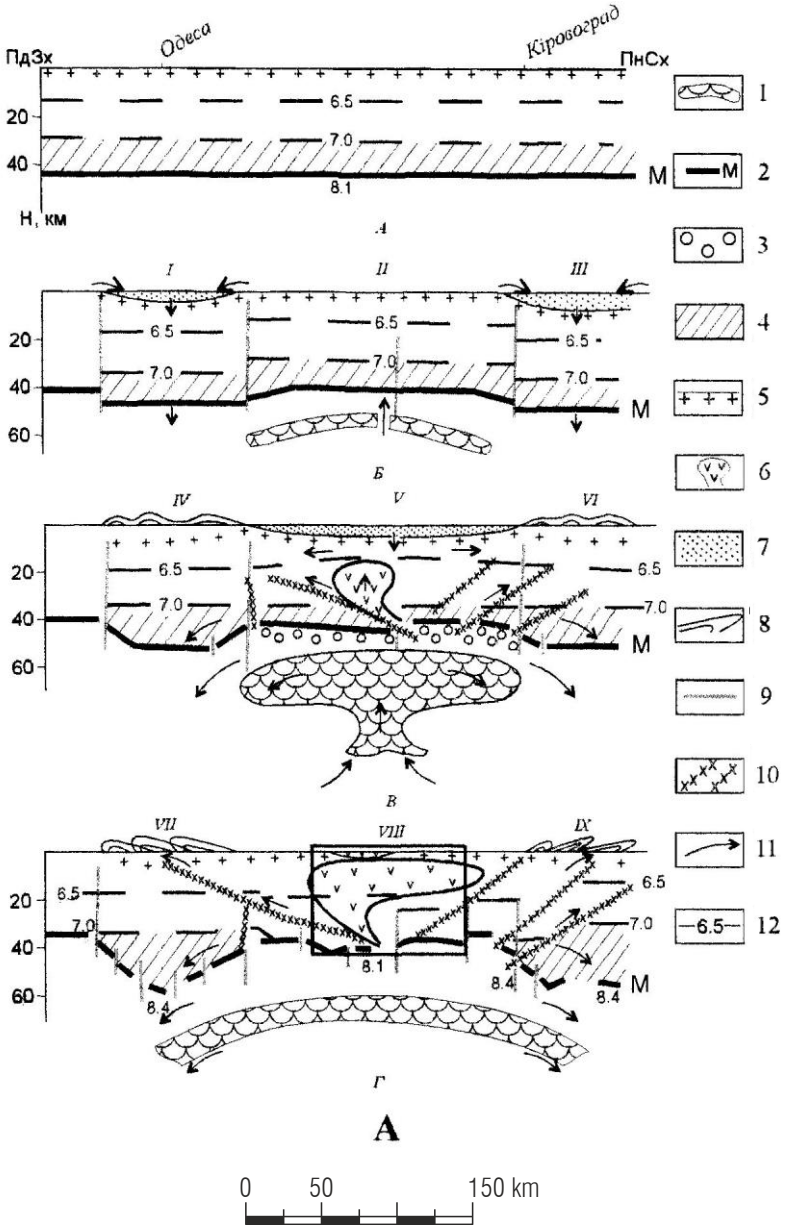
Криворізько-Кременчуцький розлом обмежує Кіровоградський блок УЩ зі сходу і є східною межею поширення інгуло-інгулецького СФК. Розлом визначено як глибинний першого порядку, який разом з серією прилеглих кулісоподібних розривів (Східно-Ганнівський, Ганнівський, Східний та ін.), вірогідно, був закладений у пізньоархейський час. У ранньому протерозої уздовж нього неодноразово поновлювалася тектономагматична діяльність із формуванням північно-західних розломів другого порядку (Новокриворізький і ін.), насувів (Саксаганський, Тарапаківський) та проявами базит-ультрабазитового вулканізму [103]. До Криворізько-Кременчуцької зони приурочені прирозломні прогини (Інгулецький, Криворізький, Східно-Ганнівський, Жовторічинський, Горішньоплавненський, Галещинський), які прилягають до неї зі сходу. Прогини виповнені залізисто-метатеригенними товщами нижньопротерозойської криворізької серії загальною потужністю близько 6000 м. Вони утворюють моноклінальні структури з падінням на захід під кутом 45–80º, ускладнені складками вищих порядків. Із залізистими кварцитами й джеспілітами криворізької серії пов’язані унікальні родовища залізних руд Кривбасу.

Загальна протяжність Криворізько-Кременчуцької розломної зони в межах УЩ та його схилів сягає близько 200 км, одначе геофізично її простежено значно далі в південному (смуга Херсонських магнітних аномалій) і північному (ДДЗ, Рильські й Крупецькі аномалії КМА Воронезького виступу) напрямах. Тому Криворізько-Кременчуцьку зону розломів учені нині характеризують як трансрегіональний глибинний розлом завдовжки більше 800 км.

З Корсунь-Новомиргородським та Новоукраїнським масивами спряжені регіональні гравітаційні та магнітні мінімуми [104]. Вони свідчать про значну потужність гранітного шару земної кори в межах осьового підняття Кіровоградського блока УЩ. Учені припускають, що під ними поширений протоастеноліт, який визначив генезис цих тіл. У регіональному гравітаційному полі виділено також Бовтиський мінімум, що відповідає однойменній западині.

За геолого-геофізичними даними [105, 106], Кіровоградський протоастеноліт (або мантійний діапір) розвивався впродовж пізнього архею й раннього протерозою і як наслідок призвів до утворення глибинних розломів. Поверхня Мохо набула рельєфного вигляду та підійнялася на вищий гіпсометричний рівень, сформувавши «вал» (рис. 3.4). Такі події платформної активізації спричинили розущільнення та субширотне розтягнення низів земної кори й верхів мантії, а також глибинну ерозію. Результатом цих процесів є незначна потужність базальтового шару (6−13 км), а в південно-східній частині території, між Західно-Інгулецьким розломом і Приінгульською синкліналлю, − майже повна його відсутність та, відповідно, незначна потужність земної кори − 30 км – мінімальна для УЩ. У Кіровоградському блоці УЩ вона становить 35−45 км, літосфери − 250 км і більше – максимальна для УЩ. Це підтверджено встановленим у центральній частині Голованівської брили уступом поверхні Мохо субмеридіонального простягання (амплітуда близько 20 км). На схід від нього потужність земної кори сягає 36−42 км, а на захід − 62−67 км [107, 108].

На півночі Кіровоградського блока УЩ, у верхів'ї р. Тясмин, віддавна відомі вулканотектонічні западини, які є центрами значного за площею району молодого альпійського вулканізму [109]. Криптовулканічні кільцеві структури депресійного типу в кристалічному фундаменті − Бовтиська (діаметром 25 км) й Ротмистрівська (діаметром 2,2 км) відіграли важливу роль у мезокайнозойській історії геологічного розвитку блока. Вони виникли на одному із етапів активізації Східноєвропейської платформи. За даними О.О. Гойжевського й ін. [110], на УЩ з середнього протерозою до палеоцену зафіксовано щонайменше 13 періодів тектономагматичної активізації (ТМА).



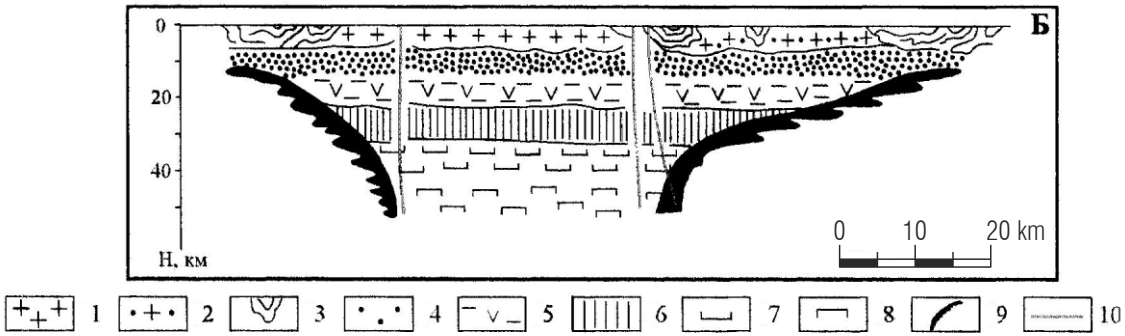


Рис. 3.4. Еволюційний розвиток (***А***) та структурно-речовинні особливості (***Б***) Кіровоградського протоастеноліту:

Етапи еволюції Кіровоградського протоастеноліту (за даними А.В. Чекунова [105]): ***А*** – кінець архею; ***Б*** – початок раннього протерозою; ***В*** – протерозой; ***Г*** – кінець протерозою. ***I*** – Одесько-Ядлівська протогеосинкліналь; ***II*** – Кіровоградський протомасив; ***III*** – Криворізько-Крупецька протогеосинкліналь; ***IV*** – Одесько-Ядлівська складчаста зона; ***V*** – Кіровоградська протоплатформа; ***VI*** – Криворізько-Крупецька протогеосинкліналь; ***VII*** – Одесько-Ядлівський ороген; ***VIII*** – глибинний прогрів, магматизм, метаморфізм, утворення кіровоградських гранітів, загальна гранітизація, Корсунь-Новомиргородський магматичний (мантійний) діапір; ***IX*** – Криворізько-Крупецький ороген.

1 – астеноліт; ***2*** – поверхня Мохо (М); ***3*** – зона вірогідних термодинамічних перетворень речовини на межі кора–мантія; ***4*** – базальтовий шар; ***5*** – кристалічний фундамент; ***6*** – магматичний матеріал мантійної генерації в корі; ***7*** – первинно-осадові відклади; ***8*** – дислоковані відклади; ***9*** – розломи; ***10*** – пологі зони зриву і надходження магми в кристалічній корі; ***11*** – напрям переміщення матеріалу; ***12*** – ізошвидкості сейсмічних хвиль, *км/с*.

Глибинна структура і речовинний склад Кіровоградського мантійного діапіра (за даними Ю.П. Оровецького [106]): ***1*** – новоукраїнські гранітоїди; ***2*** – долинські та інші гранітоїди; ***3*** – складчастість; ***4*** – серпентиніти; ***5*** – анортозити, габро-норити; ***6*** – габро; ***7*** – норити; ***8*** – гіпербазитові кумулати; ***9*** – гіпербазити крайової фації; ***10*** – глибинні розломи (за геофізичними даними).

Отож, Кіровоградський блок УЩ нами схарактеризовано як протоплатформну структуру, яка в ранньому протерозої була порівняно стійкою ділянкою земної кори. Суміжні з нею геосинкліналі відрізняються формами складчастості типу мігматитових і мігматит-гнейсових куполо- й валоподібних антикліналей і міжкупольних синкліналей, виповнених метаморфічними породами. Для них характерна відцентрова, розбіжна симетрія складчастих форм. На відміну від платформ тектонічний режим Кіровоградського блока УЩ вирізнявся масштабним гранітоїдним магматизмом, у процесі якого утворилася своєрідна глибинна складчастість. Керівними формаційними типами, які визначають протоплатформний режим, є формація калієвих трахітоїдних гранітів новоукраїнського комплексу, а ще габро-анортозитова, рапаківігранітова і лужносієніт-граносієнітова корсунь-новомиргородського комплексу й ін. Типові геосинклінальні формації (спіліт-кератофірова, джеспілітова) відсутні.

3.1.2. Фанерозойський чохол

Чохол центральної частини УЩ складений мезокайнозойськими вулканогенно-осадовими товщами. Вони залягають горизонтально на кристалічних породах фундаменту та їхній корі звітрювання, утім із чітким кутовим і стратиграфічним неузгодженням. Ці верстви нерівномірно-суцільним плащем перекривають докембрійську основу (окрім долин та балок, на схилах і в тальвегах яких відслонені кристалічні породи), виповнюючи ерозійно-тектонічні западини й палеодолини, а на припіднятих ділянках (Бобринецько-Долинське палеопідняття) представлені незначними за площею та малопотужними неоген-четвертинними відкладами або зовсім відсутні [111].

Найдавніші тріасові й юрські (середній відділ) теригенні відклади розвинуті смугою північно-західного простягання та приурочені до північної присхилової частини Кіровоградського блока УЩ. Вони залягають моноклінально з падінням у бік Дніпровсько-Донецької западини та в тому ж напрямі нарощують потужності.

Тріасові товщі потужністю від перших метрів до 210 м пересічені буровими свердловинами на глибинах від 25 до 240 м. Вони «налягають» на УЩ з боку ДДЗ і складені строкатими пісками дельтової і прибережно-морської фацій головно дронівської (нижній тріас, індський ярус) світи. Менше поширені піщано-глинисті відклади серебрянської світи (нижній–середній тріас) відомі на лівобережжі Дніпра та поблизу Канівських дислокацій.

Юрські відклади потужністю від перших метрів до 230,0 м розкриті буровими свердловинами на глибинах від 100–150 до 300–400 м (по мірі віддалення від північного схилу щита). Тільки в Канівському р-ні є їхні поодинокі природні відслонення. Більшість території поширення «догера» покрита водами Кременчуцького водосховища. Вони складені континентальними піщано-глинистими (заповнюють річкові палеодолини) породами байоського і батського ярусів та прибережно-морськими товщами келовейського ярусу.

Крейдові відклади теж розвинуті локально та залягають на глибинах від 50 до 150–200 м. Крейдово-піщано-глинисті відклади збереглися від розмиву (іноді значної потужності) в депресіях кристалічної основи, де розкриті буровими свердловинами, і ніде не відслонені на поверхні (лише на правобережжі Дніпра поблизу м. Канева). Нижньокрейдові породи належать до континентальних утворень та за літологічним складом розчленовані на верстви – ротмистрівські (Ротмистрівська западина) верхньобаремського підярусу, смілянські (захід та північний захід блока) аптського ярусу та Виржиківського (північна присхилова частина блока поблизу Канівських дислокацій) нижньоальбського підярусу. Палеогеоморфологічні особливості площ їхнього поширення контрольовані палеодолинами в центральній частині блока і на його схилах. На думку Ю.І. Селіна, до ротмистрівських верств належить також бовтиська товща Бовтиської западини, яка за часом відкладання відповідає продуктивній товщі Ротмистрівської западини. Верхньокрейдові прибережно-морські утворення збереглися в ерозійно-тектонічних пониженнях давнього рельєфу (бурімська світа, верхній альб–сеноман), Ротмистрівській западині (товща писальної крейди туронського ярусу), утім найширше розвинуті на схилах щита.

Палеогенові відклади залягають на незначних глибинах (до 130–150 м) зі стратиграфічним неузгодженням на крейдових породах або ж на корі звітрювання кристалічних порід. Геолого-зйомочними й розвідувальними роботами виявлено локальне поширення окремих світ палеогену, що зумовлено переміщенням блоків фундаменту під час їхнього формування та впливом розломів на перерозподіл ділянок осадонагромадження. Вони складені прибережно-морськими й континентальними фаціями. Лише в нижній частині палеогенового розрізу, в ерозійно-тектонічних депресіях і палеодолинах, наявні вулканогенно-осадові (мілководні прибережно-морські) брекчієві породи райгородської світи (нижній палеоцен). Морські верхньопалеоценові товщі (лузанівська серія) локально поширені на півночі блока. Нижньоеоценові прибережно-морські відклади канівської світи розвинуті тільки на північно-західному схилі Кіровоградського блока УЩ. Середньоеоценові (бучацька світа) континентальні утворення виповнюють палеодолини. Найпоширеніші середньо- та верхньоеоценові (київська та обухівська світи) й олігоценові (межигірська та берекська світи) прибережно-морські відклади, які утворюють численні природні відслонення в центральній частині УЩ та на його схилах.

Неогенові товщі в центральній частині УЩ значно поширені. Вони залягають на малих глибинах (40–100 м), розкриті кар'єрами й численними буровими свердловинами та відтак добре вивчені палеонтологічно. Вони складені прибережно-морськими й континентальними утвореннями. У центральній частині блока розвинуті континентальні фації, а на його схилах – прибережно-морські піщано-глинисті та вапнисті відклади. Найпоширеніші нижньо- й середньоміоценові прибережно-морські відклади полтавської серії (новопетрівська, зрідка берекська світи), які утворюють природні відслонення. Верхньоміоценові і пліоценові континентальні відклади (товщі боярська, пісків, строкатих глин, балтська світа, товщі піщано-глиниста і червоно-бурих глин) теж утворюють відслонення на схилах річкової та яружно-балкової систем у різних частинах Кіровоградського блока УЩ. Регіональну стратиграфічну шкалу, особливо ярусний поділ, неогенових відкладів за останні десятиліття сут-

тєво змінювали і продовжують уточнювати донині. Тому єдиної регіональної стратиграфічної шкали неогену поки немає.

Четвертинні відклади мають майже повсюдне поширення й покривають суцільним плащем вододіли й їхні схили. Залежно від розвитку утворень рівнинно-льодовикової лесової формації, її геолого-структурної будови, потужностей, геоморфологічних та ландшафтних особливостей, центральна частина УЩ належить до Центрально- й Південноукраїнської лесової області льодовикової і позальодовикової зон, які входять до складу Української платформної рівнини. На її теренах розвинуті еоплейстоцен-голоценові континентальні (субаеральні і субаквальні) відклади з теплими і холодними фазами палеогеографічних ритмів, які за палінологічними й палеоландшафтними даними розділено на ланки та розчленовано на кліматоліти (горизонти) й ступені. Складені вони зазвичай лесами, лесоподібними суглинками, червоно-бурими суглинками, глинами еолово-делювіального, елювіального й льодовикового (моренного й флювіогляціального) походження. Алювіальні відклади (піски, піщано-гравійний матеріал) потужністю до 50,0 м складають тераси, що простежені вузькими смугами вздовж річок. Найпотужніший розріз четвертинних утворень наявний на плакорах – 20–40 м.

Узагальнений літолого-стратиграфічний розріз мезокайнозойських відкладів чохла центральної частини УЩ відображено на рис. 3.5. За основу взято чинну кореляційну стратиграфічну схему, затверджену УМСК у 1993 році для геологічних карт м-бу 1: 200 000 Центральноукраїнської серії. Ступінь детальності стратиграфічних підрозділів різний – це серії, світи, товщі, верстви, яруси та регіояруси регіональної стратиграфічної шкали.

Найпоширенішими морфоструктурами чохла центральної частини УЩ є річкові палеодолини, закладені в ранньокрейдовий і палеоцен-еоценовий час на ерозійно-тектонічних ділянках зчленування блоків фундаменту. Найімовірніше вони виникли в зв’язку з малоамплітудними брилово-блоковими переміщеннями вздовж лінійних тектонічно ослаблених зон поверхні докембрійської основи під час епейрогенічних рухів платформи [111].

Ератема	Система	Відділ	Підвідділ	Ярус	Регіоярус, горизонт	Індекс	Колонка	Потужність в м	Характеристика порід
КАЙНОЗОЙСЬКА ЕОГЕНОВА	НЕОГЕНОВА	ПЛІОЦЕНОВИЙ	ВЕРХНІЙ		Акчагільський	N_2čb		0–23	**Товща червоно-бурих глин.** Глини бурі, червоно-бурі, щільні, піскуваті, з карбонатними стяжіннями і бобовинням гідрооксидів манґану й заліза. Піски червоно-бурі, різнозернисті, глинисті
						N_2pg		0–17	**Товща пісків та глин.** Піски сірі, бурувато-сірі, різнозернисті до гравійних. Глини зеленкувато-сірі, піскуваті
			НИЖНІЙ		Кімерійський	N_{1-2}*bt*		0–56	**Балтська світа.** Глини сірі, бурувато-сірі безкарбонатні. Піски бурі і червоно-бурі, дрібно-середньозернисті, глинисті
		МІОЦЕНОВИЙ	ВЕРХНІЙ		Понтичний				
					Меотичний	N_1st		0–37	**Товща строкатих глин.** Глини сірі, зеленкувато-і жовтувато-сірі, подекуди піскуваті, з вохристим і бурим залізо-манґановим бобовинням і друзами гіпсу
					Сарматський	N_1p		0–24	**Товща пісків.** Піски строкаті, дрібно-середньозернисті, з лінзами сірих глин та прошарками пісковиків, дрібними карбонатними конкреціями
						N_1bj		0–30	**Боярська товща.** Глини сірі, зеленкувато-сірі, бурі, жирні, щільні, в'язкі, піскуваті
			СЕРЕДНІЙ		Новопетрівський	N_1*np*		0–48	Полтавська серія P_3–N_1*pl*: **Новопетрівська світа.** Піски світло-сірі, дрібнозернисті, каолінисті, з лінзами пісковиків і сірих глин, піски різнозернисті з глауконітом
			НИЖНІЙ						
		ОЛІГОЦЕНОВИЙ	ВЕРХНІЙ	Хатський	Берекський	P_3*br*		0–27	**Берекська світа.** Глини зеленкувато-сірі, бурувато-сірі, іноді вуглисті, з тонкими прошарками пісків темно-зелених
			НИЖНІЙ	Рюпельський	Межигірський	P_3*mž*		0–32	Харківська серія P_{2-3}*hr*: **Межигірська світа.** Піски зеленкувато-сірі, дрібно-середньозернисті, глауконітові, з лінзами пісковиків і глин щільних, глауконітових, піскуватих
		ЕОЦЕНОВИЙ	ВЕРХНІЙ	Приабонський	Обухівський	P_2*ob*		0–30	**Обухівська світа.** Піски сірі і зеленкувато-сірі, різнозернисті, безкарбонатні, алеврити зеленкувато-сірі, пісковики скременілі, трепело- та опокоподібні породи з численними відбитками молюсків
			СЕРЕДНІЙ	Бартонський	Київський	P_2*kv*		0–42	**Київська світа.** Піски зеленкувато-сірі, тонкозернисті, глауконітові, глинисті (наглинка), мергелі зеленкувато-блакитнуваті, піски крупнозернисті з фосфоритовими жовнами, пісковики скременілі
				Лютетський	Бучацький	P_2*bč*		0–48	**Бучацька серія.** Піски сірі, бурувато-сірі, різнозернисті, вуглисті з пилком покритонасінних рослин, алеврити і глини вуглисті, каолініти вторинні, буре вугілля, пісковики, піски крупнозернисті до гравійних
			НИЖНІЙ	Ілердський	Канівський	P_2*kn*		0–25	**Канівська світа.** Піски світло-сірі, дрібнозернисті, іноді вуглисті, каолініти вторинні шаруваті з форамініферами, піски глауконітові вуглисті дрібнозернисті з пилком покритонасінних рослин
		ПАЛЕОЦЕНОВИЙ	ВЕРХНІЙ	Танетський	Сумський	P_1		0–2	**Лузанівська серія.** Піски, детрит черепашковий, вапняки піскуваті
			НИЖНІЙ	Монтський		P_1*rg*		0–63	**Райгородська світа.** Брекчії брилові, дрібно- та грубоуламкові з уламками кристалічних порід, крейди, бокситів, кременів і пісковиків зі змішаною фауною крейдового і палеоценового віку, що зцементовані глинистим матеріалом, гравій
				Датський					
МЕЗОЗОЙСЬКА	КРЕЙДОВА	ВЕРХНІЙ		Туронський	Ігнатівський	K_2k		0–46	**Товща писальної крейди.** Писальна крейда з кременями та уламками конгломератів
		НИЖНІЙ		Альб-сеноманський	Бурімський	K_{1-2}*br*		0–26	**Бурімська світа.** Піски зеленкуваті, середньозернисті, глауконітові, вапняки органогенні, глинисті, мергелі. Трепели, опоки
				Аптський	Іршанський	K_1vr		0–7	**Верстви Виржиківського.** Піски крупнозернисті, каолінисті
						K_1sm		0–30	**Смілянські верстви.** Піски сірі, різнозернисті гравелітисті, каолінисті, піщано-каолінові породи, каоліни вторинні зі спорами і пилком покритонасінних рослин, бокситоподібні породи, боксити
				Барремський		K_1rt		0–400	**Ротмистрівські верстви.** Алевроліти та аргіліти темно-сірі, сіруватo-зелені, щільні глинисто-карбонатні з продуктивними пластами горючих сланців, лінзами мергелів, вапняків, пісковиків, брекчіями. Глини аргілітоподібні, піски. Туфолави андезитів, андезито-дацитів
	ЮРСЬКА	СЕРЕДНІЙ		Келовейський		J_2k		0–91	Глини темно-сірі, пісковики карбонатні, вапняки глинисті, мергелі, алеврити
				Байосський-кий-батський		J_2b-bt		0–138	Глини сірі, алеврити, піски з прошарками сидеритів або вапняків у нижній частині розрізу та лінзами бурого вугілля – у верхній. Піски сірі, коричнювато-сірі, різнозернисті, глинисті, вуглисті, пісковики, конгломерати
	ТРІАСОВА	НИЖНІЙ-СЕРЕДНІЙ		Оленьокський-анізійський		T_{1-2}		0–55	Піски і пісковики строкаті, дрібнозернисті, слюдисті, каолінисті, глини цегляно-червоні, карбонатні, піскуваті, щільні

Рис. 3.5. Узагальнена літолого-стратиграфічна схема мезокайнозойських відкладів чохла центральної частини УЩ

Найбільшими є Лебедино-Балаклеївська, Канів-Звенигородська та Кіровоградсько-Новомиргородська річкові палеодолини субмеридіонального простягання завдовжки десятки кілометрів, завширшки до 6–10 км та глибиною 10–60 м, які виповненні нижньокрейдовими та палеоцен-еоценовими вапнисто-теригенно-вуглистими відкладами. Їхні потужності зростають від верхів'їв до усть і від бортів до осьових частин палеодолин. Річкові палеосистеми були спрямовані в бік північного схилу щита та ДДЗ, в область мілководної палеозатоки «моря Архангельського». Нині розбурені густою мережею свердловин і літолого-стратиграфічно вивчені також Шостаківська, Висківська, Созонівська, Знам'янська, Новопразька, Інгуло-Кам'янська, Червоноярська, Зеленівська, Новомиргородсько-Ротмистрівська, Катеринопільська, Носачівська, Бобринецька, Кайтанівська, Вільшанська, Рижанівська, Чигиринська, Тясминська, Ірдинська, Юрківська та інші палеодолини [111].

Чохол Кіровоградського блока УЩ слабко вивчений на алмази і його мінерали-супутники. З погляду екзогенної алмазоносності привабливими є континентальні та прибережно-морські грубоуламкові піщані і піщано-глинисті відклади, які містять складові мантійного походження та алмази. За матеріалами автора перспективними є грубоуламкові породи середньої юри, нижньої крейди (верстви смілянські й Виржиківського), палеоген-неогенові (бучацька світа, полтавська серія), неогенові (балтська світа) та четвертинні відклади.

3.2. Кімберлітова формація

В «ізоморфному» ряді експлозивно-уламкової групи утворень алмазоносна кімберлітова формація Кіровоградського блока слабко індивідуалізована за речовинним складом, утім порівняно добре за будовою, умовами залягання й поширенням. Їй притаманні типовий, близький до ультраосновного склад із підвищеною лужністю, незначна диференційованість кімберлітових тіл (дайки, жили, трубки), складених експлозивною брекчією із мантійними нодулями, структурна приуроченість до розломів і порівняно низька алмазоносність.

До кімберлітової формації блока зачислено *слюдисті кімберліти, кімберлітоподібні породи* та *пікрити й пікритові порфірити* з алмазом та його мінералами-супутниками, які становлять близько 40 % об'єму магматогенних алмазоносних формацій. Ознакою, що зближує ці породи, є їхні тісні парагенетичні зв'язки і генетична спорідненість, які, своєю чергою, зумовлені генетичним зв'язком з підкоровими, верхньомантійними глибинами. Вони є похідними ультраосновних магм з дещо підвищеною лужністю та сформувалися за специфічних протоплатформних умов. Загалом учені описують їх порізно, хоча в структурі протоплатформи вони поширені разом.

У центральній частині Кіровоградського блока схарактеризовано *Щорсівський і Лелеківський прояви слюдистих кімберлітів* дайково-жильної форми середньопротерозойського віку. У Західно-Інгулецькій зоні купольних структур і ранньопротерозойському міжблоковому Криворізькому прогині вивчено, відповідно, *Родіонівський* і *Тернівський прояви кімберлітоподібних порід* у вигляді трубок, дайок та їхніх комбінацій, що сформувалися в герцинський час (девон–перм). Слюдисті пікрити й пікритові порфірити виділено та описано серед *базит-ультрабазитів Знам'янсько-Устинівського поля дайок* середньо-верхньопротерозойського віку (рис. 3.6).

Усі відомі ендогенні промислові родовища алмазів пов'язані звичайно із кімберлітами, що проявлені в експлозивній фації. Відтак, услід за Д.В. Рундквістом [80], імовірно, треба виділяти алмазоносну підформацію кімберлітів та слабкоалмазоносну або практично неалмазоносну кімберлітів і пікритових порфіритів (пікрит-кімберлітів, кімпікритів). За даними автора, породні асоціації кімберлітової формації Кіровоградського блока УЩ належать до *потенційно алмазоносної підформації кімберлітів і пікритових порфіритів*. Переведення її в ранг рудоносної продуктивної потребує подальших досліджень. Вони різні не лише за позицією в ряді геологічна–рудна формація, а й за тектонічними, мінералого-петрографічними, петрохімічними особливостями, які складно діагностувати. У рамках дисертаційної роботи важливіше виявлення їхньої ролі й місця в «ізоморфному» ряді експлозивно-уламкових формацій.

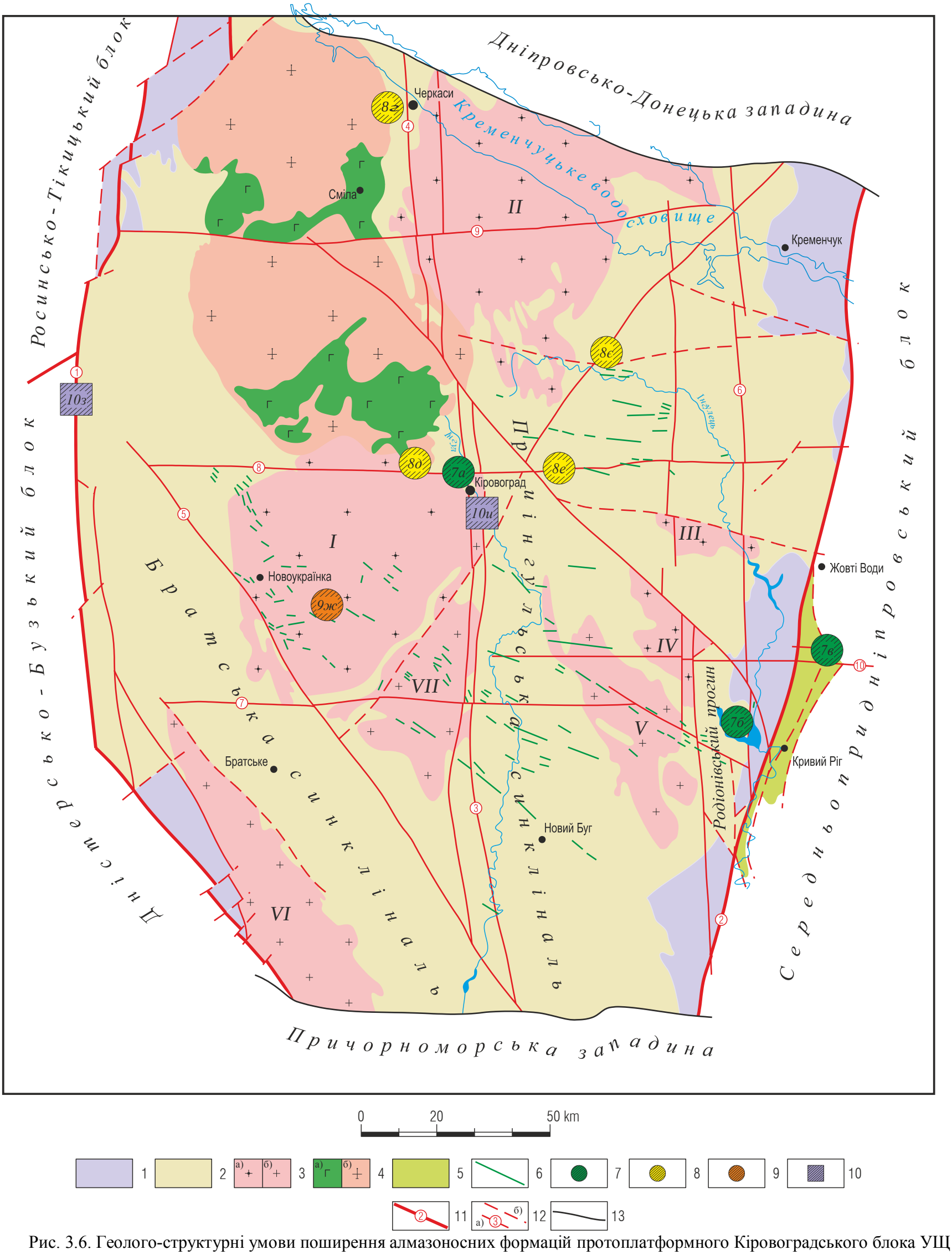


Рис. 3.6. Геолого-структурні умови поширення алмазоносних формацій протоплатформного Кіровоградського блока УЩ (геолого-формаційна основа за даними Є.М. Лазька та ін., 1991):

1 – фрагменти архейського протофундаменту в крайових частинах протоплатформи; ***2*** – нижньопротерозойські стратифіковані гней-сосланцеві товщі проточохла (інгуло-інгулецька серія); ***3*** – масиви гранітоїдів новоукраїнського *(а)* і кіровоградського *(б)* комплексів нижньопротерозойського віку: *I* – Новоукраїнський, *II* – Чигиринський, *III* – Верблюзький, *IV* – Боков'янський, *V* – Долинський, *VI* – Вознесенський, *VII* – Кіровоградсько-Бобринецький; ***4*** – габро-анортозити *(а)* і граніти рапаківі *(б)* корсунь-новомиргородського комплексу середньопротерозойського віку; ***5*** – міжблоковий Криворізький прогин; ***6*** – Знам'янсько-Устинівське поле поширення дайок основних і ультраосновних порід. Алмазоносні і потенційно алмазоносні формації та їхні конкретні прояви: ***7*** – кімберлітова (*7а* – Щорсівський і Лелеківський, *7б* – Родіонівський, *7в* – Тернівський), ***8*** – лампроїтова (*8г* – Руськополянський, *8д* – Грузький, *8е* – Суботцівський, 8є – Зеленогайський), ***9*** – лампрофірова (*9ж* – Рівненський), ***10*** – метаморфічна еклогітоподібних порід (*10з* – Павлівський, *10и* – Клинцівський); ***11*** – міжблокові розривні порушення (цифри в кружечках): *1* – Первомайсько-Трахтемирівський, *2* – Криворізько-Кременчуцький; ***12*** – внутрішньоблокові провідні *(а)* і другорядні *(б)* розломи (цифри в кружечках): *3* – Кіровоградський, *4* – Черкаський (Інгуло-Кам'янський), *5* – Звенигородсько-Ганнівський, *6* – Західно-Інгулецький, *7* – Бобринецький, *8* – Суботцівсько-Мошоринський, *9* – Лукашівський, *10* – Бутівсько-Девладівський; ***13*** – північна і південна межі контурів Кіровоградського блока УЩ.

Найсприятливішими ділянками локалізації тіл кімберлітової формації є зони регіональних глибинних розломів, вузли їхнього перетину і відгалуження, легкодоступні для проникнення мантійного матеріалу. Такими розривними структурами в Кіровоградському блоці УЩ є Кіровоградський розлом.

3.2.1. Лелеківська і Щорсівська дайки кімберлітів

У Кіровоградському блоці УЩ кімберліти вперше виявили О.П. Нікольський та А.К. Прус (ГРЕ №37 ДГП «Кіровгеологія») у 1970–1971 рр. під час різномасштабного геологічного картування в зв'язку із розшуками уранових родовищ. Поблизу м. Кіровограда профілем розшуково-оцінювальних свердловин розкрито два дайково-жильних прояви кімберлітової породи – Щорсівський та Лелеківський. Спершу О.П. Нікольський їх описав як жильні кімберлітоподібні породи та дайки слюдистих пікритів [112, 113]. Зацікавлення до цих порід пожвавилося у 1992 році, коли В.Ю. Чернов здійснював довивчення керна св. 2685 (інт. 345,5–352,6 м) на Лелеківському прояві. Увагу вченого привернула «брекчієва дайкова порода, складена з кутасто-обкатаних уламків зеленкувато-сірих перидотитів у тальк-слюдисто-карбонатному цементі». Під час ґрунтовного мінералого-петрографічного дослідження проф. О.П. Бобрієвич пов'язав дайкову породу з сімейством кімберлітів. У 1995–1997 рр., у результаті здійснення ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» розшуково-ревізійних робіт, свердловини, які пересікли дайково-жильні тіла (св. 2685, 2687, 856), були продубльовані бурінням двох похилих багатостовбурових св. 4095 і 4097.

Лелеківський прояв знаходиться в північно-західній окраїні м. Кіровограда. У 1995 році ГРЕ №37 на ньому пробурено багатостовбурову (31) похилу св. 4095, яка пересікла крутоспадну дайку кімберлітів в інт. 240,0–403,0 м. Розкрита свердловинами її середня потужність по всіх перетинах (42 перетини, у тім числі св. 2685) становить 3,1 м і змінюється від 0,1 до 7,8 м. Морфологія дайки в плані лінзоподібна. Вертикальний розмах тіла 91,6 м. Пробурений максимально по повстанню стовбур св. 4095-1 кімберлітів не розкрив. За

простяганням (аз. прост. 315) дайку простежено на 29,0 м і не оконтурено. Січе вона біотитові гнейси, мігматити, альбітити й гранітоїди кіровоградського комплексу (рис. 3.7). Разом із дайкою виділено локальну від'ємну гравітаційну аномалію інтенсивністю до –0,7 мГл та розмірами 600–700×300–400 м.

Щорсівський прояв знаходиться в 6 км на північний захід від Лелеківського. На ньому пробурено багатостовбурову (11) похилу св. 4097 і отримано 23 перетини через дайку кімберлітів в інт. 133,0–385,0 м, що представлена серією наближених крутоспадних дайок і жил. Розкрита свердловинами їхня потужність змінюється від 0,5 до 18,2 м. Дайку виявлено на абсолютних відмітках +28 –218 м (точки центрів перетину). За простяганням (аз. прост. 335º) її простежено на 80 м. Морфологія дайки в плані лінзоподібна, падіння субвертикальне. Вмісні породи – кіровоградські граніти (рис. 3.8).

Лелеківський і Щорсівський прояви, що представлені наближеними крутоспадними дайково-жильними тілами кімберлітів, приурочені до Лелеківського розлому та мають згідне з ним північно-західне простягання. Лелеківський розлом є північно-західним відгалуженням регіональної Кіровоградської зони глибинних розломів субмеридіонального простягання – найбільшої внутрішньоблокової розривної структури верхньомантійного закладення Кіровоградського блока УЩ. По ній поверхня верхньої мантії зміщена на 7–10 км і є однією із надважливих магмопідвідних каналів [107]. Лелеківський розлом простежений у вигляді насиченої дайками системи протяжних (десятки кілометрів) розривів. Йому притаманні прояви динамометаморфізму зеленосланцевої фації із тілами кварцових брекчій. Динамометаморфізм супроводжувався катаклазом, мілонітизацією та гідротермально-метасоматичними змінами кристалічних утворень (гранітів і гнейсів) у вигляді лужного (натрієвого) метасоматозу з утворенням альбітитів та десиліфікованих альбіт-мікроклінових порід. Такі тектонометасоматичні зони складені великими субпаралельними і кулісоподібними швами тектонітів, що падають на північний схід під кутами 40–65°, та контролюють поширення діафторитів і лужних метасоматитів. Потужність зони тектонометасоматичної переробки до 3–5 км.

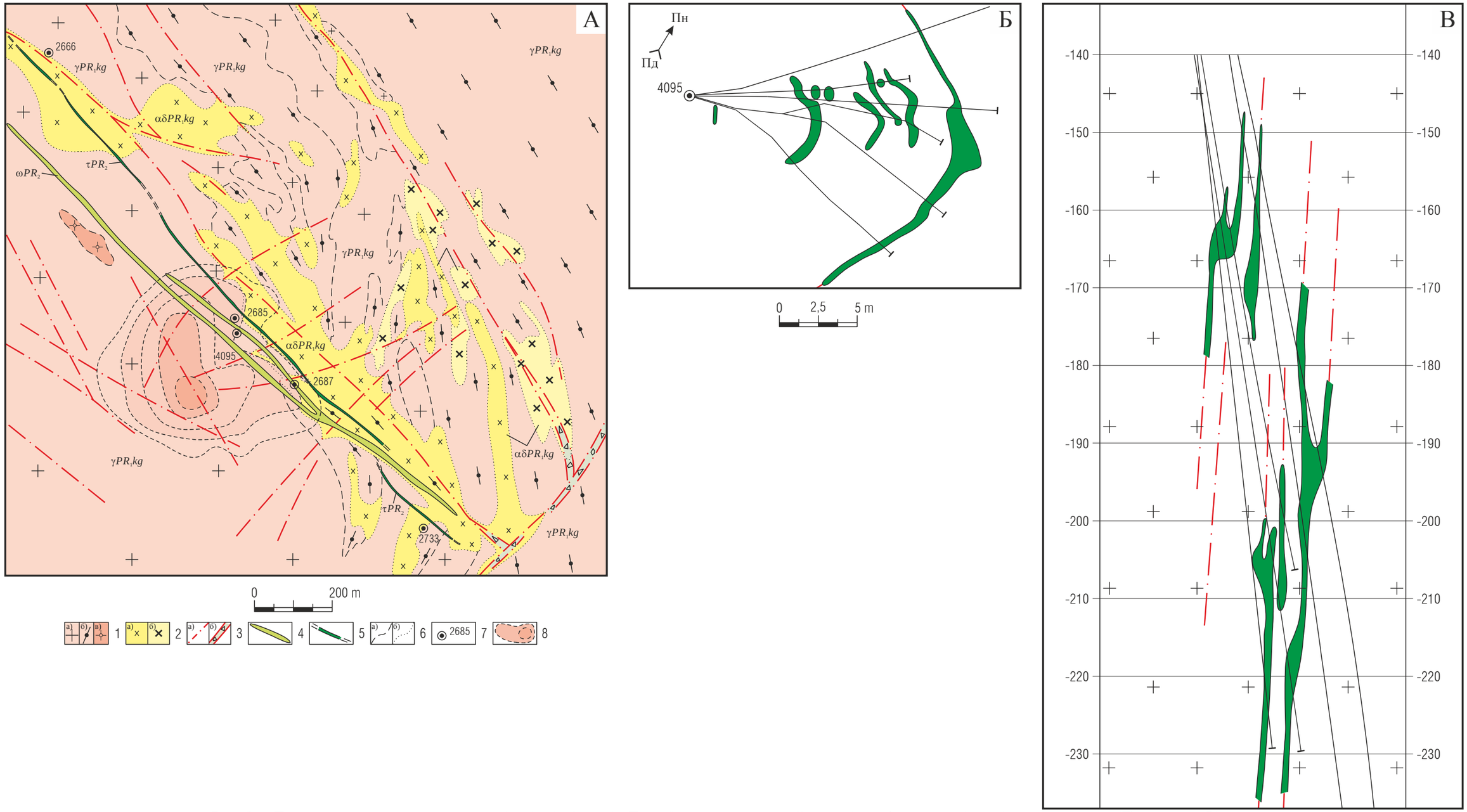


Рис. 3.7. Геолого-структурні умови локалізації кімберлітів Лелеківського прояву *(А)* та їхні морфометричні особливості в плані *(Б)* і розрізі *(В)* за даними багатостовбурової св. 4095 (матеріали ГРЕ №37):

1 – біотитові гранітоїди кіровоградського комплексу *(γPR_1kg)*: *а* – рівномірнозернисті кіровоградського типу, головно дрібно-середньозернисті, *б* – мігматизовані порфіроподібні, *в* – пегматоїдної структури; ***2*** – гідротермально-метасоматичні утворення *($\alpha\delta PR_1kg$)*: *а* – альбітити, *б* – десиліфіковані альбіт-мікроклінові породи; ***3*** – тектонічні порушення: *а* – типові розломи, *б* – зони динамометаморфізму із тілами кварцових брекчій і катаклазитів; ***4*** – дайка пікриту *(ωPR_2)*; ***5*** – дайка кімберлітової породи *(τPR_2)*; ***6*** – типи геологічних меж: *а* – чіткі петроструктурні між кіровоградськими гранітами ультраметаморфічного походження, *б* – поступові фаціальні між гранітами й лужними метасоматитами; ***7*** – бурові свердловини, що розкрили кімберлітову дайку (з їхніми номерами); ***8*** – від'ємна гравітаційна аномалія (Δg_a = –0,7 мГл).

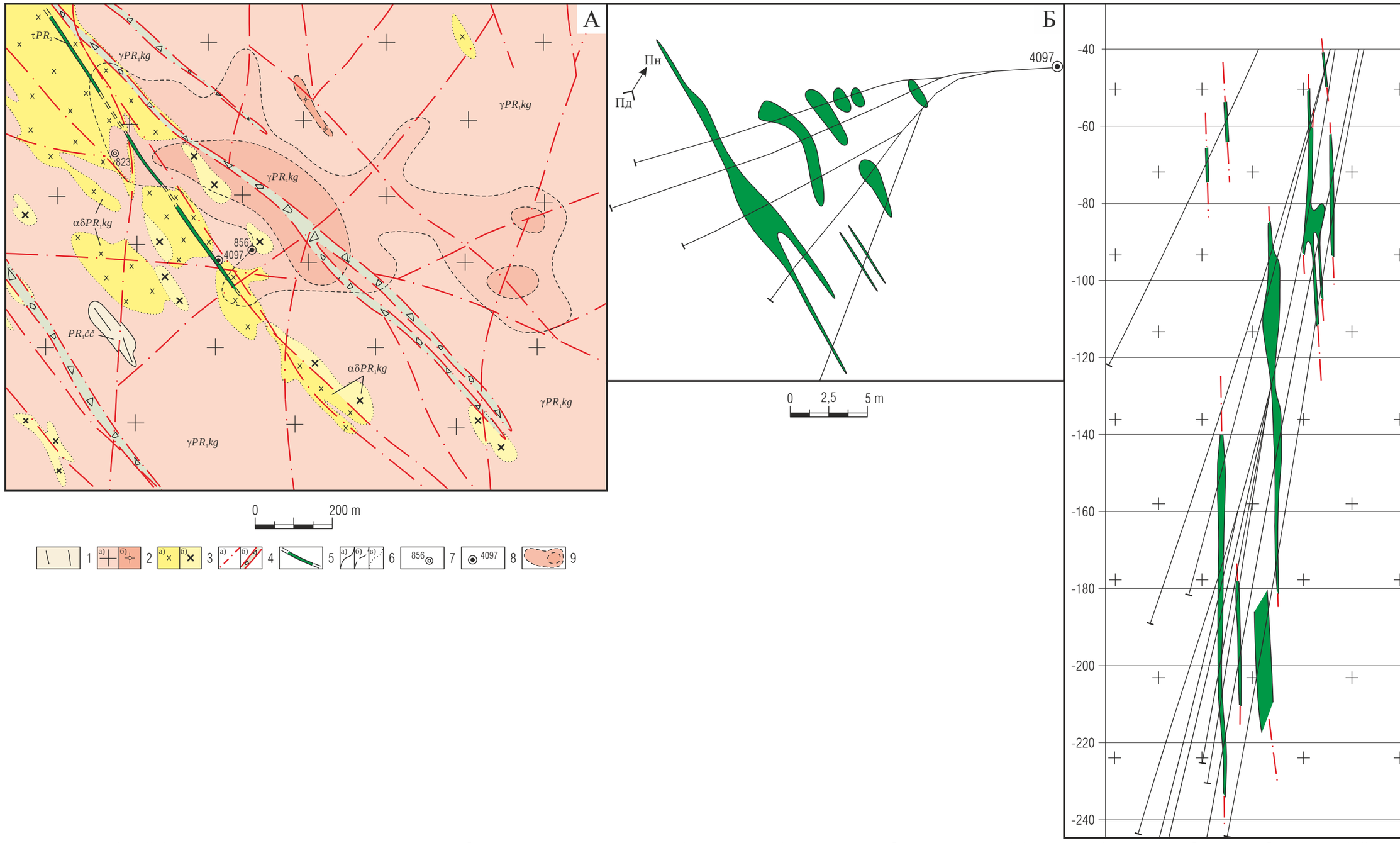


Рис. 3.8. Геолого-структурні умови локалізації кімберлітів Щорсівського прояву *(А)* та їхні морфометричні особливості в плані *(Б)* і розрізі *(В)* за даними багатостовбурової св. 4097:

1 – біотитові гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії *($PR_1čč$)*; ***2*** – біотитові граніти кіровоградського комплексу *(γPR_1kg)*: *а* – головно середньозернисті, *б* – пегматоїдної структури; ***3*** – гідротермально-метасоматичні утворення *($\alpha\delta PR_1kg$)*: *а* – альбітити, *б* – десиліфіковані альбіт-мікроклінові породи; ***4*** – тектонічні порушення: *а* – типові розломи, *б* – зони динамометаморфізму із тілами кварцових брекчій і катаклазитів; ***5*** – дайка кімберлітової породи *(τPR_2)*; ***6*** – типи геологічних меж: *а* – достовірні геологічні між гнейсами чечеліївської світи і гранітоїдами кіровоградського комплексу, *б* – чіткі петроструктурні між кіровоградськими гранітами, *в* – поступові фаціальні між гранітами й лужними метасоматитами; ***7*** – бурові свердловини, що розкрили ураноносні тіла (з їхніми номерами); ***8*** – бурові свердловини, що розкрили кімберлітову дайку; ***9*** – від'ємна гравітаційна аномалія (Δg_a = –0,2 мГл).

Кімберліти дуже добре описані. Спершу їх вивчали фахівці ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія», а згодом залучили до досліджень наукові колективи. В їхню основу лягли матеріали опрацьовування керна св. 2685, 4095, 4097. Результати деталізованих петрографічних і мінералого-петрохімічних досліджень дали підстави зачислити породи дайок до слюдистих кімберлітів (С.М. Бекеша, М.М. Кір'янов, С.Г. Кривдік, О.Ф. Маківчук, Ю.І. Федоришин, С.М. Цимбал, В.Ю. Чернов [114–116]), жильних залізистих кімберлітів лампрофірового типу (О.І. Чашка, О.Н. Тарасюк і ін. [117]), залізистих кімберлітів (О.П. Бобрієвич, В.Б. Василенко [118]) або ще гіпабісальних кімберлітів і мельноїтів (Дж. Стіфенхофер, 1996; К.М. Берджерс, 1997, De Beers).

Дайки за будовою і складом близькі. Їх об'єднує належність до гіпабісальної фації, що підтверджує порфірова структура й брекчієва текстура, калієва специфіка складу й інтенсивні вторинні зміни. Наші дослідження породи в шліфах показали, що дайки представлені серпентинізованим дрібнопорфіровим слюдистим кімберлітом, іноді брекчійованим зі значним вмістом ксенолітів. Кімберліт темнозабарвлений, складений дрібно-середньозернистою основною масою флогопіт-олівінового, олівін-кальцит-флогопітового складу із діопсидом, амфіболом (тремоліт і рихтерит?), апатитом, яка цементує ксеноліти і ксенокристали (рис. 3.9). Загальний об'єм матриксу сягає 80 % породи.

Дрібнопорфірова структура зумовлена фенокристалами інтенсивно серпентинізованого олівіну-І і флогопіту-І, деколи діопсиду-І, загальна кількість яких не перевищує 10–15 %. Форма зерен олівіну-І опукло-овальна, оплавлена, розміри 1–2 мм, зрідка до 5 мм. Вони заміщені псевдоморфозами серпентину, сумішшю пластинчасто-волокнистого антигориту-лізардиту, хризотилу і рудного мінералу у вигляді точкових агрегатних скупчень магнетиту. Флогопіт-І пластинчастого габітусу розмірами від 1–1,5 до 3–4 мм, іноді деформований з резорбцією крайових частин та обростанням магнетитом або з тонкою карбонатною облямівкою по периферії. Флогопіт теж зазвичай заміщений змішаним хлорит-рудним агрегатом. Діопсид-І утворює разом з олівіном і флогопітом ідіоморфні або ксеноморфні виділення в основній масі.

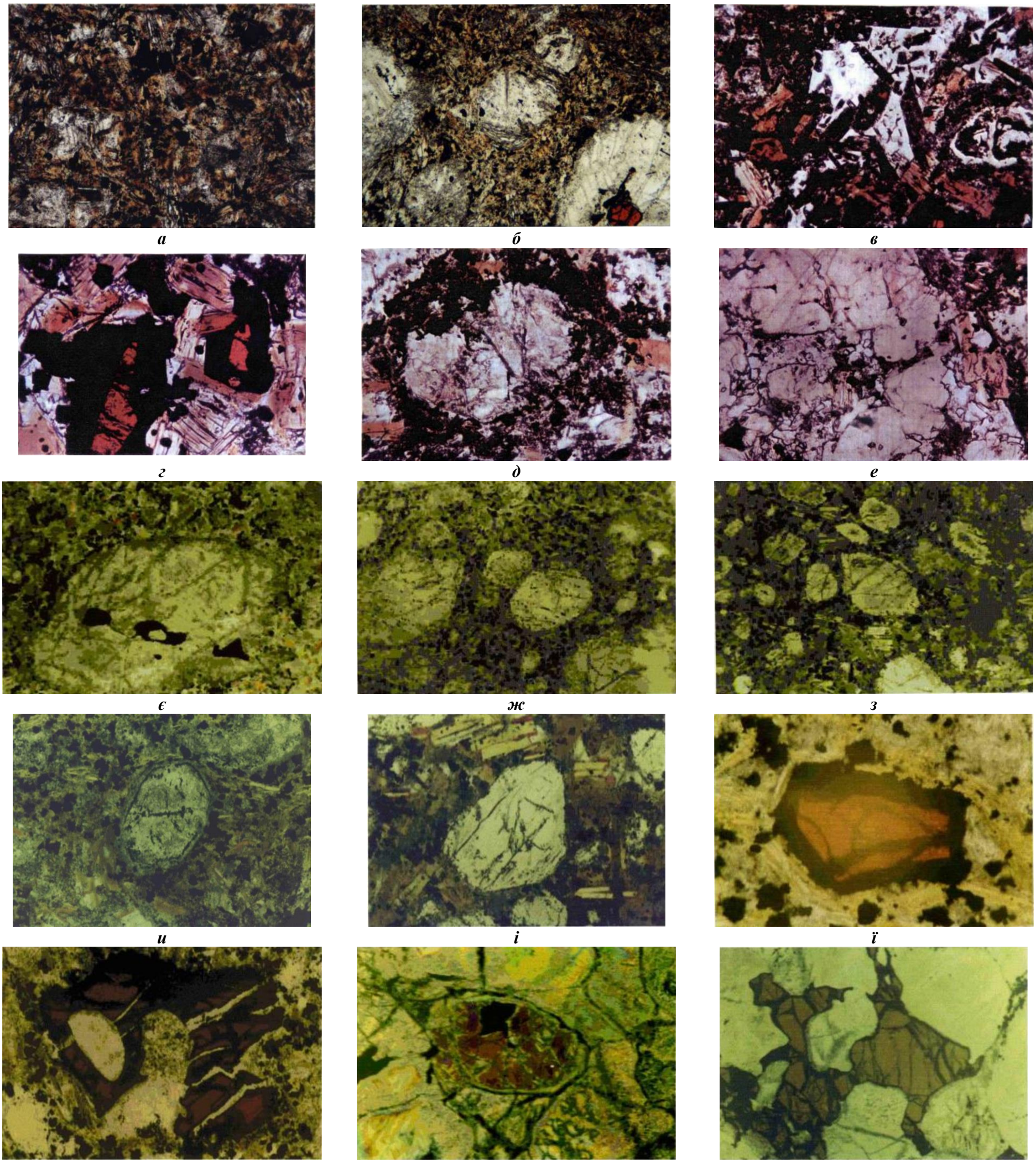


Рис. 3.9. Загальні структурно-текстурні особливості кімберлітів центральної частини Кіровоградського блока УЩ. Ніколі || (40–250×):

Лелеківський прояв: ***а, б*** – флогопіт-олівіновий кімберліт дрібнозернистої структури (св. 2685, гл. 346,5 м): ***а*** – фрагмент карбонатизованої і серпентинізованої флогопіт-олівінової основної маси з пилуватими виділеннями магнетиту; ***б*** – ідіоморфні фенокристали серпентинізованого олівіну з включенням хромшпінеліду (червоний справа внизу) у магнетит-флогопіт-олівіновому матриксі; ***в–е*** – діопсид-флогопіт-олівіновий кімберліт середньозернистої структури (св. 4095-3, інт. 313,6–313,8 м): ***в*** – включення серпентинізованих діопсиду, хромшпінеліду (зліва і внизу) і флогопіту в серпентин-карбонатній основній масі; ***г*** – ксеноморфні виділення хромшпінеліду серед магнетиту (чорний); ***д*** – карбонатизовані і серпентинізовані фенокристали олівіну в оточенні дрібних виділень флогопіту (темний); ***е*** – фрагмент серпентин-карбонатного прожилку в кімберлітах.

Щорсівський прояв: ***є*** – порфірове виділення олівіну ранньої генерації з ксеноморфними включеннями повністю келіфітизованого піропу у флогопіт-олівіновому кімберліті (шл. Т-97-22); ***ж*** – серпентинізовані виділення олівіну ранньої генерації в серпентин-карбонат-флогопітовому кімберліті (шл. Т-97-33); ***з*** – фрагмент матриксу слюдистого кімберліту, представленого олівіном, серед маси флогопіту (тетраферифлогопіту), карбонату, серпентину з рудним мінералом (шл. Т-97-22); ***и*** – зерно олівіну пізнішої генерації (у центрі) у вигляді доволі чітких кристалів без ознак оплавлення у дрібнозернистій масі кімберліту (шл. Т-97-33); ***і*** – серпентинізований олівін ранньої генерації (у центрі), оточений рудним магнетит-перовськітовим агрегатом у слюдистому кімберліті (шл. Т-97-40); ***ї*** – кристал піропу (червоний у центрі) з келіфітовою облямівкою і лейстами флогопіту в матриксі кімберліту (шл. Т-97-33); ***й –*** неправильні виділення хромшпінеліду з овальним включенням олівіну і келіфітовою каймою (шл. Т-97-25); ***к*** – кристал олівіну ранньої генерації (у центрі) з включенням келіфітизованого гранату (чорний) в серпентин-тальковому агрегаті, що утворився по автоліті гранатового дуніту (шл. Т-97-45); ***л*** – ксеноліт аподунітового серпентиніту із мікропрожилковими виділеннями повністю келіфітизованого гранату (шл. Т-97-45).

Найголовніші породоутворювальні мінерали основної маси кімберлітів – олівін-II і флогопіт-II. Флогопіт іноді переважає над олівіном і утворює дрібнолускуваті вкраплення. Загальна його кількість у матриксі породи становить від 10 до 30–40 %. Поодинокі більші луски флогопіту мають притаманну зональність за забарвленням: центральна їхня частина яскраво-коричнева із нормальною схемою абсорбції, крайова – червонувата зі зворотною схемою (тетраферифлогопіт). Мікрозондові визначення хімічного складу подібного флогопіту (табл. 3.5) дають змогу припустити, що такого типу зональність зумовлена зменшенням титанистості і глиноземистості від центру до країв лусок у процесі їхньої кристалізації й зростанням у тому ж напрямі вмісту Mg і Fe^{3+}.

Окрім того, в основній масі слюдистих кімберлітів діагностовано дрібні хромшпінеліди, титано- й хроммагнетит, перовськіт, ільменіт, рутил, кальцит (вторинний і первинний), хлорит, тальк, серпентин та інші вторинні мінерали, сульфіди (пірит, піротин), самородне золото.

У кімберлітах усюди поширені по-різному орієнтовані карбонатні й серпентинові прожилки. Макроскопічно порода має магматичний вигляд гіпабісальної фації. У призальбандових частинах дайок проявлені зони закалювання потужністю від 3–5 до 10 см, що виражені афанітовими (мікро- і криптокристалічними), іноді склуватими структурами.

Таблиця 3.5

Хімічний склад флогопіту з кімберлітів Лелеківського прояву за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	центр	центр	край	край	центр	центр	центр	край	край	край
SiO_2	38,65	39,15	39,88	39,87	36,92	36,98	37,28	34,27	37,28	34,04
TiO_2	3,01	2,37	1,76	1,71	2,71	3,52	3,99	0,23	4,37	0,32
Al_2O_3	9,68	9,73	8,51	8,41	15,10	14,50	15,26	14,63	15,84	14,57
Cr_2O_3	0,07	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,09	0,02	0,09	0,01
FeO	9,15	8,62	8,48	8,78	10,00	8,91	8,14	13,18	7,93	10,49
MgO	20,24	21,23	22,50	22,84	23,40	21,62	21,74	27,50	21,90	29,48
MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,07	0,13	0,14	0,03
CaO	0,02	0,02	0,06	0,05	0,04	0,05	0,02	0,13	0,11	0,07
Na_2O	0,07	0,26	0,44	0,17	0,22	0,11	0,07	0,05	0,25	0,10
K_2O	9,30	9,24	9,33	8,64	7,74	9,61	10,51	0,36	10,17	1,52
Сума	**90,29**	**90,75**	**91,06**	**90,58**	**96,36**	**95,41**	**97,17**	**90,50**	**98,08**	**90,63**

Примітка. Аналізи виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М.).

В уламковому матеріалі кімберлітів переважають інтенсивно змінені зеленкувато-сірі округлі, «галькоподібні» або гострокутні мантійні ксеноліти з ксенокристалами глибинних мінералів дунітового та перидотитового парагенезисів. Серед них С.М. Цимбал і С.Г. Кривдік виділили дуніти, хромшпінелеві гарцбургіти, лерцоліти, високоглиноземисті ультрабазити (ортопіроксеніти), гранатові еклогітоподібні породи, гліммерити [116, 119]. Складені вони сумішшю пластинчасто-волокнистого серпентину, баститу, магнетиту, реліктів хромшпінелідів. Розміри ксенолітів від 2–8 мм до декількох сантиметрів. В окремих інтервалах їхня кількість іноді сягає 30–50 %. Ксеноліти корових порід відсутні, лише подекуди наявні альбітити.

Брекчієва текстура кімберлітів чітко проявлена тільки на окремих інтервалах, а загалом переважають дрібнопорфірові породи без ксенолітів. Поміж ксеногенних мінералів глибинних парагенезисів нами визначено ксеноморфні олівін і хромшпінеліди (від пікотиту до хроміту), деінде наявний ортопіроксен (енстатит) і дуже зрідка клінопіроксен (хромдіопсид), гранати піропового й альмандин-піропового складу, рутил. У продуктах термохімічного розкладання (КВ УкрДГРІ; De Beers) виявлено шість кристалів алмазу розмірами до 0,22 мм. Корові парагенезиси представлені поодинокими дрібними лусками залізистих слюд, мусковіту, ортопіроксеном, амфіболами типу антофіліту-кумінгтоніту, роговою обманкою, гранатами альмандинового складу, ільменітом, сфеном і іншими мінералами (кварцом, польовими шпатами), які потрапили в кімберліти із корових порід (гнейсів, гранітів, альбітитів). Хімічний склад ксеногенного ільменіту зі слюдистих кімберлітів Лелеківського прояву такий, ваг. %: SiO_2 – 0,33; TiO_2 – 50,51; Al_2O_3 – 0,23; Cr_2O_3 – 0,15; FeO – 41,81; MgO – 0,15; MnO – 7,66; CaO – 0,16.

Кімберліти Лелеківського й Щорсівського проявів інтенсивно змінені та перетворені постмагматичними процесами. Вони серпентинізовані, карбонатизовані, хлоритизовані, зрідка отальковані й окварцьовані. За нашими даними (табл. 3.6) й іншими визначеннями [115, 118], за вмістом ΣFeO, CaO, K_2O, Al_2O_3 породи близькі до кімберлітів із підвищеним вмістом SiO_2 (21,08–51,18

%), $FeO+Fe_2O_3$ (5,7–13,59 %), TiO_2 (0,93–4,58 %), K_2O (0,11–3,98 %), Al_2O_3 (1,47–10,35), P_2O_5 (0,13–2,28 %) та трішки зниженим MgO (10,68–26,40 %). За хімічним складом основної маси вони близькі до слюдистих (лампрофірових) і слюдяних (лампроїтових) кімберлітів інших промислово алмазоносних регіонів світу і відповідають середньому хімічному складу слюдяного кімберліту (рис. 3.10). Як випливає із класифікації В.О. Благулькіної [120], їх можна віднести до помірнолужних залізистих кімберлітів петрохімічного типу III. Для них характерний специфічний набір некогерентних елементів-домішок: K, Ti, P, Ba, Ta, Nb, Zr, Hf, U, Th, TR, що не притаманно справжнім слюдистим кімберлітам, а олівіновим лампроїтам.

Таблиця 3.6

Хімічний склад кімберлітів Лелеківського прояву

№ св.	4095				2685		Кімберліти (3) Якутії (Ілупін, Лутц, 1970)	Кімберліти (4) Південної Африки (Gurney, Ebrahim, 1973)
№ стовбура	4095-4		4095-16					
Гл., м	333,8	348,2	356,4	358,5	325,6	345,5		
Компоненти	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	31,43	34,21	33,49	35,99	33,37	34,95	27,64	36,36
TiO_2	1,64	0,45	1,67	1,25	1,98	1,87	1,65	0,98
Al_2O_3	4,12	1,97	4,67	3,69	6,96	2,21	3,17	5,13
Cr_2O_3	0,27	0,46	0,32	0,30	0,21	0,21	0,14	0,22
Fe_2O_3	10,78	4,46	7,87	7,56	2,06	2,31	5,40	7,71
FeO	1,95	1,67	2,03	1,86	5,02	3,89	2,75	–
MnO	0,16	0,09	0,29	0,41	0,35	0,20	0,13	0,16
MgO	19,54	14,45	22,05	15,84	15,55	15,27	24,31	17,43
CaO	12,18	22,31	9,98	17,72	14,30	16,89	14,13	11,16
NiO	0,10	0,30	0,22	0,27	–	–	–	–
K_2O	1,65	0,07	1,15	0,62	0,30	0,10	0,79	1,52
Na_2O	0,35	0,18	0,24	0,14	0,10	0,12	0,23	0,42
P_2O_5	0,27	0,10	0,35	0,32	0,49	1,26	0,55	0,55
H_2O^+	–	–	–	–	4,41	3,59	7,89	–
H_2O^-	2,18	0,48	0,17	0,16	0,08	0,26	–	–
CO_2	6,80	14,01	11,35	9,87	13,87	14,37	10,84	–
SO_3	–	–	–	–	0,36	0,58	–	–
$S_{заг}$	0,24	0,22	0,12	0,10	–	–	–	–
В. п. п.	6,03	4,24	4,33	4,17	–	–	–	–
Сума	**99,99**	**99,67**	**100,30**	**100,27**	**99,41**	**98,08**	**99,86**	**81,64**

Примітки: ***1, 2*** – діопсид-флогопіт-олівіновий кімберліт із неправильно-такситовими виділеннями кальциту; ***3, 4*** – флогопіт-олівіновий кімберліт; ***5, 6*** – карбонатизований кімберліт із підвищеним вмістом апатиту. Аналізи ***1–4*** виконано в ІГГГК НАН України (аналітик В.Л. Крижевич), ***5, 6*** – КВ УкрДГРІ (м. Сімферополь). У дужках – кількість аналізів.

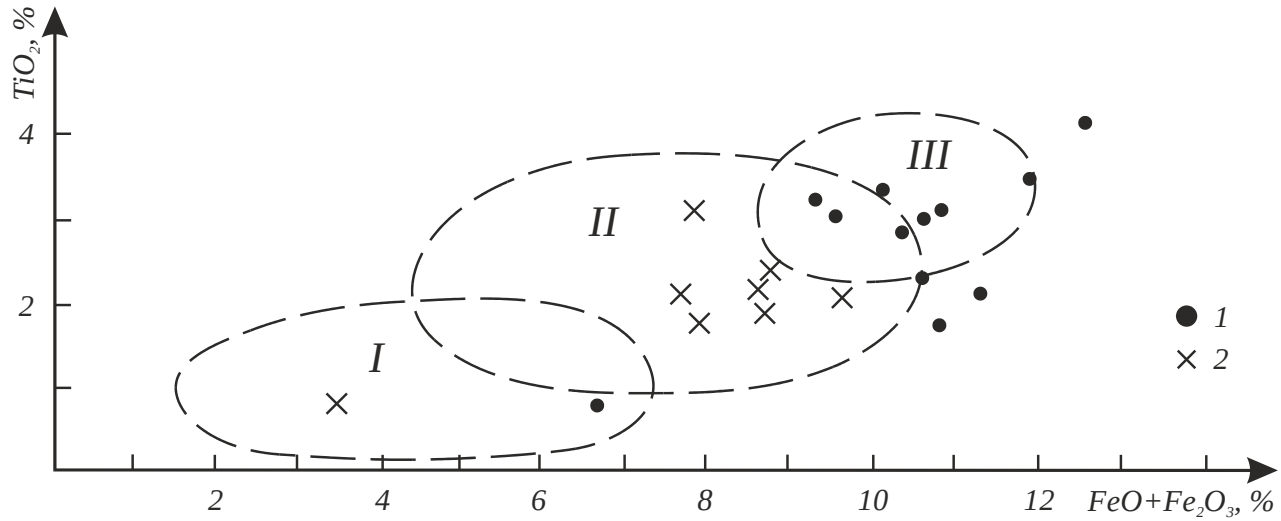


Рис. 3.10. Діаграма TiO_2 – ($FeO+Fe_2O_3$) для кімберлітів Лелеківського і Щорсівського проявів (за С.М. Цимбалом та ін. [115]):

Петрохімічні поля кімберлітів: ***I*** – масивних (базальтоїдних); ***II*** – слюдистих (лампрофірових); ***III*** – слюдяних (лампроїтових). *Прояви:* ***1*** – Лелеківський, ***2*** – Щорсівський.

На думку С.М. Цимбала й ін. [115], за мінералогічними, петро- і геохімічними ознаками кімберліти Лелеківського і Щорсівського проявів несхожі на типові базальтоїдні кімберліти, натомість близькі до слюдистих їхніх відмін і флогопіт-олівінових лампроїтів. На користь лампроїтів свідчить характерний «некімберлітовий» набір мінералів основної маси (апатиту, тетраферифлогопіту, рихтериту), відсутність кімберлітових мінералів-супутників алмазу (піропу, пікроільменіту, хромдіопсиду), незвичний підвищений вміст TiO_2, K_2O, P_2O_5 і TR. Зазначені ознаки зближують ці утворення з поширеними в Західній Австралії алмазоносними олівіновими лампроїтами. Натомість значні вмісти мантійних ксенолітів, олівіну, хромшпінелідів і порівняно незначний флогопіту, наявність ранньо- (первинного) й постмагматичного (вторинного) кальциту, відсутність притаманних лампроїтам лейциту й типоморфних акцесорних мінералів – прайдериту, джепеїту, вейдиту й щербаковіту, підвищена залізистість і магнезіальність основної маси вказують на їхню генетичну спорідненість з кімберлітами. С.Г. Кривдік уважає, що більше підстав відносити ці породи є до олівінових лампроїтів, аніж до слюдистих кімберлітів.

Установлено, що дайки кімберлітів січуть пегматити й ураноносні альбітити (1800–1750 млн. р. [121]) та містять їхні ксеноліти. За даними О.П. Нікольського [112, 113], вік флогопіту (K-Ar метод) з кімберлітоподібних порід

Щорсівської дайки 1815 млн. р., а зі слюдистих пікритів Лелеківської дайки – 1900 млн. р. Натомість кімберлітові дайки прорвані дайками діабазів, пікрит-діабазів і пікритів віком 1780–1550 млн. р. [122]. Є.В. Юткіна, В.А. Кононова, С.М. Цимбал і ін. здійснили повторне визначення абсолютного віку і вивчення ізотопно-геохімічних особливостей кімберлітів Щорсівської і Лелеківської дайок. За породою та флогопітом (K-Ar і Rb-Sr методи) з дрібнозернистої основної маси меланократових слюдистих кімберлітів ученими підраховано вік, відповідно, 1800 і 1770±9,4 млн. р. [123].

У 2001 році на Лелеківській і Щорсівській від'ємних гравітаційних аномаліях пробурено два профілі з 30 розшуково-картувальних свердловин з метою вивчення речовинного складу базальних відкладів кори звітрювання порід кристалічного фундаменту над дайками кімберлітів. У протолочних пробах кори звітрювання над кімберлітами Лелеківської дайки встановлено мінеральні парагенезиси з проявами окиснювальних процесів, що притаманні зоні гіпергенезу гранітів. Алмазів і його мінералів-супутників при цьому не виявлено. Відтак, Лелеківська дайка щонайменше на площі буріння представлена інтрузивною фацією, є «сліпою» та не виходить на денну поверхню.

Під час вивчення кори звітрювання кімберлітів Щорсівської дайки виявлено аповулканогенні каолін-монтморилонітові глини, що розвинуті по ультраосновних породах. Глини блакитнувато-зелені, зеленкувато-сірі, у щебенистій і каолін-гідрослюдистій зонах яких наявні релікти кімберлітів. Подібний *in situ* ореол завширшки 50 м глинисто-гідрослюдисто-щебенистого матеріалу з уламками кімберлітів розміром 0,1–10 см простежено свердловинами на 200 м. Зміна простягання ореолу із північно-західного (уздовж Лелеківського розлому) на субширотний дає підстави передбачити два напрями проникнення дайок – північно-західний і північно-східний зі структурно-тектонічним вузлом у зоні їхнього перетину. У вузлі потужність дайок зростає в 3–5 разів від 7,8 м до 18,2 м, що підтверджено бурінням. На таких ділянках можливе утворення незначних за розміром (до 50 м) трубок [124]. Однак вони належать до пізніх експлозивних фацій розвитку вулканічних систем на відміну від дайок

із головно масивними порфіровими кімберлітами гіпабісальних фацій. Дайки є ранньою, початковою фазою формування підвідного каналу трубок, первинна магма яких виникла в області графіт-піропової фації глибинності мантійного субстрату [119], тому навряд будуть промислово алмазоносними.

Так як слюдисті кімберліти і інші комагматичні дайкові породи (діабази, пікрити, пікритові порфірити) приурочені до вузла перетину зон Кіровоградського та Суботцівсько-Мошоринського глибинних розломів, це дає підстави прогнозувати на цій ділянці кімберлітове поле лінійного типу [115]. Кімберлітові поля (зони) із дайково-жильними тілами слюдистих кімберлітів, пікритів, альнеїтів, камптонітів, мінет і карбонатитів, нерідко алмазоносних, відомі на півночі Якутії (Омонос-Укукітське поле й ін.), Гвінеї (зони Фенарія, Бунуду), Сьєрра-Леоне (зони Лондо, Райєма), Анголі, Лесото тощо.

Виявлені в Кіровоградському блоці УЩ слюдисті кімберліти є одними із найдавніших у світі. Вони утворилися в результаті часткового плавлення мантійного субстрату віком більше 2100 млн. р. За даними С.М. Цимбала [125], джерелом виплавок була помірнодиференційована, різною мірою деплетована та метасоматизована верхня мантія. Проникнення кімберлітового розплаву до поверхні передувало чи було синхронним початковим фазам утворення Корсунь-Новомиргородського плутону (габро, габро-норити, габро-анортозити, анортозити). Мінерали, які кристалізувалися в області стабільності алмазу, – клінопіроксени із хромшпінелевих лерцолітів і хромшпінеліди з низьким вмістом Cr_2O_3 відсутні. Відтак мантійний матеріал, вірогідно, надходив із незначних глибин мантії (100–150 км). Це дає підстави віднести кімберліти до неалмазоносної фації і пікрит-кімберлітової субформації, що підтверджено С.М. Бекешою й ін. [116]. Натомість наявність поодиноких еклогітових гранатів та клінопіроксенів із гранатових перидотитів свідчить про вірогідність проникнення мантійного матеріалу із глибших верств мантії, як-от, алмаз-піропової субфації глибинності (150–250 км). Утім, геолого-структурні, петрографічні і мінералого-петрохімічні дані все ж таки свідчать, що ці кімберліти малоперспективні щодо їхньої потенційної промислової алмазоносності.

3.2.2. Дайки пікритових порфіритів і слюдистих пікритів як потенційні ендогенні джерела алмазів

Кіровоградський блок УЩ найнасиченіший дайками [122]. Чималу кількість дайок виявлено в 1960–1970 рр. під час буріння свердловин у зв'язку із розшуками родовищ урану, інтерпретовано в гравітаційних і магнітних полях через їхню підвищену щільність і намагніченість порівняно з вмісними породами, багато закартовано в кар'єрах і долинах річок. Дайкові породи Кіровоградського блока УЩ, зокрема, їхні петрофізичні властивості й морфометричні особливості, речовинний склад, вік та закономірності поширення вивчало багато вчених. Серед таких А.К. Ахметшина, Л.Г. Бернадська, Я.М. Бєлєвцев, В.П. Брянський, А.І. Воробей, М.П. Гречишніков, Г.М. Карпов, Ю.В. Кононов, Ф.Й. Котловська, З.О. Крутиховська, В.А. Крюченко, А.К. Мигута, І.К. Пашкевич, Л.Г. Ткачук, І.С. Усенко, А.Я. Хатунцева, М.М. Шаталов та ін.

У Кіровоградському блоці УЩ виявлено понад 250 дайок завдовжки від десятків метрів до 45 км та потужністю від 1–5 до 10–15 м, іноді до 30 м і зрідка до 150 м. Дайки крутоспадні (60–80°), плоскої плитоподібної форми, мають субширотне і північно-західне (300–310°), подекуди північно-східне (20–30°) й субмеридіональне (355–5°) простягання. Переважають дайки основних і ультраосновних порід гіпабісальної (лужні габроїди, сієніти) й субвулканічної (діабази, трахіти) фацій. Вони диференційовані за складом і представлені всіма різновидами порід від перидотитів і пікритів через пікрит-діабази і діабази до сієнітів нормального (олівінові діабази, лейкодіабази) й помірнолужного рядів (габроїди, кімберліти, лампроїти, пікрити, пікрит-діабази, діабази).

Близько 90 % дайок складені породами основного складу (діабази, габро-діабази, долерити), інші 10 % – лужні габроїди (камптоніти), ультрабазити (пікрити), лужні лампрофіри (мінети), сієніт-порфіри. Найдовшими та найпотужнішими є дайки діабазів, дайки пікритів малопотужні – від перших десятків сантиметрів до перших метрів. Контакти дайок із вмісними породами чіткі, січні тектонічні з проявами метасоматозу, окварцювання, ороговикування.

Дайки згруповані в лінійні зони й утворюють закономірні пояси і системи певного орієнтування, іноді поодинокі рої, що різні за ступенем насичення тріщинними інтрузіями, протяжністю та віком [126, 127]. Вони орієнтовані паралельно до головних зон розломів і витягнуті вздовж них від широти м. Знам'янка на півночі до с. Устинівка на півдні більше як на 100 км. Відтак їх було об'єднано в *Знам'янсько-Устинівське поле дайок*. Багато дайок у басейнах рр. Велика Вись, Чорний Ташлик, Інгул, Інгулець, Березівка.

У другій половині 1980-х рр. ще більше дайок виділив В.А. Крюченко за матеріалами високоточної великомасштабної (1: 10 000) аеромагнітної зйомки. Дайки вченим згруповано в близько 13 потужних і протяжних поясів завширшки від 3–4 до 15–17 км і завдовжки від 30–45 до 80–100 км (рис. 3.11). Найбільші за потужністю, протяжністю й насиченістю дайками Новгородківський, Суботцівсько-Мошоринський, Нерубайсько-Лозуватський і Завадівський пояси [128]. Максимальну їхню кількість закартовано на півдні й південному сході Кіровоградського блока УЩ, що охоплює південну частину Новоукраїнського масиву, майже всю Приінгульську синкліналь і більшість Долинського масиву. Основними напрямами простягання дайкових поясів є два широтних (270 і 280°) і два північно-західних (300 і 315°). Для північної частини блока інтенсивність розвитку тріщинного магматизму помітно знижена.

Вузли перетину поясів мають складну будову й взаємовідношення дайок різних напрямів – «завуальовування» дайок одного простягання дайками іншого, їхні розриви та зміщення. Відтак помітна активніша роль субширотних зон тріщино- та дайкоутворення порівняно з північно-західними, що свідчить про пізніше проникнення частини дайок по субширотних зонах тріщинуватості. У західному напрямі за межами північно-західного та західного контактів Центрального осьового підняття дайки поодинокі або невідомі. Мабуть, вони різко зникають у зв'язку з потовщенням земної кори (до 50–60 км). Іноді помітний певний взаємозв'язок між напрямами простягання дайок і їхнім складом. Дайки перероблені накладеними гідротермально-метасоматичними процесами (пропілітизація) з розвитком кобальтпіриту й інших сульфідів.

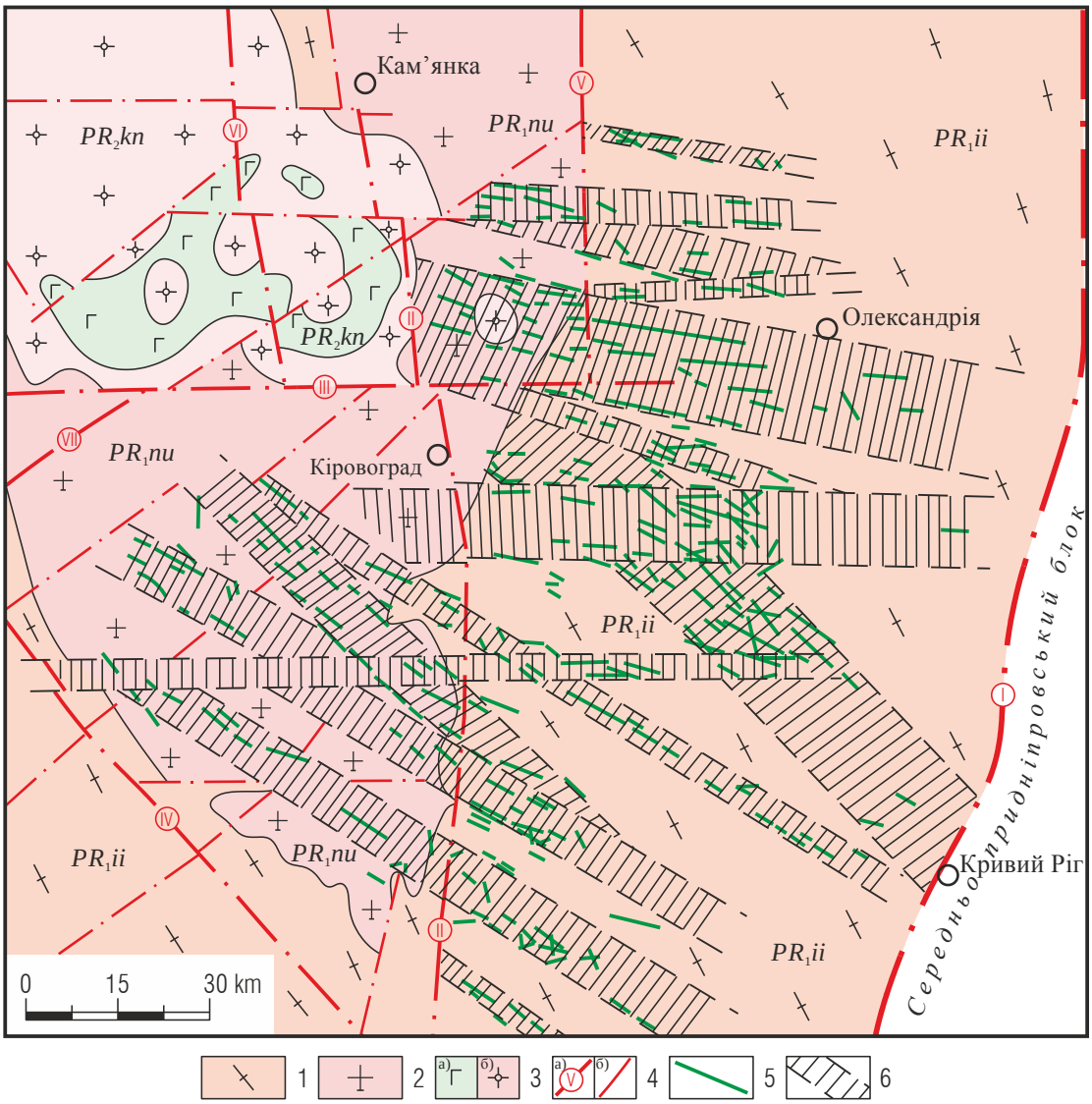


Рис. 3.11. Геолого-структурні умови поширення дайкових систем Кіровоградського блока УЩ (за В.А. Крюченком [128]):

1 – протерозойські метаморфіти інгуло-інгулецького комплексу *(PR_1ii)*; ***2*** – граніти новоукраїнського комплексу *(PR_1nu)*; ***3*** – габроїди *(а)* і граніти рапаківі *(б)* корсунь-новомиргородського комплексу *(PR_2kn)*; ***4*** – розривні порушення (*а* – підкорові, *б* – корові) та їхні номери (у кружечках): *I* – Криворізько-Кременчуцький, *II* – Кіровоградський, *III* – Суботцівсько-Мошоринський, *IV* – Ганнівський, *V* – Знам'янський, *VI* – Канізький, *VII* – Глодоський; ***5*** – дайки основних порід, що виділені за даними великомасштабної аеромагнітної зйомки; ***6*** – поясоподібний розвиток процесів тріщино- та дайкоутворення.

У 1977–1979 рр. на Знам'янсько-Устинівському полі поширення дайок здійснено загальні планомірні розшуки алмазів [129]. Підґрунтям для реалізації робіт було виявлення під час геологічної зйомки потенційно алмазоносних дайок основних–ультраосновних порід підвищеної лужності, у тім числі малопотужних (до 2,5 м) тіл слюдистих пікритів та пікритобазальтів ефузивного вигляду. Розшукові роботи полягали в шліховому пробовідбиранні алювію гідромережі й відслонень пісків осадового чохла в басейні р. Інгул, а та-

кож у детальному дослідженні дайкових порід у керні свердловин та кар‘єрах і природних відслоненнях. У результаті мінералогічного вивчення декількох сотень шліхових проб алмазів і його мінералів-супутників не виявлено.

Помітних успіхів досягнуто під час петро- й геохімічного вивчення дайкових порід основного-ультраосновного складу. А.І. Воробей установив їхню генетичну спорідненість до олівін-базальтової формації [130]. В її складі вчений виділив три комплекси, перші два з яких верхньопротерозойського віку:

1) габро-верлітовий або перидотитовий (перидотити, габро-піроксеніти, піроксеніти, роговообманкові габро, меланократові габро-діабази);

2) діабаз-пікрит-базальтовий, який розділено на два субкомплекси: а) пікрит-базальтовий (пікритові, пікрит-базальтові і базальтові порфірити, пікрити й ін.) та б) діабазовий (олівінові діабази, діабази, лейкодіабази);

3) верхньопалеозойський порфіровий (вогезити, роговообманкові сієніт-порфіри, мінети, кварцові порфіри, ліпарито-дацити).

У перидотитах і піроксенітах габро-верлітового і пікритових порфіритах діабаз-пікрит-базальтового комплексів установлено поодинокі зерна альмандину, хромшпінеліду і муасаніту. Відтак, утворення пікрит-базальтового субкомплексу вчений пов’язав з кореневими частинами ефузивних тіл субвулканічної асоціації. З урахуванням слабкої диференційованості за складом і наявності низькоглиноземистих ультрабазитів (пікритів, пікритових порфіритів) магнезіально-силікатного ряду із виразними мигдалекам’яними текстурами в тонкозернистій чи склуватій основній масі ці породи віднесено до комагматів кімберлітів. Найближчими до них за структурно-текстурними рисами й хімічним складом визнано слюдисті пікрити та пікритові порфірити.

За порівняно рівномірного розвитку в межах Знам’янсько-Устинівського поля дайок діабазів, особливо багато тріщинних інтрузій пікрит-базальтового субкомплексу закартовано поблизу м. Кіровограда. Вони локалізовані на незначній за розмірами, структурно подовгуватій у північно-західному напрямі (320–330°) смузі складної форми завдовжки 10–15 км і завширшки 5–6 км у північно-західній та до 2 км у південно-східній її частинах – Інгулецьке поле

дайок. Так, на площі 10 км^2 закартовано 33 субмеридіональних дайки пікритів, десять – субширотних дайок діабазів і три – лампрофірів (сієніт-порфірів) північно-західного простягання. Їхня потужність від 0,2–0,5 до 1,0–2,5 м, зрідка від 3,5–4,0 до 7–9 м. З геолого-структурної позиції ділянка значного скупчення дайок, тобто корінних частин зеродованих вулканічних споруд, знаходиться в південно-східному екзоконтакті Корсунь-Новомиргородського плутону у вузлі перетину субширотної Суботцівсько-Мошоринської, субмеридіональної Кіровоградської й північно-західної Лелеківської зон глибинних розломів. Ураховуючи це, а також ознаки брекчіювання пікритових порфіритів і пікритів, А.І. Воробей припустив наявність на локальній припіднятій ділянці значної за розмірами пізньопротерозойської вулканотектонічної структури – Кіровоградського вулканічного апарату тріщинного типу з проявами потенційно кімберлітоносної лужно-ультраосновної (і базальтоїдної) магми. Вірогідними корінними фрагментами вулкана могли бути неметаморфізовані дайки, що відігравали роль підвідних каналів [130].

Мінералого-петрографічне вивчення пікритових порфіритів й їхніх слюдистих відмін у шліфах показало, що вони мають масивну, подекуди мигдалекам'яну текстуру і порфіроподібну структуру. Порфірові вкраплення представлені псевдоморфозами агрегатів серпентину, хлориту, актиноліту й тальку по олівіну (25–35 %, іноді до 37–40 %), інколи піроксеном – титан-авгітом (до 5 %), який також заміщений агрегатом вторинних мінералів, у слюдистих відмінах – біотитом (до 20 %). Основна маса тонкозерниста дрібнолускуватої структури, хлорит-карбонатного складу із бурувато-чорними призматичними зернами титан-авгіту (5–10 %, деінде до 25–40 %), коричнювато-бурою роговою обманкою – керсутитом (5–12 %), лусками яскраво-коричневого титанистого біотиту, що замістив клінопіроксен і рогову обманку, та девітрифікованим склом, зміненим до скупчень віялоподібного хлориту. Інколи наявні ільменіт, магнетит, титаномагнетит.

Фактично скрізь основна маса ультраосновних порід пікритового складу в різній кількості (від 5–7 до 10 %) містить округлі й овальні мигдалини роз-

міром 1–5×4 мм, виповнені хлоритом, карбонатом, інколи альбітом. Окремим інтервалам гіпабісальних порід притаманна брекчієподібна будова, де карбонат-актиноліт-хлоритовий агрегат цементує уламки вмісних кристалічних порід, заміщених тією ж асоціацією вторинних мінералів і містить реліктові зерна змінених темнозабарвлених мінералів. У протолочних пробах пікритових порфіритів діагностовано яскраво-рожевий і червоно-рожевий гранат альмандинового ряду від поодиноких до 20–40 знаків розміром 0,1–0,2 мм, муасаніт розміром 0,1–0,4 мм, хромшпінеліди, рутил, графіт і самородну мідь. Алмазів у досліджених пробах не встановлено.

Структура, текстура, мінеральний склад та особливості хімізму вказують на помірнолужний характер деяких пікритів та наближують їх до меймечитів Маймеча-Котуйської провінції Північного Сибіру (табл. 3.7). Пікрити порівняно бідні SiO_2 (34,15–43,00 %) й лугами (Na_2O – до 1,91 %, K_2O – до 2,53 %), утім багаті TiO_2, FeO, Fe_2O_3, MgO й CaO. За геохімічними особливостями пікритові порфірити збагачені некогерентними елементами-домішками: K, Ti, Nb, Zr, Ba, Sr, Sc, La, а також Cu, Ni, Co, Cr, Pb, Hg, CaF_2, натомість бідні V.

Таблиця 3.7

Хімічний склад пікритів і слюдистих пікритів Знам'янсько-Устинівського поля дайок (за Ю.В. Гейко та ін. [131])

№ св.	791	7890	1287		1235	907	1098			
Гл., м	263,0	54,8	360,0–360,3	362,0–362,3	34,3–63,7	171,4	270,4	346,4	235,0	617,2
Компоненти	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	43,00	41,50	39,39	39,75	41,30	34,80	34,15	38,30	37,00	39,91
TiO_2	2,47	3,75	6,32	4,09	3,36	3,58	3,85	3,02	3,31	4,32
Al_2O_3	6,22	8,53	6,20	8,2	11,60	12,50	8,00	6,33	9,91	8,29
Fe_2O_3	4,01	6,89	6,03	6,19	6,60	7,98	4,96	5,38	5,31	3,95
FeO	6,32	9,69	12,93	12,07	10,90	10,70	10,00	9,78	9,92	11,24
MnO	0,18	0,04	0,23	0,23	0,014	0,32	0,23	0,24	0,22	0,21
MgO	19,20	12,05	13,14	13,39	9,94	10,10	13,97	17,35	11,06	12,85
CaO	7,35	9,55	9,39	7,81	7,46	7,92	9,21	7,35	9,21	8,63
Na_2O	Сл.	0,60	0,49	0,81	1,91	0,31	0,45	0,40	0,51	1,18
K_2O	2,53	0,70	2,20	2,44	1,29	0,29	0,73	1,38	1,17	1,31
P_2O_5	–	–	0,45	0,35	0,05	–	0,35	0,27	0,29	0,42
SO_3	–	0,56	1,1	0,67	0,48	–	0,08	0,10	–	–
H_2O^-	0,61	–	0,15	0,01	–	0,12	0,45	0,30	0,34	0,64
В. п. п.	3,68	5,75	2,91	2,73	2,7	10,20	13,55	9,58	11,64	6,89
Сума	**99,8**	**99,61**	**100,78**	**98,72**	**97,60**	**100,00**	**99,51**	**99,48**	**99,86**	**99,20**

Закінчення табл. 3.7

№ св.	915	990		1366	5882		869	7890		6067
Гл., м	332,0	285,5	252,6	290,2	59,0	55,0	146,7	45,5	56,2	478,0
Компоненти	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	36,70	41,77	41,25	39,06	38,98	39,70	41,60	42,58	42,31	43,00
TiO_2	3,70	3,87	4,04	5,28	1,81	2,08	4,75	3,46	2,98	2,22
Al_2O_3	10,60	7,90	7,53	5,80	5,29	7,40	8,58	9,74	9,78	10,10
Fe_2O_3	3,83	5,59	6,73	7,60	6,03	7,40	5,91	4,05	4,88	4,30
FeO	9,04	9,95	9,78	10,04	11,28	10,90	9,96	11,39	11,11	10,20
MnO	0,18	0,23	0,22	0,20	0,23	–	0,23	0,30	0,33	–
MgO	9,36	15,72	14,04	15,30	23,83	22,30	12,03	13,25	14,17	14,10
CaO	10,20	7,26	7,86	10,12	4,65	4,50	8,71	8,27	8,18	8,60
Na_2O	1,28	1,11	1,32	0,77	0,73	1,05	1,57	1,75	1,54	0,77
K_2O	0,35	1,50	1,33	0,82	0,68	1,10	2,34	1,05	1,23	1,76
P_2O_5	–	0,38	0,38	0,22	0,18	–	0,24	–	–	–
SO_3	–	–	–	–	0,12	0,50	–	0,84	0,65	0,15
H_2O^-	0,13	0,35	0,37	0,55	0,57	–	0,29	–	–	0,20
В. п. п.	12,40	4,35	4,90	4,36	5,87	3,30	3,69	3,04	2,52	3,75
Сума	**99,80**	**99,63**	**99,97**	**99,57**	**100,04**	**100,28**	**99,70**	**99,77**	**99,75**	**100,00**

Примітка. ***1–6*** – пікрити, ***7–20*** – слюдисті пікрити.

Хроностратиграфія дайок усередині поясів і їхні просторово-часові співвідношення нині ще не цілком вирішені та дискусійні. Частина тріщинних тіл утворилася, мабуть, ще до проникнення габро, габро-анортозитів і рапаківігранітів Корсунь-Новомиргородського плутону. Відомі також близькі за складом і віком дайки, які пересікають анортозити, натомість прорвані рапаківігранітами. За ізотопним віком (K-Ar метод) дайкові породи Кіровоградського блока УЩ об'єднано в три групи [132–134], млн. р.: 1) давніші 1700; 2) 1500–1200; 3) молодші 1200. Пікритові порфірити Суботцівсько-Мошоринської зони розломів мають вік 1700 і 1230–1100 млн. р. [132]. У Родіонівському районі відомі поодинокі січні тіла пікритів, у тім числі експлозивної фації, які мають палеозойський вік. Значне різноманіття складу і широкий різновіковий діапазон утворення дайок свідчить про неодноразове поновлення магматичної діяльності по одних і тих самих системах тріщин, які, мабуть, були підготовлені тектонічною активністю ще задовго до проникнення гіпабісальних тіл.

Відтак, наявність кімберлітів і генетично споріднених до них пікритових порфіритів і пікритів та сприятлива структурно-тектонічна позиція дайок (вузли перетинів різноорієнтованих глибинних розломів, флексуроподібний пе-

регин поверхні Мохо в зоні Кіровоградського розлому, приуроченість до периферійних частин ізометричних гравітаційних аномалій) дають підстави зачислити Знам'янсько-Устинівське поле і Кіровоградський вулканічний центр (апарат) зокрема, до перспективних на розшуки родовищ алмазів власне магматичного (кімберлітового, лампроїтового, лужно-базальтоїдного) генезису – у слюдистих пікритах і пікритових порфіритах. Однак у зв'язку із незначною кількістю і вагою вихідних проб (до 1 кг) попередні висновки щодо їхньої алмазоносності є наближеними. Завищені вмісти $FeO+Fe_2O_3$, TiO_2, Al_2O_3 та понижені MgO в пікритах порівняно з алмазоносними кімберлітами Африки та Якутії помітно знижують вірогідність промислової алмазоносності дайок лужно-ультраосновних порід.

На вірогідність виявлення нових потенційно алмазоносних тіл дайкової і трубкової форм вказують структурно-тектонічні особливості, умови залягання та речовинний склад ультраосновних порід. Принципова позиція Кіровоградського вулканічного центру на піднятому блоці свідчить, що в зв'язку зі значним рівнем ерозійного зрізу (3–5 км) на цій ділянці збереглися лише кореневі частини (підвідні канали), напевно, цілком зародованих трубок лужно-ультраосновних порід, представлених пікритами й пікритовими порфіритами субвулканічної фації протерозойського віку. Тому потенційно алмазоносні породи можна виявити тут у вигляді дайок пікритового складу, серед яких вірогідні знахідки кімберлітів. На перспективність виявлення пов'язаних з пікритами слабко зародованих трубок вибуху свідчить значна кількість локальних від'ємних гравітаційних аномалій (до –1,0 мГл) трубкового типу розміром до 0,5 км. Природа найконтрастніших з них невідома. У зв'язку з цим пікрити та пікритові порфірити потребують першочергового вивчення із залученням геолого-геофізичних і бурових робіт. Потрібні ревізійне пробовідбирання, глибокий аналіз слюдистих пікритів, як-от, апопікритових порід гідрослюдисто-серпентин-карбонатного складу, адже кімберліти зазвичай інтенсивно змінені постмагматичними процесами і перетворені в серпентин-хлорит-карбонатний агрегат, що значно ускладнює його діагностування.

Отож, у Кіровоградському блоці УЩ у середньо-пізньопротерозойський час (1900–1100 млн. р.) проявився масштабний різноглибинний дайковий магматизм. Просторово і генетично він пов'язаний з ділянками підвищеної тріщинуватості консолідованого фундаменту – різноорієнтованими зонами глибинних розломів, часто рудоконтролювальних, які є фрагментами глобальної й регіональної мережі тектонічного поділу літосфери. Розломи забезпечували проникнення мантійних потенційно алмазоносних ультраосновних, основних і лужних магм та локалізацію дайок у приповерхневій частині земної кори в зв'язку з її горизонтальним розтягненням, дробленням і брекчіюванням. Неодноразова ТМА розломно-тріщинних зон, які контролюють дайки та жили, зумовила численне відкривання тріщин, особливо у вузлах їхнього перетину, по яких проникала магма й рудоносні розчини. Відтак дайкові системи приурочені до ділянок з потоншеною (35–45 км) земною корою. Пересікаючи різновікові структури консолідованої земної кори вони проникали в уже сформовані архей-протерозойські кристалічні породи УЩ. Лінійні дайкові пояси, вірогідно, необхідно інтерпретувати як корінні магмопідвідні зони вулканічних вивержень тріщинного типу. Дайки є показником підвищеної ендогенної активності, ступеня роздробленості й деструкції земної кори, індикатором ТМА протоплатформи, з металогенічною спеціалізацією яких пов'язані перспективи розшуків алмазів і іншого ендогенного зруденіння. Такі висновки підтверджено неодноразовими знахідками кристалів алмазу в піроксенових і лужних пікритах Примор'я [135], пікритах трубки Карашохо в Узбекистані тощо.

За матеріалами А.К. Ахметшиної, у навколовузловому просторі перетину дайкових поясів УЩ сконцентровані апатитоносні карбонатити, пегматити, нефелінові сієніти, прояви кольорових та рідкісних металів, рідкісноземельних елементів, силікатного нікелю, талько-магнезитів, флюориту, азбестів, графіту, локалізовані трубки в Приазов'ї [136]. Установлені закономірності є додатковим критерієм виявлення регіонального поширення ендогенного зруденіння загалом, що дає змогу звузити алмазоперспективні ділянки й площі в межах рудоносних районів Кіровоградського блока УЩ.

3.2.3. Родіонівська трубка кімберлітоподібних порід

У 1960–1962 рр., під час вивчення нижньопротерозойських мармуризованих верств родіонівської світи південно-східної частини Кіровоградського блока УЩ, картувальні свердловини 9996 і 9764 тресту «Дніпрогеологія» розкрили своєрідні брекчієподібні породи ультраосновного складу. У 1970–1974 рр. внаслідок геологічної зйомки району м-бу 1:50 000 (М.І. Веригін, А.С. Кисельов, М.С. Курлов, Л.Ф. Мордовець, О.Є. Шаповалов і ін.) для їхнього дослідження пробурено св. 16184, 16185 і 16186–16188. Ґрунтовний аналіз порід підтвердив, що це еруптивні брекчії з цементом ультраосновного складу, які М.І. Веригін розглядав як споріднені до кімберлітів.

Родіонівський прояв знаходиться в Криворізькому залізорудному районі в 13 км на північний захід від м. Кривого Рогу, на правобережжі р. Інгулець неподалік Карачунівського водосховища (вище устя р. Боковенька) поміж сс. Кудашівка–Родіонівка–Мусіївка. Його геолого-структурна позиція визначена опущеним західним флангом архейської Західно-Інгулецької зони купольних структур східного крайового підняття Кіровоградського блока УЩ. Тектонічне положення прояву еруптивних брекчій контрольоване субширотним розломом другого порядку, який є складовою Бутівсько-Девладівської розломної зони, у вузлі його перетину з відгалуженим субмеридіональним розломом південної смуги Західно-Інгулецької розломної зони. Уздовж суміжного субмеридіонального Володимирського розлому локалізовані поодинокі пікритові дайки. Загалом їх об’єднано в Боков’янське поле трубок і дайок (рис. 3.12).

За інтенсивністю магнітного поля і матеріалами геологічної зйомки м-бу 1: 10 000 (інтерполяцією профілю свердловин) з’ясовано, що еруптивні брекчії утворюють січне відносно вмісних кристалічних товщ фундаменту, крутоспадне трубкоподібне тіло розміром 30–35 м з менш потужними відгалуженнями (див. рис. 3.12). Його форма в плані близька до ізометричної із незначним видовженням на північний захід. Трубка перекрита плащем кайнозойських теригенних відкладів потужністю 60–70 м.

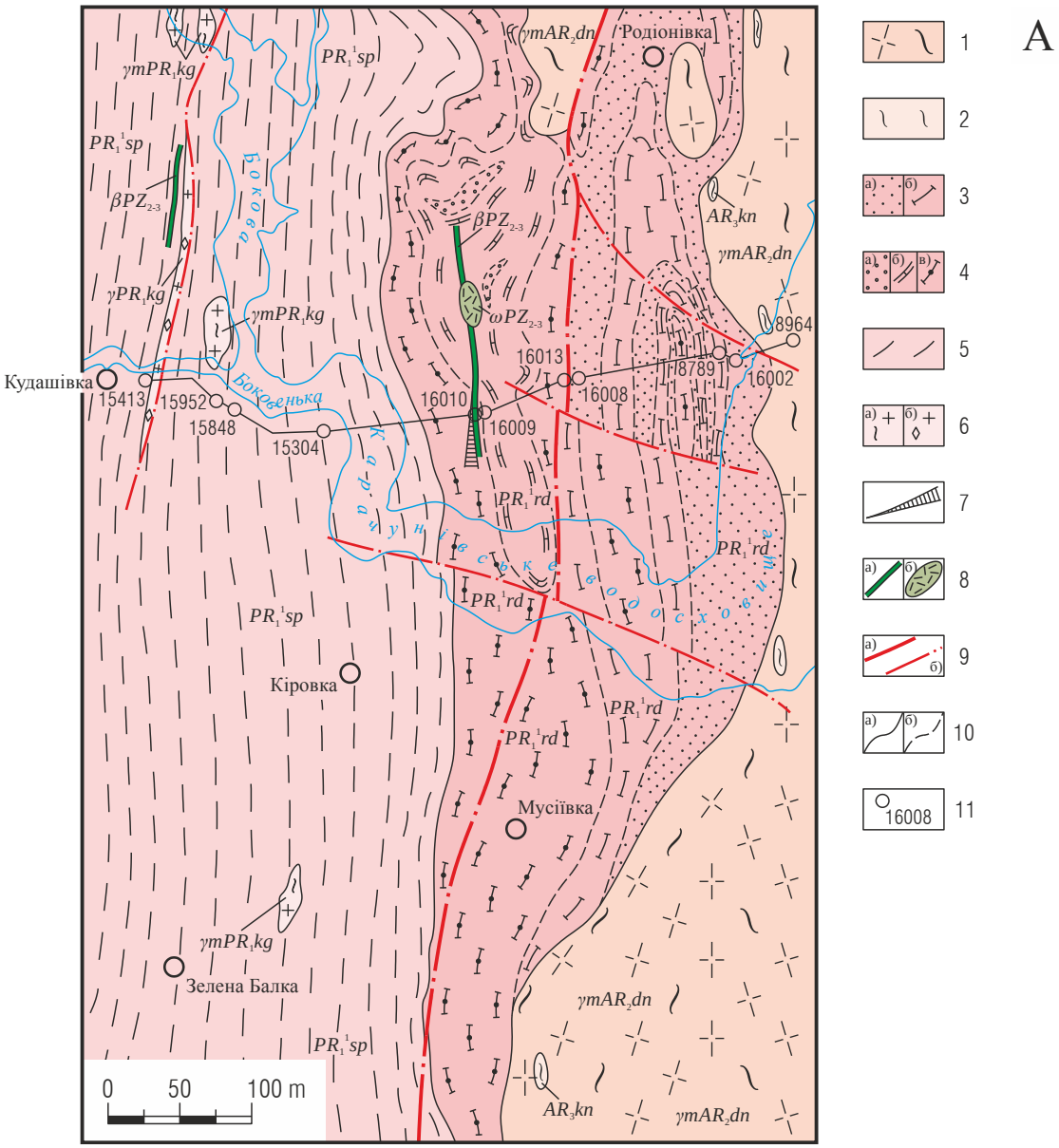
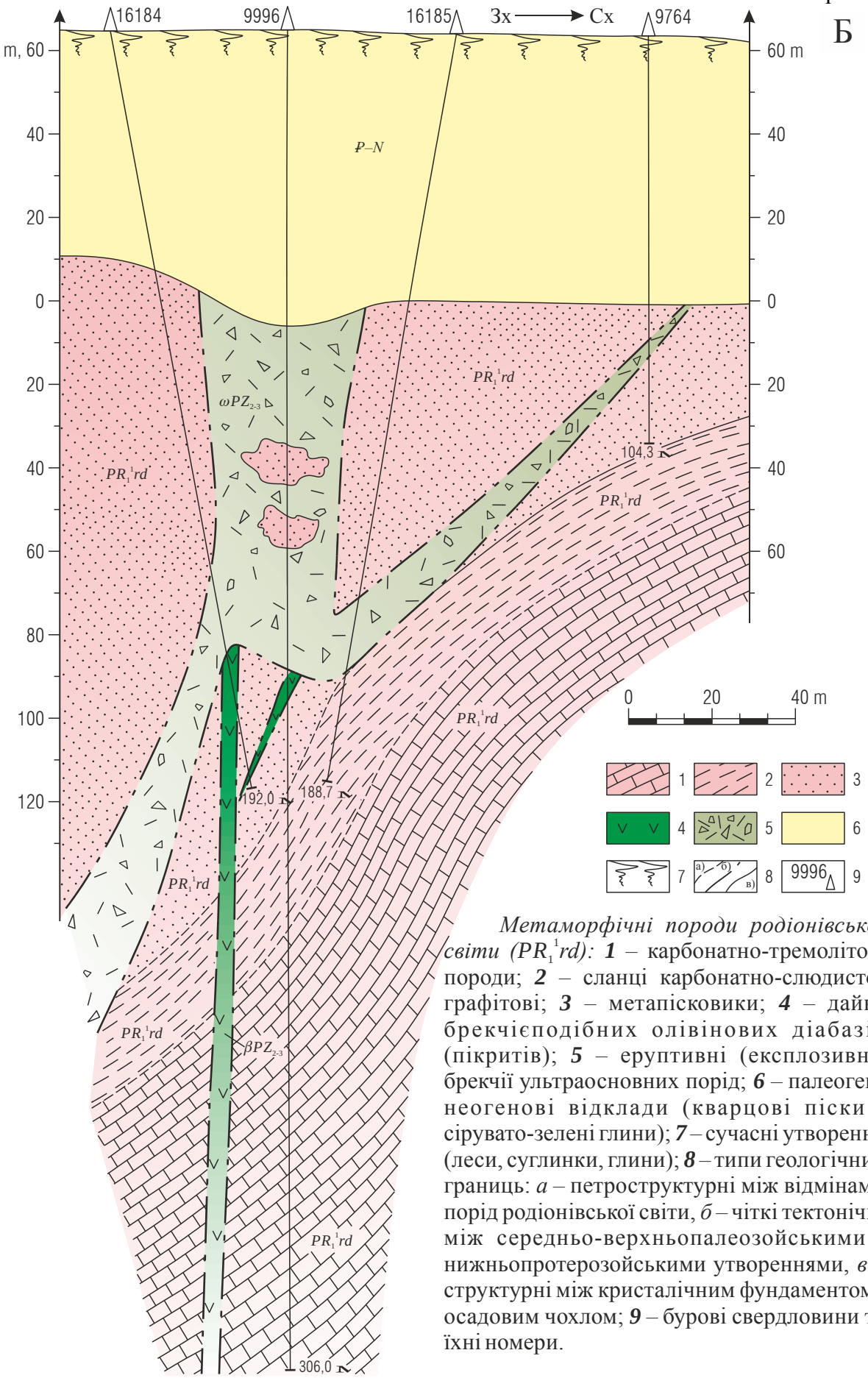


Рис. 3.12. Геолого-структурна позиція Боков'янського поля *(А)* та морфометричні особливості потенційно алмазоносної трубки вибуху *(Б)* Родіонівського прояву (профіль св. 16184–9764), за матеріалами М.І. Веригіна, А.С. Кисельова, М.С. Курлова та ін.:

Нижній структурний поверх: ***1*** – амфібол-біотитові плагіограніти і плагіомігматити дніпропетровського комплексу *(γmAR2dn)*; ***2*** – амфіболіти, амфіболові гнейси, кварц-польовошпатові сланці конкської світи *(AR3kn)*. *Верхній структурний поверх.* Нижньопротерозойські метаморфіти родіонівської світи *(PR_1^1rd)*: ***3*** – кварцити, кварцито-пісковики *(а)* та графіт-біотитові й андалузит-слюдисто-графітові сланці *(б)* нижньої частини розрізу; ***4*** – метапісковики, кварцити *(а)*, кальцит-доломітові мармури і кальцифіри *(б)* з тремолітом і діопсидом та кварц-польовошпат-біотитові, амфібол-біотитові сланці *(в)* з графітом і андалузитом середньої і верхньої частин розрізу; ***5*** – біотит-амфіболові й амфібол-біотитові гнейси з прошарками метапісковиків спасівської світи *(PR_1^1sp)*; ***6*** – сірі рівномірнозернисті граніти і мігматити *(а)*, плагіоклаз-мікроклінові пегматити, граніти пегматоїдної структури *(б)* кіровоградського комплексу *(γPR1kg)*; ***7*** – тіло сульфідних руд гідротермально-метасоматичного походження; ***8*** – дайки пікритів *(а)* та потенційно алмазоносна еруптивна брекчія пікритового складу *(б)* середньо-верхньопалеозойського віку *($PZ_{2–3}$)*; ***9*** – розривні порушення: *а* – Західно-Інгулецький першого порядку, *б* – другого порядку; ***10*** – типи геологічних меж: *а* – чіткі між світами і комплексами, *б* – петроструктурні між відмінами порід родіонівської світи; ***11*** – бурові свердловини (на профілі) і їхні номери.

Закінчення рис. 3.12



Метаморфічні породи родіонівської світи (PR_1^1rd): ***1*** – карбонатно-тремолітові породи; ***2*** – сланці карбонатно-слюдисто-графітові; ***3*** – метапісковики; ***4*** – дайка брекчієподібних олівінових діабазів (пікритів); ***5*** – еруптивні (експлозивні) брекчії ультраосновних порід; ***6*** – палеоген-неогенові відклади (кварцові піски і сірувато-зелені глини); ***7*** – сучасні утворення (леси, суглинки, глини); ***8*** – типи геологічних границь: *а* – петроструктурні між відмінами порід родіонівської світи, *б* – чіткі тектонічні між середньо-верхньопалеозойськими і нижньопротерозойськими утвореннями, *в* – структурні між кристалічним фундаментом і осадовим чохлом; ***9*** – бурові свердловини та їхні номери.

Трубка прориває нижньопротерозойську товщу перешарування графітовмісних сланців, кварцитів, кварцито-пісковиків і мармурів родіонівської світи. Породи світи утворюють синкліналь з падінням на захід під кутом 50–60º – Родіонівський прогин. Брекчієподібні породи до глибини 250 м гіпергенно змінені із помітною, притаманною кімберлітам, зональністю за забарвленням (зверху вниз) – «жовтою», «зеленою», «синьою землею» середньою потужністю 50–70 м кожна. Свіжих, незвітрілих брекчій свердловинами не розкрито.

Еруптивні брекчії Родіонівської трубки слабко вивчені. Їхні структурно-речовинні особливості вивчили і в загальних рисах описали Л.Ф. Мордовець, М.І. Веригін, Р.С. Веригіна, Л.Г. Загоруйко, А.С. Кисельов, В.Т. Трощенко, М.Г. Єфіменко й ін. Ці вчені їх зачислили до платформного типу субвулканічних порід лужно-ультраосновних серій (пікритів), розглядали як споріднені до кімберлітів і перспективні на алмази [137, 138].

За матеріалами буріння св. 16186–16188, еруптивні брекчії Родіонівської трубки тяжіють до змінених пікрит-кімберлітів експлозивної фації [139–141]. Кімберлітоподібні породи зеленкувато-сірі, брекчієподібні з літо- і кристалокластами й порфіроподібною цементувальною масою ультраосновного, близького до пікритового складу. Дрібнопорфірові вкраплення складені піроксеном (авгіт, піжоніт), що заміщений серпентин-хлорит-амфібол-тальковим агрегатом, серпентинізованим і хлоритизованим олівіном, де-не-де флогопітом. Цемент мікрозернистий толеїтового вигляду, серпентин-хлоритового складу, подекуди флюїдальної, флюїдно-порфірової текстури з призматичними виділеннями діопсиду й тремоліту, дрібними лусками безбарвного флогопіту, незначною кількістю основного плагіоклазу та девітрифікованим склом, зміненими до тонкопластинчастих, лейстоподібних агрегатів хлориту-серпентину. Його флюїдальний рисунок з часто орієнтованим по контурах уламків тремолітом, який повторює їхні вигини (й отже вказує на синхронність утворення з брекчіями), дещо нагадує туфолави і лавобрекчії. У цементі брекчій виявлено також апатит, скелетні кристали ільменіту, октаедричні зерна і своєрідні драбиноподібні зростання магнетиту.

Еруптивні брекчії кімберлітоподібних порід значно насичені уламковим матеріалом. Переважають зеленкувато-сірі літокласти бічних порід тремоліт-карбонатного й тремолітового складу розміром від 2–3 до 5–6 см. Вони видовженої приплюснуто-веретеноподібної й округлої «галькоподібної» форми з гладкою «оплавленою» поверхнею, іноді покритою примазками серпентиноподібного мінералу. Наявні також неправильні кутасті уламки розмірами від 0,5 до 10–12 см (св. 9996) графітовмісних сланців, мармурів, кварцитів, роговиків родіонівської світи інгуло-інгулецької серії, кристалокласти тремоліту, жильного кварцу, іноді польового шпату.

Характерною особливістю корових ксенолітів є як ніби «втиснуті» в них дрібніші уламки нині звітрілих, пухких пелітоморфних порід нонтронітового (смектитового) складу. Напевно, це в минулому «вдавлені» під час експлозій (флюїдизації) уламки ультраосновних порід або/і мікрокліну, наявність якого можна пояснити захопленням на глибині внаслідок проникнення через граніоїди. У протолочних пробах еруптивних брекчій виявлено підвищений вміст пікроільменіту й діагностовано безбарвний водяно-прозорий кристал алмазу (за габітусом, показником заломлення, питомою вагою й ін.) розміром 0,3 мм [141]. Інших мінералів-супутників в пікрит-кімберлітах не встановлено.

Хімічний склад еруптивних брекчій непостійний, зумовлений кількістю і гетерогенністю ксеногенного матеріалу (табл. 3.8). Невитриманими є вмісти SiO_2 і CaO, що пов'язано з нерівномірним розподілом кварцових та карбонат-тремолітових уламків. Ділянки брекчій без уламків кварцу за ступенем окиснення заліза, вмістом SiO_2 і MgO близькі до середніх вмістів кімберлітів і відрізняються лише вищим вмістом CaO, що зумовлено тремолітовими кристалокластами. Деякі аналізи відповідають слюдистим кімберлітам, однак за порівняно високого вмісту ΣNa_2O+K_2O (0,46–4,70 %), TiO_2 (0,10–4,16 %), Al_2O_3 (2,71–19,23 %), $\Sigma FeO+Fe_2O_3$ (3,02–20,30 %) та дещо пониженого MgO (0,86–18,85 %) породи, на думку Г.М. Яценка, тяжіють до лампроїтової групи [74].

На гл. 156,0 м (св. 16184) трубка кімберлітоподібних порід переходить у дайку зміненої сіро-зеленої, однак щільної дрібнозернистої породи з ільмені-

том, що має тонкозернисту облямівку з агрегатів сфену в асоціації з апатитом і кварцом. Детальне мінералого-петрографічне вивчення засвідчило, що дайка складена олівіновим діабазом (або трахібазальтом [139]), близьким до пікрит-діабазу, пікриту із порфіроподібною структурою та мигдалекам'яною текстурою. Порфірові вкраплення – це головно короткопризматичні хлоритові з цеолітами (томсоніт) псевдоморфози по лейстах плагіоклазу і клінопіроксену та ромбоподібні магнетит-ідингситові – по олівіну.

Таблиця 3.8

Хімічний склад кімберлітоподібних порід Родіонівського прояву

№ св.	16186						16187		16188
Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	44,13	50,51	50,57	54,57	68,49	71,77	61,19	62,78	51,75
TiO_2	3,96	4,16	3,22	2,04	0,14	0,11	0,53	0,32	2,64
Al_2O_3	15,21	17,86	13,43	10,00	4,83	4,13	13,89	11,96	13,38
Fe_2O_3	9,05	3,12	6,82	4,25	2,21	2,18	4,93	8,90	6,33
FeO	11,25	9,42	8,75	6,13	2,00	1,70	2,55	1,18	10,89
MnO	0,10	0,20	0,10	0,07	0,02	0,02	0,48	0,01	0,17
MgO	10,92	7,00	11,01	15,24	15,28	13,84	9,39	9,18	4,38
CaO	3,73	3,03	3,45	5,57	6,20	5,52	3,19	4,43	6,14
Na_2O	0,34	0,53	0,56	0,78	0,68	0,53	3,29	0,65	1,16
K_2O	1,31	4,17	2,09	1,35	0,14	0,21	0,56	0,59	3,17
Сума	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**

Закінчення табл. 3.8

№ св.	01-54									
Гл., м	82,0	106,0	109,5	113,5	119,7	133,5	142,5	144,5	150,0	150,5
Комп.	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	52,93	69,16	58,38	54,20	52,40	50,98	42,22	61,34	44,11	43,04
TiO_2	0,36	0,10	0,20	0,15	0,15	0,27	0,28	0,14	0,21	0,20
Al_2O_3	19,23	11,80	16,04	17,70	9,41	14,46	8,36	2,71	6,90	6,89
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe_2O_3	5,53	5,54	8,06	9,18	12,31	10,11	18,19	2,76	7,11	4,67
FeO	0,32	0,30	0,24	0,18	0,19	0,55	1,62	0,26	1,13	0,95
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,10	сліди	0,05	0,08
MgO	2,05	0,86	1,08	1,11	9,33	3,38	7,63	18,85	13,57	15,54
CaO	1,42	1,37	1,65	1,54	2,69	2,35	6,24	5,70	10,05	7,72
K_2O	0,89	0,83	0,75	0,96	0,51	2,17	0,27	0,61	0,41	0,32
Na_2O	0,17	0,16	0,13	0,15	0,14	0,19	0,19	0,23	0,18	0,17
P_2O_5	0,03	0,03	0,01	0,03	0,16	0,03	0,17	0,20	3,38	0,83
H_2O	8,34	4,45	6,89	7,18	6,96	8,96	6,37	2,46	4,60	2,88
$S_{заг}$	0,15	0,12	0,16	0,14	0,09	0,24	0,14	0,21	0,18	0,15
В. п. п.	8,27	4,83	5,93	7,45	6,08	5,77	7,82	4,76	7,98	16,38
Сума	**99,72**	**99,58**	**99,55**	**100,00**	**100,46**	**99,53**	**99,62**	**100,25**	**99,81**	**99,84**

Примітка. Аналізи ***1–9*** – за матеріалами Криворізької ГРЕ, ***10–19*** – виконано в ІГГГК НАН України (аналітик В.Л. Крижевич).

Наявні в основній масі пікриту мигдалини виповнені хлоритом. Мигдалекам'яна текстура є наслідком дегазації ультраосновної магми в приповерхневих умовах. Скелетні форми ільменіту й магнетиту вказують, що магматичний розплав був насичений SiO_2 й відтак дещо в'язким через суттєву контамінацію ксеногенним матеріалом. В'язкість розплаву підтверджена наявністю в пікритах поодиноких глобул-кульок розміром 0,7–1 мм, складених таблитчастими кристалами плагіоклазу, ідингситом, кварцом і калішпатом.

На початку 2000-х рр., геолого-геофізичними роботами ГРЕ №37, на Родіонівському прояві виділено ізометричноподібну від'ємну гравітаційну аномалію, котру завірено бурінням трьох свердловин на предмет підтвердження трубки кімберліту. Св. 01-54 (інт. 79,3–150,5 м) і 01-60 (інт. 75,6–140,0 м) пересікли кімберлітоподібні породи, що інтенсивно змінені післямагматичними низькотемпературними процесами (цеолітизація). Виявлені еруптивні брекчії і туфобрекчії мають лужно-ультраосновний склад, містять уламки кварцитів і гранітоїдів розміром 1–4 см, інколи жильний аметистоподібний кварц. Уламковий матеріал зцементований яскраво-сіро-зеленкуватою й сірою глинистою основною масою, рентгеноструктурний аналіз якої показав наявність мінералів групи смектиту (монтморилоніт, сапоніт) в асоціації з тальком, хлоритом, фукситом, карбонатом, деколи наявні каолініт, тремоліт, кварц, пірит. У протолочних пробах кімберлітоподібних порід нами виявлено короткопризматичні кристали блідо-сірого циркону, напівобкатані зерна рожевого альмандину, ільменіт, магнетит, брудно-зелений турмалін. Під час опрацювання керна свердловин візуально підтверджено значне поширення на глибину по експлозивних кімберлітових брекчіях процесів гіпергенезу із формуванням притаманної для них зональності за забарвленням – «синьої» (інт. 133,5–150,5 м), «зеленої» (інт. 122,0–133,5 м) і «жовтої землі» (інт. 122,0–79,3 м). Детальніші мінералого-петрохімічні дослідження на цьому етапі ми не здійснювали.

Нижня вікова межа утворення кімберлітоподібної породи Родіонівської діатреми визначена прориванням порід нижньопротерозойської родіонівської світи й наявністю їхніх ксенолітів (кварцито-пісковиків). Перекрита вона па-

леоген-неогеновими зеленкувато-сірими глауконіт-кварцовими пісками і сіро-зеленими вапнистими глинами. На думку Л.Ф. Мордовець і ін. [139], структурно-речовинні особливості порід (чіткі брекчієві й флюїдальні текстури, збережена склувата фаза) засвідчують приповерхневі умови їхнього утворення й порівняно молодий вік. З урахуванням виявлення в Криворізькому залізорудному районі толеїтових базальтів (Саксаганський р-н), дайок олівінових діабазів (родовище ім. Фрунзе), жил еруптивних брекчій ультраосновного складу (шахта «Північна»), брекчієвої трубки та дайок Північного Криворіжжя, їх можна зіставити з палеозойськими кімберлітами Приазов'я і субвулканічними породами ДДЗ, що належать до середньо-пізньопалеозойського етапу ТМА.

Деяким алмазоносним регіонам світу (Карело-Кольський район, Маймеча-Котуйська провінція і ін.) притаманний просторово-часовий зв'язок кімберлітів із багатофазовими інтрузивами центрального типу в складі карбонатитових комплексів. Подібна геолого-структурна ситуація проявлена в південно-східній частині Кіровоградського блока УЩ. У 1968 році під час геологічної зйомки м-бу 1: 50 000 (С.Є. Федюшин, М.С. Курлов та ін.) карбонатити виявлено на сусідньому Казанківському прояві (поблизу смт. Казанка) [141].

Отож, ультраосновні породи, що виповнюють трубку вибуху і дайки Боков'янського поля, у загальних геолого-структурних рисах близькі до класичних алмазоносних кімберлітів Якутії, одначе відрізняються за мінеральним і хімічним складом. Вони збагачені пікроільменітом, завжди наявні клінопіроксен і олівін, більше залізисті, аніж в алмазоносних кімберлітах, утім відсутні піроп і хромшпінелід. За хімічним складом у них менший вміст Mg, більший Fe, Ti, Al і лугів. Однотипні алмазоносні слюдисті пікрити експлозивної фації здавна відомі в Інгілійському районі Східного Алдану, нещодавно виявлені в Примор'ї, Китаї і Середньому Тимані. За усним повідомленням Є.П. Рибачка, еруптивні брекчії Родіонівського прояву подібні до алмазоносних меймечитів Маймеча-Котуйської провінції і Сіхоте-Аліня. Вони безумовно є носіями мантійного матеріалу й належать до потенційно алмазоносних кімберлітоподібних порід.

3.2.4. Тернівська трубка кімберлітоподібних порід

У середині 1960-х рр. під час дорозвідки північних флангів залізорудних родовищ Північного Криворіжжя В.А. Тихонов, В.С. Карпенко, А.Р. Кудлаєв й ін. виявили брекчієву трубку вибуху [142]. Січні неметаморфізовані брекчії закартовано на структурно та тектонічно складному (типу мозаїчно-блокової) Первомайському родовищі в Тернівському р-ні північно-східного передмістя м. Кривого Рогу. У 1979 році О.П. Нікольський припустив, що розривна тектоніка родовища зумовлена вибухом унаслідок падіння метеориту, який перетворив його структуру в астроблему, названою вченим Тернівською [143]. Згодом були виявлені імпактні алмази, а пізніше алмази кімберлітового типу.

Алмазоносна Тернівська (Первомайська) діатрема приурочена до субмеридіонального Криворізького прогину й локалізована в полі різкої зміни простягання (з північно-східного – 30–35° на північно-західне – 290–300°) та падіння (з західного під кутами 40–90° на південний) порід нижньопротерозойської криворізької серії на межі саксаганської та ганнівської смуг Кривбасу. Це так звана Первомайська відкрита синкліналь, ускладнена крутими складками вищих порядків, розломами й тілами брекчій. Тектонічна позиція трубки визначена двадцятикілометровою ділянкою перетину трьох розломних зон у шарнірній частині північного згину синкліналі – Східно-Ганнівської, Саксаганської і Девладівської. Східно-Ганнівська зона – це серія кулісоподібних південно-східних розломів, що розсікають залізисто-кременисті товщі на тектонічні блоки розміром десятки-перші сотні метрів. Саксаганська зона – це субмеридіональний насув уздовж залізистих порід саксаганської світи, який складений з декількох наближених розривів, виповнених брекчійованими породами. Східно-Ганнівський і Саксаганський розломи є складовими Криворізько-Кременчуцької зони глибинних розломів завширшки більше 10 км. Девладівська зона – це субширотна система кулісоподібних, зазвичай переплетених розломів глибинного, мантійного закладення завширшки близько 10 км, що простежена на захід і схід від Криворізького прогину вглиб блоків УЩ.

У геологічній будові району беруть участь два структурних яруси. Нижній (архейський) ярус складають розвинуті на південному сході плагіограніти Саксаганського купола (саксаганський комплекс), на північному сході – граніти і мігматити Демуринського купола (демуринський комплекс), які прориває амфіболіти конкської серії Середньоприднiпровського мегаблока УЩ. На заході поширені купола плагіогранітів і плагіомігматитів (дніпропетровський комплекс), що складають Інгулецьку брилу Кіровоградського блока УЩ.

Верхній ярус у вигляді смуги завширшки 5–10 км представлений відкладами нижньопротерозойської криворізької серії, які виповнюють Криворізький прогин. Це амфіболіти (новокриворізька світа), метаконгломерати, метагравеліти, метапісковики, кварцити, філітоподібні серицит-хлорит-кварцові й талькові сланці (скелюватська світа), кварц-слюдисті та магнетит-амфіболові сланці, залізисті кварцити (саксаганська світа), кварцито-пісковики, мармури, графітовмісні двослюдяні сланці, метапісковики (гданцівська світа), метаконгломерати, метапісковики, кварц-біотит-графітові сланці (глеюватська світа), а також різноманітні лужні, карбонатні й рудні метасоматити, які пов’язані із сланцями й залізистими кварцитами саксаганської світи (альбітити, роговики, рибекіт-магнетитові егіриніти, джеспіліти). Породи мають субмеридіональне простягання і падають на захід під кутом 60–90°. Загальна потужність серії на Первомайському залізорудному родовищі сягає 6 км. Ділянка перекрита палеоген-неогеновими (дрібнозернисті глауконітові і кварцові піски, глини, мергелі, вапняки) й четвертинними відкладами сумарною потужністю від 30–40 до 60–80 м із докембрійськими корами звітрювання в основі.

Є різні погляди на геологічну будову, речовинний склад та походження Тернівської структури Кривбасу. Багато вчених уважають брекчії Первомайського родовища вулканогенними, що виникли під час ТМА (Г.А. Калашник, М.М. Кір’янов, Ю.І. Федоришин, Г.М. Яценко й ін.). В.А. Тихонов і ін. віднесли їх до псевдотахілітів [142], Л.Ф. Мордовець, Р.С. Веригіна й ін. – андезитів і трахіандезитів [144–146], Б.І. Пирогов і ін. – калієвих трахітів [147], Е.В. Дмітрієв і ін. – трахіліпаритів [148], М.П. Семененко та ін. – ультраосновних

базальто-пікритів [149], І.С. Паранько й О.В. Плотніков – кімберлітоподібних порід [150, 151]. Найвірогідніше, що описані цими вченими породи є продуктами різних фаз та частин вулканічного апарату. О.П. Нікольський [143], Г.К. Єрьоменко й ін. [152], В.Л. Масайтіс та ін. [153], А.А. Вальтер і ін. [154], Є.П. Гуров [155], заперечують їхню ендогенну природу й відстоюють астроблемне походження всього Первомайського рудного вузла – Тернівської астроблеми.

Для з'ясування геологічної будови залізорудного родовища в різні роки пробурено близько 150 свердловин та пройдено 1800 пог. м підземних гірничих виробок. Відтак трубку вибуху свердловинами розкрито до глибини 1500 м, а ще детально закартовано в кар'єрах і шахтах Північного ГЗК на горизонтах 290, 780 і 920 м. Морфологія трубки в плані складна, неправильна амебоподібна. Поблизу поверхні її широтний діаметр сягає 800 м, меридіональний – 500 м, із глибиною вона поступово звужується, набуває конусоподібної форми, й на горизонті 780 м її розміри становлять 700×250 м. По різні боки від трубки вибуху на відстань 300–500 м поширені лінійні тектонічні зони – розгалужені розломи. Вони контрольовані січними, згідними дайко- і жилоподібними тілами-апофізами брекчій, потужність яких закономірно зменшується по мірі віддалення від трубки від 22,5–17,5 до 1–0,5 м (рис. 3.13). Такого типу субвулканічні дайки калієвих трахітів, трахіліпаритів відслонені в донній частині Первомайського кар'єру, південному борті Ганнівського кар'єру і детально закартовані в шахті «Вентиляційна-3» [147, 148]. За матеріалами буріння, Тернівська трубка схилена в південно-східному напрямі під кутом 75–80°, а дайкоподібні тіла брекчій відходять не далі 100–150 м і їхня кількість різко зменшується (горизонт 780 м). Загальна площа поширення вулканітів близько 2500×700 м, на глибину дайки простежено до 920 м. Стінки трубки не мають різких і рівних контурів. Брекчії поступово заміщені до країв менше порушеними, злегка брекчійованими, зім'ятими й монолітними породами.

За структурно-текстурними особливостями, речовинним складом і генезисом серед вулканітів Тернівської трубки вирізнено тектонічні брекчії, експлозивні брекчії, лави й лавобрекчії та масивні кімберлітоподібні породи.

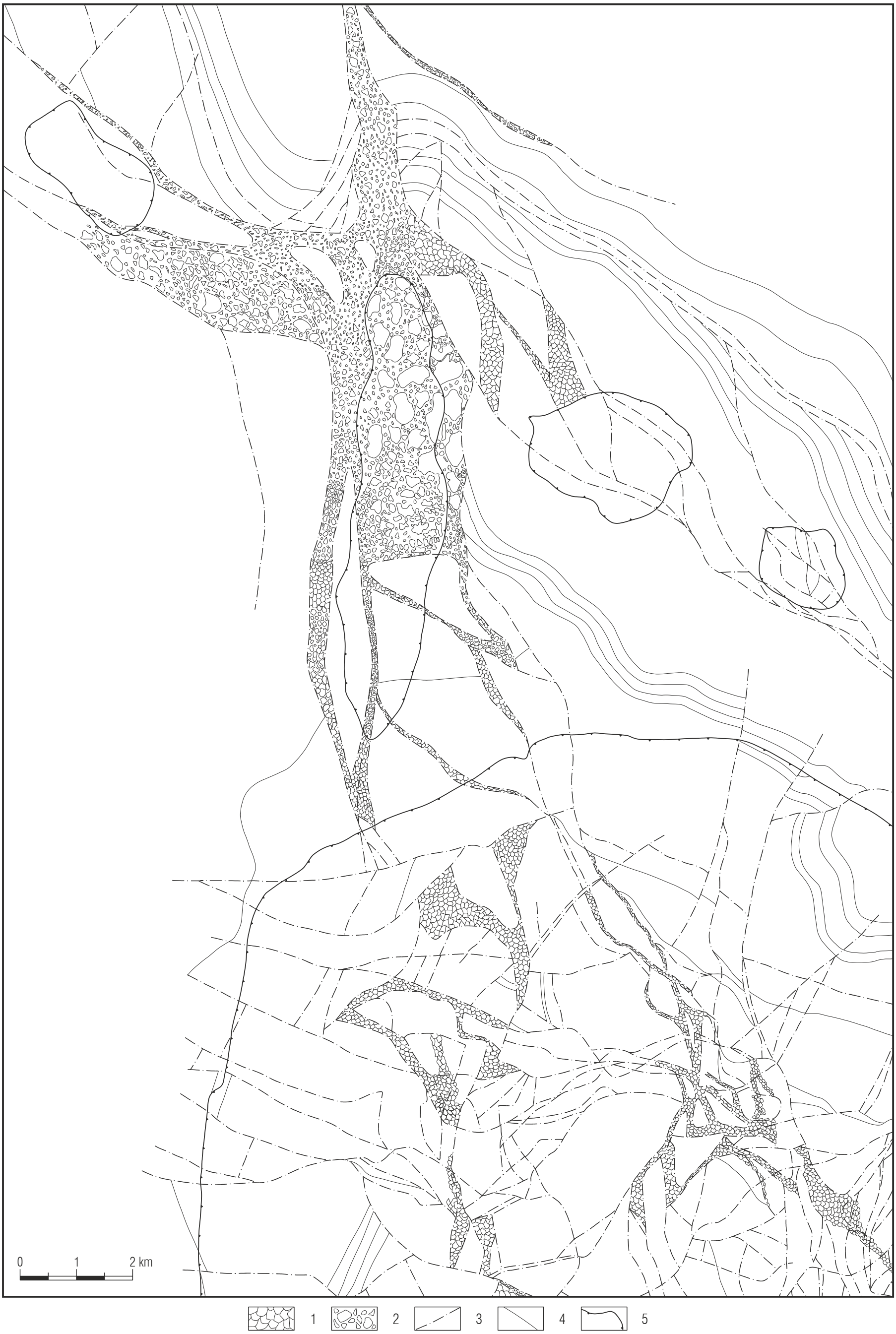
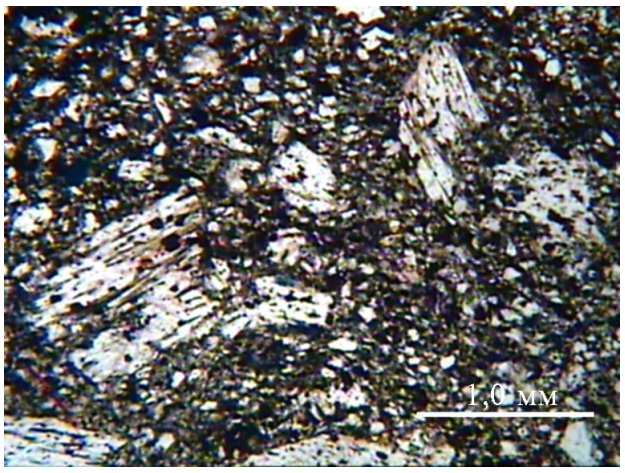


Рис. 3.13. Геолого-структурні та морфометричні особливості Тернівської трубки вибуху в структурі Первомайського залізорудного району (матеріали Північно-Криворізької ГРП, 1987):

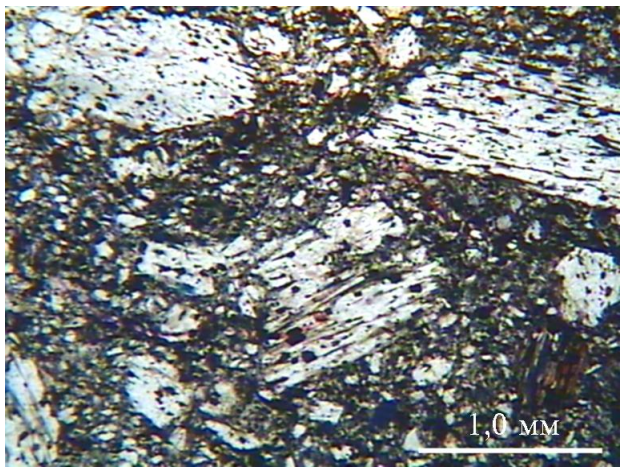
1 – брекчії тектонічного походження; ***2*** – брекчії експлозивного походження; ***3*** – розривні порушення; ***4*** – геологічні межі петроструктурних відмін порід криворізької серії; ***5*** – кар'єри Первомайського залізорудного району.

Тектонічні брекчії складають периферійну частину трубки, виповнюють дайко- і жилоподібні тіла й формують тектонічні зони потужністю 20–70 м за її межами. Їхній склад суворо контрольований складом бічних порід і витриманий на значну відстань. Це суміш гострокутних, кутастих дрібних (головно 1–5 см) уламків і великих (до 1–2 м) брил вмісних порід та навіть тектонічних блоків (до 50–70 м), зцементованих різною мірою дробленим і тонкоперетертим ідентичним матеріалом (мікроклінові граніти, амфіболіти, кварцити, філітоподібні і талькові сланці, залізисті кварцити, мармури, мікросланці, метапісковики). Кількісне співвідношення цементу та уламкового матеріалу змінюється, однак уламків більше (60–70 %), а іноді вони щільно притулені.

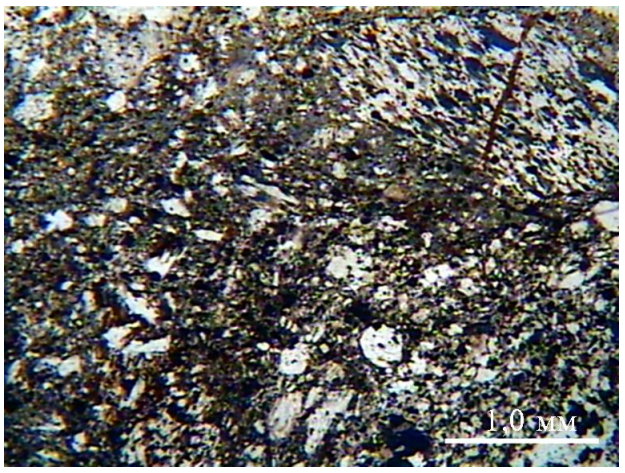
Експлозивні брекчії займають понад 30–50 % об'єму трубки і тяжіють до її центральної частини, а ще поширені вздовж розломів і виповнюють дайки. Вони відрізняються наявністю уламків порід із нижніх комплексів архейської основи і різних світ криворізької серії. Макроскопічно це чорні з зеленкувато-коричневим відтінком щільні породи, що складені значною кількістю (70–95 %) уламків різної форми, складу, віку і ступеня округлення розмірами від 2–3 мм до 3 м. Переважають округлі і плоско-витягнуті «оплавлені» ксеноліти архейських сірих плагіогранітів і плагіоклаз-мікроклінових гранітів, новокриворізьких амфіболітів, саксаганських мікросланців, безрудних і залізистих кварцитів, гданцівських графітових сланців, мармурів, кварцитів і різноманітних метасоматитів. Усі вони теж темнозабарвлені і їхня належність до джеспілітів чи сланців ледь помітна. Якого-небудь орієнтування уламків у породі не спостерігається, однак за розмірами та розподілом уламкового матеріалу для них притаманна вертикальна диференціація: на нижніх горизонтах гірничих виробок літокласти значно більші – 2–3 м (гор. 465 м), а ближче до поверхні зменшуються від 70×60 см (гор. 360 м) до 3×2 см (гор. 100 м). За мікроструктурними особливостями помітно, що уламки «занурені» в магматогенну основну масу з ознаками обволікання, активно-ін'єкційного руйнування шляхом проникнення (імпрегнації) матриксу в тріщини більших уламків з наступним їхнім роз'єднанням на окремі фрагменти (рис. 3.14).



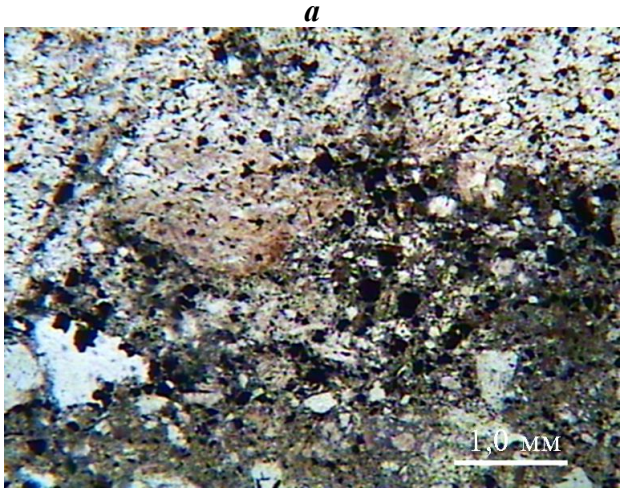
а



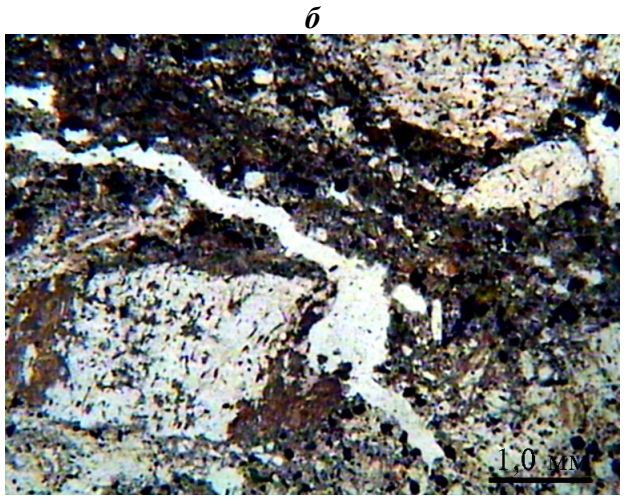
б



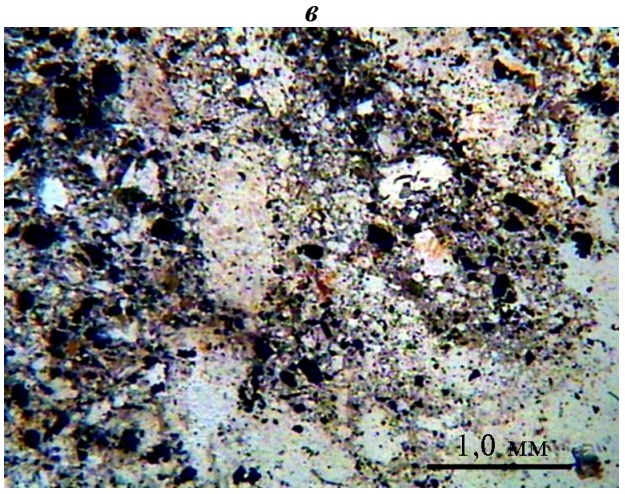
в



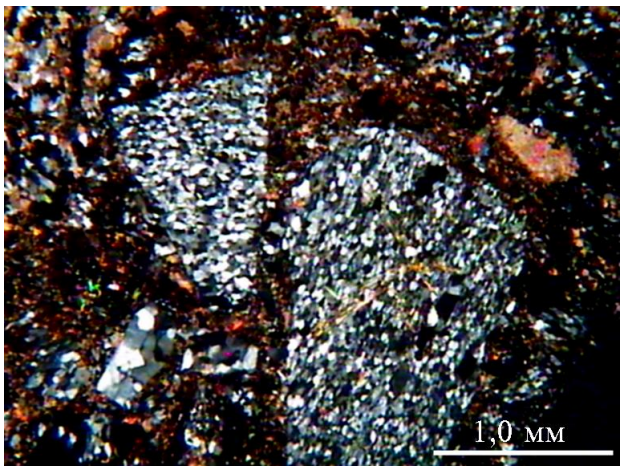
г



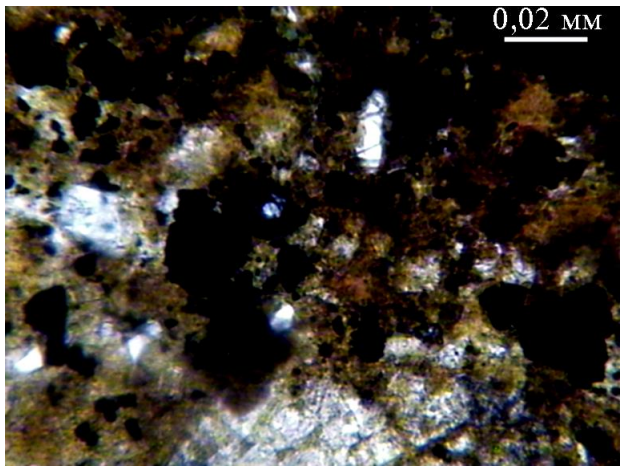
д



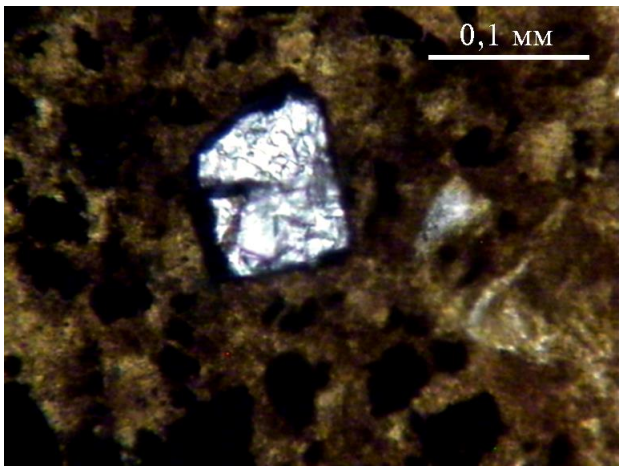
е



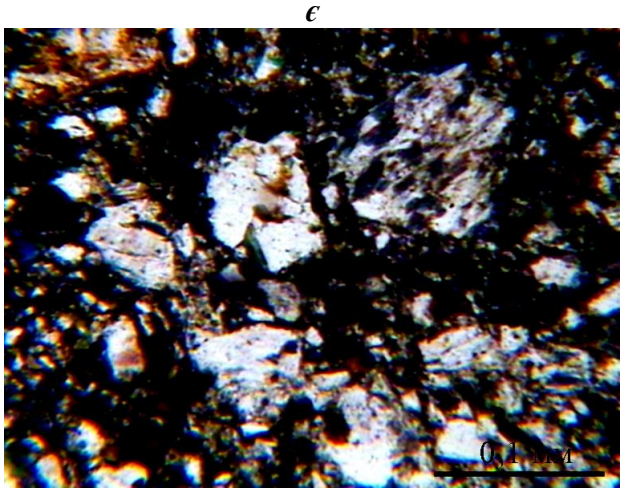
є



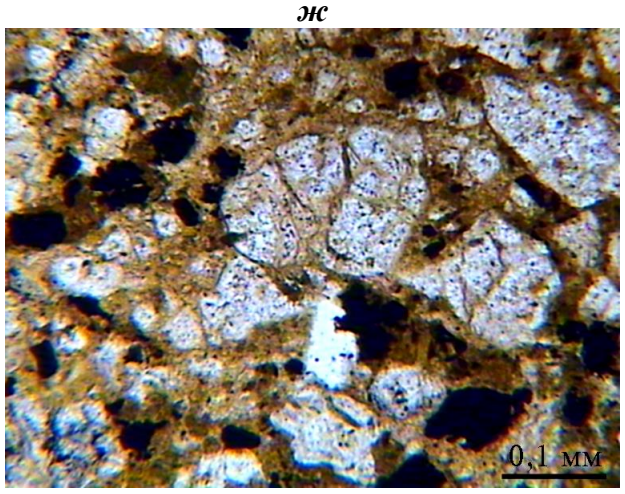
ж



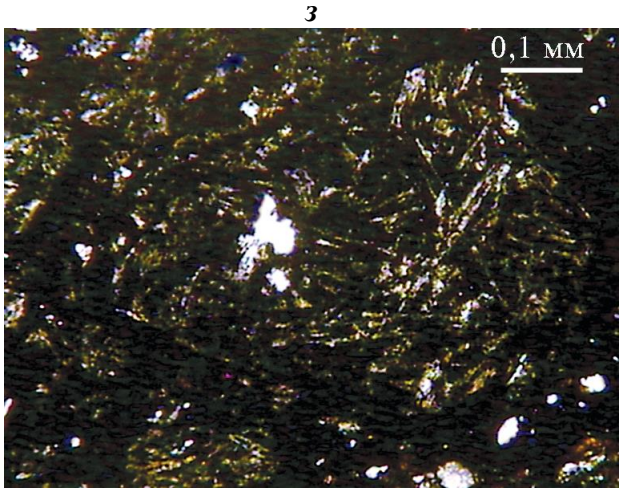
з



и



і



ї

Рис. 3.14. Ознаки магматогенного активно-ін’єкційного руйнування залізистих кварцитів шляхом проникнення цементувальної літовітрокластичної (алевро-псаміто-склуватої) маси в брекчіях експлозивного типу Тернівської трубки. Ніколі ||:

а – брекчія залізистих кварцитів (шл. 1а4); ***б*** – фрагменти більших уламків брекчії залізистих кварцитів (шл. 1а1); ***в*** – обволікання уламка залізистого кварциту цементувальною сумішшю склуватого і тонкоподрібненого матеріалу (шл. 1а7); ***г*** – ін’єкційно-активне взаємовідношення цементувальної маси на контакті з уламком залізистого кварциту (шл. 2а1); ***д*** – проникнення по тріщинах із розтягуванням і обволіканням уламка залізистого кварциту літовітрокластичною масою (шл. 2а3); ***е*** – фрагмент уламків залізистих кварцитів, що імпрегновані і зцементовані з поширенням новоутворень графіту (шл. 2а5); ***є*** – фрагмент великого уламка брекчії залізистих кварцитів з поширенням новоутворень графіту в основній масі (шл. 5); ***ж*** – цементувальна кварц-магнетит-графітова асоціація з включенням апатиту (призматичний кристал у центрі) і піропу з келіфітовою каймою (лівіше і нижче) (шл. 20_1); ***з*** – кристал піропу в основній масі брекчії залізистих кварцитів, оточений особливо широкою і майже не зруйнованою келіфітовою облямівкою (шл. 20_2); ***и*** – інтенсивно графітизований цемент брекчії залізистого кварциту як ознака масштабності процесів вуглецевого метасоматозу (шл. 1а3); ***і*** – псевдоморфози халцедоноподібного агрегату по уламках залізистих кварцитів овально-витягнутої форми з характерною петельчастою структурою (шл. А2); ***ї*** – сосюритизована (алалінітизована) внаслідок динамометаморфізму основна порода (діабаз?) з реліктовою діабаз-офітовою структурою (шл. 3а1).

Валуни архейських плагіогранітів, плагіоклаз-мікроклінових та слюдистих гранітів мають ознаками інтенсивних перетворень, що пов'язані із процесами їхнього флюїдизатного транспортування з глибин 3–5 км. Вони катаклазовані, подекуди мілонітизовані. Структурні зміни виражені в згинанні, розтріскуванні, розтаскуванні й стиранні окремих мінералів. Як-от наприклад, на зернах плагіоклазу помітні згинання полісинтетичних двійників часто із розривами та мікрозміщеннями. Луски мусковіту й біотиту зігнуті, розірвані, перем'яті, кварц і польові шпати роздроблені й розтерті. Кварц також часто деформований, із хвилястим погасанням, розбитий густою мережею тріщин на окремі блоки, які деколи зміщені один відносно одного (планарні структури).

Цементувальна маса брекчій аповулканогенна, складена щільним тонкоперетертим алевро-псамітовим матеріалом вмісних порід і різною мірою розкристалізованим палагонітизованим склом. Мінералогічними дослідженнями в породах виявлено піротин, пірит, халькопірит, сфалерит, галеніт, барит, золото, альмандин, шпінель, графіт, високотемпературні муліт, тридиміт, кристобаліт, лонсдейліт, вторинні опал, халцедон, карбонат, хлорит, серпентин.

Лави й лавобрекчії простежено й описано М.П. Семененком і ін. у підземних гірничих виробках в інт. 102,0–920,0 м; площа їхнього поширення становить 250×110 м. Установлені фрагменти контурів лав і лавобрекчій (залежно від співвідношення магматогенного й уламкового матеріалу) витягнуті в субширотному напрямі, субвертикальні, мають складну язикоподібну форму, розміри не перевищують декількох десятків метрів [149]. Макроскопічно лави – це світлі зеленкувато-сірі, щільні, пузирчасті, десь пористі породи з мигдалинами та кварц-карбонатними відособленнями (10–30 % об'єму породи). Мигдалини й порожнини округлої, овальної і неправильної форми, розмірами від 1–2 до 30 мм. Частина порожнин виповнена кварц-карбонатним матеріалом або/і сульфідами, стінки – опалом, паралельно-волокнистими, радіально-променистими і снопоподібними агрегатами халцедону, карбонатами, сульфідами, хлоритом. На стінках інших порожнин розвинуті кварцові щітки, складені міліметровими кристалами гірського кришталю. Лавобрекчії містять від

5 до 20 % ксеногенного матеріалу, який представлений уламками «завуальованих» світло-сірих мікропористих туфоподібних порід, мікрогнейсів, хлоритизованого вулканічного скла, мікросланців і безрудних кварцитів розмірами від міліметрів до 2 см. Основна маса лав флюїдальної текстури, складена різною мірою розкристалізованим склом і видовженими лейстами плагіоклазів з полісинтетичними двійниками, у лавобрекчіях – із тонкоперетертим матеріалом вмісних порід. Склувата основна маса девітрифікована, розкладена й заміщена зеленкувато-бурим палагонітом (n = 1,43–1,53) і хлоритом, непрозора із метаколоїдними структурами, тріщинами всихання й повною ізотропією.

Відособлення у лавах і лавобрекчіях округлої форми й розмірами від міліметрів до 25 см. Вони утворені світло-зеленкуватою тонкозернистою масою (структура заміщення), яка складається із олівіну, хлориту, карбонатів, серициту, халцедону, опалу. За хімічним складом матеріал відособлень відповідає ультраосновним породам типу базальто-пікритів [149]. У матриксі лавобрекчій виявлено округлі «льодяникові» зерна серпентинізованого олівіну (фаялі-ту), піроп із келіфітовою каймою, хромшпінеліди, муасаніт, ільменіт, хромдіопсид, флогопіт, циркон, апатит, перовськіт, рутил.

Кімберлітоподібні породи виділили І.С. Паранько та О.В. Плотніков наприкінці 1990-х рр. у гірничих виробках шахти «Первомайська» на горизонтах від 450,0 до 850,0 м [150]. Вони складають дайки потужністю від перших сантиметрів до 10 м (у зонах розгалуження розривних порушень). Макроскопічно це темно-сірі, чорні з зеленкуватим відтінком серпентинізовані ультраосновні породи порфіроподібної структури. Порфірові вкраплення (30–50 %) представлені серпентинізованим олівіном, піропом, хромшпінелідами, ільменітом. Основна маса серпентин-карбонат-флогопітового складу, тонкозерниста із дрібними (0,3–1,5 мм) включеннями піропу (n = 1,750–1,760), пікроільменіту (8,15 % MgO), муасаніту, хромшпінелідів, хромдіопсиду й алмазу.

Алмази кімберлітового типу розміром 0,1–0,8 мм виявив О.В. Плотніков у протолочних пробах важкої неелектромагнітної фракції кімберлітоподібних порід. Алмази сірі, димчасті, непрозорі із дрібними пилоподібними включен-

нями графіту, подекуди забарвлені в жовті, зеленкуваті й голубуваті відтінки. Габітус кристалів кубічний, інколи кубододекаедричний із випуклими гранями та притупленими вершинами. В ультрафіолетових променях світяться жовто-червоно-оранжевими кольорами.

Хімічний склад вулканітів суттєво змінюється залежно від складу і кількості ксеногенного матеріалу, а також ступеня їхнього перетворення під дією накладених післямагматичних гідротермальних процесів. За хімізмом декотрі різновиди вулканітів мають виразисті ознаки ультраосновних порід пікритового складу, які близькі до кімберлітів Східного Сибіру й ПАР (табл. 3.9, ан. *1–3*). Лави збагачені TiO_2, FeO, MgO, K_2O й бідні Al_2O_3, Fe_2O_3, Na_2O. Ступінь їхньої розкристалізації з глибиною зростає. Петрохімічний склад кімберлітоподібних порід (табл. 3.10) з підвищеним вмістом SiO_2, Al_2O_3, CaO і пониженим MgO свідчить про значне забруднення ксеногенним матеріалом, утім усе ж наближує їх до деяких кімберлітів Якутії та Приазов'я. Зокрема, близькими є вмісти SiO_2 і CaO, однак помітно низький вміст TiO_2 (< 0,27 %), Na_2O і K_2O.

Таблиця 3.9

Хімічний склад лав і лавобрекчій Тернівської трубки
(за М.П. Семененком та ін. [149])

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	22,08	29,77	31,20	59,06	63,83	58,83	58,40	64,74	54,09	64,82
TiO_2	0,22	0,22	0,19	0,37	0,37	0,94	0,41	0,52	0,47	–
Al_2O_3	8,95	10,81	11,00	10,82	10,99	12,98	12,66	13,70	11,36	13,37
Fe_2O_3	1,65	2,25	8,86	1,20	1,28	1,72	1,46	1,68	5,11	1,80
FeO	5,82	7,18	9,63	1,80	1,44	3,60	2,73	3,24	2,16	3,86
MnO	0,19	0,09	0,17	0,12	0,09	0,06	0,10	0,05	0,10	0,02
MgO	17,54	19,80	20,10	2,08	2,16	5,97	4,38	4,64	2,50	4,80
CaO	18,56	0,74	0,90	8,30	5,80	1,87	5,43	0,90	7,00	0,55
Na_2O	0,64	0,70	0,64	0,40	0,30	1,14	1,30	2,00	0,20	2,66
K_2O	0,10	0,10	0,11	6,22	6,00	5,75	5,60	4,30	6,12	2,30
P_2O_5	0,33	0,08	0,12	0,11	0,14	0,12	0,15	0,12	0,12	0,03
H_2O	1,76	3,12	3,70	0,82	0,91	1,59	0,92	0,47	0,77	0,36
CO_2	9,28	7,90	3,55	6,06	4,57	1,56	4,90	0,44	5,19	1,50
$S_{заг}$	–	0,20	4,72	0,05	0,10	0,15	0,44	0,25	3,18	0,13
В. п. п.	11,14	9,40	6,24	2,04	1,94	3,32	0,90	2,82	2,83	3,50
Сума	**98,26**	**92,58**	**101,13**	**99,45**	**99,92**	**99,60**	**99,78**	**99,87**	**101,20**	**99,70**
NiO	–	0,13	–	–	–	–	–	–	–	–
CoO	–	0,09	–	–	–	–	–	–	–	–

Примітка. ***1*** – пікритова лава; ***2, 3*** – базальто-пікрит; ***4, 5*** – лава трахіандезитова; ***6, 7*** – лавобрекчія трахібазальтова; ***8*** – лавобрекчія трахіандезитова; ***9*** – лавобрекчія базальтового складу; ***10*** – лавобрекчія андезитова.

Таблиця 3.10

Хімічний склад кімберлітоподібних порід Тернівської трубки
(за І.С. Паранько та ін. [151])

Комп.	Номер аналізу								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	26,87	34,44	40,05	32,70	34,03	34,93	36,69	27,18	35,75
TiO_2	0,15	0,23	0,19	0,14	0,20	0,19	0,19	0,27	0,22
Al_2O_3	5,09	6,93	7,53	4,51	6,07	5,82	6,12	6,61	6,42
Cr_2O_3	0,112	0,140	0,187	0,130	0,224	0,149	0,172	0,150	0,172
Fe_2O_3	0,92	0,66	2,15	0,80	1,05	1,53	1,18	0,99	1,00
FeO	4,29	4,79	5,43	5,01	6,22	5,58	5,79	5,58	4,22
MnO	0,29	0,19	0,12	0,19	0,18	0,10	0,17	0,08	0,25
MgO	10,88	12,86	10,90	11,98	17,84	12,94	14,24	13,43	11,33
CaO	21,48	15,11	11,85	17,22	14,98	15,05	14,22	17,81	17,57
Na_2O	0,20	0,15	0,25	0,15	0,20	0,15	0,15	0,10	0,10
K_2O	0,90	0,20	1,00	0,10	0,05	0,20	0,15	0,05	0,10
P_2O_5	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01
$S_{заг.}$	0,65	0,03	0,57	0,07	0,11	0,13	0,11	0,31	0,14
H_2O^-	2,09	9,30	2,57	6,36	5,30	8,75	3,82	11,24	4,64
H_2O^+	0,21	0,45	0,70	0,28	0,19	0,50	0,47	0,24	0,44
CO_2	25,70	13,89	16,40	20,03	13,69	13,62	16,87	15,36	17,19
Сума	**99,852**	**99,38**	**99,907**	**99,68**	**100,344**	**99,659**	**100,352**	**99,43**	**99,552**
NiO	0,029	0,037	0,066	0,084	0,077	0,059	0,066	0,066	0,073
CoO	0,000	0,003	0,002	0,003	0,002	0,005	0,007	0,007	0,002

Примітка. ***1–3*** – горизонт 540 м; ***4, 5*** – горизонт 580 м; ***6–11*** – св. 16879, гл.: ***6*** – 593,1 м, ***7*** – 594,4 м, ***8*** – 598,4 м, ***9*** – 599,9 м.

Здійснений нами силікатний аналіз (табл. 3.11) та виявлення петрохімічних особливостей кімберлітоподібних порід за керном св. 17908 підтвердили певний перерозподіл петрогенних оксидів із глибиною. Найменша мінливість вмістів майже всіх оксидів помітна в інт. 72,1–114,8 м, для TiO_2, FeO, MgO – до гл. 132,2 м, лугів – до гл. 126,1 м. Доволі різкі зміни вмісту притаманні для SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO, Na_2O та K_2O. Мінімальні значення $\Sigma FeO+Fe_2O_3$ наявні у верхній (до гл. 68,0 м) і нижній (інт. 120,6–132,5 м) частинах розрізу трубки. Максимально близькі до можливих первинних значення оксидів властиві інт. 75,0–120,0 м. Вірогідно, зміна вмісту петрогенних оксидів з глибиною пов’язана із наявністю ксенолітів корового походження, накладених гідротермально-метасоматичних процесів і тривалими гіпергенними змінами на певних інтервалах зон тектонічного дроблення. Наведений на рис. 3.15 аналіз петрохімічних співвідношень за розподілом порід на кімберліти та лампроїти свідчить, що еруптивні брекчії зі св. 17908 близькі до кімберлітів.

Таблиця 3.11

Хімічний склад кімберлітоподібних порід Тернівської трубки (св. 17908)

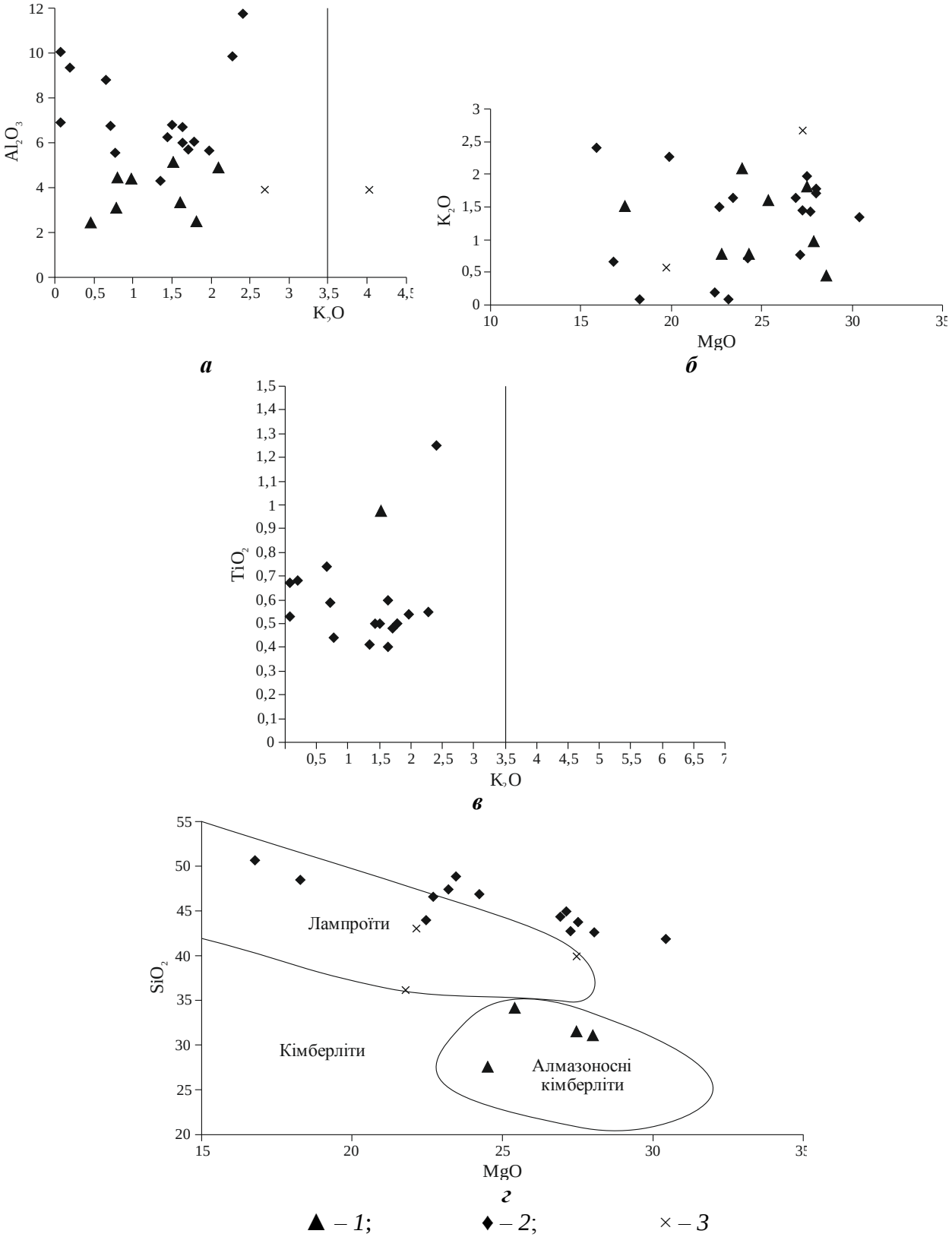
Інт., м	64,2–66,8	66,8–68,0	68,0–72,1	72,1–77,2	77,2–80,8	80,8–84,6	84,6–89,6	89,6–95,1	95,1–99,5	99,5–104,1
Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	48,98	51,14	48,00	44,48	47,40	45,60	42,62	43,24	43,41	43,20
TiO_2	0,67	0,74	0,53	0,68	0,59	0,44	0,41	0,48	0,50	0,50
Al_2O_3	10,03	8,82	6,92	9,34	6,75	5,54	4,32	5,71	6,23	6,05
Fe_2O_3	3,50	3,34	4,28	4,28	4,43	4,14	5,50	5,50	5,35	5,21
FeO	5,48	5,04	4,52	5,87	4,39	5,29	4,84	5,10	4,45	4,97
MgO	18,24	16,77	23,19	22,40	24,23	27,12	30,39	28,03	27,25	28,03
CaO	5,51	5,70	5,70	4,56	5,32	3,04	2,47	2,66	3,23	3,42
Na_2O	0,10	0,15	0,10	0,10	0,20	0,15	0,24	0,28	0,32	0,31
K_2O	0,08	0,66	0,08	0,20	0,72	0,77	1,35	1,71	1,44	1,78
H_2O	6,75	7,44	6,11	7,47	5,62	7,24	7,69	6,81	7,15	6,26
Сума	**99,34**	**99,80**	**99,43**	**99,38**	**99,65**	**99,33**	**99,83**	**99,52**	**99,33**	**99,73**

Закінчення табл. 3.11

Інт., м	104,1–110,4	110,4–114,8	114,8–120,6	120,6–126,1	126,1–132,2	132,2–135,0	Середній склад кімберлітів за Р. Делі	Середній склад кімберлітів Якутії
Комп.	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	44,50	45,02	47,20	49,40	44,98	47,20	34,73	30,72
TiO_2	0,54	0,60	0,50	0,40	0,55	1,25	1,62	1,75
Al_2O_3	5,65	5,98	6,80	6,70	9,86	11,76	2,88	4,83
Fe_2O_3	5,50	5,07	4,07	3,78	3,93	3,36	6,10	5,87
FeO	4,58	4,84	5,10	4,97	4,58	6,26	3,13	2,73
MnO							–	0,16
MgO	27,51	26,90	22,66	23,40	19,91	15,85	31,41	22,41
CaO	2,97	2,95	6,08	4,70	7,41	4,37	5,79	12,42
Na_2O	0,44	0,31	0,31	0,31	0,80	0,68	0,33	0,56
K_2O	1,97	1,64	1,50	1,64	2,27	2,41	1,13	1,17
P_2O_5							1,06	0,50
H_2O	6,35	6,06	5,13	5,12	5,44	6,25	–	1,25
В. п. п.							9,20	15,26
CO_2							2,58	–
Сума	**100,01**	**99,37**	**99,35**	**100,42**	**99,73**	**99,39**	**99,96**	**99,85**
NiO							–	0,13
CoO							–	0,09

Примітка. Аналізи виконано в Криворізькій ГРЕ (аналітик З.М. Янцибіна).

Отож, брекчії Тернівської діатреми є вулканогенними утвореннями ультраосновного складу, серед яких виявлені кімберліти алмаз-піропової субфації глибинності. За мінералого-петрографічними й петрохімічними особливостями вони близькі до алмазоносних кімберлітів Якутії, однак значно забруднені ксеногенним матеріалом та інтенсивно змінені вторинними процесами.



▲ – *1*; ♦ – *2*; × – *3*

Рис. 3.15. Положення фігуративних точок складу кімберлітоподібних порід на бінарних петрохімічних діаграмах Al_2O_3–K_2O *(а)*, K_2O–MgO *(б)*, TiO_2–K_2O *(в)*, SiO_2–MgO *(г)*: ***1*** – кімберліти; ***2*** – лампроїти; ***3*** – кімберлітоподібні породи Тернівської трубки (св. 17908). Типові поля характеризують поширення кімберлітів і лампроїтів (Mitchell, 1986).

Накладені інтенсивні гідротермальні процеси по мірі зниження температур виражені в окварцюванні, карбонатизації й гізингеритизації вулканітів.

Знахідки зерен, «що нагадують коесит?», і наявність структур типу cone-in-cone стали підґрунтям для виділення О.П. Нікольським у 1979 році коптогенних порід і переінтерпретації структури Первомайського родовища на астроблему [143, 156]. Відсутність у районі розвальцьованих порід і смугастих мілонітів, переміщення поодиноких блоків порід на десятки-сотні метрів, наявність своєрідних склуватих лав у зонах брекчій, значне поширення тридиміту, фаяліту, піроксенів, що виникли по уламках брекчій, ізотропізація кварцу та плагіоклазів, їхні переходи в діаплектоване скло, близькість брекчій до середнього валового хімічного складу залізистих кварцитів учений обґрунтовував проявами високотемпературного ударно-метаморфічного перетворення власне залізистих порід. Г.К. Єрьоменко та ін. [152], В.Л. Масайтіс і ін. [153], А.А. Вальтер і ін. [154, 157, 158], Є.П. Гуров [155] одразу виділили аллогенні й аутигенні брекчії з жилами тагамітів, лінзами зювітів, виявили конуси руйнування порід, ударне плавлення та ознаки імпульсного стиснення мінералів, як-от, оптично аномальні зерна кварцу, тальку, слюд (біотит, мусковіт) з планарними елементами, ознаки інконгруентного плавлення циркону, діаплектоване кварцове скло, коесит, стишовіт, лонсдейліт, металічні Fe-Cr-Ni конденсати, високі вмісти у вулканітах Ir, Ni і ін. Однак уся маса вмісних порід криворізької серії у корінному заляганні ознак ударних навантажень немає.

П.П. Іванкін показав [159], що мінералогічні і геохімічні ознаки шокового метаморфізму є конвергентними, тому до таких перетворень вмісних порід можуть призвести й експлозії високого енергетичного рівня. Наявність у складі лавобрекчій уламків ультраосновних порід, валунів плагіогранітів нижнього (архейського) ярусу, літокластів безрудних і залізистих кварцитів криворізької серії можна пояснити лише висхідними переміщеннями порід Тернівської структури внаслідок експлозій. Зв'язок із мантією підкріплено набором та складом уламків, наявністю кімберлітів, алмазів і його мінералів-супутників.

В еруптивних брекчіях Тернівської трубки виявлено уламки архейських плагіогранітів, залізистих порід криворізької серії, а ще гранітоїдів і гідротермальних лужних і рудних метасоматитів віком 1900±100 млн. р. Це свідчить,

що вони виникли в посткриворізький час після метасоматозу і рудоутворення в Північному Криворіжжі. Однак, у тектонічних брекчіях, що утворюють малопотужні жилоподібні тіла, часто наявні ознаки повторного брекчіювання із включеннями складної будови, які можна інтерпретувати як «брекчія в брекчії» або «ксеноліт у ксеноліті». На неодноразове проникнення різноглибинних магм вказує і гомодромна зміна петрохімічного складу вулканітів від експлозивного кімберліт-пікритового і базальто-пікритового через ефузивні трахібазальтовий, трахіандезито-базальтовий до трахіандезитового й андезитового.

Ізотопні визначення віку постексплозивних вулканітів показали, що їхнє проникнення відбувалося головно в пізньопалеозойський час. За оцінками М.П. Семененка та ін. [160], абсолютний вік пузирчастих лав, визначений за породою (K-Ar метод), становить 250±10 млн. р., лавобрекчій – 360–265 млн. р. через значні домішки вмісних порід. Близький вік (280±10 млн. р.) по ефузивній породі встановлено А.А. Вальтером та ін. [154]. Вік «тагамітів» отриманий О.П. Нікольським K-Ar методом – 350 млн. р., а гідротермальної мінералізації (прожилки масивного настурану серед ураноносних альбітитів), що на думку вченого генетично пов’язана з розвитком кільцевої структури [156], – 400 млн. р. (U-Pb метод). Це дає підстави вважати, що вік Тернівської трубки $PZ_{2–3}$ (D–P) – 400–250 млн. р. з проявами експлозивної фази в середньому палеозої й ефузивної – у пізньому палеозої. Близький вік доведено й знахідками Г.М. Яценком і ін. [161] брил сірих і бурих пісковиків чохла з вулканокластичним матеріалом і рослинними рештками девонського або кам’яновугільного віку у відслоненнях балки Північної Червоної (р/у ім. Леніна). Тектонічні рухи поновлювалися, найвірогідніше, й після формування вулканічної споруди – у субмеридіональних тектонічних зонах Кривбасу наявні уламки лав.

За порівняно добре збереженого кайнотипному вигляду вулканітів, особливостями складу та вмістом елементів-домішок (Be, Pb, Sn, Mo, Ba, La, V, Cu, Zn, Y, Ti, Ni, Co, Zr, Sr, Ga, Cr, Ag) їх можна зіставити із девонськими базит-ультрабазитами ДДЗ і кімберлітами Приазов’я. Наявність у них декількох шарів мигдалекам’яних текстур дає підстави вважати, що виверження магми

було пульсаційне й супроводжувалося інтенсивними експлозіями і рудоутворенням. У зонах брекчіювання виявлено аномальні вмісти золота (до 4–5 г/т), срібла (50 г/т), підвищений фон рідкісноземельної, мідно-молібденової, уранполіметалевої, нікель-кобальтової, кобальт-хромової мінералізацій [162], прояви нефриту [163]. Поширення сульфідної мінералізації багатостадійне, контрольоване дрібною тріщинуватістю та розподілене в брекчіях нерівномірно. За характером проявів це пізніші накладені прожилки, вкраплення й плівки в порожнинах тріщин. Сульфіди деінде відіграють роль зв'язувальної речовини або утворюють окремі дрібні розсіяні включення в різних мінералах.

Формування Тернівської трубки синхронне пізньогерцинській фазі ТМА (вулканізму, складкоутворенню, метаморфізму) у Донбасі. Експлозивний вулканізм з розвитком трубки у вузлі перетину регіональних зон глибинних розломів є яскравим відображенням цієї фази платформної активізації в Криворізько-Кременчуцькій зоні загалом. За матеріалами М.О. Ярощук і О.В. Вайло [164], на Криворізько-Кременчуцьку зону «нанизані» також Жовторічинська, Родіонівська, Червоношахтарська вулканотектонічні структури із рідкісноземельно-урановим, урановим і мідно-урановим зруденінням. За геолого-геофізичними даними, на Златопільській і Миролюбівській ділянках на захід від Кривого Рогу, виділено декілька від'ємних гравімагнітних аномалій трубкового типу, котрі локалізовані вздовж західного продовження Девладівської зони розломів. Завірені бурінням (св. 20529 і 20530) геофізичні аномалії близькі за будовою, складом і генезисом до Тернівської трубки вибуху.

Отож, знахідки лужно-ультраосновних порід кімберлітової формації серед кристалічних утворень УЩ мають важливе значення не тільки з погляду на їхній генезис у зв'язку з продовженням активної тектономагматичної діяльності в межах консолідованої структури, а й з позиції виявлення різних корисних копалин, у тім числі алмазів. Завдяки доступності вивчення кімберлітових тіл, розкритих свердловинами, кар'єрами та підземними гірничими виробками, перспективними є подальші дослідження з метою пізнання механізмів їхнього формування й потенційної промислової алмазоносності.

3.3. Лампроїтова формація

Аналіз більшості відомих на Землі лампроїтів засвідчив, що вони окреслюють строкату спільноту вулканічних, гіпабісальних і інтрузивних утворень трьох груп порід – ультраосновних, основних і середніх, та двох рядів – лужного й помірнолужного. Через це О.О. Богатіков та ін. вирізнили петрохімічну серію ультракалієвих високомагнезіальних слабко недонасичених кремнеземом порід з узагальненою назвою «лампроїтова серія» [165]. Відтак, термін «лампроїт» у сучасному його трактуванні об'єднує ціле сімейство, а не характеризує яку-небудь певну породу. Він охоплює власне лампроїти як лужноультраосновні породи, а також породи з підвищеним вмістом SiO_2, котрі Р.Х. Мітчелл розглядає як члени лампроїтової серії – вайомінгіти, орендити, мадупіти, хуміліти, берити, фортуніти, фіцроїти, седрисити, волжидити, мамеліти, гаусбергіти [166]. Г.М. Яценко та ін. у цю серію зачислили ще лужні лампрофіри (мінети) [74]. Усі ці асоціації порід із притаманними для них мінералогічними, петро- й геохімічними ознаками, що об'єднані тісними парагенетичними зв'язками, треба відносити до лампроїтової формації, хоча через таке розмаїття вони вже не влізають у рамки однієї групи порід або формації.

За різних варіацій мінеральних співвідношень лампроїти близькі до кімберлітів, пікритів, лужних меласієнітів, мінетів, фоїдитів, лужних базальтоїдів тощо. Як-от наприклад, до лампроїтів учені-петрографи зарахували «аномальні» слюдисті кімберліти Прері-Крік (шт. Арканзас, США), олівінові лейцитити і меланократові мінети вулканічного поля Навахо (США) та ін.

За геолого-морфологічними співвідношеннями лампроїтів з іншими магматитами М.В. Владикін їх об'єднав у чотири формаційні комплекси [167]:

1) лампроїтів «чистої» лінії – це окремі вулкани й трубки лампроїтів, що генетично не пов'язані з іншими магматитами (Австралія, Іспанія, США);

2) пікрит(кімберліт)-альнеїт-лампроїтів – це лампроїтові сили, дайки, діатреми, що просторово та часто генетично асоціюють із одновіковими кімберлітами й пікритами карбонатитових комплексів (Прианабар'я, Фінляндія);

3) масивів калієвих лужних порід з лампроїтами – це сили, дайки і навіть вулканічні потоки лампроїтів серед будь-яких інших калієвих лужних порід, з якими вони пов'язані просторово і генетично, мають однаковий вік і потрапляють за складом на один петрохімічний тренд (Алданський щит);

4) дайкових поясів з лампроїтами – це дайки й сили лампроїтів серед інших субвулканічних більше натрієвих лужних порід дайкових систем (Алтай, Саяни, Таймир, Парагвай, США, Урал, Карелія).

Родовища алмазів пов'язані винятково із олівіновими лампроїтами «чистої» лінії, які представлені так званими «піщанистими туфами» експлозивної фації. Слабкоалмазоносними є санідинові лампроїти карбонатитових комплексів. Зовсім не містять алмазів лейцитові лампроїти – складові лужних масивів і дайкових поясів. Тому із погляду алмазоносності лампроїтову формацію потрібно розділити на алмазоносну підформацію олівінових лампроїтів і неалмазоносну лейцитових лампроїтів. Породні асоціації лампроїтової формації Кіровоградського блока УЩ належать до *алмазоносної підформації олівінових лампроїтів*, лейцитові лампроїти відомі лише в його північній частині.

Лампроїтова формація Кіровоградського блока слабко індивідуалізована за мінеральним і хімічним складом, утім добре виявлені умови залягання тіл, їхня внутрішня структура й закономірності поширення. Породам притаманний основний-ультраосновний склад з підвищеною лужністю й порівняно висока алмазоносність. Своєрідність морфології тіл полягає в заляганні у вигляді пологих силів та своєрідних трубкоподібних тіл, виповнених туфобрекчіями з коровими ксенолітами.

До лампроїтової формації зачислено *інтрузивні псевдолейцитові лампроїти* та *експлозивні лампроїтові туфи і туфобрекчії,* які становлять понад 30 % об'єму ендогенних алмазоносних формацій Кіровоградського блока УЩ. Так, на північному схилі Кіровоградського блока УЩ виділено *Руськополянський силоподібний прояв неалмазоносних псевдолейцитових лампроїтів* верхньопротерозойського віку, що входить до складу дайкового комплексу основних-ультраосновних порід. У його центральній і північній частинах відоме *Грузь-*

ке поле експлозивних структур із проявами Грузький, Лісовий і Оситнязький, а також *Суботцівський, Зеленогайський і інші прояви алмазоносних лампроїтоподібних порід* – туфів і туфобрекчій лампроїтового складу, що утворюють ізольовані так звані штокверк-маари. Вони генетично не пов'язані з іншими магматичними комплексами та утворилися на межі крейди й палеогену.

До лампроїтової серії ми віднесли й лампрофіри в складі окремої однойменної формації. Це зумовлено тим, що лампрофіри пов'язані з лампроїтами спільністю геологічних умов утворення, текстурно-структурними й речовинними особливостями, наявністю алмазів і інших мінералів-індикаторів мантійних глибин. Натомість, як і лампроїти вони мають невизначені магматичні класифікаційні ознаки, тому їх (з урахуванням виявлених нових специфічних рис) виділено в самостійний тип лужних лампрофірів – *алмазоносні мінети*. Отже, якщо взяти до уваги мінети лампрофірової формації та деякі «аномальні» породи кімберлітової формації (як члени лампроїтової серії), то відсоток порід лампроїтової формації становитиме близько 70.

3.3.1. Руськополянські силоподібні тіла псевдолейцитових лампроїтів

На УЩ лампроїти вперше встановив М.Ф. Піддубний (ДГП «Центрукргеологія») у 1974–1978 рр. під час великомасштабного (1: 50 000) геологічного картування північної присхилової частини Кіровоградського блока. Лампроїтові тіла розкрито профілем структурно-картувальних свердловин неподалік м. Черкаси, у 6 км на схід від с. Руська Поляна. Спершу М.Ф. Піддубний їх описав як «жили псевдолейцитових тингуаїтів». Подальше їхнє ґрунтовне вивчення В.П. Філоненком та ін., Ю.В. Гейко та ін. наприкінці 1980-х рр. дало підстави переінтерпретувати породи на псевдолейцитові лампроїти [168].

Псевдолейцитові лампроїти розбурено св. 5740, 5741 і 5745 в інт. 130,5–142,0 м). Вони залягають субгоризонтально з незначним нахилом на південний схід у вигляді п'яти силів (жил) потужністю 0,1–0,5 м, котрі січуть рапаківіподібні граніти Корсунь-Новомиргородського плутону (рис. 3.16).

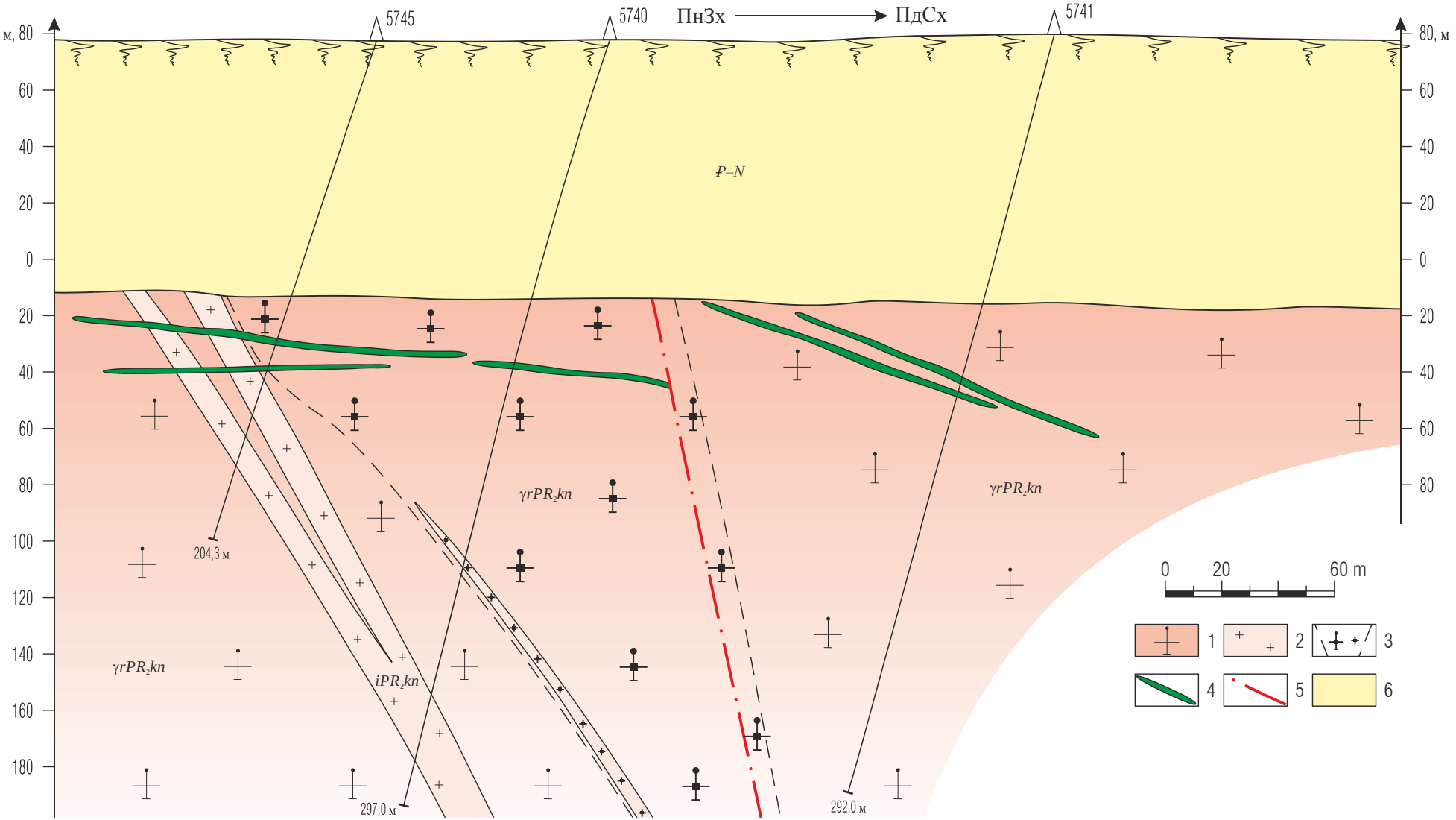


Рис. 3.16. Особливості геолого-структурної позиції лампроїтів Руськополянського прояву (за матеріалами М.Ф. Піддубного й ін., 1978): ***1*** – крупнозернисті рапаківіподібні біотит-амфіболові граніти корсунь-новомиргородського комплексу *(γrPR₂kn)*; ***2*** – дрібнозернисті аплітоподібні біотитові граніти *(iPR₂kn)*; ***3*** – зона поширення гематитизованих і слабкоальбітизованих гранітів з флюоритовою мінералізацією; ***4*** – силоподібні тіла лампроїтів; ***5*** – зона розривних порушень; ***6*** – палеоген-неогенові піски та сучасні глини і суглинки осадового чохла.

Зі структурно-тектонічного погляду сили лампроїтів розвинуті на північному схилі Кіровоградського блока УЩ та локалізовані в ділянці сполучення субмеридіонального Черкаського розлому, північно-східного ендоконтакту Корсунь-Новомиргородського плутону рапаківігранітів і південно-західної прибортової частини рифтової структури ДДЗ. У зв'язку із розвитком у рифеї авлакогену, на стадії диференційованих рухів сформувалися лінійні прибортові троги й виступи фундаменту типу горстів і горстоподібних систем склепінчастих піднять, а ще різко здійнялися окремі тектонічні блоки на його бортах. До таких припіднятих блоків, які складають «крила» рифтової системи, тяжіють лампроїти Руськополянського прояву.

Руськополянські лампроїти – це міцні середньо- дрібно- та мікрозернисті породи темно-сірого і зеленкувато-сірого забарвлення з бурувато-зеленим і синюватим відтінком. Структура реліктова порфіроподібна з гранонематолепідобластовою основною масою, текстура масивна з тонкими тріщинами, виповненими дрібнозернистим карбонатом і гідрооксидами заліза. Порфіроподібні вкраплення складені округлими й овально-витягнутими кристалами псевдолейциту – лейцитом псевдоморфно заміщеним мікрозернистим ґратчастим калішпатом, який представлений майже безнатрієвим мікрокліном (табл. 3.12, *ан. 1, 2*). Решта вкраплень – це темнозабарвлені призматичний клінопіроксен (егірин–авгіт), який заміщений променисто- й сплутано-волокнистим лужним амфіболом, і флогопіт. Амфібол за хімічним складом і даними рентгеноструктурного аналізу належить до калієвого арфведсоніту, флогопіт – титановмісної відміни (див. табл. 3.12, *ан. 3–6*).

Основна маса представлена мікрозернистим агрегатом зміненого лужного амфіболу (30 %) в асоціації зі значною кількістю бурого й яскраво-бурого флогопіту (2 %), які зазвичай утворюють зростання і проростання. Акцесорні мінерали у вигляді окремих розсіяних дрібних зерен та зростань представлені лейкоксенізованим марганцевистим ільменітом (див. табл. 3.12, *ан. 7, 8*), рутилом, сфеном, магнетитом і апатитом. За кількісним співвідношенням породоутворювальних мінералів, %: псевдолейцит – від 25–30 до 40–45, флогопіт

– 25–30, лужний амфібол – 25–30 – гіпабісальні породи належать до мамілітів–фіцроїтів–орендитів – *амфібол-флогопіт-псевдолейцитових лампроїтів* [168]. Інших індикаторних мінералів (олівіну, хромдіопсиду), у тім числі алмазів у цих породах не виявлено.

Таблиця 3.12

Хімічний склад деяких мінералів псевдолейцитових лампроїтів Руськополянського прояву за результатами мікрозондового аналізу, ваг. % (за Ю.В. Гейко та ін. [168])

Комп.	Калієвий польовий шпат		Лужний амфібол		Флогопіт		Ільменіт	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	63,01	64,04	53,48	54,32	40,20	40,47	–	–
TiO_2	–	–	0,31	0,16	3,82	3,59	65,20	64,02
Al_2O_3	19,07	18,47	0,66	0,81	9,12	8,70	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	0,00	0,00	2,81	0,86
Fe_2O_3	0,32	0,20	12,14	15,72	0,00	0,00	–	–
FeO	–	–	4,08	2,59	19,41	20,36	26,78	24,79
MnO	–	–	–	0,11	0,00	0,00	5,30	10,30
MgO	0,55	–	13,79	13,00	14,67	14,12	–	–
CaO	0,30	0,08	0,83	1,94	0,18	0,14	–	–
Na_2O	0,19	0,20	7,76	7,24	0,49	0,83	–	–
K_2O	16,04	16,70	4,89	2,06	8,74	8,50	–	–
Сума	**99,86**	**99,81**	**97,94**	**97,96**	**96,64**	**96,72**	**99,97**	**99,93**

За хімічним складом (табл. 3.13) для лампроїтів притаманні низькі вмісти TiO_2 (2,40–3,34 %), MgO (5,70–9,15 %), P_2O_5 (0,75–1,00 %) та високі Al_2O_3 (7,70–10,90 %). Лампроїти недонасичені SiO_2, мають чітку калієву спеціалізацію (K_2O/Na_2O = 2,49–13,09) й порівняно високозалізисті (*f* = 60,20–69,60). За цими показниками їхні склади потрапляють в поле лейцитових лампроїтів Західної Австралії, утім відрізняються нижчою титанистістю і підвищеним вмістом Na_2O (0,26–2,48 %). За коефіцієнтом агпаїтності (див. табл. 3.13, *ан. 1, 6*) вони близькі до лампроїтів Мурунського масиву Західного Алдану [169].

Отож, за мінералого-петрографічними й петрохімічними особливостями лампроїти Руськополянського прояву близькі до неалмазоносних лейцитових лампроїтів Західної Австралії та Мурунського магматичного ареалу Сибіру.

Ізотопний вік руськополянських псевдолейцитових лампроїтів, визначений по породі (K-Ar метод), 1370–1330 млн. р. (М.Ф. Піддубний та ін., 1978), що відповідає верхньому протерозою (рифей).

Таблиця 3.13

Хімічний склад псевдолейцитових лампроїтів Руськополянського прояву

Компоненти	Номер аналізу					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	47,68	51,98	52,39	39,03	48,11	50,10
TiO_2	2,70	2,40	2,78	3,34	3,07	2,83
Al_2O_3	7,70	10,86	10,90	9,37	10,67	9,47
Fe_2O_3	11,94	6,73	7,71	9,32	7,71	10,69
FeO	4,61	3,77	4,33	5,17	5,13	2,57
MnO	0,14	0,12	0,20	0,64	0,15	0,16
MgO	9,15	5,70	7,96	6,32	7,61	6,32
CaO	2,94	4,32	2,42	9,88	3,81	3,16
Na_2O	2,48	1,87	0,26	0,31	1,32	1,52
K_2O	6,18	8,81	3,06	4,06	7,98	8,83
P_2O_5	0,78	0,88	0,75	1,00	0,94	0,80
SO_3	0,05	0,04	0,07	0,07	–	–
H_2O^-	0,41	0,68	0,34	0,36	–	–
В. п. п.	3,94	2,46	6,81	11,09	2,98	3,15
Сума	**99,84**	**99,94**	**99,64**	**99,60**	**99,48**	**99,60**
f	64,39	64,81	60,20	69,60	62,78	67,70
$K_{агп}$	1,12	0,98	0,30	0,46	0,87	1,09

Примітки: ***1–4*** – матеріали ДП «Центрукргеологія»: ***1*** – синювато-сірий середньозернистий лампроїт (св. 5741, інт. 140,0–140,5 м), ***2*** – темно-сірий тонкозернистий лампроїт (св. 5741, інт. 141,0–141,75 м), ***3*** – зеленкувато-сірий дрібнозернистий лампроїт (св. 5745, інт. 130,5–130,9 м), ***4*** – темно-зелений дрібнозернистий лампроїт (св. 5745, інт. 141,6–141,7 м); ***5, 6*** – амфібол-флогопіт-псевдолейцитові лампроїти за Ю.В. Гейко й ін. [168].

$f = (Fe_2O_3+FeO) / (Fe_2O_3+FeO+MgO)$ – залізистість (у ваг. %), $K_{агп} = Na_2O+K_2O/Al_2O_3$ – коефіцієнт агпаїтності (у мол. кількості).

Головний осередок проникнення лампроїтів не виявлено. Утім, беручи до уваги інтенсивні магнітні аномалії неподалік с. Свидівок і між м. Черкасами й с. Ірклiїв, можна припустити наявність великих масивів лужних порід у присхиловій частині УЩ на глибинах 200–400 м. Підтвердженням вірогідних інтрузій є встановлене за даними ВЕЗ куполоподібне підняття фундаменту поблизу с. Ірклiїв (лівий берег Кременчуцького водосховища) із перевищеннями понад 150 м. Пробурені св. 4198 і 4199 у периферійній частині однієї з магнітних аномалій за межами купола не дали змоги встановити їхнє походження. Свидівоцька і найінтенсивніша Ірклiївська групи магнітних аномалій сьогодні поховані під водами Кременчуцького водосховища. Цілком імовірно, що в лінійній субмеридіональній зоні Черкаського (Інгуло-Кам'янського) розлому могли сформуватися дрібніші тіла ультраосновних–лужних порід, у тім числі трубки й дайки олівінових лампроїтів або слюдистих кімберлітів.

У зв’язку зі сприятливою структурно-тектонічною позицією (куполоподібне підняття фундаменту у вузлі перетину північно-західних розломів ДДЗ з субмеридіональними й північно-східними розривами УЩ), характером геофізичних аномалій та знахідками алмазу, хромшпінеліду, ільменіту, циркону, рутилу в середньоюрських осадових верствах басейну рр. Золотоноша і Сула, Руськополянський і Ірклiївський прояви присхилової частини Кіровоградського блока УЩ належать до перспективних на розшуки алмазів. Ендогенними джерелами розсипищ алмазів і його мінералів-супутників могли бути давні трубки й дайки лампроїтів, вірогідно зародовані в палеозої–мезозої.

3.3.2. Грузьке поле трубкових тіл лампроїтоподібних порід

Специфічні брекчієві породи, які за низкою ознак подібні на кімберліти і лампроїти, здавна відомі в нижній частині розрізу мезокайнозойського чохла центральної та північної частин Кіровоградського блока УЩ. Упродовж уже більше півстоліття вони є предметом гострої дискусії як породи спірного віку та походження й це питання відкрите дотепер. Особливу увагу до них прикуто нещодавно в зв’язку із прогнозно-розшуковими роботами на алмази.

Брекчієподібні відклади виявлені в 1948–1949 рр. під час детальних геолого-стратиграфічних досліджень (Т.Д. Соломуха, Г.М. Козловська) і ґрунтовно вивчені впродовж 1960-х рр. унаслідок геолого-знімальних робіт м-бу 1: 200 000 (І.М. Етінгоф, В.А. Голубєв) та 1: 50 000 (М.Ф. Піддубний, В.К. Рябчун, В.Г. Злобенко, Г.М. Карпов). У стратиграфічній схемі УЩ (1970) брекчієподібні утворення виокремлено в райгородську товщу верхньої крейди(?)–палеоцену. У 2008 році Комісією зі стратиграфічної класифікації та номенклатури НСК України її переведено в ранг райгородської світи. Нині вона датована нижнім палеоценом із визначеним положенням стратиграфічно нижче лузанівської серії верхнього палеоцену і її аналогів у ДДЗ (сумська світа).

Є.П. Гуров і А.А. Вальтер за особливостями будови, складу, умовами залягання й поширенням зіставили райгородські брекчії із збереженими від ро-

змиву закратерними (балістичними) викидами Бовтиської ударно-вибухової (метеоритної) структури, що зафіксовані на відстані 45 км від центру кратера, та обґрунтували їхнє метеоритно-вибухове походження [170]. Натомість А.Я. Радзівіл навів переконливі ознаки їхньої вулканогенно-осадової природи і генетично пов'язав із пірокластичними туфами і туфітами Бовтиської западини вулканотектонічного походження [171].

Брекчії райгородської світи покривають значну частину Кіровоградського блока УЩ довкола Бовтиської западини. Однак вони залягають не суцільним плащем, а локально збереглися від розмиву в ерозійно-тектонічних западинах докембрійського фундаменту і вздовж похованих палеорусел у вигляді полів різних розмірів. За елементами палеорельєфу визначена їхня морфометрія, умови залягання, склад уламкового матеріалу та потужність. Найбільші за площею (до перших сотень км^2) поля поширення брекчій уціліли в центральній (верхів'я р. Інгул) і північно-західній (бас. р. Тясмин) частинах Кіровоградського блока УЩ. На північному сході блока райгородські брекчії значно зеродовані, відтак їхні фрагменти наявні у вигляді поодиноких «плям» площею від декількох до 10–12 км^2 (рис. 3.17). Загальна площа поширення брекчієподібних порід райгородської світи нині становить близько 6400 км^2.

Ознаки розмиву брекчій зафіксовані у вигляді гравійно-галькових базальних горизонтів потужністю до 1–2 м у нижній частині розрізу перекривних відкладів. Д.Є. Макаренко вважає [172], що нижньопалеоценові відклади розмивалися в пізньопалеоценовий час, коли відбувалося загальне епейрогенічне підняття УЩ, унаслідок якого активізувалася ерозійна діяльність, формувалися замкнуті депресії і поглиблювалися річкові долини.

Виповнені райгородськими брекчіями локальні пониження у фундаменті мають зазвичай нечітко виражену морфологію. Однак деякі відособлені з них близькі до ізометричних лійкоподібних западин вулканотектонічного (Бовтиська і Ротмистрівська) й вулкано-експлозивного походження (Зеленогайська, Адамівська, Оситнязька, Лісова, Грузька, Суботцівська і ін.). Центральні частини Бовтиської та Ротмистрівської западин виповнені ефузивами.

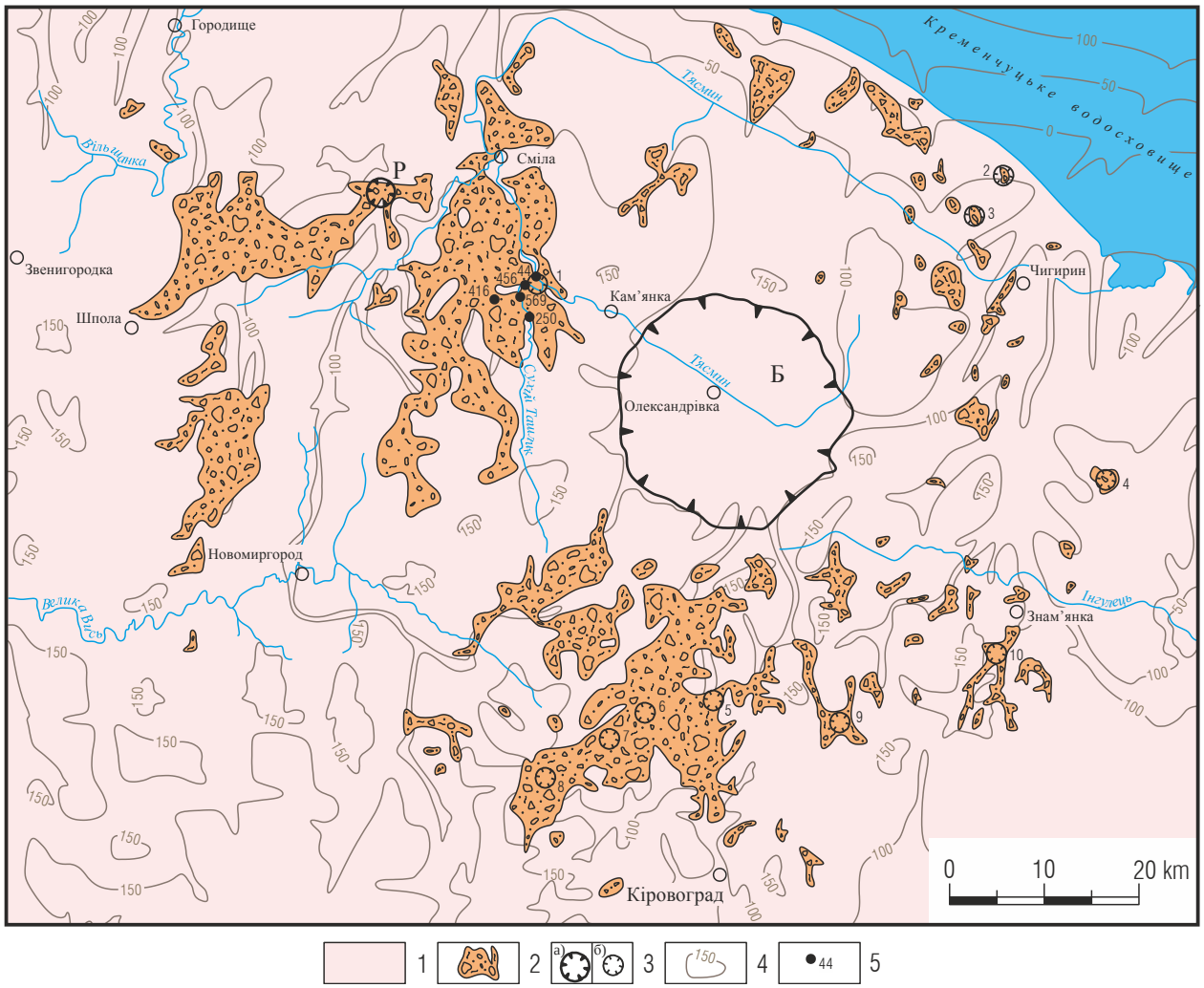


Рис. 3.17. Ексцентричний характер геолого-структурного взаємозв'язку брекчієподібних порід райгородської світи й Бовтиської вулканотектонічної западини (за даними В.П. Брянського й ін. [173], А.А. Вальтера й ін. [174]):

1 – докембрійський фундамент; ***2*** – поля поширення райгородських брекчій; ***3*** – западини типу діатрем у палеорельєфі кристалічної основи: *а* – вулканотектонічні (Б – Бовтиська, Р – Ротмистрівська), *б* – експлозивного походження (*1* – Райгородська, *2* – Адамівська, *3* – Красносільська, *4* – Зеленогайська, *5* – Родниківська, *6* – Оситнязька, *7* – Лісова, *8* – Грузька, *9* – Суботцівська, *10* – Знам'янська); ***4*** – ізогіпси поверхні фундаменту; ***5*** – пункти геологічних спостережень (і їхні номери) у відслоненнях.

Брекчії залягають безпосередньо на слабко розчленованій палеодолинами давньої гідромережі рівнинній поверхні кристалічних порід фундаменту й їхній корі звітрювання, іноді – на крейдових кварцових і кварц-глауконітових пісках, у Ротмистрівській западині – на туронській товщі писальної крейди, а на вододілі р. Тясмин і Кременчуцького водосховища – на тріасових і юрських піщано-глинистих відкладах. У бортах долин Сирого й Сухого Ташликів, неподалік сс. Лузанівка, Лебедівка, Копійчана, Ярове, Райгород брекчії виходять на денну поверхню та вивчені й описані автором у відслоненнях.

На значній площі брекчії поховані під чохлом молодших відкладів. Вони перекриті із ознаками розмиву палеоценовими сірими алевритовими глинами (околиці Сміли, с. Шевченка) й детрит-кварцовими пісками лузанівської серії (сс. Лузанівка, Райгород). Проте на решті території брекчії залягають під значно поширеними в районі еоцен-олігоценовими бучацькими, київськими, харківськими та неогеновими піщаними й піщано-глинистими товщами або четвертинними пісками й суглинками загальною потужністю до 60 м.

Відклади райгородської світи мають неоднорідну будову й літологічний склад [175]. Ззовні це зеленкувато-сірі глинисто-дрібноуламкові (жорств'яно-щебінчасті) брекчії. Вони містять уламки гранітів (1–25 см), детритових вапняків із мушлями й ядрами молюсків, моховаток, губок і черепашками форамініфер та гнізда, лінзи і прошарки грубозернистих польовошпат- і глауконіт-кварцових пісковиків, туфів (до 0,5 м), туфітів, туфогравелітів, туфопісковиків та туфоалевролітів із морською фауною фосилій. За даними А.А. Вальтера та В.В. Єфіменка [176], гранулометричний склад брекчій неоднорідний за розмірами уламків та близький до складу невідсортованих каламутних потоків. З нашого погляду, вони подібні до горизонтально-шаруватих кратерних фацій діатрем кімберлітів Форт-а-ля-Корн провінції Саскачеван у Канаді [177].

Потужність брекчій невитримана, мінімальна на підвищеннях поверхні фундаменту та максимальна в палеодолинах, змінюється від 0,0–2,3 м у бортах палеодолин до 20–63 м – у їхніх центральних частинах, що зумовлено рельєфом поверхні докембрійського фундаменту й ступенем розмиву брекчій.

Останніми роками на території поширення палеоценових порід райгородської світи центральної частини УЩ виконано комплекс геолого-знімальних робіт м-бу 1: 200 000 (ДП «Центрукргеологія» НАК «Надра України») і прогнозно-розшукових вишукувань на алмази м-бу 1: 50 000 (ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія»). Підґрунтям для цього стали знахідки в 1996 році в «неперемі-щених кластичних утвореннях» балки Грузької (поблизу м. Кіровограда) октаедричного кристалу алмазу і його мінералів-супутників у кімберлітах – піропу, пікроільменіту, хромшпінелідів, хромдіопсиду.

У 2004–2010 рр. у цьому районі виділено декілька наближених геофізичних гравіаномалій трубкового типу. За даними буріння профілю свердловин установлено, що гравіаномалії зумовлені локальними западинами палеорельєфу типу діатрем у докембрійському фундаменті й просторово-генетично асоціюють із глинисто-дрібноуламковими брекчіями райгородської світи, які на площі 25×40 км утворюють тут суцільний покрив [178]. Нами їх об'єднано в *Грузьке поле експлозивних структур* із проявами *Грузький, Лісовий* і *Оситнязький.* Є.П. Гуров та А.А. Вальтер уважають такі заглиблення борознами виорювання, що утворилися внаслідок розлітання уламків по пологих траєкторіях під час катастрофічного метеоритного вибуху [170]. Вони виявили специфічні мікроструктури з проявами ударного метаморфізму і плавлення порід – дрібну фрагментованість зерен гранату і кварцу, ромбоедричні (по ω = {1013} і π = {1012}) системи планарних елементів у кварці та польових шпатах, зони зминання в біотиті, ізотропізацію плагіоклазів від незначного зниження двозаломлення до перетворення кристалів у діаплектоване (тетоморфне, ударне) скло й повного переходу в маскелініт (аморфне скло), діагностували коесит.

Грузьке поле експлозивних структур знаходиться у верхів'ї балки Грузької на північному заході м. Кіровограда, поблизу сс. Овсяниківка–Грузьке–Лісне–Оситняжка. Зі структурно-тектонічної позиції трубки вибуху поширені в центральній частині Кіровоградського блока УЩ, де контрольовані потужною субширотною Суботцівсько-Мошоринською зоною глибинних розломів. Наближені брекчієві трубки локалізовані вздовж Захарівського розлому другого порядку північно-східного простягання в південно-східному ендоконтакті багатофазового Корсунь-Новомиргородського плутону (рис. 3.18).

Безмаль половину площі Грузького поля в різні роки було охоплено спеціалізованими розшуковими роботами на уран м-бу 1:25 000–1: 10 000, однак розвідувальне буріння тоді здійснювали без відбору керна осадових відкладів чохла з незначним заглибленням у кристалічні породи й до того ж із щільністю від 2 до 15 свердловин на 1 км^2. Картувальні свердловини, які пробурено з відбором керна, «алмазного» призначення не мали.

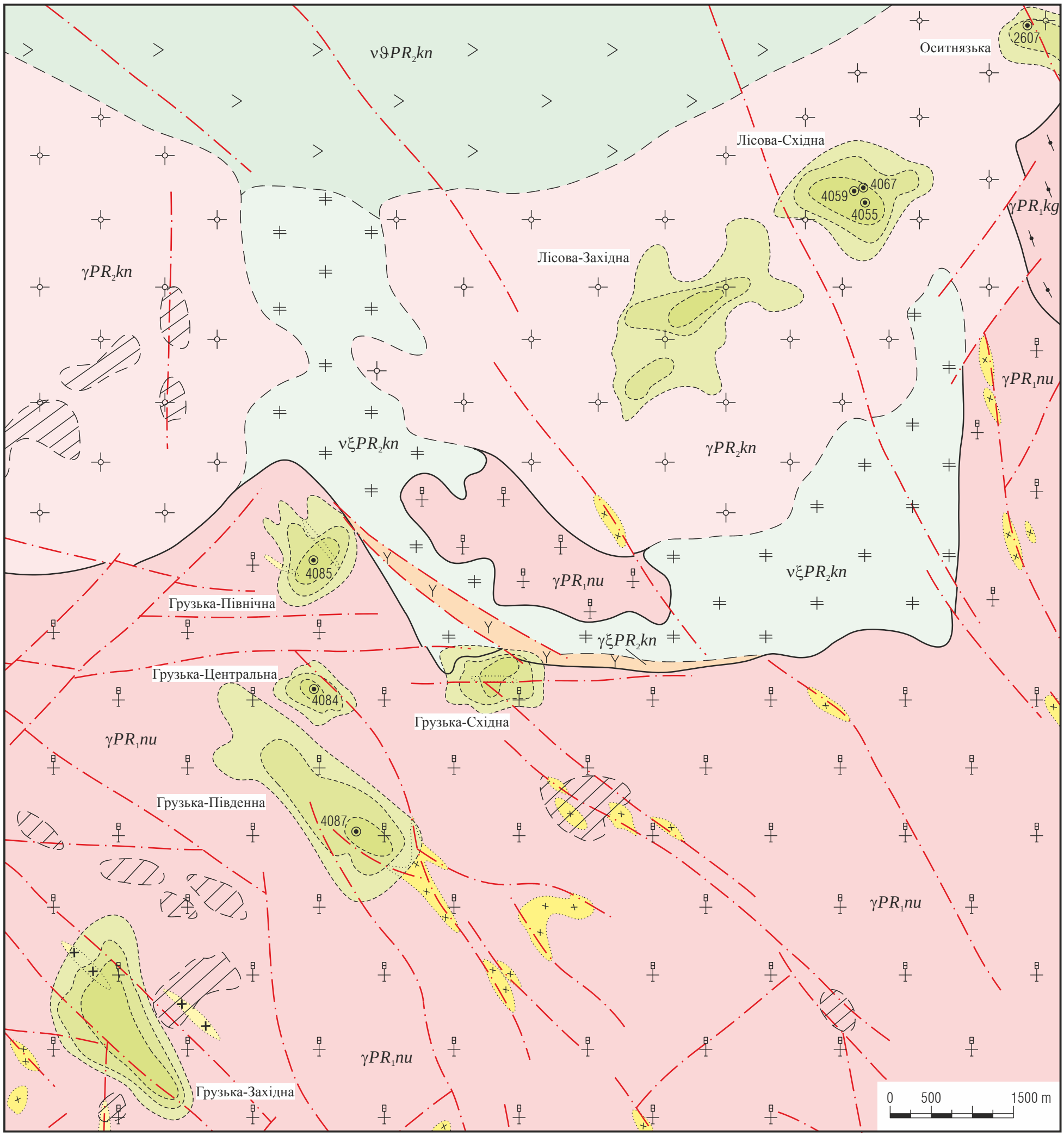


Рис. 3.18. Геолого-структурна схема району локалізації від'ємних гравітаційних аномалій трубкового типу в межах Грузького поля експлозивних структур (Захарівська зона розломів, центральна частина Кіровоградського блока УЩ):

Новоукраїнський (PR_1nu) інтрузивний та кіровоградський (PR_1kg) ультраметаморфічний комплекси нижньопротерозойського віку: ***1*** – граніти новоукраїнські, середньо-крупнозернисті, трахітоїдні, біотитові, інколи з гіперстеном *(γ)*; ***2*** – граніти кіровоградські, рівномірнозернисті, подекуди мігматизовані, головно біотитові з амфіболом і гранатом *(γ)*; ***3*** – природжені гідротермально-метасоматичні утворення: *а* – альбітити, *б* – десиліфіковані альбіт-мікроклінові породи. *Корсунь-новомиргородський інтрузивний комплекс середньопротерозойського віку (PR_2kn):* ***4*** – анортозити та габро-анортозити *(νϑ)*; ***5*** – монцоніти *(νξ)*; ***6*** – граніти рапаківі дрібноовоїдні і рапаківіподібні дрібнозернисті, двослюдяні *(γ)*; ***7*** – сієніти роговообманкові, граносієніти *(γξ)*; ***8*** – розривні порушення; ***9*** – ділянки проявів процесів гідротермальних змін гранітоїдів (окварцювання, сульфідизація, карбонатизація); ***10*** – від'ємні гравітаційні аномалії (матеріали ГРЕ №37), що пов'язані зі структурами експлозивного походження; ***11*** – типи геологічних меж: *а* – чіткі між нижньо- і середньопротерозойськими утвореннями; *б* – петроструктурні між магматичними породами корсунь-новомиргородського комплексу середньопротерозойського віку; *в* – фаціальні між гранітами й альбітитами гідротермально-метасоматичного походження нижньопротерозойського віку; ***12*** – бурові свердловини, якими розкриті експлозивні брекчії із цементом лампроїтового складу.

На рис. 3.19 наведено геолого-геофізичний розріз експлозивних структур, складений на основі фактологічного матеріалу ГРЕ №37 та власної інтерпретації. Загалом це перекриті осадовими товщами локальні брекчієві трубкоподібні тіла пониженої щільності в докембрійському фундаменті, що часто формують ланцюги вздовж розломів. Вони чітко проявлені в геофізичному полі у вигляді контрастних (від –0,4 до –0,9 мГл) ізометричноподібних (у тім числі гантелеподібних) від'ємних гравітаційних аномалій розмірами від перших сотень метрів до 1,0–1,5 км (Грузька-Північна діатрема розміром 1,0×1,2 км). Гравіаномалії дещо перевищують справжні розміри трубок за рахунок впливу роздроблених бічних порід. Найбільша глибина експлозивних структур сягає 200 м. Докембрійські утворення за межами трубок залягають на глибинах 60–80 м. Трубкоподібні тіла тяжіють здебільшого до контактів кристалічних порід, які представлені монцонітами, трахітоїдними біотитовими і рапаківіподібними двослюдяними гранітами, амфібол-біотитовими гнейсами, мігматитами протерозойського віку. Закартовано також витягнуту в субширотному напрямі дайку сієніт-порфірів завдовжки 9 км і завширшки від 1–1,5 до 4 км.

Літолого-петрографічні й мінералогічні особливості експлозивних утворень нами вивчено в свердловинах, пробурених у центральних частинах трубок Грузької-Північної, Грузької-Центральної, Грузької-Південної й Лісової-Східної Грузького поля [18]. За даними вивчення керна свердловин 4085, 4084, 4087, 4061 трубкоподібні тіла виповнені сірими й зеленкувато-сірими, деколи бурувато-сірими та бурими помірнощільними валунно-бриловими брекчіями. Вони складені (5–90 %) невідсортованими валунами й брилами вмісних кристалічних порід фундаменту і дрібними (від 1 мм до 3–5 см) їхніми кристалоій літокластами – зернами й уламки кварцу, мікрокліну, пелітизованого плагіоклазу кутасто-овальної, інколи неправильної форми, лусками біотиту й мусковіту, а також їхніми зростаннями. Валуни і брили грубоуламкових нагромаджень трубок зцементовані аповулканогенною основною масою, що представлена глинистою речовиною туфоподібного вигляду з домішкою кластичного матеріалу (рис. 3.20).

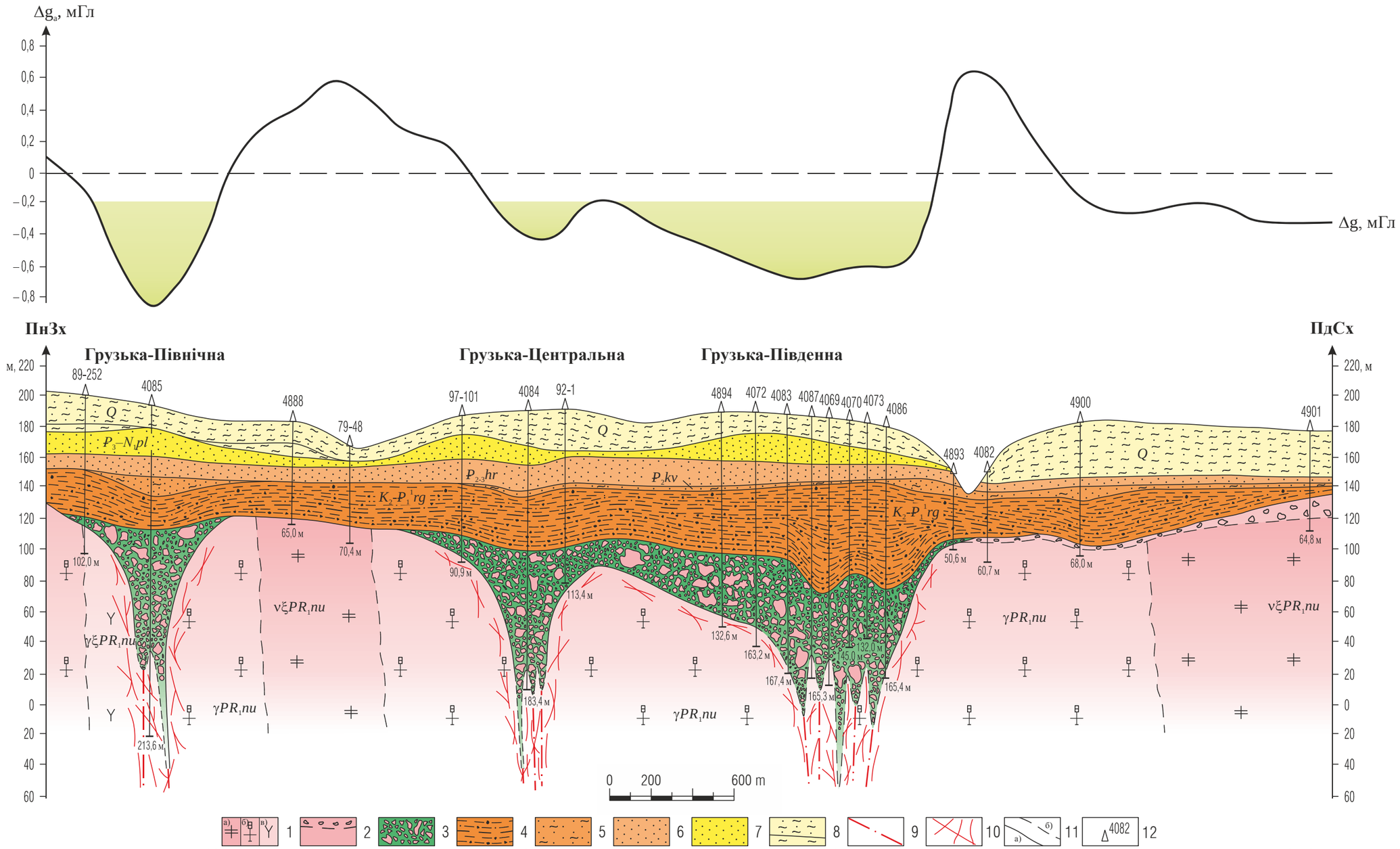
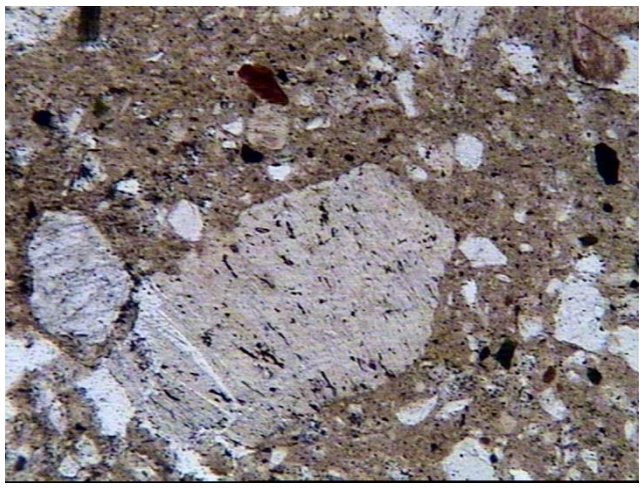
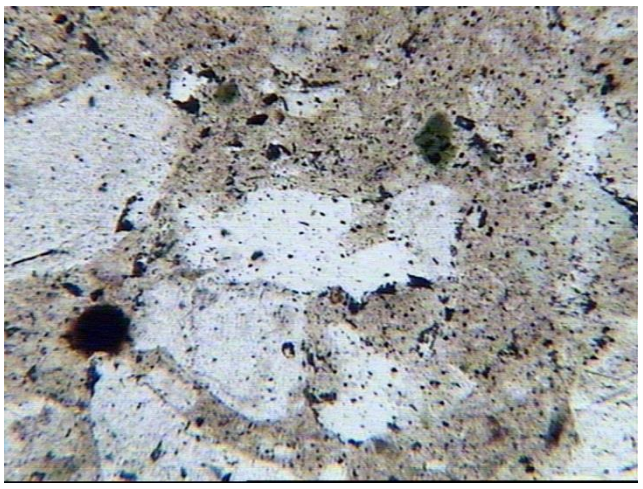


Рис. 3.19. Геолого-геофізичний розріз експлозивних трубкових тіл Грузького поля центральної частини Кіровоградського блока УЩ (із використанням базових матеріалів ГРЕ №37):

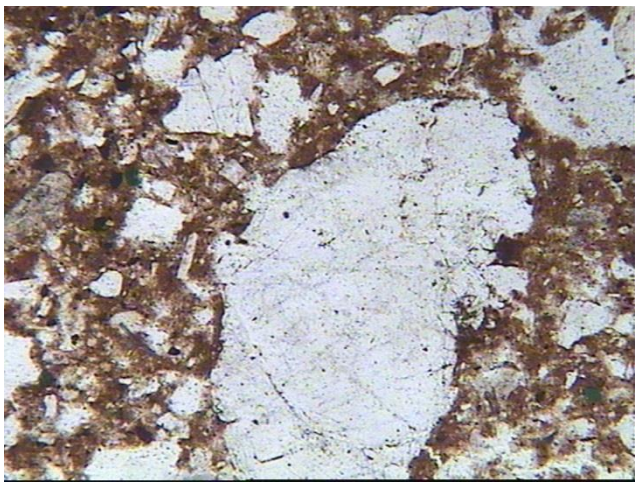
1 – кислі та лужні інтрузивні породи новоукраїнського комплексу *(PR_1nu)*: *а* – кварцові монцоніти, монцочарнокіти *($\nu\xi$)*, *б* – граніти новоукраїнського типу, середньозернисті, трахітоїдні, головно біотитові, інколи крупнозернисті з гіперстеном *(γ)*, *в* – сієніти роговообманкові, граносієніти *($\gamma\xi$)*; ***2*** – давня каолінова кора звітрювання з різними за розміром уламками гранітоїдів і монцонітів; ***3*** – валунно-брилові утворення (гранітоїди, монцоніти, сієніти) з туфобрекчієвим цементом лампроїтового складу *(K_2–P_1^1)*; ***4*** – погано відсортовані жорств'яно-щебінчасті вулканогенно-осадові відклади райгородської світи *(K_2–P_1^1rg)* на карбонатно-глинистому цементі, у нижній частині з глинисто-дрібноуламковими брекчіями; ***5*** – вапняково-глинисті тонкозернисті кварцові піски і мергелі київської світи *(P_2kv)*; ***6*** – різнозернисті глауконіт-кварцові піски і пісковики харківської серії *($P_{2-3}hr$)*; ***7*** – тонкозернисті кварцові піски з поодинокими прошарками глин, пісковиків і вторинних каолінів полтавської серії *(P_3–N_1pl)*; ***8*** – сучасні палеві суглинки, у нижній частині з піщаними глинами *(Q)*; ***9*** – розривні порушення із ділянками вилуговування бічних порід; ***10*** – зони інтенсивної тріщинуватості порід фундаменту з ознаками ймовірного переходу в глибинно-підвідний канал штокверкоподібного типу; ***11*** – геологічні межі: *а* – встановлені, *б* – ймовірні; ***12*** – бурові свердловини та їхні номери за даними ГРЕ №37.



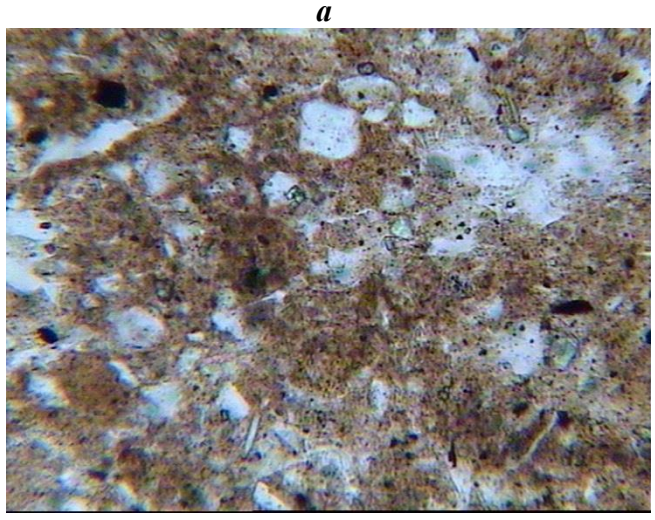
а



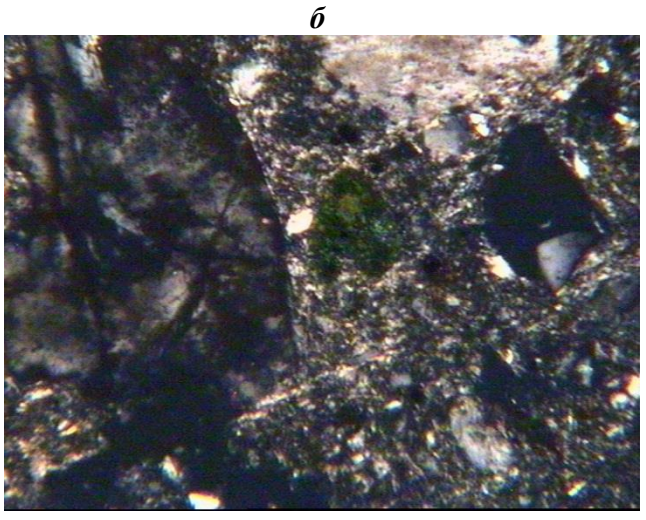
б



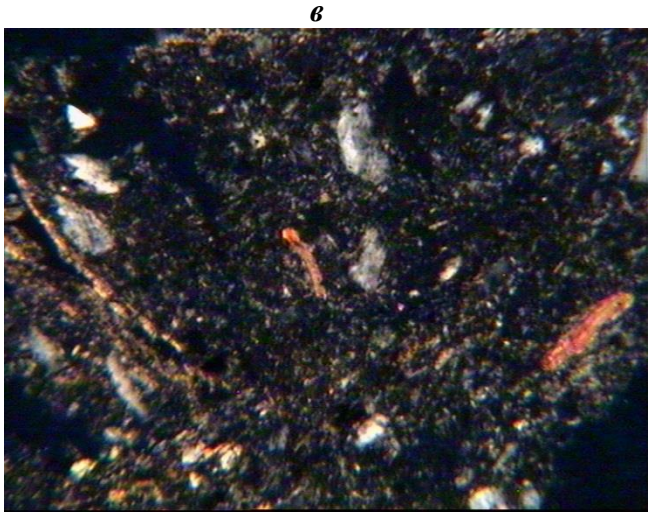
в



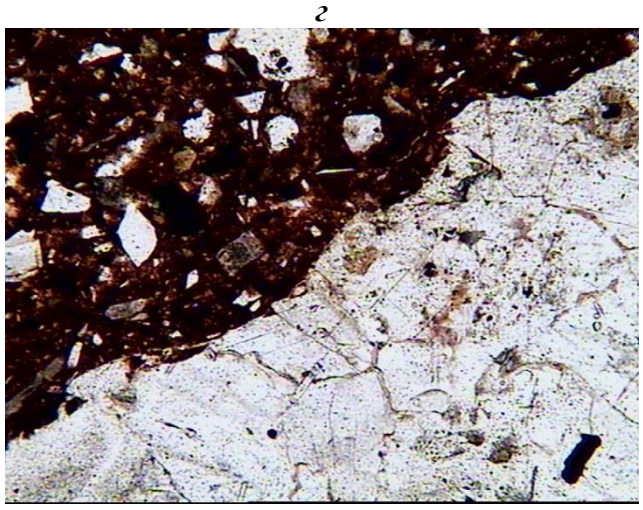
г



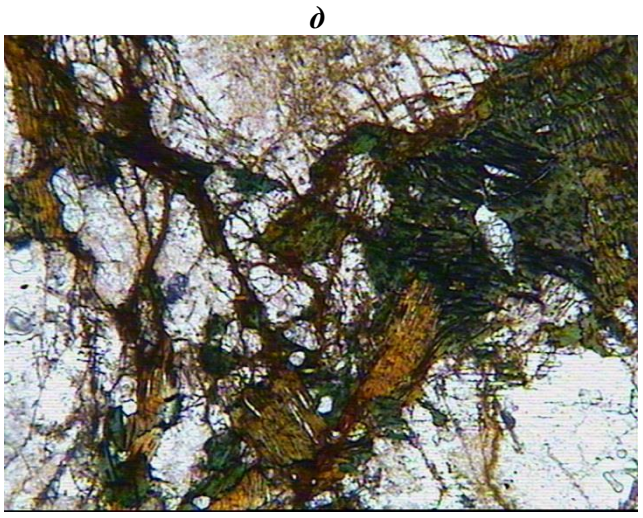
д



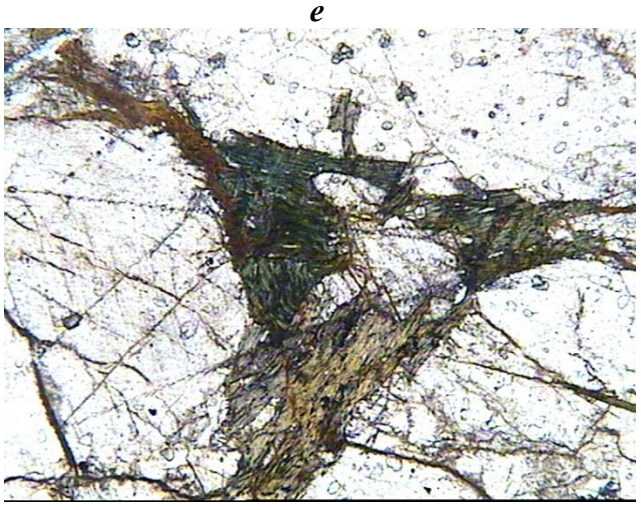
е



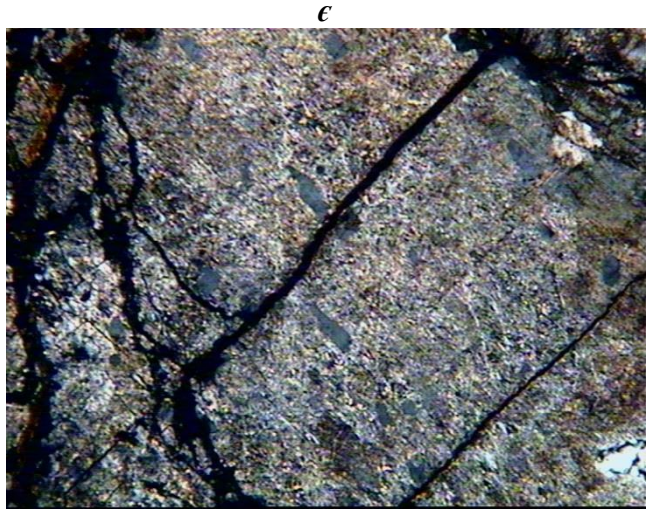
є



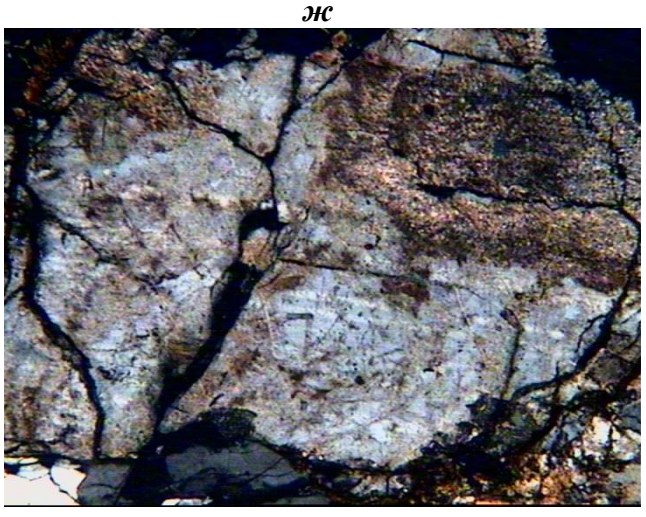
ж



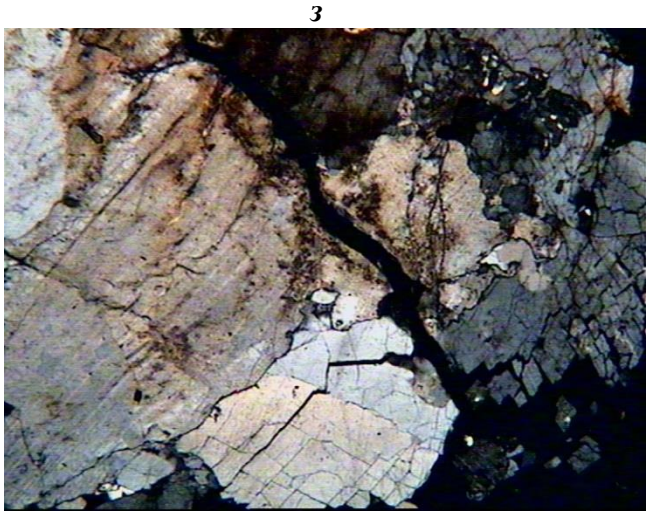
з



и



і



ї

Рис. 3.20. Фрагменти найпоширеніших типів мікроструктур лампроїтових туфобрекчій трубки Грузька-Південна (св. 4087):

а – уламки кварцу, польового шпату, інколи магнетиту й вуглефікованої органіки зцементовані глинисто-алевритовою масою. Зб. 100; ***б*** – уламки польового шпату інтенсивно каолінізовані, подекуди до рівня зникнення їхніх чітких меж, на загальному тлі помітні зерна глауконіту та вуглефікованих решток. Зб. 100; ***в*** – лампроїтова туфобрекчія масивної текстури із фрагментом псефо-псамо-алевритової мікроструктури, цемент базального типу. Зб. 100; ***г*** – типовий фрагмент алевро-пелітової (кварц, слюда – алевритова, каолініт – пелітова) мікроструктури глинистого цементу лампроїтової туфобрекчії, дрібні пори виповнені кальцитом. Зб. 100; ***д*** – варіант мікроструктури слабко катаклазованого зернистого кварцу (сіре), пелітизованого й каолінізованого калішпату (бурувато-біле) та глауконіту (зеленкувате). Зб. 100; ***е*** – на тлі глинистої маси цементу окремі головно алевритові уламки кварцу. Зб. 100; ***є*** – фрагмент мікроконтакту уламка зміненого гранітоїду із глинистим цементом у складі лампроїтових туфобрекчій. Зб. 30; ***ж*** – характер співвідношення салічної (пелітизований калішпат) і фемічної (біотит, рогова обманка) частин ксенолітів гранітоїдів у складі лампроїтових туфобрекчій. Зб. 30; ***з*** – аналогічний характер співвідношення в уламках гранітоїдів. Зб. 30; ***и*** – фрагмент зерна тріщинувато-серицитизованого плагіоклазу з окремими виділеннями альбіту в ксеноліті гранітоїдів. Зб. 30; ***і*** – фрагмент зерна тріщинувато-пелітизованого калішпату з окремими ділянками серицитизації. Зб. 30; ***ї*** – мірмекітова структура гранітоїдних уламків. Зб. 30.

Примітка. ***а, б, д, е*** – інт. 46,2–51,9 м; ***г*** – інт. 58,4–64,0 м; ***в, є*** – інт. 64,0–78,1 м; ***ж, з, и, і, ї*** – інт. 143,0–151,5 м.

Невідсортований валунно-бриловий матеріал містить уламки всіх стадій звітрювання – від інтенсивно дезінтегрованих та змінених процесами звітрювання до порівняно свіжих: посвітлілі каолінізовані, катаклазовані, тріщинуваті і роздроблені порфіроподібні гранітоїди, рапаківіподібні, трахітоїдні, аплiт-пегматоїдні граніти, біотитові гнейси, зрідка монцоніти, сієніти, лабрадорити. Їхня кількість знизу вверх поступово вбуває від 90–40 до 20–5 %, розмір зменшується від 5×2×2 м до 25–10 см і вище вони переходять у глинисто-дрібноуламкові брекчії райгородської світи кратерно-озерного типу.

Дрібноуламкові брекчії містять уламки гранітів, вапняків, кременів, крейди, мергелів, прошарки глауконіт-кварцових пісковиків, лінзи «бокситоподібних порід», гнізда білого каоліну і зеленкуватої глини з глауконітом, обвуглені рослинні рештки. Цементувальна маса брекчій глиниста, алевро-псамітової структури, за даними рентгеноструктурного аналізу утворена тонкодисперсним зеленкувато-сірим монтморилонітом з включеннями дрібних (0,01–1 мм) уламків кварцу, калішпату, біотиту, гранату, апатиту, монациту, глауконіту й черепашками форамініфер. Цемент іноді озалізнений, бурувато-сірий і бурий, через що брекчії подекуди схожі на бурі залізняки. На думку автора, наявність монтморилоніту пов’язана з заміщенням ним Mg-вмісних мінералів і вулканічного скла ультраосновного складу внаслідок процесів звітрювання, що підтверджено дослідами [179] та спостереженнями над вулканічним склом [180].

Хімічний склад (св. 4087, інт. 69,0–75,0 м) глинистого мезостазису брекчій такий, ваг. %: SiO_2 – 56,58; TiO_2 – 1,14; Al_2O_3 – 14,02; Fe_2O_3 – 4,65; FeO – 3,26; MnO – 0,09; MgO – 0,97; CaO – 5,86; Na_2O – 0,74; K_2O – 2,60; P_2O_5 – 0,14; K_2O/Na_2O – 3,51; $\sum K_2O+Na_2O$ – 3,34. Вміст лугів, вірогідно, занижений через звітрення брекчій. Вони частково винесені, за рахунок чого зросла кількість SiO_2 і Al_2O_3. Аналогічне зростання вмісту $\sum FeO+Fe_2O_3$ і зниження MgO.

Над валунно-бриловими брекчіями трубок Грузької-Південної й Лісової-Східної свердловинами 4087, 4074, 4076 і 4061, 4067, 4052, 4053, 4055 розкрито ореоли своєрідних «бокситоподібних порід» площею 3×3 км (інколи 5×6 км). Ореоли формують лінзи над кратерами серед глинисто-дрібноуламкових

брекчій райгородської світи. «Латерити» майже цілком перетворені в щільну бурувато-червону глинисту масу з численним бобовинням білого і бурого забарвлення. За структурно-текстурними та мінералого-петрографічними особливостями автором їх інтерпретовано як окиснені лапілієві (пізолітові) «піщанисті» туфи або, найвірогідніше, автолітові туфобрекчії – продукти поверхневих форм прояву експлозивного вулканізму маарового типу.

Лапілієві (автолітові) «піщанисті» туфи утворені округлими та овальними, інколи концентричної будови стяжіннями розмірами від 5–8 до 15–20 мм. Вони складені попеловим матеріалом псамітової, алевро-псамітової структури і часто-густо оточені тонкою пелітовою або алевро-пелітовою облямівкою того ж складу, одначе одноріднішою й темнішою за забарвленням. За даними рентгеноструктурного аналізу, такий щільно «спаяний» попелово-бобовий матеріал представлений оксидами заліза (махгеміт, магнетит), псевдоморфозами суміші смектитів по олівіну, уламками автолітів, зернами кварцу й польових шпатів. Цементувальна глиниста маса автолітів містить сапоніт, монтморилоніт, гідрослюду (вермикуліт), хлорит, гідраргіліт, гетит, кварц та польові шпати. Повне заміщення аповулканогенного ультраосновного матеріалу зумовило утворення смектит-хлорит-гідрослюдистої мінеральної асоціації.

Наявність аналогічних до алмазоносних «піщанистих» туфів лампроїтової трубки Аргайл у Західній Австралії лапілієвих туфів у розрізах кратерних фацій діатрем Грузького поля свідчить про слабку ерозію експлозивних апаратів та незначне переміщення вулканокластичного матеріалу. Лапілієві туфи поширені серед продуктів викидів лужно-ультраосновного складу (у тім числі кімберлітових та лампроїтових) маарових вулканів ПАР, Лесото, Канади та характеризують один із аеральних типів вулканічних виверженъ.

У керні свердловин 4084, 4085, 4087, 4049, 4059, 4061, 4065, які розкрили трубкоподібні тіла із глинисто-дрібноуламковими брекчіями кратерної фації, автором виділено специфічний еклоґітовий парагенезис мінералів-супутників алмазу, який притаманний лампроїтам: змінений олівін, ільменіт, хромшпінеліди, муасаніт (Ng = 2,69), хлоритизований флогопіт, рутил, піроп-альмандин

($Ng \geq 1{,}78$), циркон, апатит, магнетит, магнітні кульки, скло ($N \geq 1{,}64$), які не мають ознак механічного зношування [18]. За даними спектрального й мікрозондового аналізів у бурувато-чорних ільменітах та рутилах встановлено підвищений вміст Nb (до 5 ат. %), а також Ta, Ga, Ce, La, Y, Yb, Hf, Cd і незначну кількість Mo, Cu, Ag. Хімічний склад деяких із них наведено в табл. 3.14.

Таблиця 3.14

Хімічний склад оксидів титану із лампроїтоподібних порід Грузького поля трубок за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Компоненти	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,000	0,000	0,000	0,213	1,433	3,101	1,350
Al_2O_3	0,318	0,000	0,000	0,406	0,576	0,970	0,965
MgO	0,000	0,000	0,085	0,251	0,070	0,039	0,141
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,174	0,000	0,000	0,000
Na_2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,051	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,092	0,418
K_2O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	39,693	45,796	46,427	43,101	17,217	4,927	16,609
MnO	0,334	0,517	1,557	1,695	0,560	0,145	0,451
Nb_2O_5	0,000	0,000	0,000	1,818	2,440	7,231	2,502
Ta_2O_5	0,000	0,000	0,000	0,216	0,166	0,207	0,167
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,090	0,000
V_2O_5	0,091	0,000	0,000	0,011	0,024	0,000	0,125
TiO_2	59,564	53,687	51,931	52,113	77,513	82,146	77,271
Si	0,000	0,000	0,000	0,005	0,021	0,043	0,019
Al	0,009	0,000	0,000	0,012	0,010	0,016	0,016
Mg	0,000	0,000	0,003	0,009	0,002	0,001	0,003
Zn	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,006
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,804	0,961	0,984	0,903	0,208	0,057	0,200
Mn	0,007	0,011	0,033	0,036	0,007	0,002	0,006
Nb	0,000	0,000	0,000	0,020	0,015	0,044	0,016
Ta	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
V	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Ti	1,086	1,014	0,990	0,982	0,843	0,850	0,838

1. Ільменіт $(Fe_{0,80}Mn_{0,01}Al_{0,01})_{0,82}Ti_{1,09}O_3$
2. Ільменіт $(Fe_{0,96}Mn_{0,01})_{0,97}Ti_{1,01}O_3$
3. Ільменіт $(Fe_{0,98}Mn_{0,03})_{1,01}Ti_{0,99}O_3$
4. Ільменіт $(Fe_{0,90}Mn_{0,04}Al_{0,01}Mg_{0,01}Nb_{0,02})_{0,98}(Ti_{0,98},Si_{0,01})O_3$
5. Рутил $(Ti_{0,84}Fe_{0,21}Si_{0,02}Nb_{0,015})O_2$
6. Рутил $(Ti_{0,85}Fe_{0,06}Si_{0,04}Nb_{0,04})O_2$
7. Рутил $(Ti_{0,84}Fe_{0,20}Nb_{0,02})O_2$

Примітки: Аналізи ***1*** – св. 4087, інт. 69,0–75,0 м, ***2, 3*** – св. 4087, інт. 79,0–80,0 м, ***4–7*** – св. 4085, гл. 111,5 м. Аналізи виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М).

За даними Г.А. Калашник та ін. [181], хромшпінеліди геохімічно подібні до таких з мантійних нодулів алмазоносних кімберлітів Якутії й відрізняються від хромітів із нодулів неалмазоносних трубок вищим вмістом Cr_2O_3 (30,0–62,17 %) і MgO (7,3–12,5 %), що свідчить про їхню належність до індикаторів алмазної фації мантійного магматизму. Серед гранатів виявлено і високохромисті кнорингітовмісні піропи гарцбургіт-дунітового парагенезису із вмістом Cr_2O_3 – 6,1–7,1 %, MgO – 19,33–20,01 %, CaO – 4,14–4,38 %.

У св. 4049 (інт. 110,5–114,1 м) Л.О. Соломатіною виявлено рідкісноземельну мінералізацію, представлену мінералами групи бастнезиту (до 28 %), що підтверджує лужну («лампроїтову») спрямованість кратерних брекчій. Окрім того, у важкій немагнітній фракції (клас 0,5–0,2 мм) нами діагностовано монацит, баделеїт, лейкоксен, сфен, корунд, рогову обманку, дистен, ставроліт, андалузит, пірит, сфалерит, арсенопірит, молібденіт, каситерит, барит, епідот, цоїзит, глауконіт. За асоціацією й морфологічними особливостями більшість з них належать до продуктів дезінтеграції вмісних кристалічних порід або вторинних утворень [21]. Хімічний склад деяких силікатів наведено в табл. 3.15.

Зеленкувато-жовті алмази (до 0,1–0,3 мм) округло-ромбододекаедричного габітусу (св. 4085) лампроїтового типу та псевдогексагональні і неправильні гострокутні їхні уламки (св. 4084, 4059) виділено в ЦЛ КП «Кіровгеологія» (мінералог Л.О. Соломатіна) та в ЦЛ ПДРГП «Північгеологія» під керівництвом Т.М. Звенигородської, що теж підтверджено В.М. Квасницею.

З від’ємними гравітаційними аномаліями Грузького поля тісно суміщені вторинні літохімічні ореоли розсіювання Cr, Ni, Mg, Co, Ti, V, Fe, Sn, Pb, Zn, Mo, Cu, Ba, Nb, що окреслюють геохімічний спектр, властивий алмазоносним лужно-ультраосновним породам та їхній корі звітрювання [182]. Морфологія ізоліній розподілу цих металів у залишкових ореолах чітко корельована з областю поширення кратерних брекчій трубок. Контрастність геохімічних аномалій основних елементів-індикаторів (Cr, Ni, Mg, Fe), особливо їхнього мультиплікативного показника Cr×Mg×Fe, є притаманною для кімберлітів і лампроїтів Кіровоградського блока УЩ і не властивою вмісним гранітогнейсам.

Таблиця 3.15

Хімічний склад силікатних мінералів із лампроїтоподібних порід Грузького поля трубок за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Компоненти	1	2	3	4	5
SiO_2	31,869	32,457	57,632	63,416	37,223
ZrO_2	66,986	66,491	–	0,000	–
HfO_2	1,092	1,052	–	0,000	–
Al_2O_3	0,000	0,000	13,807	19,785	21,164
MgO	0,000	0,000	3,586	0,000	2,977
ZnO	0,000	0,000	–	0,000	–
Na_2O	0,000	0,000	0,995	1,646	0,000
CaO	0,000	0,000	1,316	0,018	1,648
K_2O	0,000	0,000	5,439	15,102	0,086
FeO	0,000	0,000	0,505	0,000	35,857
Fe_2O_3	0,000	0,000	16,615	0,000	0,000
MnO	0,053	0,000	0,000	0,032	1,045
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V_2O_5	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO_2	0,000	0,000	0,106	0,000	0,000
Si	0,983	0,996	3,725	2,931	2,998
Zr	1,007	0,995	–	0,000	–
Hf	0,010	0,009	–	0,000	–
Al^{IV}	0,000	0,000	0,275	1,078	0,000
Al^{VI}	0,000	0,000	0,776	0,000	2,009
Mg	0,000	0,000	0,346	0,000	0,358
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	–
Na	0,000	0,000	0,125	0,148	0,000
Ca	0,000	0,000	0,091	0,001	0,142
K	0,000	0,000	0,448	0,891	0,009
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,027	0,000	2,415
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,808	–	–
Mn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,071
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000

1. Циркон $(Zr_{1,00},Hf_{0,01})[Si_{0,98}O_4]$
2. Циркон $(Zr_{0,99},Hf_{0,01})[Si_{0,99}O_4]$
3. Глауконіт $(K_{0,45},Na_{0,12})_{0,57}(Fe_{0,81},Al_{0,78},Mg_{0,35},Ca_{0,09},Fe_{0,03})_{2,06}[(Al_{0,28},Si_{3,72})O_{10}](OH)_2$
4. K-Na польовий шпат $(K_{0,89},Na_{0,14})_{1,03}[Al_{1,08}Si_{2,93}O_8]$
5. Альмандин $(Fe_{2,42},Mg_{0,36},Mn_{0,07},Ca_{0,14})_{2,99}Al_{2,01}[(Si_{2,99}O_4)_3]$

Примітки: Аналізи ***1–3*** – св. 4087, інт. 69,0–75,0 м, ***4*** – св. 4087, інт. 79,0–80,0 м, ***5*** – св. 4085, гл. 111,5 м. Аналізи виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М).

На лужну спрямованість вулканізму вказує й підвищений вміст рідкісноземельних елементів-супутників (Ce, La, Y, Yb) у воді. За даними профільного гідрохімічного пробовідбирання тріщинних вод поблизу с. Грузьке визначено аномальні вмісти Ce, Zr, Hf, Nd, Sm, Eu, Sc і важких вуглеводнів [183].

Свердловинами простежено підвідні канали трубки Лісова-Східна. Цементувальна маса брекчій тут нагадує імпрегновані кластичні дайко- й жилоподібні тіла потужністю 4–15 см, у роздувах десятки сантиметрів, що «обволікає» інтенсивно роздроблені валуни гранітів. «Ін'єкції» складені нерівномірнозернистим, подрібненим і перетертим до гравійно-піщано-глинистої маси туфоподібним матеріалом – туфізитом. Ознаки ін'єкційноподібної цементації особливо помітні у св. 4061 (інт. 103,9–119,8 м), де кластичний матеріал виповнює повстаючі тонкі жилки-апофізи – підвідні штокверкоподібні прожилки у вмісних гранітогнейсах фундаменту. Нами їх також закартовано у відслоненнях поблизу сс. Копійчана й Лебедівка (рис. 3.21). Потужність валунно-брилових нагромаджень з «ін'єкціями» дайок і жил становить від 3–8 (с. Лебедівка) до 86,5 м (св. 4759, с. Долино-Кам'янка), інде сягає 100,0–125,0 м і навіть 195,5 м (Зеленогайська трубка). Укажемо, що на ділянках із підвищеною потужністю кластичних товщ відсутня кора звітрювання порід фундаменту.

На думку автора, руйнування валунів і брил гранітоїдів (що розсипаються від удару молотком) *in situ* без ознак фізичного звітрювання, пов'язано із кесонно-експлозивним ефектом під дією мантійних («самовибухових») газів. Через локальний перепад літостатичного тиску (декомпресії) різко зменшувалася теплоємність речовини і як наслідок відбувалося спонтанне (концентроване, розсіяне) виділення надлишку прихованої теплової й динамічної енергії. Залежно від швидкості підйому («спливання, стріляння») валунів та брил внутрішній тиск ставав надлишковим відносно зовнішнього і граніти роздроблювалися за принципом об'ємного вибуху. Це призводило до об'ємного дроблення, деструкції й саморуйнування. Енергії кесонного-експлозивного удару могло бути навіть цілком удосталь для енантіотропних перетворень кремнезему в ряді стишовіт–коесит–кварц і, вірогідно, алмаз–лонсдейліт.

На прояви кесонного ефекту в масивах гірських порід та під час формування родовищ звернули увагу П.М. Горяйнов і І.В. Давиденко [184]. На численних прикладах вони показали універсальність проявів цього планетарного геодинамічного механізму, обізвавши його тектоно-кесонним ефектом.

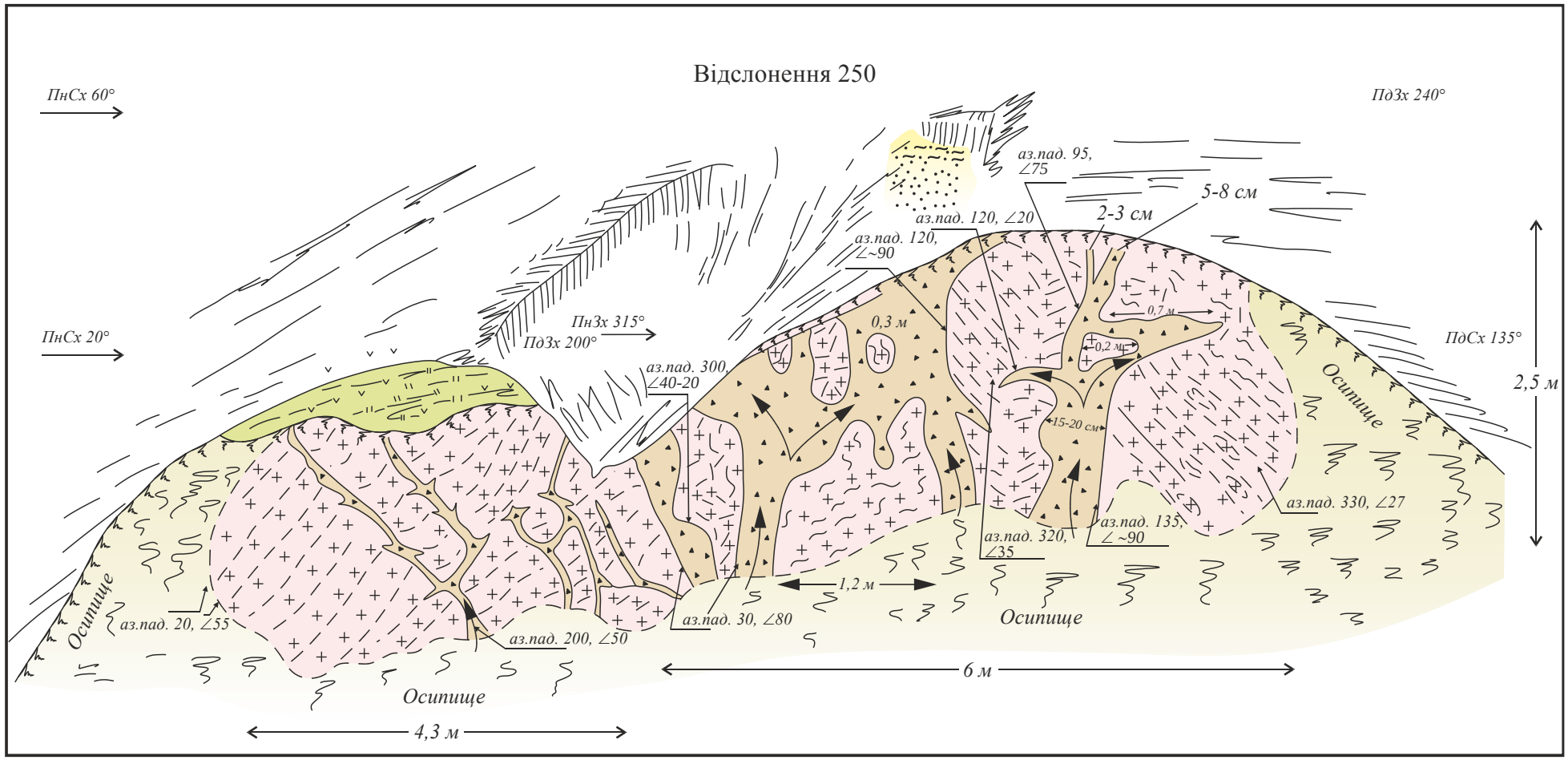


Рис. 3.21. Ін'єкційноподібна цементація літокристалокластичною (алевро-псамітовою) масою валунно-брилових брекчій (правий берег р. Сухий Ташлик, східна околиця с. Лебедівка, з урахуванням даних А.Я. Радзівіла та ін., 1978):

Валуни і брили брекчійованих крупнопорфірових гранітоїдів кіровоградського типу: ***1*** – інтенсивно зім'яті, роздроблені до жорстви і катаклазовані; ***2*** – плитчасті; ***3*** – будиновані; ***4*** – ін'єкційно-текучі дайко- і жилоподібні тіла туфізитів флюїдальної текстури; ***5*** – напрям переміщення кластичного матеріалу; ***6*** – сірі алевритові глини; ***7*** – сірі різнозернисті глауконіт-кварцові піски з карбонатними стяжіннями; ***8*** – сучасні лесові відклади і суглинки.

Наявні нині дані віку й стратиграфічного положення райгородських брекчій неоднозначні. Ці утворення або тільки їхню верхню частину різні автори відносять до верхньої крейди, датують дат-палеоценом і, навіть, міоценом.

Нижню відносну вікову межу райгородської світи обґрунтовано за заляганням брекчій у Ротмистрівській западині на палеонтологічно схарактеризованій туронській писальній крейді і наявністю уламків крейди, мергелів, кременів і детритових вапняків з пізньокрейдовою (пізній сеноман–коньяк) фауною [175]. За даними Г.П. Калиниченко, у глинистому цементі райгородських брекчій наявні рештки вапнистого нанопланктону зони *Nephrolithus frequens* пізнього маастрихту. Д.Є. Макаренко й Р.Н. Ротман за матеріалами палінологічного вивчення брекчій вказали на крейдовий і крейда–ранньопалеоценовий вік спор папоротевих та пилку голонасінних і покритонасінних рослин [185].

За нашими даними, у дрібноуламкових брекчіях трубки Грузька-Південна (св. 4087, інт. 69,0–75,0 м) встановлено комплекс форамініфер *Lenticulina sp.*, *Cribrostomoides sp.*, *Pleurostomella zuberi Grzyb.*, *Arenobulimina (Harena) aff. puschi (Reuss)*, *Cibicides aff. beaumontianus (Orb.)*, які характеризують кампанський ярус пізньої крейди (визначення Н.А. Трофимович). Це засвідчує синхронність формування трубок Грузького поля та брекчій райгородської світи.

Верхню межу обґрунтовано віком перекривних верств низів лузанівської серії, які відслонені в с. Лузанівка та урочищі Макартит поблизу с. Райгорода (Кам'янський р-н, Черкаська обл.). Райгородські брекчії перекриті прибережно-морською вапнисто-піщано-глинистою товщею із чудово збереженою фауною морських безхребетних – стратотипом верхньопалеоценових (тенетський ярус) бореальних відкладів Західної Європи. За матеріалами С.А. Люльєвої, нижня частина лузанівської серії (макартитська світа) відповідає нанопланктонній зоні NP-1 шкали Мартіні, за планктонними форамініферами – низам зони *Acarinina inconstans – Globoconusa daubjergensis* [186].

Отож, за комплексом геолого-стратиграфічних, палеонтологічних і палінологічних даних, відносний вік брекчій можна окреслити інтервалом від сеноман-туронського ярусу верхньої крейди до тенетського ярусу палеоцену.

Показники абсолютної шкали поширення крейдових видів-маркерів дають змогу окреслити визначений Г.П. Калиниченко комплекс маастрихтських форамініфер часовим інтервалом 66,8 млн. р. (масовий розвиток *Nephrolithus frequens*) – 65,0 млн. р. (низи дату). Отже, геолого-біостратиграфічні дані дають підстави датувати абсолютний вік формування брекчієподібних утворень райгородської світи інтервалом 66,8–65,0 млн. р. Так як брекчієві трубки вибуху Грузького поля синхронні утворенню грубошаруватих відкладів райгородської світи, можна вважати, що вони сформувалися в цьому ж часовому інтервалі – на межі пізньої крейди й раннього палеогену.

Питання походження брекчієподібних порід райгородської світи розглядали Г.М. Козловська, В.Г. Злобенко, І.М. Етінгоф, А.Я. Радзівіл, Д.Є. Макаренко, С.А. Мороз, В.К. Рябчун, М.Ф. Піддубний, Г.М. Карпов, О.П. Нікольський, Є.П. Гуров, А.А. Вальтер, В.П. Брянський, О.А. Терешкова, однак воно дискусійне донині.

Найпоширеніша нині теза, що це збережені від розмиву закратерні (балістичні) викиди Бовтиського ударно-вибухового (метеоритного) кратера, котрі зафіксовані на відстані до 45 км від його центру, а відтак мають метеоритно-вибухове походження. За розрахунками А.А. Вальтера, радіус зони метрових викидів перевищує 70 км, а 0,1 м – 135 км. За будовою й поширенням у брекчіях імпактованого скла, породних та мінеральних уламків із ознаками шокового метаморфізму, низка науковців зіставляє й пов’язує синхронність їхнього утворення з катастрофічним шаром на межі крейди й палеогену [170, 187].

З нашої позиції, поширені в центральній частині УЩ райгородські брекчії вказують на своєрідні прояви ларамійської фази альпійського тектогенезу. Підтверджено це геолого-стратиграфічними й палеогеографічними реконструкціями мезокайнозойських відкладів осадового чохла УЩ. Вони показали, що насамкінець мезозою значно активізувалися переміщення по розломах. У зв’язку з цим на межі крейди та палеогену відбулося підняття території УЩ з одночасним формуванням Бовтиської вулканотектонічної западини та просторово пов’язаних із нею локальних котловин типу діатрем.

За сукупністю історико-геологічних даних ми припускаємо, що брекчієподібні породи райгородської світи – це продукти порівняно швидкого площинного брекчіювання. Механізм формування брекчій – вулканогенний, утім без участі лавових потоків. Він здійснювався за типом своєрідного та поодинокого маарового вулканізму в зонах тектонічного ослаблення. Модель цього процесу полягала у взаємодії гарячих мантійних газів із водами мілководного морського басейну в сумський час. На контактах гарячих газових струменів з поверхневими водами відбувалися експлозії парів, гідростатичний тиск яких на глибинах перших десятків метрів значно перевищував літостатичний. Вірогідно, з цим пов'язана відсутність на площі поширення райгородських брекчій кір звітрювання порід фундаменту, а в кластичному матеріалі водночас з незміненими уламками гранітоїдів наявні й каолінізовані їхні різновиди. Альпійський вулканізм зумовлений потужною мантійною дегазацією планети, супроводжувався локальними флюїдо-експлозіями у вигляді ін'єкцій туфобрекчій лампроїтового складу та формуванням структур типу штокверк-маарів.

Такі уявлення аргументовано тим, що палеодолини виповнені типовими прибережно-морськими осадовими відкладами, що містять незначну кількість сингенетичного вулканогенного матеріалу, а в аповулканогенному глинистому цементі брекчій наявні численні рештки морської фауни. Крім того, значна частина уламків облямована зоною закалювання, що є наслідком потраплян ня порівняно гарячих ксенолітів у холодні води палеозатоки. Відтак, із урахуванням даних О.А. Терешкової, райгородські брекчії Грузького поля, особливо їхня верхня частина, – це вулканогенно-осадові утворення, що формувалися в мілководних прибережно-морських умовах за активної участі експлозивного вулканізму [188]. У даному контексті, це розмиті та перевідкладені туфові конуси руйнування закратерних експлозивних утворень маарового типу вулканів у вигляді шаруватих дрібноуламкових брекчій. Подібні маарові вулкани є продуцентами алмазоносного вулканокластичного матеріалу. Зокрема, А.Я. Рибальченко й ін. описали аналогічні ендогенні джерела (інтрузивні пірокластити) уральських алмазів в Урало-Тиманському регіоні [189].

Крім Грузького поля діатремових тіл лампроїтоподібних порід, довкола Бовтиської вулканотектонічної западини виявлено ще низку подібних котловин типу діатрем (див. рис. 3.17). За геолого-геофізичними даними, найбільшими серед них є видовжена в субширотному напрямі Знам'янська западина розміром 1,0×0,7 км і глибиною 80,0 м, субмеридіональна Адамівська западина розміром 0,8×0,5 км і глибиною 65,0 м та Суботцівська западина розміром 1,0×0,6 км і глибиною 189,0 м (рис. 3.22). Решта западин мають розміри 0,5–0,4 км і глибину 40–50 м. Однак серед усіх інших найбільшу увагу привертає Зеленогайська западина, як найбільше вивчена з погляду алмазоносності.

3.3.3. Зеленогайська трубка лампроїтоподібних порід

У 1972 році В.Н. Білогуб, В.П. Брянський та Л.М. Фролова [190], під час здійснення геолого-геофізичних робіт у центральній частині Кіровоградського блока УЩ, виділили чітку, близьку до ізометричної, від'ємну гравітаційну аномалію розміром 3,0×2,2 км із підвищеною електропровідністю. За даними буріння (св. 5282, 5286) з'ясовано, що аномалія зумовлена локальною западиною в кристалічному фундаменті глибиною 195,5 м, виповненою брекчієвими породами пониженої щільності. У 1975 році А.А. Вальтер та ін. на підставі поодиноких мінералогічних знахідок із ознаками ударного метаморфізму засвідчили, що западина утворилася під дією вибуху внаслідок падіння метеориту, який перетворив її структуру в астроблему [191].

Зеленогайська западина знаходиться в 9 км на північний захід від с. Макариха (Знам'янський р-н, Кіровоградська обл.). Тектонічно вона контрольована вузлом перетину північно-західних Червоноярського та Зеленогайсько-Новопокровського, субширотного Тясминського (Цибулівського), субмеридіонального Макариського й північно-східного Стародубицівського розломів другого порядку. З геолого-структурного погляду вона локалізована в північно-західній частині Приінгульської синкліналі з опущеним по системі розломів блоком, що чітко виражений у рельєфі фундаменту (рис. 3.23).

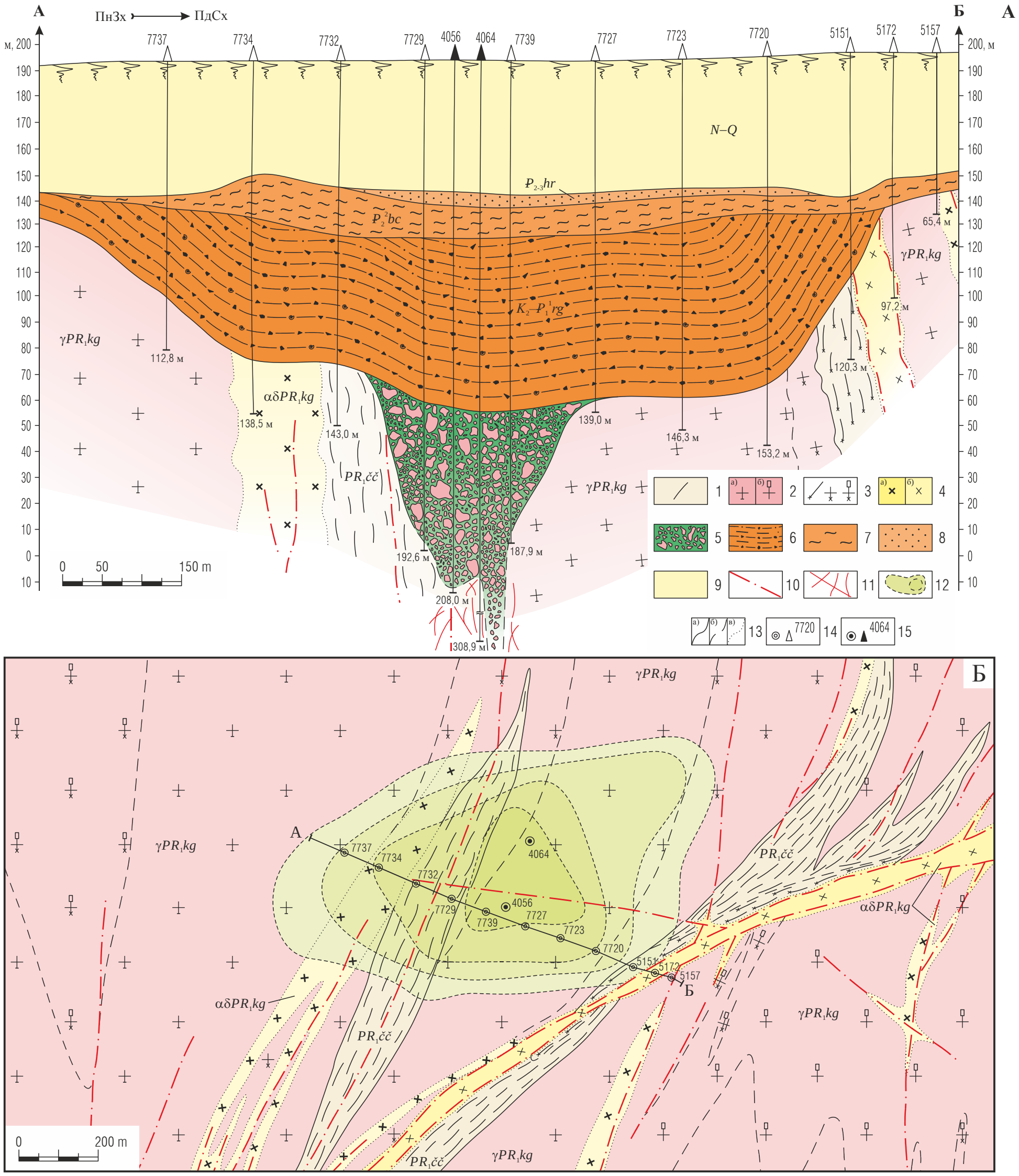


Рис. 3.22. Геолого-структурна ситуація розвитку Суботцівської трубки вибуху в центральній частині Кіровоградського блока УЩ (**А** – у розрізі, **Б** – у плані з контурами гравітаційної аномалії зі знятими відкладами осадового чохла):

Метаморфічні, ультраметаморфічні та метасоматичні комплекси порід нижньопротерозойського віку: ***1*** – тонко-дрібнозернисті біотитові гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії *($PR_1čč$)*; ***2*** – біотитові граніти кіровоградського типу *($γPR_1kg$)*: *а* – рівномірнозернисті, подекуди мігматизовані, *б* – головно порфіроподібні; ***3*** – метасоматично змінені гранітоїди та гнейси (окварцювання, хлоритизація, епідотизація, мусковітизація) зі збереженими первинними структурно-текстурними особливостями, подекуди діафторовані; ***4*** – прирозломні гідротермально-метасоматичні утворення *($αδPR_1kg$)*: *а* – ураноносні альбітити, *б* – десиліфіковані мікроклін-альбітові породи; ***5*** – валунно-брилові скупчення порід фундаменту (гранітоїди і гнейси) з туфобрекчієвим цементом лампроїтового складу *(K_2–P_1^1)*; ***6*** – дрібноуламкові брекчії райгородської світи *(K_2–P_1^1rg)* з піщано-глинистим цементом; ***7*** – різнозернисті, головно крупнозернисті кварцові і польовошпат-кварцові піски, глини й алеврити бучацької світи *($P_2^2bč$)* з прошарками пісковиків і бурого вугілля; ***8*** – різнозернисті глауконіт-кварцові піски і пісковики харківської серії *($P_{2-3}hr$)*; ***9*** – різнозернисті кварцові піски, суглинки, глини неоген-четвертинного віку *(N–Q)*; ***10*** – розривні порушення; ***11*** – зони інтенсивної тріщинуватості фундаменту з ознаками ймовірного переходу в глибинно-підвідний канал штокверкоподібного типу; ***12*** – від'ємна гравітаційна аномалія, що пов'язана зі структурою експлозивного походження; ***13*** – типи геологічних меж: *а* – чіткі між метаморфічними й ультраметаморфічними комплексами порід, *б* – ймовірні за даними ГРЕ №37 між гранітоїдами кіровоградського типу, *в* – фаціальні між гранітами й альбітитами гідротермально-метасоматичного походження; ***14*** – урановорозшукові бурові свердловини та їхні номери; ***15*** – алмазорозшукові бурові свердловини, якими розкриті експлозивні брекчії із цементом лампроїтового складу.

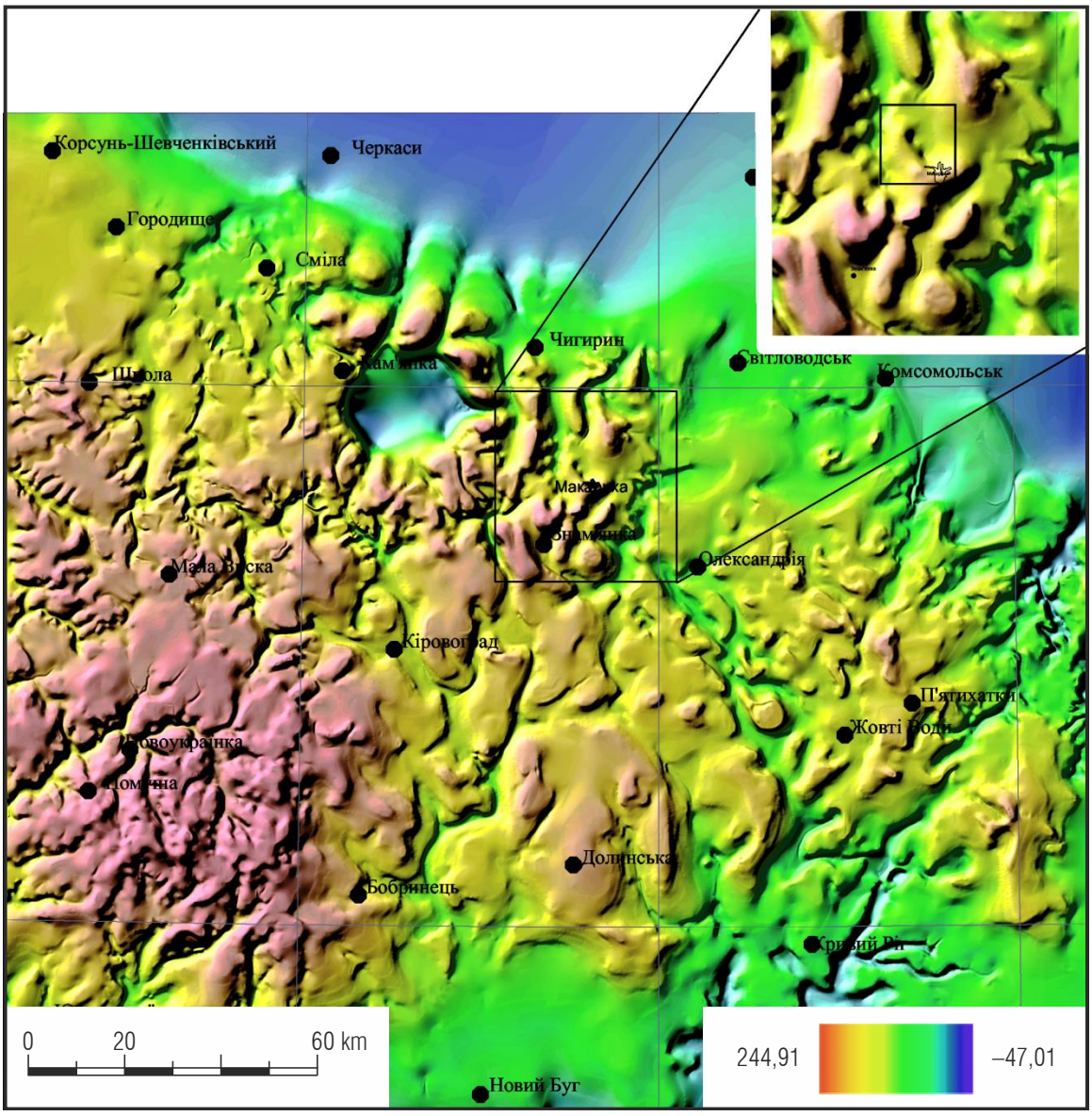


Рис. 3.23. Положення Зеленогайської западини з деталями 3D-будови (карта-врізка) поверхні кристалічного фундаменту (за Ю.І. Федоришиним [75])

Зеленогайська западина локалізована в порфіроподібних гранітоїдах кіровоградського комплексу серед товщі біотитових гнейсів чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії. Перекрита вона поширеними в районі морськими й озерно-болотними палеогеновими (київські мергелі та харківські глауконітові й глауконіт-кварцові піски і глини), неогеновими (полтавські дрібнозернисті кварцові піски) і четвертинними (суглинки, глини) відкладами загальною потужністю 53,0–58,0 м. Під осадовим чохлом свердловинами розкрито потужну (37,0–67,5 м) каолінову кору звітрювання кристалічних порід з брилами нагромадженнями й дрібними уламками вмісних гранітоїдів і гнейсів, а також зернами кварцу, польових шпатів і слюд.

Для з'ясування геологічної будови, речовинного складу, генезису і потенційної алмазоносності Зеленогайської западини в 2000–2010 рр. пробурено десятки картувальних і глибоких свердловин та здійснено комплекс геофізичних (магніто- і гравіметрія м-бу 1: 5 000) та мінералого-петрографічних вишукувань. Її вивчали геологи ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» (Г.А. Калашник, М.М. Кір'янов, В.Ю. Чернов і ін.) [192], які залучили наукові колективи ЛНУ імені Івана Франка (Ю.І. Федоришин, С.М. Бекеша, С.В. Бірук, В.Б. Степанов, Г.М. Яценко, О.В. Гайовський), УкрДГРІ (О.І. Чашка, О.І. Тищенко, К.Є. Риков) та ін. В їхню основу покладено матеріали опрацювання керна св. 4096, 4098, 4089, 4099 і 3999. Результати всебічних ґрунтовних досліджень грубоуламкових порід Зеленогайської западини дали підстави інтерпретувати її як вулкано-експлозивну за генезисом структуру із збереженими кратерними фаціями, що виповнена лампроїтоподібними породами – специфічними автоліт-лампроїтовими туфобрекчіями з алмазами та його мінералами-супутниками.

За даними крупномасштабної (1: 10 000–1: 5 000) гравіметричної зйомки з'ясовано, що Зеленогайська западина це велике трубкоподібне тіло. У геофізичному полі воно виражене не єдиним ізометричним гравітаційним мінімумом, як відображали її раніше, а окреслене двома контрастними від'ємними аномаліями гантелеподібної форми в плані, видовженими з північного заходу на південний схід. Буріння показало, що вони зумовлені наближеними кратерами розмірами 1500×800–1000 м. Відтак, це слабко еродовані трубки із спільними нерозмитими кратерними фаціями, які на глибині роздвоюються, поступово звужуються і набувають конусоподібної форми (рис. 3.24).

За структурно-речовинними ознаками Зеленогайська трубка подібна до Лісової-Східної і просторово-генетично пов'язана з утвореннями райгородської світи. Залежно від структурно-текстурних особливостей, вмісту та складу уламків і цементувальної основної маси в узагальненому розрізі трубки (до 500 м) нами виділено кратерну й діатремову фації. Вони формують характерну вертикальну зональність, притаманну внутрішній будові більшості слабко еродованих трубок Африки (Мвадуя в Танзанії, Орапа в Ботсвані та ін.).

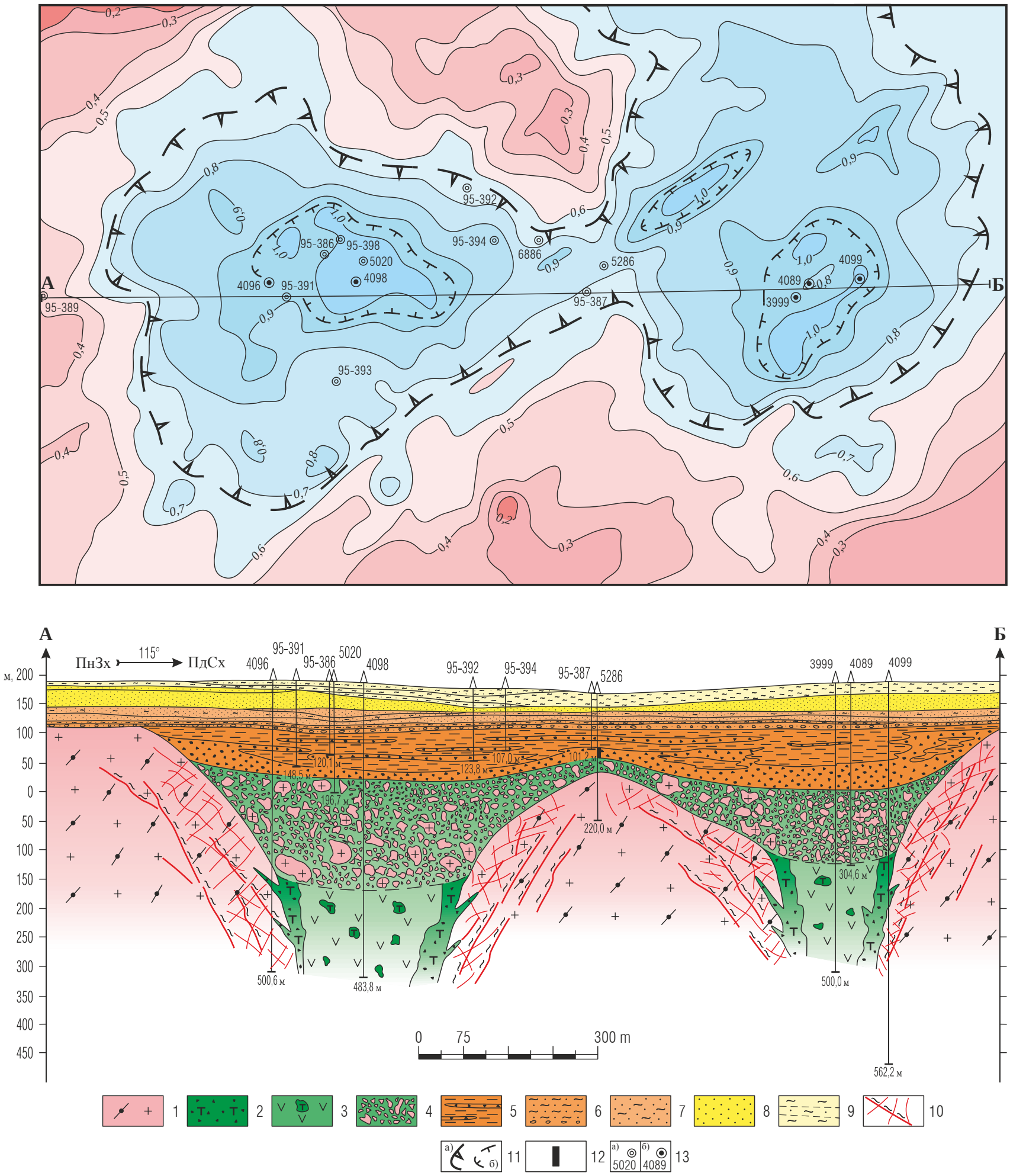


Рис. 3.24. Геологічний розріз і схема гравітаційного поля Зеленогайської трубки вибуху (матеріали ГРЕ №37):

1 – гранітогнейси кристалічного фундаменту *(PR_1)*; ***2*** – туфобрекчії головно лампроїтового складу першої фази проникнення *(K_2–P_1^1)*; ***3*** – автоліт-лампроїтові туфобрекчії другої фази проникнення *(K_2–P_1^1)*; ***4*** – грубоуламкові валунно-брилові нагромадження («гранітогнейсовий завал») з туфобрекчієвим цементом лампроїтового складу *(K_2–P_1^1)*; ***5*** – грубошаруваті глинисто-дрібноуламкові відклади озерного типу райгородської світи *(K_2–$P_1^1 rg$)*; ***6*** – глауконітові глини і суглинки київської світи *($P_2 kv$)*, у нижній частині з базальним гравійним горизонтом; ***7*** – глауконіт-кварцові піски і суглинки харківської серії *($P_{2–3} hr$)*; ***8*** – кварцові піски полтавської серії *(P_3–$N_1 pl$)*, у верхній частині зі строкатими пісками сарматського ярусу *($N_1 p$)*; ***9*** – четвертинні глини з лінзами і прошарками суглинків; ***10*** – тектонічні порушення та брекчійовані і катаклазовані породи фундаменту; ***11*** – межі Зеленогайського кратера за гравіметричними даними *(а)* та вірогідні контури його жерла *(б)*; ***12*** – місце відбору проби (св. 5286, інт. 101,0–117,0 м), в якій виявлено 12 уламків імпактованих кристалів алмазу розміром 0,1–0,3 мм (А.А. Вальтер, 1978); ***13*** – картувальні свердловини, якими розкриті відклади осадового чохла *(а)* і лампроїтові трубки вибуху *(б)*.

Кратерна фація представлена брекчієподібними породами вулканогенно-осадового походження. Вони виникли за рахунок ерозії і розмивання кратерів та перевідкладання пірокластичного матеріалу, викинутого за межі трубок. До них належить літофація грубошаруватих дрібноуламково-бречієвих відкладів кратерно-озерного типу – збережених від розмиву звітрілих порід райгородської світи. Вони виповнюють блюдцеподібні пониження над трубками і мають потужність до 110–115 м у центрі «блюдця». До периферії трубок потужність брекчій зменшується до 6 м, за межами розтрубів збереглися слабко, а на відстані 400–600 м заміщені глинисто-піщанистою товщею бучацької світи із прошарками й лінзами пісків, каолінових глин і бурого вугілля.

За речовинно-структурними ознаками це глинисто-дрібноуламкові брекчії із піщанисто- й гравелітоподібними прошарками польовошпат-кварцового складу потужністю від декількох міліметрів до перших десятків сантиметрів. Найпоширенішими є нерівномірно розсіяні по латералі й на глибину дезінтегровані уламки гранітогнейсів фундаменту, меншою мірою – аповулканогенні глини, які відіграють роль цементу, із осколками та інтенсивно тріщинуватими зернами альмандину, лейкоксенізованого ільменіту, турмаліну, апатиту, циркону. Кількість уламкового матеріалу зростає зверху вниз від поодиноких до 30–40 %, розміри збільшуються від 0,5 мм до 5–25 см. Донизу глини меншає, а подекуди вона щезає зовсім. Отож, склад вулканогенно-осадових брекчій закономірно змінюється від основи «блюдця» до його верхніх зон і тісно пов'язаний зі складом прорваних бічних порід.

За рентгеноструктурними даними, глиниста маса (≥ 90 %) утворена Ca- і Ca-Na фазами монтморилоніту-нонтроніту (15,0...16,0; 5,10...5,20; 4,44...4,53; 3,00...3,13; 2,56...2,58 Å) із концентрацією Mg^{2+} і Fe^{2+}. Каолініт та гідрослюда асоціюють з реліктами гранітів або поширені у верхах розрізу трубок. Помітна тенденція зростання вмісту каолініту з віддаленням від кратерів, натомість монтморилоніт зникає. Подекуди глинистий цемент містить підвищену кількість гетиту (гідрогетиту) й гематиту, а в низах наявний реліктовий алюмосерпентин (7,2...7,3; 4,53; 3,56...3,58 Å) типу амезиту, флогопіт і вермикуліт.

У придонній частині розрізу кратерних відкладів серед дрібноуламкових брекчій поширені лінзи щільного глинистого матеріалу із темно-бурими сферолітами й сплющеними еліпсоїдами концентрично-зональної будови розмірами 2–6 мм, що нагадують бобовиння поверхневих форм викидів вулканічних апаратів. Це окиснені лапілієві «піщанисті» туфи чи автолітові туфобрекчії ультраосновного, близького до лампроїтового, складу. Лапілієві (автолітові) туфи аналогічні «бокситоподібним породам» трубок Грузької-Південної, Лісової-Східної й алмазоносним «піщанистим» туфам олівінових лампроїтів трубки Аргайл у Західній Австралії. У шліфах виділені два типи лапілі: легкі вишнево-бурі гематит-гідрогетитового складу із пористою поверхнею й порівняно важчі темно-бурі гетит-гематитові з гладкою поверхнею (рис. 3.25).

У зв’язку з цим, можна виділити два горизонти озерно-кратерних відкладів Зеленогайської трубки: верхній – це грубошаруваті брекчієподібні породи піщанисто- і гравелітоподібного вигляду з уламками дезінтегрованих і каолінізованих гранітогнейсів і їхніх ксенозерен потужністю 29,0–56,0 м із цементом перевідкладеного і зміненого до глини аповулканогенного матеріалу; нижній – це лінзи бурих і темно-бурих лапілієвих «піщанистих» туфів лампроїтового складу потужністю від 25,0–33,0 до 50,0–60,0 м.

Нижче глинисто-дрібноуламкових брекчій кратерної фації на межі із автоліт-лампроїтовими туфобрекчіями діатремової фації поширена *«ксенолітова зона»* потужністю 100–200 м (див. рис. 3.24). Структурно і речовинно вона аналогічна валунно-бриловим брекчіям, котрі виповнюють експлозивні структури Грузького поля, Суботцівську й інші трубки. «Ксенолітова зона» представлена грубоуламковими нагромадженнями у вигляді валунів і брил гранітогнейсів фундаменту (близько 70 % об’єму) та їхніми дрібнішими літокластами. Найбільші валуни і брили головно гранітоїдів і гнейсів розмірами до 2–5 м поширені в периферійній та нижній її частинах. Дрібніші літокласти (від декількох сантиметрів до 0,5–1 м) займають до 30–35 % об’єму експлозивного уламкового матеріалу та виповнюють центральну й верхню частини «гранітогнейсового завалу» Зеленогайської трубки.

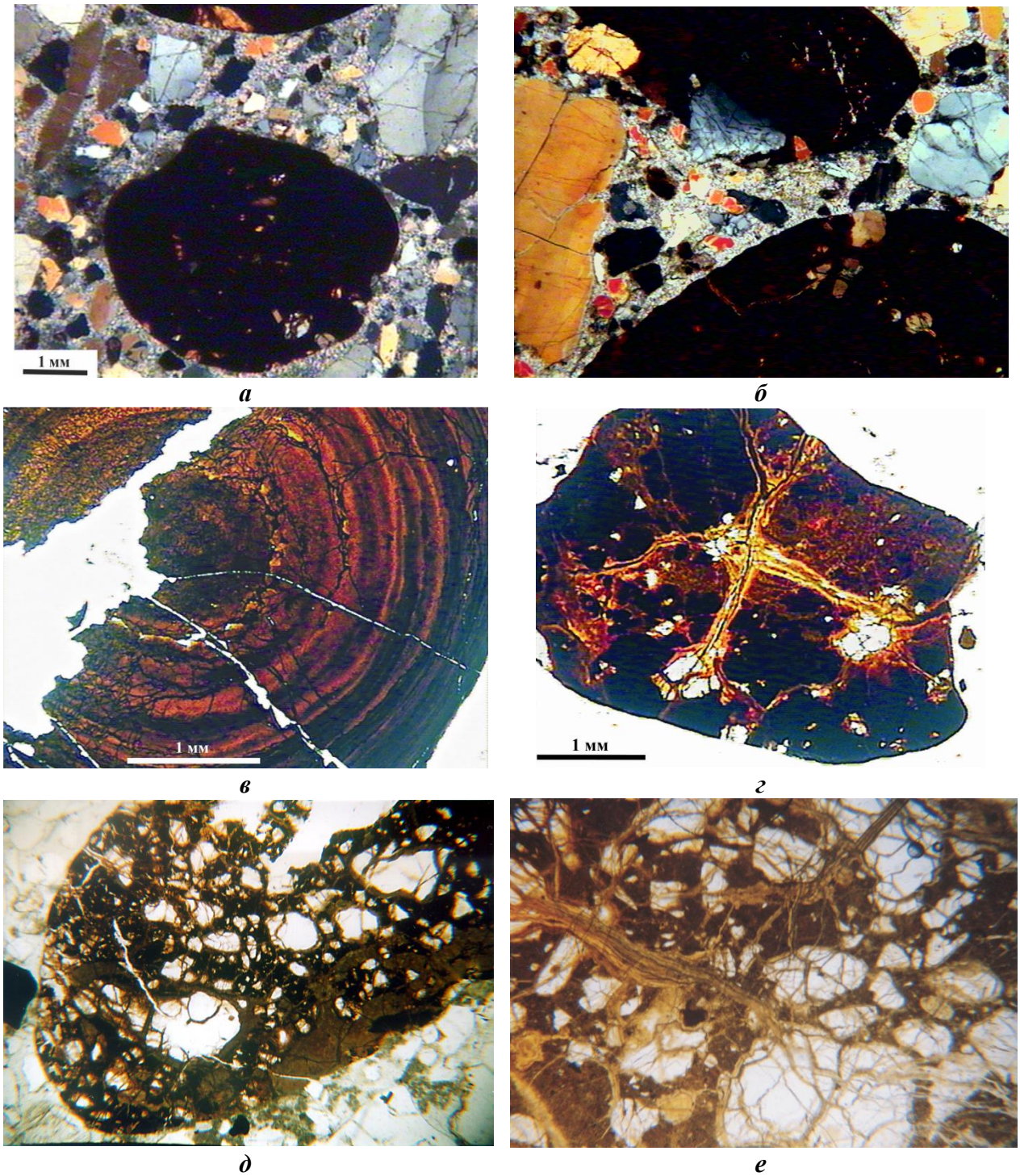


Рис. 3.25. Особливості внутрішньої будови сферолітів аповулканогенних глин кратерної фації Зеленогайської трубки вибуху (св. 4098):

а, б – фрагменти співвідношення лапілі (темне) та глинистого цементу аповулканогенного походження з ксеногенним матеріалом – уламками зерен кварцу й польових шпатів вмісних гранітоїдів; ***в*** – великий концентрично-зональний пізоліт вишнево-бурого кольору з масивним ядром і зовнішньою шкарлупуватою оболонкою, що заміщений оксидами й гідрооксидами заліза; ***г*** – тріщинувата текстура лапілі (з уламками кварцу й польових шпатів), що заміщена гідрооксидами заліза; ***д*** – фрагмент брекчієво-цементаційної структури лапілі, що насичений мікроуламками кварцу й польових шпатів із вмісних гранітоїдів; ***е*** – фрагмент структури лапілі з петельчастоподібною системою мікротріщин, що виповнені глинисто-слюдистим агрегатом.

Зазвичай це видовжено-овальні, деколи неправильно-гострокутні уламки дрібнозернистих кварц-польовошпат-біотитових і кварц-біотитових гранітів, гнейсів, мігматитів, апліт-пегматоїдних гранітів, зеленкувато-сірих гідротермально-метасоматичних порід кварц-хлорит-слюдистого складу. Кристалокласти (від 1 до 5–7 мм) представлені гострокутними і нерідко тріщинуватими (планарні системи) зернами кварцу і польових шпатів, зігнутими лусками біотиту, альмандином, цирконом. Валуни і брили зцементовані інтенсивно зміненим до глини аповулканогенним матеріалом ультраосновного складу (монтморилоніт, сапоніт) у суміші із перетертими до піску та жорстви (0,1–10 мм) літокристалокластичними уламками вмісних кристалічних порід.

Діатремову фацію трубок нами вивчено за керном св. 4098 та 4099 (див. рис. 3.24). Матеріали буріння показали, що діатремові частини трубкоподібних тіл крутоспадні та мають форму усіченого перевернутого конуса з близьким до ізометричного перерізом у плані. За морфоструктурними особливостями в їхній будові чітко виражена трубчаста лійка вибуху (з розтрубним розширенням у верхній частині), від якої відгалужені дайкоподібні тіла-апофізи. Дайкам-апофізам притаманні звивисті контури в плані та розрізі. Контакти із вмісними породами поступові, головно через зону потужністю перші десятки метрів брекчіювання, катаклазу, дзеркалами ковзання із вертикальним штрихуванням і глинкою тертя. Безпосередній перехід до вмісних порід позначений відламними брекчіями із залізисто-глинистим цементом, які змінюються поступово слабко тріщинуватими кристалічними породами фундаменту.

Діатремова фація Зеленогайської трубки складена автоліт-лампроїтовими туфобрекчіями. Автоліти лампроїтів і ксеноліти гранітоїдів зцементовані інтенсивно зміненою аповулканогенною глинистою речовиною ультраосновного, близького до лампроїтового, складу. З наближенням до периферії вміст корових ксенолітів зростає, а автолітів і цементувальної маси зменшується й далі вони зникають. Відтак, за структурно-речовинними ознаками випливає, що лійка вибуху й дайки-апофізи, які від неї відходять, утворені двома самостійними фазами проникнення магми: фланги складені лампроїтовими ксеноту-

фобрекчіями першої фази проникнення, а центральний канал від основи розтрубу – автоліт-лампроїтовими туфобрекчіями другої фази. Лампроїтові ксенотуфобрекчії займають незначну площу трубок. Із глибиною вони вірогідно поступово переходять через зону змішування матеріалу потужністю перші метри в автоліт-лампроїтові туфобрекчії другої фази, а ще глибше у підвідний канал штокверкоподібного типу, що притаманний трубкам Грузького поля.

За даними вивчення керна св. 4098 та 4099 центральний канал складений автоліт-лампроїтовими туфобрекчіями, котрі містять від 10–15 до 40–45 % автолітів ультраосновного складу розмірами від 1–5 до 10–15 см (рис. 3.26*а–е*). Автоліт-лампроїтові туфобрекчії інтенсивно змінені та перетворені в строкаті (блакитні, жовті, бурі, червонуваті, зелені) глини з брекчієво-цементаційними, інколи чіткими флюїдальними текстурами й реліктами мінералів ультраосновних порід. Переважають червоно-бурі окиснені й блакитнуваті слабко окиснені їхні різновиди. Ксенолітів корового походження (інтенсивно тріщинуватих і дезінтегрованих до зерен, іноді каолінізованих гранітів і гнейсів) із глибиною поступово меншає, натомість зростає вміст мантійних автолітів.

Нерівномірно поширені автоліти ультраосновних порід мають сплощену неправильно-округлу форму з розмитими нечіткими контурами. Через тривалі син- і поствулканічні зміни вони перетворені в монтморилоніт (n_g = 1,560–1,577; n_p = 1,535–1,546). Мікроскопічні дослідження глиноподібної маси автолітів дали можливість відновити їхній реліктовий морфоструктурний рисунок (див. рис. 3.26*є, ж*). За поодинокими фрагментами виявлено ознаки брекчієвої і порфірової структур. Порфіри занурені в аналогічну за складом і первинним генезисом глиноподібну масу, однак їхні контури підкреслені волосоподібними виділеннями полімінерального (магнетит, ільменіт, десь-не-десь гематит) рудного «пилу». Реліктові фрагменти внутрішньої структури автолітів дають змогу зіставити їх з кімберліт-лампроїтами, про що свідчать вірогідні порфірові вкраплення олівіну першої та другої генерацій. Такий реліктовий рисунок автолітів свідчить про те, що частина заліза олівіну відособилася у вигляді магнетитового пилу внаслідок монтморилонітизації.

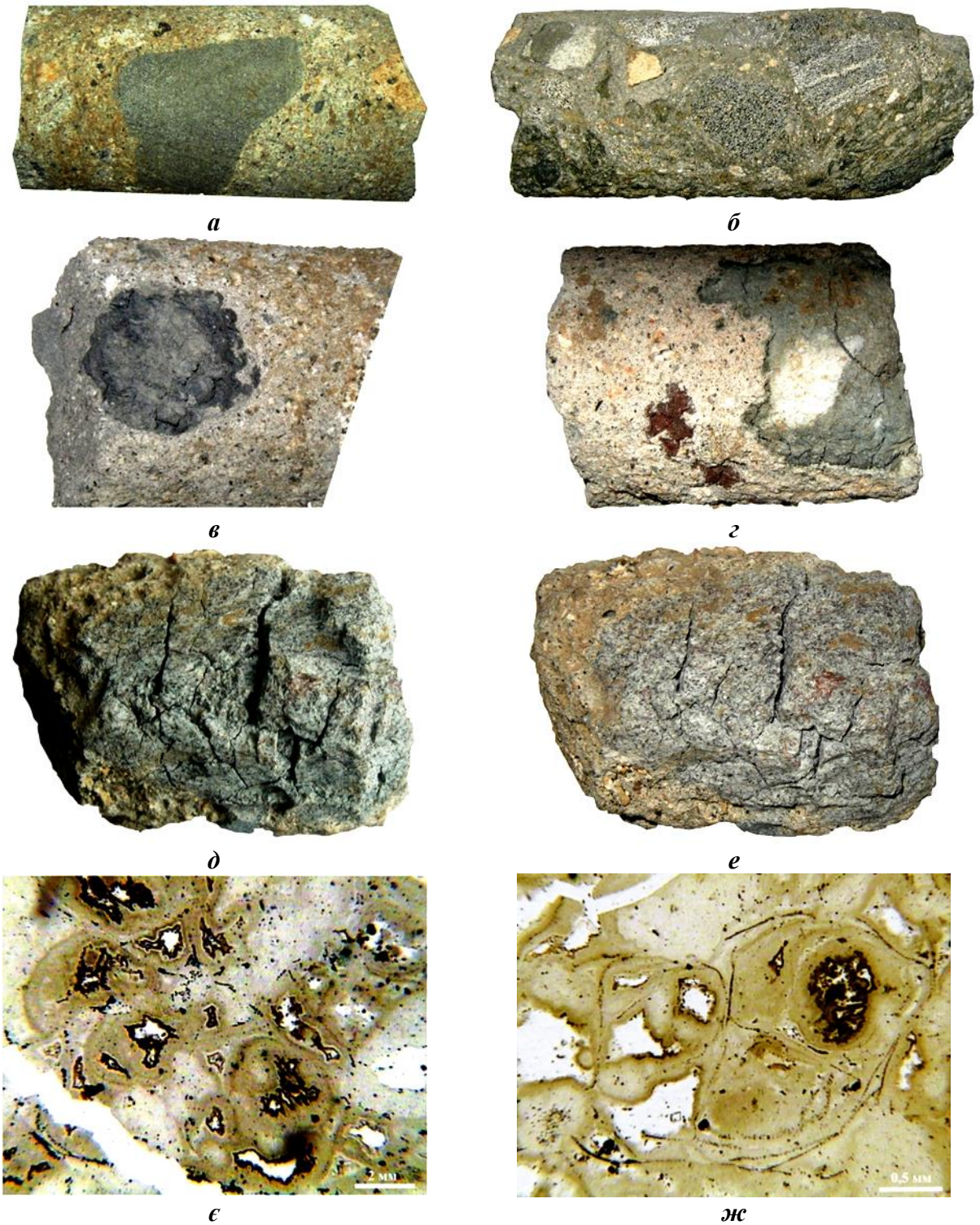


Рис. 3.26. Загальні структурно-текстурні особливості автоліт-лампроїтових туфобрекчій діатремової фації Зеленогайської трубки вибуху (св. 4099):

а – туфобрекчія з напівобкатаним уламком гнейсу дрібнозернистої структури (гл. 125,0 м); ***б*** – лампроїтова туфобрекчія зі значною кількістю кутастих літокластів головно гнейсів і гранітоїдів (гл. 245,0 м); ***в*** – лампроїтова туфобрекчія з ізометричним автолітом ультраосновної породи (гл. 120,0 м); ***г*** – туфобрекчія з кавернозноподібним автолітом ультраосновної породи (гл. 269,5 м); ***д, е*** – найбільші (8–10 см) автоліти ультраосновних порід в автоліт-лампроїтовій туфобрекчії; ***є*** – мікрофрагмент реліктової структури автоліт-лампроїтової туфобрекчії (гл. 300,0 м); ***ж*** – вірогідний фрагмент автоліту ультраосновного складу, тонкооблямований непрозорими волосоподібними виділеннями полімінерального (рудного) «пилу» (гл. 300,0 м).

Хімічний аналіз подібних глинистих автолітів теж підтверджує наявність мінералів групи монтморилоніту із ознаками змішаної шаруватості ряду монтморилоніт–нонтроніт (табл. 3.16). Дещо нижчий вміст SiO_2 порівняно із типовими монтморилонітовими глинами, а також домішки Cr_2O_3 дають підстави припустити їхнє утворення по мінералах ультраосновних порід, як-от, олівіну чи серпентину, який зафіксовано на дифрактограмах у вигляді реліктової фази. Са-монтморилоніт є характерним продуктом кори звітрювання кімберлітів і лампроїтів. Про значні син- і поствулканічні перетворення ультраосновних порід свідчать відсутність чіткої тенденції у зміні вмісту головних петрогенних оксидів з глибиною (за винятком лише Al_2O_3) і ознак диференційованості, що характерно для кімберлітів-лампроїтів.

Таблиця 3.16

Хімічний склад глинистих автолітів ультраосновних порід із лампроїтових туфобрекчій Зеленогайської трубки (св. 4089)

Гл., м	241,5	246,8	261,2	327,0	327,8	342,2
Компоненти	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,55	47,21	49,16	49,23	50,48	48,59
TiO_2	0,48	0,48	0,48	0,51	0,34	0,49
Al_2O_3	16,03	16,47	16,50	14,25	14,45	13,44
Cr_2O_3	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,07
Fe_2O_3	3,00	4,15	4,42	4,01	4,18	6,91
FeO	0,68	1,89	1,08	1,20	1,07	1,10
CaO	1,80	1,25	1,52	1,67	1,26	1,25
MgO	3,49	4,58	2,89	4,30	3,90	3,91
MnO	0,03	0,08	0,04	0,04	0,06	0,04
K_2O	0,25	0,25	0,36	0,50	1,01	0,57
Na_2O	1,14	0,97	1,20	1,51	1,67	1,46
P_2O_5	0,17	0,15	0,14	0,11	0,19	0,09
$S_{заг}$	0,43	0,11	0,45	0,22	0,23	0,26
H_2O^-	15,93	13,30	13,86	15,50	16,00	16,53
В. п. п.	7,93	8,72	7,55	6,40	5,21	5,16
Сума	**99,95**	**99,65**	**99,69**	**99,50**	**100,09**	**99,87**

Примітка. Аналізи виконано в ІГГГК НАН України (аналітик В.Л. Крижевич).

Цементувальна маса автолітових туфобрекчій утворена монтморилоніт-нонтроніт-сапонітом (рефлекс 1,530 Å) неоднорідного від світлого до темно-сірого і чорного з зеленкуватим відтінком забарвлення, які замістили ультраосновний туфоподібний матеріал (св. 4089, інт. 125,0–342,0 м). У складі агрегатної суміші діагностовано монтморилоніт, нонтроніт, сапоніт, незначну кі-

лькість серпентину (7,1; 4,0; 2,85; 2,73; 2,57; 2,53; 2,45; 1,953; 1,685 Å), лізардиту і хризотилу (2,5 і 2,45 Å). Крім того, наявні флогопіт, хлорит, карбонати, а у верхній частині розрізу діатремової фації трубок і довкола уламків гранітоїдів – гідрослюда (вермикуліт), халцедон і каолініт.

У цементі автоліт-лампроїтових туфобрекчій виявлено мінеральні парагенезиси порід плутонометаморфічного (альмандин, силіманіт, дистен, ставроліт, біотит) і гідротермально-метасоматичного (галеніт, марказит, молібденіт, борніт, пірит, сфалерит, гематит) комплексів, а також алмази і його мінерали-супутники в лампроїтах. Серед них змінений олівін, муасаніт, ільменіт, хромшпінеліди, флогопіт, апатит, циркон, рутил, магнетит і магнітні кульки. Інших індикаторних мінералів кімберлітів (піропу, хромдіопсиду) і лампроїтів (лейциту, лужного амфіболу, K-Ba-титанатів і ін.) не виявлено.

Хімічний склад ільменітів засвідчив, що вони належать до помірномагнезіальних і низькохромистих (MgO – 4,20–10,00 %, Cr_2O_3 – 1,03–1,06 %) пікроільменітів (табл. 3.17), а хромшпінеліди – до високохромистих та магнезіальних (Cr_2O_3 – 43,31–65,89 %, MgO – 7,30–11,89 %) різновидів (табл. 3.18) верхньомантійного генезису. Хромшпінеліди такого складу притаманні алмазоносним кімберлітам Якутії й Африки, а також наявні в основній масі алмазоносних лампроїтів Австралії.

Таблиця 3.17

Хімічний склад ільменіту із туфобрекчій лампроїтового складу Зеленогайської трубки за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Компонент	Номер аналізу						
	1	2	3	4	5	6	7
TiO_2	48,20	48,71	53,90	50,00	49,00	54,51	60,41
Al_2O_3	0,44	0,43	0,67	0,00	0,00	0,00	1,08
Cr_2O_3	1,06	1,03	0,24	0,02	0,00	0,13	0,97
Fe_2O_3	13,40	11,44	0,00	4,16	5,81	0,00	0,00
FeO	24,01	26,53	36,90	41,79	41,75	36,14	32,26
MnO	0,32	0,61	0,53	2,02	1,20	0,59	0,85
MgO	10,00	9,00	4,20	0,05	0,00	7,85	2,60
V_2O_5	2,81	2,34	2,99	2,70	2,57	0,38	0,51
ZnO	0,03	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,02	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Сума	**100,29**	**100,20**	**99,46**	**100,74**	**100,37**	**99,60**	**98,68**

Примітка. ***1–4*** – матеріали КВ УкрДГРІ; ***5–7*** – аналізи виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М.).

Таблиця 3.18

Хімічний склад хромшпінелідів із автоліт-лампроїтових туфобрекчій Зеленогайської трубки за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Компоненти	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	K_2O	CoO	ZnO	V_2O_5	Сума
1	0,312	15,449	45,138	28,779	–	9,841	0,082	0,000	0,004	–	–	–	99,605
2	0,314	16,120	45,231	28,120	–	9,813	0,081	0,000	0,004	–	–	–	99,683
3	0,311	16,370	45,408	29,447	–	8,229	0,081	0,000	0,004	–	–	–	99,850
4	0,312	16,565	45,103	29,440	–	8,225	0,089	0,000	0,004	–	–	–	99,738
5	0,313	16,150	45,115	29,254	–	8,845	0,111	0,000	0,004	–	–	–	99,792
6	0,312	16,333	45,108	29,284	–	8,512	0,127	0,000	0,004	–	–	–	99,680
7	0,313	16,090	45,147	29,348	–	8,517	0,091	0,000	0,000	–	–	–	99,506
8	0,120	19,220	43,310	27,210	0,320	8,460	0,104	0,009	–	0,140	0,250	0,240	99,383
9	0,130	12,430	56,340	21,730	0,520	7,690	0,000	0,010	–	0,130	0,400	0,190	99,570
10	0,170	16,740	52,440	19,190	0,250	9,910	0,044	0,060	–	0,101	0,260	0,059	99,224
11	0,040	9,220	57,870	23,610	0,350	7,300	0,000	0,000	–	0,130	0,420	0,250	99,190
12	0,070	20,010	47,740	21,180	0,450	9,110	0,040	0,000	–	0,130	0,460	0,260	99,450
13	0,073	10,353	58,858	23,019	0,000	8,767	–	–	–	–	–	–	101,070
14	0,031	10,273	57,844	23,510	0,305	8,787	–	–	–	–	–	–	100,750
15	0,059	10,735	57,643	25,321	0,462	7,490	–	–	–	–	–	–	101,710
16	0,056	10,066	56,994	25,453	0,293	6,891	–	–	–	–	–	–	99,753
17	0,094	10,777	55,933	24,877	0,364	7,510	–	–	–	–	–	–	99,555
18	0,236	6,020	62,576	20,091	–	10,721	0,083	0,000	0,000	–	–	–	99,727
19	0,234	6,021	62,572	20,059	–	10,723	0,084	0,000	0,007	–	–	–	99,700
20	0,234	6,573	62,212	20,047	–	10,801	0,076	0,000	0,004	–	–	–	99,947
21	0,236	6,021	62,656	20,070	–	10,723	0,077	0,000	0,000	–	–	–	99,783
22	0,233	5,871	62,659	20,220	–	10,730	0,086	0,000	0,000	–	–	–	99,799
23	0,234	6,012	63,348	19,033	–	11,162	0,086	0,000	0,000	–	–	–	99,875
24	0,234	6,024	62,178	20,610	–	10,732	0,082	0,000	0,004	–	–	–	99,864
25	0,000	3,750	65,890	15,240	6,100	7,570	0,040	0,000	–	–	0,530	0,150	99,270
26	0,000	19,390	47,900	22,170	0,460	8,890	0,290	0,000	–	–	0,290	0,290	99,470
27	0,000	15,130	48,630	22,560	0,310	11,890	0,080	0,000	–	–	0,080	0,240	99,010

Примітка. Аналізи виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М.).

У 1975 році А.А. Вальтер і ін. під час мікроскопічного вивчення брекчієвих порід і корових ксенолітів виявили мінералогічні ознаки шокового метаморфізму [191]: планарні елементи (деформаційні ламелі) на зернах польових шпатів і кварцу, зерна плагіоклазів із зігнутими двійниковими швами і пониженим двозаломленням, зони зминання на біотитах та калішпаті, роздроблені польові шпати із розвернутими фрагментами кристалів, уламки гетерогенного пузирчастого скла плавлення, діаплектоване скло з тонкоагрегатною розкристалізацією по кварці й польових шпатах, а ще імпактовані кристали алмазу розмірами 0,1–0,3 мм з включеннями графіту (св. 5286, інт. 101,0–117,0 м). У зв'язку із цим, розкриті свердловинами відклади вони віднесли до аллогенних і аутигенних брекчій, а природу Зеленогайської структури інтерпретували як похований метеоритний кратер (астроблему). Однак наведені вище геолого-геофізичні, структурно-тектонічні, петрографічні, мінералого-геохімічні дані обґрунтовано характеризують її ендогенне (вулкано-експлозивне) походження, з якою можуть бути пов'язані промислові концентрації алмазів.

На думку Ю.І. Федоришина [193], інтенсивні поствулканічні зміни порід усього розрізу діатреми (дрібноуламкових брекчій, валунно-брилових брекчій і автолітових туфобрекчій) з їхнім перетворенням у щільну глиноподібну масу монтморилонітового складу зумовлені циркуляцією гідротермальних розчинів по тріщинах і порожнинах високопроникної системи. Зважаючи на наявність у дрібноуламкових брекчіях карбонатів, цеолітів, гідрооксидів заліза, гіпсу, їхня температура на завершальних стадіях гідротермальної діяльності становила близько 130–120°С. Отож, глинисті продукти Зеленогайської діатреми в кінцевому вигляді належать до низькотемпературних гідротермально-метасоматичних утворень типу аргілізитів, що характерні для областей активної вулканічної діяльності. Визначений Ю.І. Федоришиним кількісний і якісний склад оклюдованих газів в уламках карбонатних порід кратерної і позакратерної фацій Зеленогайської трубки засвідчив, що це могли бути розчинені у флюїдному розчині газоподібні фази, які мігрували під час кристалізації карбонатів, а нині законсервовані в кальциті у вигляді мікровключень.

Автоліти і їхні уламки наявні у вулканогенно-осадових дрібноуламкових брекчіях райгородської світи, яка містить також крейдові кремені та вапнисті пісковики. За мікропалеонтологічними визначеннями Г.П. Калиниченко її вік датовано верхнім маастрихтом (*Nephrolithus frequens*) або нижнім палеоценом (*Cibicides lectus*). Перекрита трубка верхньоеоценовими щільними мергелями та мергелястими пісками київської світи. Відтак, формування Зеленогайської трубки вибуху, найвірогідніше, було синхронним із накопиченням райгородських брекчій і окреслене часовим інтервалом пізня крейда–ранній палеоцен.

За матеріалами гравітаційної розвідки ГРЕ №37 поблизу Зеленогайської діатреми виділено ще шість аномалій трубкового типу, які утворюють ланцюжок уздовж субмеридіонального Макариського розлому. Аномалії однотипні за інтенсивністю (–0,7 мГл), морфологією, наявністю дрібноуламкових брекчій, їхнім складом і потужністю. Найконтрастніші Стецівську, Берестівську й Бандурівську від'ємні гравітаційні аномалії завірено бурінням із 13 картувальних свердловин завглибшки 70–130 м, які розкрили строкаті монтморилонітові глини (перемиті й окиснені туфобрекчії) та валунно-брилові брекчії. У керні семи свердловин у глинистій фракції зміненої туфогенної товщі виділено антигорит, актиноліт-азбест, анальцим, барит, цеоліти. У перекривних піщано-глинистих відкладах Берестівської структури (св. 4051, інт. 40,0–183,8 м) за результатами спектрального аналізу виявлено аномалії Cr і Ni.

Отож, ґрунтовне вивчення геологічної будови брекчієвих діатрем, речовинного складу їхніх породних асоціацій і особливостей поствулканічних перетворень свідчать, що експлозивно-уламкові утворення Грузького поля, Суботцівського і Зеленогайського проявів можна зарахувати до класичних лампроїтів лише з «натяжкою». Однак виявлення ознак ультраосновного вулканізму із проявами «високого енергетичного рівня» експлозій засвідчують наявність в їхньому складі мантійної речовини (у тім числі лонсдейліту, стишовіту, коеситу) й вірогідний генетичний зв'язок з підкоровим алмазогенерувальним джерелом. Відтак, описані експлозивні брекчії, що віднесені нами до лампроїтової формації, поки треба називати лампроїтоподібними породами.

3.4. Лампрофірова формація

Зміст поняття «лампрофір», уведеного в 1879 році К. Гюмбелем для групи меланократових порід, що складають дрібні самостійні інтрузії та містять значну кількість фенокристалів слюди і рогової обманки за відсутності польовошпатових вкраплень, досі невизначений, а генезис остаточно нез'ясований. Уточнене пізніше А. Кнопфом, Г. Розенбушом, А. Лакруа воно об'єднало різноманітні гіпабісальні породи із вкрапленнями залізо-магнезіальних силікатів, які не мають (за кількісно-мінеральним складом) вулканічних і плутонічних аналогів: мінети, керсантити, камптоніти, вогезити, спесартити, мончикіти й альнеїти. Відтоді лампрофірова група стала «вмістилищем» для багатих кольоровими фенокристалами меланократових порід, котрі складно було віднести до іншої категорії. У 1991 році Н. Рок у праці «Лампрофіри» значно розширив групу й зарахував у так званий «лампрофіровий клан» лампрофіри, лампроїти й кімберліти [87]. Це пов'язано з виявленням значної кількості перехідних різновидів між цими породами, як то, між лампрофірами (мінетами) та лампроїтами (фіцроїтами). Нині немає чітких петрохімічних критеріїв віднесення лампрофірів до тієї чи іншої магматичної груп, а класифікація всередині сімейства здійснена за мінералого-петрографічними ознаками, іноді нечіткими. Тому серед групи лампрофірів простежені переходи до діоритових, габроїдних, лужних і лужно-ультраосновних серій гірських порід.

У рекомендаціях Підкомісії з систематики виверженних порід Міжнародного союзу геологічних наук, як випливає з класифікації Ле Метра й ін., лампрофіри, лампроїти та кімберліти зараховано до групи лампрофірових порід. У них наведені деякі головні їхні загальні характеристики та ознаки діагностування за мінімально вкладеного генетичного змісту [194]. Однак А. Віллі, С. Берґман, А. Едґар і інші незгідні з такою систематикою, оскільки термін лампрофіри «знецінений», а класифікацію лампроїтів та кімберлітів не вдосконалено. Відтак вони відмовилися від неї та розглядають лампрофіри як жильну меланократову формацію від сієнітового до діоритового складу [195].

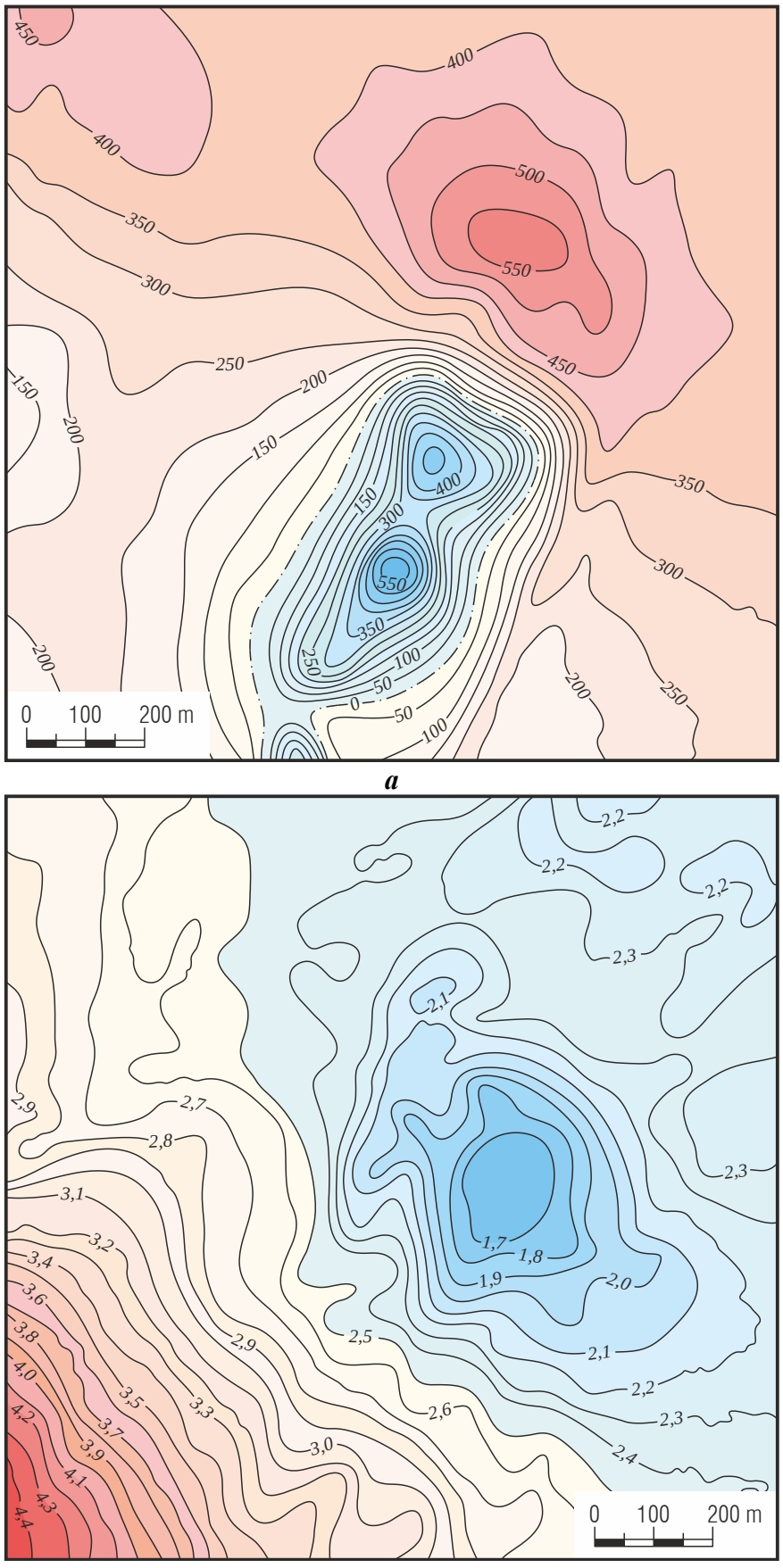
Отже, лампрофіри – це мезо- та меланократові кристалічно-зернисті породи ультраосновного, основного і середнього складу та порфірової структури. Серед них окреслено три сімейства: 1) вапнисто-лужні (мінети, вогезити, керсантити, спесартити); 2) фельдшпатоїдні (камптоніти, санаїти, мончикіти, фурчити, танбушити); 3) мелілітові (польценіти та альнеїти). Вапнисто-лужне їхнє сімейство належить до польовошпатових лампрофірів нормального і помірнолужного рядів K, K-Na і Na серій, інші два – до лужного ряду Na і K-Na серій. За петрохімічними особливостями породи помірнолужного та лужного рядів частково перекриті. Так, вміст SiO_2 у лампрофірах нормального й помірнолужного рядів змінюється від 39 до 65 %, а лужного – від 30,5 до 47,0 %.

Указані особливості, у тім числі рудно-формаційні і генетичні, дають підстави для виділення лампрофірів у самостійну петрографічну групу й, більше того, як запропонувала Г.М. Гапеєва [196], в особливу лампрофірову магматичну формацію. Натомість А. Лакруа, В.С. Коптєв-Дворніков, В.А. Ніколаєв, Х.М. Абдуллаєв, Г.Д. Афанасьєв, Р. Мітчелл уважають, що доцільніше використовувати поняття «лампрофірова фація», щоб показати, що деякі (зазвичай меланократові) члени цієї групи кристалізувалися за умов, дещо інших від спорідненого материнського інтрузиву.

У Кіровоградському блоці УЩ лампрофіри розкрито буровими свердловинами і добре вивчено на Клинцівському родовищі золота (камптоніти і мончикіти) і в центральній частині Новоукраїнського масиву неподалік с. Рівне (алмазоносні мінети). Вони складають локальні ділянки серед гранітогнейсового комплексу, контрольовані розломами другого порядку, утворюють трубкоподібне тіло та незначні за розміром дайки і штоки. Лампрофіри сформувалися після основних магматичних подій та розсікають уже сформовані інтрузії. На докембрійських золоторудних родовищах України вони, найвірогідніше, можуть бути одним з доказів генетичного зв’язку рудоутворювальних флюїдів з мантією [197]. Наприклад, це підтверджено виявленням алмазоносності мінет на ділянці Паркер Лейк (північно-західне узбережжя Гудзонової затоки, Канада) [198], а також Рівненському прояві в центральній частині УЩ.

Рівненські тіла (дайки, штоки і трубка вибуху) лужних лампрофірів. У 1971–1973 рр. Г.О. Нудельман, В.Н. Бігогуб та А.А. Олейник у центральній частині Кіровоградського блока УЩ, у близько 20 км на південний схід від м. Новоукраїнки, неподалік с. Рівне, виявили групу різних за морфологією січних субвулканічних тіл помірнолужного складу [199]. Вони утворюють ланцюжок своєрідних гравімагнітних аномалій серед гранітоїдів Новоукраїнського масиву. Щільність субвулканічних тіл змінюється від 2,02 до 2,54 г/см^3, а вмісних гранітоїдів – у середньому 2,62 г/см^3. Відтак, у гравітаційному полі вони чітко фіксовані локальними від'ємними аномаліями сили тяжіння інтенсивністю –2 мГл. За магнітними властивостями рівненські тіла проявлені на тлі гранітів різким переважанням природної залишкової намагніченості I_n над індуктивною I_i (магнітна сприйнятливість $\chi_{ср.} = 260 \times 10^{-6}$ СГС, а залишкова намагніченість $I_{пср.} = 1810 \times 10^{-6}$ СГС), у зв'язку з чим вони також формують чітку від'ємну магнітну аномалію інтенсивністю більше –450 нТл.

Так, за даними аеромагніторозвідки м-бу 1: 25 000 (А.В. Тесленко, 1965) на Рівненському прояві виявлено та в результаті наземної магніто- і гравірозвідки м-бу 1: 10 000 (В.Н. Білогуб, 1973) детально закартовано дві ізометричні магнітні аномалії з поперечними розмірами 400–600 м і відстанню між ними 800–900 м. У магнітному полі вони проявлені у вигляді локальної області поєднаних за знаком екстремумів основного південно-західного роздвоєного мінімуму амплітудою до –600 нТл і північно-східного максимуму амплітудою більше 300 нТл (рис. 3.27*а*). Епіцентр локального мінімуму сили тяжіння інтенсивністю –1,7 мГл накладений на ділянку градієнтів, що розділяє магнітні екстремуми (див. рис. 3.27*б*). Таке просторове співвідношення елементів магнітного й гравітаційного геофізичних полів, зумовлених єдиним аномалієутворювальним об'єктом, свідчить про субгоризонтальну спрямованість вектору його сумарної намагніченості та визначене передусім залишковою складовою. Подібна структура магнітного поля притаманна гірським породам з зворотною намагніченістю та є унікальною для Новоукраїнського масиву й УЩ загалом [200].



а

б

Рис. 3.27. Особливості просторового співвідношення магнітного ΔZ, нТл *(а)* і гравітаційного Δg, мГл *(б)* геофізичних полів, що зумовлені штоком лужних лампрофірів у центральній частині Новоукраїнського масиву гранітоїдів [200]

Субвулканічні тіла з погляду на їхні геолого-структурні й морфометричні особливості та речовинний склад вивчені порівняно слабко. Всебічні мінералого-петрографічні дослідження дали підстави зарахувати їх до мінет (Г.О. Нудельман і ін., Л.Г. Бернадська, В.І. Долгова, Ю.В. Гейко й ін.) або так званих рівненськітів (Г.М. Яценко й ін.). Наведені нижче дані ґрунтуються головно на результатах вивчення керна св. 1667, 1833, 1901, 3001, 3002, 3003 й ін.

Детальні геолого-знімальні роботи м-бу 1: 50 000 (Г.О. Нудельман та ін., 1973) показали, що геологічна природа Рівненської аномалії зумовлена багатофазовими диференційованими тілами типу мінет із групи вапнисто-лужних лампрофірів субвулканічної фації, що поширені в зоні її градієнтів. Своєрідні «порфіроподібні слюдисті мінети гіпабісального вигляду» північно-західної окраїни с. Рівне утворюють штокоподібне тіло овально-витягнутої форми розмірами 200×300 м з малопотужними апофізами, а ще ансамбль із п’яти менших за розмірами штоків та субвертикальних плитоподібних дайок і жил, потужність яких іноді сягає 120 м (рис. 3.28). Контакти штоків і дайок із гранітоїдами чіткі, різкі, утім звичайно брекчійовані, найгірше лежачий бік дайок. Зони закалювання та ореоли лужно-метасоматичного перетворення гранітоїдів інтрузіями лампрофірів відсутні. Штоко- та дайкоподібні тіла витягнуті в північно-східному напрямі й приурочені до перетину північно-східного Рівненського і північно-західного Войнівського розломів другого порядку та локалізовані у відгалужених тріщинах і вузлах їхнього перетину. Ділянка перекрита малопотужним (до 50 м) кайнозойським осадовим чохлом.

Штокоподібне тіло розкрите свердловинами до глибини перших сотень метрів. На підставі фактологічного матеріалу ДП «Центрукргеологія» й власної інтерпретації можна припустити, що лампрофіровий шток – це діатремова фація зеродованої трубки циліндричноподібної форми в розрізі, периферійна частина якої виповнена еруптивними брекчіями, а центральна – щільними мінетами масивної текстури. Еруптивні брекчії утворюють своєрідне кільце по периферії діатреми, що розімкнуте лише в південно-східній її частині. Потужність крутоспадної зони брекчіювання мінет становить 40–60 м.

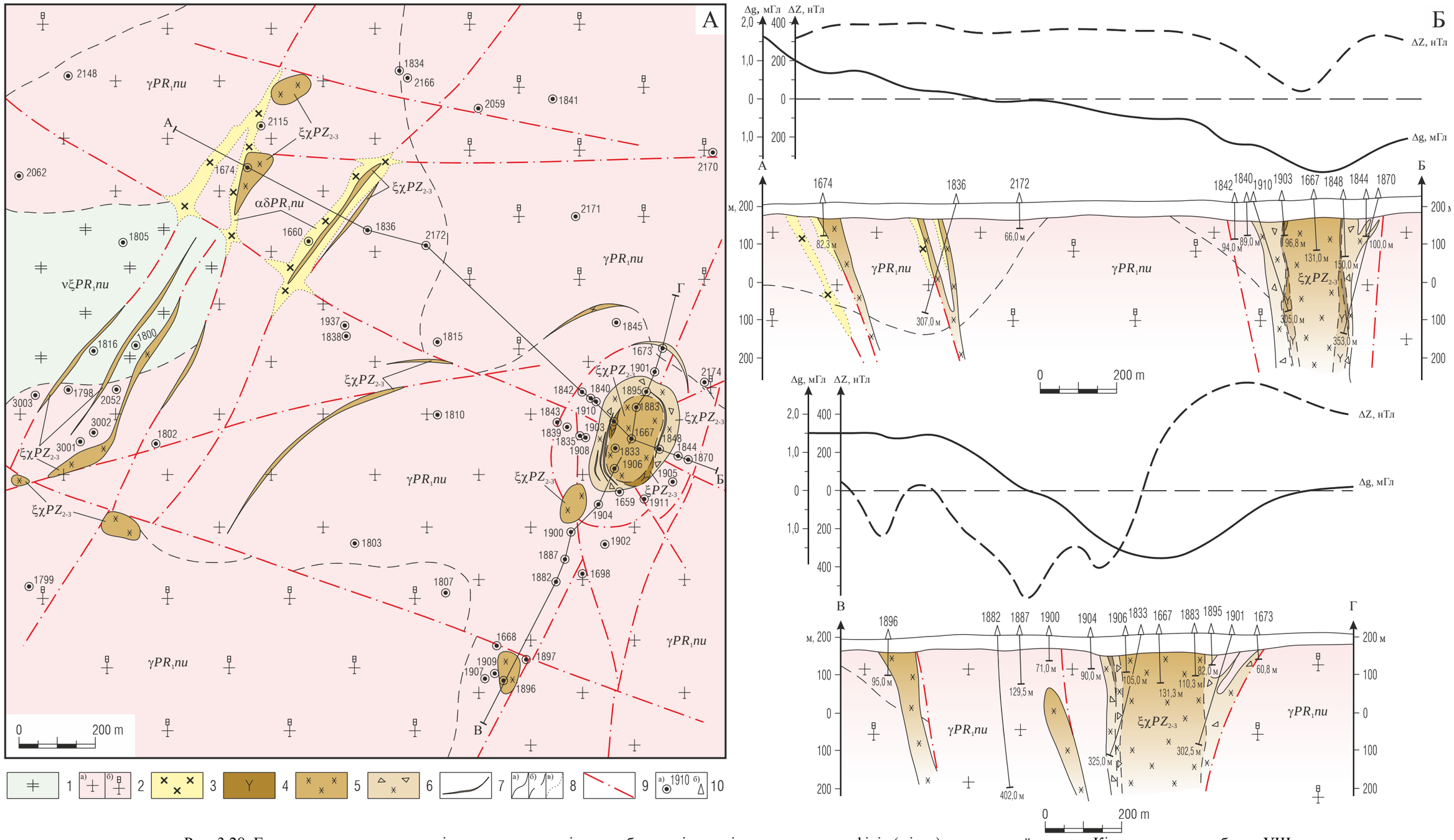


Рис. 3.28. Геолого-структурна ситуація поширення незгідних субвулканічних тіл лужних лампрофірів (мінет) центральної частини Кіровоградського блока УЩ, за матеріалами Г.О. Нудельмана й ін., 1973; 1976 (**А** – план зі знятими відкладами осадового чохла, **Б** – розрізи та графіки напруженості магнітного *(ΔZ)* і гравітаційного *(Δg)* полів):

Нижньопротерозойський інтрузивний (новоукраїнський) комплекс (PR_1nu): ***1*** – кварцові монцоніти *(νξ)*; ***2*** – граніти *(γ)* новоукраїнські, порфіроподібні гіперстен-біотитові *(а)* і трахітоїдні біотитові *(б)*; ***3*** – прирозломні гідротермально-метасоматичні альбіт-мікроклінові породи *(αδ)*. *Середньо-верхньогерцинський субвулканічний (порфіровий) комплекс (PZ_2-$_3$)*: ***4*** – піроксен-біотитові й амфіболові (вогезити) сієніт-порфіри *(ξ)*; ***5*** – щільні меланократові амфібол- і піроксеновмісні мінети *(ξχ)*; ***6*** – брекчійовані порівняно лейкократові мінети *(ξχ)*; ***7*** – кварцові кератофіри і кварцові порфіри *(ξπ)*; ***8*** – типи геологічних меж: *а* – чіткі між нижньопротерозойськими й верхньопалеозойськими утвореннями; *б* – петроструктурні між магматичними породами; *в* – фаціальні між гранітами й гідротермально-метасоматичними утвореннями нижньопротерозойського віку; ***9*** – розривні порушення; ***10*** – бурові свердловини на плані *(а)* і розрізах *(б)*.

Лампрофіри поширені не відірвано, а в закономірно зональній асоціації з іншими магматитами. Вони формують особливий багатофазовий субвулканічний (порфіровий) комплекс, своєрідні риси морфоструктури якого визначені елементами симетрії центрально-осьового типу. З таких міркувань властивим є трьох–чотирьохетапний режим становлення: 1) ранній лужний етап (сієніт-порфіри, вогезити); 2) власне лампрофіровий (амфібол- і піроксеновмісні мінети); 3) мінетових і кератофірових еруптивних брекчій із подальшим розвитком кулісоподібних конічних дайок кварцових кератофірів і кварцових порфірів. Просторово-еволюційні закономірності локалізації цих різновидів порід свідчать про доцентровий характер розвитку магматизму.

Біотит-піроксенові й амфіболові (роговообманкові) сієніт-порфіри (вогезити) раннього етапу, а також *кварцові порфіри й кварцові кератофіри* пізнього етапу утворюють малопотужні (від декількох сантиметрів до перших метрів) дайки і жили, локалізовані на периферії Рівненської трубки в системі кулісоподібних конічних тріщин із січними контактами.

Мінети – це сірі, темно-сірі, деколи сіро-коричневі щільні меланократові породи дрібнопорфірової структури і масивної, іноді трахітоїдної текстури. Вони слабко змінені і складені темно-жовтою тонко-дрібнозернистою польовошпатовою основною масою з ксеноморфними або субідіоморфними зернами кварцу, яка цементує поодинокі корові уламки. Дрібнопорфірова структура основної маси зумовлена численними фенокристалами темної слюди, іноді субпаралельно-орієнтованої, що надає мінетам трахітоїдності, подекуди чорно-коричневого амфіболу й піроксену (рис. 3.29, *а, б*). Загальна кількість порфірових вкраплень змінюється від 10–20 до 30–45 %, розміри сягають перших міліметрів (4–10 мм), літокластів – перших десятків міліметрів. За мінеральним складом нами виділено порівняно лейкократові (до 20 % вкраплень слюди) і меланократові (до 45 %) мінети. Цей поділ є умовним, утім він дає змогу виділити мінети двох фаз проникнення: меланократові мінети прорвані й брекчійовані лейкократовими. Найпоширеніші дайки і штоки меланократових роговообманково-біотитових мінет, іноді піроксеновмісних і власне слюдистих.

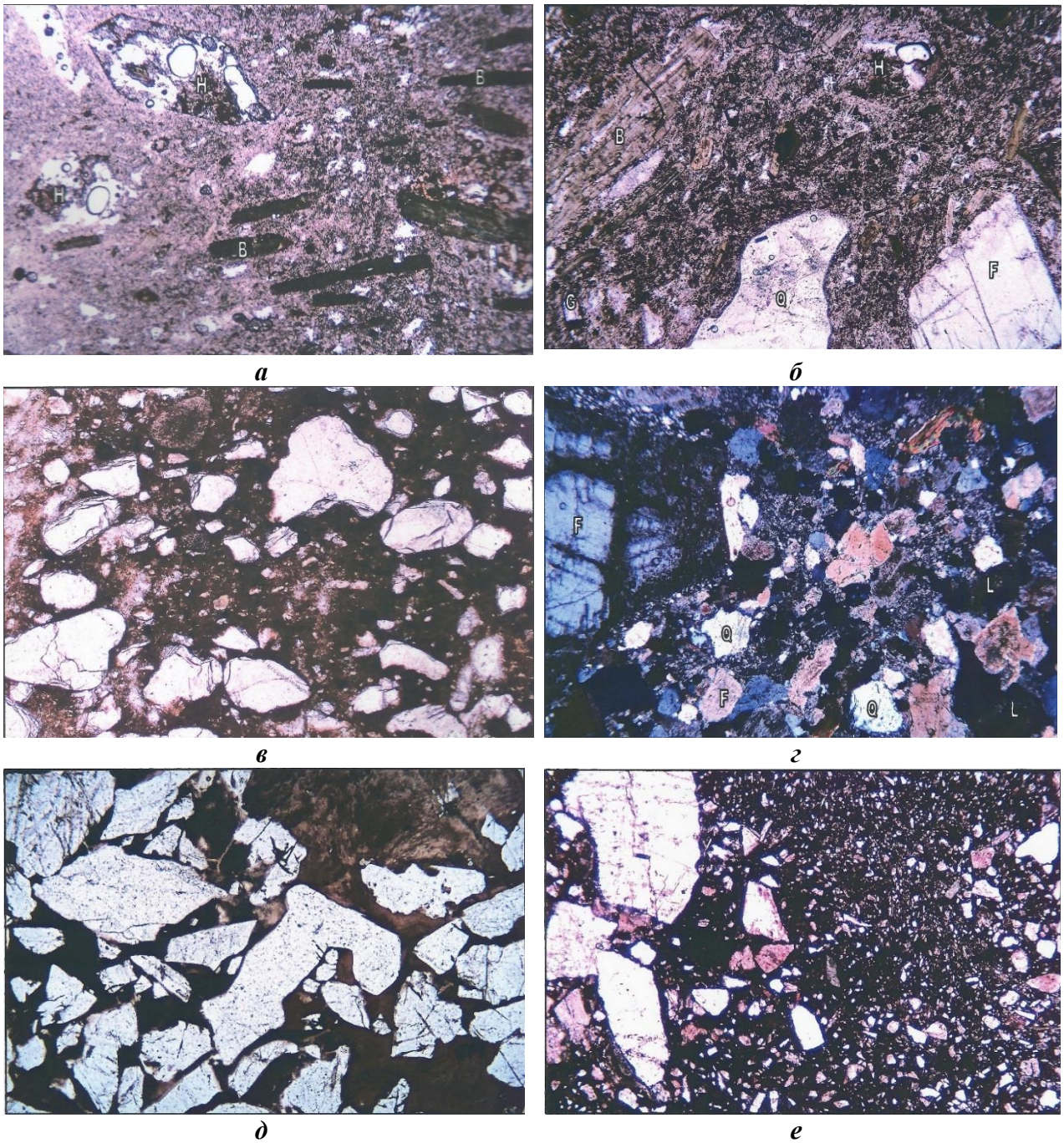


Рис. 3.29. Порівняльна характеристика мікроструктурних елементів лужних лампрофірів (мінет) Рівненського штоку. Ніколі ||. Оглядове поле зору 5,2 мм:

а – порівняно великі фенокристали зміненого амфіболу *(H)* й орієнтовано-витягнуті луски біотиту *(B)* в тонкозернистій польовошпатовій основній масі (шл. А-522); ***б*** –кутасті уламки кварцу *(Q)* й польового шпату *(F)* разом із великими орієнтованими фенокристалами біотиту *(B)* й зміненого амфіболу *(H)* зцементовані дрібнозернистою основною масою польовошпатового складу з гранатом *(G)* (шл. 382); ***в*** – дрібнозерниста мікроструктура мінет з головно округлими й кутастими уламками польового шпату, кварцу та вмісних гранітоїдів, що зцементовані слабко зміненою польовошпатовою основною масою (шл. А-521); ***г*** – типовий фрагмент тонкозернистої мікроструктури основної маси мінет з помірносортованими кутастими уламками кварцу *(Q)*, польового шпату *(F)* та вмісних гранітоїдів *(L)* (шл. А-523); ***д*** – фрагменти чітко кутастих уламків кварцу в основній масі мінет (шл. 382/1); ***е*** – фрагмент тонкозернистої мікроструктури основної маси з погано сортованими кутастими уламками кварцу, польового шпату та вмісних гранітоїдів (шл. А-382/2).

Еруптивні брекчії (брекчійовані мінети) – це світло-сірі або рожевувато-кремові щільні лейкократові породи нерівномірнозернистої структури і брекчієвої текстури. Вони складені фенокристалами орієнтовано-витягнутого біотиту в дрібнозернистій польовошпатовій основній масі. Основна маса цементує численні ксеноліти темно-сірих гранітоїдів, кременів та дрібнозернистих кварцитів, а також уламки меланократових мінет і основних-ультраосновних порід розмірами від 0,5 до 15–25 мм і навіть 30–50 мм [201]. У складі літокластів зовнішньої зони еруптивних брекчій переважають граніти, внутрішньої – мінети. Форма ксеногенного матеріалу кутаста зі згладженими краями, інколи напівобкатана та зрідка добре обкатана до гальки. У ксенолітах гранітоїдів помітна хлоритизація біотиту й інтенсивна опацитизація гранату із розвитком псевдоморфоз дрібнозернистого магнетиту, чітко проявлені посвітлілі кайми закалювання. Поміж літокластами також наявні дискретні лейсти біотиту, що заміщені хлорит-карбонатним агрегатом з ідіоморфними акцесорними апатитом та рутилом. Основна маса представляє мономінеральний агрегат каолінізованого калішпату з ксеноморфними зернами кварцу й плагіоклазу та майже зовсім не відрізняється від меланократових мінет (див. рис. 3.29, *в–е*). Ксеногенний кварц (від 0,03–0,5 до 2 мм) і його агрегати порівняно незмінені, утім із ознаками слабкого катаклазу. Польовий шпат (від 0,05 до 1–3 мм) кутастої форми, змінений до каолініту. Загалом порода погано та помірносортована із поровим цементом.

Наші дослідження рівненських мінет у шліфах (див. рис. 3.29) засвідчили, що вони містять значну кількість фенокристалів біотиту (25–40 %), рогову обману (10 %) і клінопіроксен діопсид-геденбергітового ряду (2–5 %). Фенокристали біотиту розміром 3–5 мм, інтенсивно плеохроюють і орієнтовано-витягнуті вздовж флюїдальності. Рогова обманка (0,2–2 мм) частково або повністю заміщена хлоритом і карбонатом. Корові ксеноліти розміром до 45 мм представлені габроїдами й гранітами Новоукраїнського масиву, довкола яких орієнтовано-флюїдально «обтікають» луски біотиту, що утворюють порфіроподібно-ламінарну структуру.

Тонкозерниста лейкократова кварц-польовошпатова основна маса складена калішпатом (до 80 %) і плагіоклазом-альбітом (до 10 %), подекуди кварцом (2–15 %) з незначною кількістю субідіоморфних лусок біотиту (3–5 %) і рогової обманки (до 1 %). З акцесорних мінералів діагностовано циркон, гранат, апатит, подекуди алмаз, муасаніт, ільменіт, рутил, сфен, магнетит, а також гематит, корунд, дистен, барит, флюорит, сульфіди (кобальтпірит, халькопірит, галеніт), самородні мідь і золото [202].

У слюдах часто помітний дефіцит катіону Si (< 3), необхідний для заповнення тетраедричних позицій. Порівняно високі вмісти FeO (9,038 %) і MgO (20,051 %) та низькі Fe_2O_3 (до 2,089 %) свідчать, що вони вірогідно належать до Fe-Mg слюд біотит-флогопітового ряду – магнезіального біотиту або залізистого флогопіту (табл. 3.19, *ан. 1–4*). Амфібол представлений роговою обманкою, по якій часто розвинуті псевдоморфози хлориту й карбонату, а піроксен – діопсидом і геденбергітом (див табл. 3.19, *ан. 5–11*). Гранат альмандинового та піроп-альмандинового складу, за хімічним складом (див. табл. 3.19, *ан. 12–14*) ідентичний з еклогітів і еклогітоподібних порід. Циркони іноді покриті білуватою кіркою оксиду цирконію. Г.М. Яценко та ін. вирізнили шість різновидів циркону за морфологією, а за хімічним складом і наявністю елементів-домішок (Ce, La, Y, Yb) – чотири їхніх групи [203]. Магнезіальних різновидів серед досліджених ільменітів немає (табл. 3.20). В апатитах виявлено підвищені вмісти рідкісних земель (0,27–0,96 %), ваг. %: La – 12,6; Ce – 38,2; Pr – 5,2; Nd – 22,0; Sm – 3,4; (Gd+Eu) – 5,6 [133].

За даними Г.А. Калашник і ін. [181], у брекчійованих мінетах (св. 1-Т, 2-Т) виділено дрібні (0,01–0,05 мм) хромовмісний малозалізистий діопсид лерцолітового парагенезису графіт-піропової фації глибинності, характерний для лерцолітових ксенолітів із алмазоносних кімберлітів, високохромисті (46,60–58,58 % Cr_2O_3) шпінеліди, а також високохромистий (3,27 % Cr_2O_3) пікроільменіт (3,03 % MgO). Утім, лейкократовий склад мінет і відсутність інших геохімічних індикаторів алмазоносності у мантійних мінералах (кнорингітовмісний піроп й ін.) найімовірніше засвідчують їхню слабку алмазоносність.

Таблиця 3.19

Хімічний і компонентний склад породоутворювальних фемічних мінералів з дайок лужних лампрофірів (мінет) Рівненського прояву за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Компоненти	Слюда				Амфібол		Піроксен					Гранат		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	38,764	37,546	37,611	34,827	46,666	46,241	49,414	51,879	54,440	52,545	49,917	36,854	39,160	40,242
TiO_2	3,853	3,194	3,205	2,361	1,403	0,040	0,416	0,179	0,070	0,171	0,256	0,030	0,030	0,019
Al_2O_3	14,633	15,344	15,000	15,992	8,069	7,394	1,687	1,854	0,393	1,046	1,129	21,369	21,559	22,100
Cr_2O_3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,302	0,000	0,000	0,040	0,080	0,019
Fe_2O_3	5,745	2,089	1,927	4,443	0,000	0,000	2,789	2,163	1,058	2,495	0,667	0,000	0,809	0,994
FeO	4,594	8,856	9,038	10,008	12,585	24,017	5,340	5,583	1,411	6,167	19,535	36,753	25,767	22,926
MnO	0,080	0,069	0,069	0,140	0,061	0,121	0,228	0,239	0,070	0,231	0,256	0,617	0,649	0,218
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,191	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	18,586	20,051	19,844	19,415	15,033	7,425	15,286	14,767	17,871	14,426	7,354	3,018	10,274	12,035
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,630	0,139	0,249	0,140	11,541	11,274	21,878	22,026	23,989	22,474	20,799	1,316	1,669	1,442
Na_2O	0,880	0,796	0,799	0,400	1,833	0,749	1,637	0,598	0,191	0,442	0,082	0,000	0,000	0,000
K_2O	7,556	7,961	7,690	4,843	0,706	0,780	0,099	0,099	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H_2O	3,893	0,199	0,709	0,200	2,048	1,955	1,221	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,660	0,597	0,499	0,380	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,120	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
В. п. п.	0,000	3,154	3,355	6,845	0,000	0,000	0,000	0,608	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сума	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**	**100,00**
Si	2,775	2,703	2,724	2,596	6,821	7,081	1,874	1,934	1,977	1,953	1,959	2,973	2,999	3,026
Ti	0,208	0,173	0,174	0,132	0,154	0,004	0,011	0,005	0,001	0,004	0,007	0,001	0,001	0,001
Al^{IV}	1,235	1,302	1,280	1,404	1,180	0,920	0,075	0,081	0,016	0,045	0,052	0,030	0,000	0,000
Al^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,210	0,420	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,000	1,945	1,958
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,002	0,004	0,001
Fe^{3+}	0,310	0,113	0,105	0,249	0,000	0,000	0,079	0,060	0,028	0,069	0,019	0,000	0,046	0,056
Fe^{2+}	0,275	0,533	0,547	0,623	1,538	3,076	0,169	0,174	0,042	0,191	0,641	2,479	1,650	1,441
Mn	0,005	0,004	0,004	0,008	0,007	0,015	0,007	0,007	0,002	0,007	0,008	0,042	0,042	0,013
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,984	2,153	2,142	2,158	3,276	1,695	0,864	0,821	0,967	0,799	0,430	0,363	1,173	1,349
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,048	0,010	0,019	0,011	1,807	1,850	0,889	0,880	0,933	0,895	0,874	0,113	0,136	0,116
Na	0,122	0,111	0,112	0,057	0,519	0,222	0,120	0,043	0,013	0,031	0,006	0,000	0,000	0,000
K	0,690	0,731	0,710	0,460	0,131	0,152	0,004	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	1,861	0,095	0,342	0,099	1,998	1,999	0,309	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,150	0,136	0,114	0,089	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,015	0,000	00,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg*	87,824	80,145	79,651	77,572			83,615	82,502	95,758	80,660	40,161			
Ens							39,950	41,853	49,096	40,998	21,971			
Frs							7,828	8,876	2,174	9,830	32,736			
Wo							41,087	44,860	47,360	45,899	44,654			
Jd							3,774	0,000	0,000	0,000	0,000			
Aeg							7,358	4,409	1,368	3,271	0,638			
And												0,000	0,015	0,018
Al												0,826	0,541	0,484
Po												0,121	0,384	0,453
Sps												0,014	0,013	0,004
Gs												0,037	0,044	0,039

1. Флогопіт $(K_{0,69}Na_{0,12}Ca_{0,05})_{0,86}(Mg_{1,98}Fe^{3+}_{0,31}Fe^{2+}_{0,27}Ti_{0,21}Mn_{0,005})_{2,775}(OH_{1,86}F_{0,13}Cl_{0,01})_{2,00}\times[(Si_{2,77}Al_{1,23})_4O_{10}]$
2. Біотит $(K_{0,73}Na_{0,11}Ca_{0,01})_{0,85}(Mg_{2,15}Fe^{2+}_{0,53}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{0,11}Mn_{0,004})_{2,964}(O_{1,76}F_{0,14}OH_{0,10})_{2,00}\times[(Si_{2,70}Al_{1,30})_4O_{10}]$
3. Біотит $(K_{0,71}Na_{0,11}Ca_{0,02})_{0,84}(Mg_{2,14}Fe^{2+}_{0,55}Ti_{0,17}Fe^{3+}_{0,11}Mn_{0,004})_{2,974}(O_{1,52}OH_{0,36}F_{0,12})_{2,00}\times[(Si_{2,72}Al_{1,28})_4O_{10}]$
4. Біотит хлоритизований $(K_{0,46}Na_{0,06}Ca_{0,01})_{0,53}(Mg_{2,16}Fe^{2+}_{0,62}Fe^{3+}_{0,25}Ti_{0,13}Mn_{0,01})_{3,17}(O_{1,79}OH_{0,10}F_{0,09})_{2,00}\times[(Si_{2,60}Al_{1,40})_4O_{10}]$
5. Рогова обманка $(Na_{0,52}K_{0,13})_{0,65}(Ca_{1,81}Fe^{2+}_{0,18}Mn_{0,01})_{2,00}(Mg_{3,28}Fe^{2+}_{1,36}Al_{0,21}Ti_{0,15})_{5,00}\times(OH)_2[(Si_{6,82}Al_{1,18})_{8,00}O_{22}]$
6. Рогова обманка $(Na_{0,22}K_{0,15}Ca_{0,06})_{0,43}(Ca_{1,79}Fe^{2+}_{0,19}Mn_{0,02})_{2,00}(Fe^{2+}_{2,88}Mg_{1,70}Al_{0,42})_{5,00}(OH)_2[(Si_{7,08}Al_{0,92})_{8,00}O_{22}]$
7. Діопсид $(Ca_{0,89}Na_{0,12})_{1,01}(Mg_{0,86}Fe^{2+}_{0,17}Fe^{3+}_{0,04}Mn_{0,01})_{1,08}[(Si_{1,87}Fe^{3+}_{0,04}Al_{0,08}Ti_{0,01})_{2,00}O_{6,00}]$
8. Діопсид $(Ca_{0,88}Na_{0,04})_{0,92}(Mg_{0,82}Fe^{2+}_{0,17}Fe^{3+}_{0,06}Mn_{0,01})_{1,06}[(Si_{1,93}Al_{0,08}Ti_{0,01})_{2,02}O_{6,00}]$
9. Діопсид $(Ca_{0,93}Na_{0,01})_{0,94}(Mg_{0,97}Fe^{2+}_{0,04}Fe^{3+}_{0,03})_{1,04}[(Si_{1,98}Al_{0,02})_{2,00}O_{6,00}]$
10. Діопсид $(Ca_{0,90}Na_{0,03})_{0,93}(Mg_{0,80}Fe^{2+}_{0,19}Fe^{3+}_{0,07}Mn_{0,01})_{1,07}[(Si_{1,95}Al_{0,05})_{2,00}O_{6,00}]$
11. Геденбергіт $(Ca_{0,87}Na_{0,01})_{0,88}(Fe^{2+}_{0,64}Mg_{0,43}Mn_{0,01})_{1,08}[(Si_{1,96}Fe^{3+}_{0,02}Al_{0,05}Ti_{0,01})_{2,04}O_{6,00}]$
12. Альмандин $(Fe_{2,48}Mg_{0,36}Mn_{0,04}Ca_{0,11})_{2,99}Al_{2,00}[(Si_{2,97}Al_{0,03})_3O_{12})]$
13. Піроп-альмандин $(Fe_{1,65}Mg_{1,17}Mn_{0,04}Ca_{0,14})_{3,00}Al_{1,95}[Si_{2,99}O_{12})]$
14. Піроп-альмандин $(Fe_{1,44}Mg_{1,35}Mn_{0,01}Ca_{0,12})_{2,92}Al_{1,96}[Si_{3,03}O_{12})]$

Примітки: Компоненти (мінали): Ens – енстатитовий, Frs – феросиліцитовий, Wo – воластонітовий, Jd – жадеїтовий, Aeg – егіриновий, And – андрадитовий, Al – альмандиновий, Po – піроповий, Sps – спесартиновий, Gs – гросуляровий. Вмісти Fe_2O_3 і FeO розраховані з валових аналітичних концентрацій заліза за допомогою програми *GARNET.exe*.

Ан. ***1*** – за даними Г.О. Нудельмана та ін., 1976, ***2–4, 8*** – за [133], інші виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М.): ***5*** – св. 3002, вз. 1/30; ***6*** – св. 3002, вз. 1/33; ***9*** – св. 3003-2, вз. 31/31; ***10, 11*** – св. 3001, вз. 1/31, 1/31-1; ***12*** – св. 3003, вз. 1/34; ***13*** – св. 3001, вз. 1/35; ***14*** – св. 3003, вз. 1/36.

*Ан. ***3*** виконано в Технічному центрі НАН України на мікроаналізаторі JCXA-733.

Таблиця 3.20

Хімічний і компонентний склад оксидів титану з дайок алмазоносних мінет Рівненського прояву за результатами мікрозондового аналізу, ваг. %

Компоненти	Св. 3002, вз. 1/38-1	Св. 3002, вз. 1/38-2	Св. 3003, вз. 1/42	Св. 3001, вз. 1/44
	1	2	3	4
SiO_2	0,0099	0,0000	0,4120	0,0000
TiO_2	82,6775	55,4300	68,7853	56,0907
Al_2O_3	0,2472	0,2825	0,3178	0,4958
Cr_2O_3	0,1088	0,0487	0,0000	0,0202
FeO	15,9482	41,1513	30,0377	41,4407
MnO	0,1088	0,4286	0,1883	0,3238
MgO	0,7811	2,5616	0,1883	1,5783
CaO	0,0198	0,0097	0,0706	0,0202
Na_2O	0,0494	0,0000	0,0000	0,0000
K_2O	0,0297	0,0097	0,0000	0,0000
ZnO	0,0198	0,0682	0,0000	0,0304
NiO	0,0099	0,0097	0,0000	0,0000
Сума	**100,0000**	**100,0000**	**100,0000**	**100,0000**
Si	0,0001	0,0000	0,0095	0,0000
Ti	0,8905	1,0201	1,1894	1,0323
Al	0,0042	0,0081	0,0086	0,0143
Cr	0,0012	0,0009	0,0000	0,0004
Fe	0,1910	0,8420	0,5775	0,8479
Mn	0,0013	0,0089	0,0037	0,0067
Mg	0,0167	0,0934	0,0065	0,0576
Ca	0,0003	0,0003	0,0017	0,0005
Na	0,0014	0,0000	0,0000	0,0000
K	0,0005	0,0003	0,0000	0,0000
Zn	0,0002	0,0012	0,0000	0,0005
Ni	0,0001	0,0002	0,0000	0,0000

1. Рутил $(Ti_{0,89}Fe_{0,19}Mg_{0,02})_{1,1}O_2$
2. Ільменіт $(Fe_{0,84}Mg_{0,09})_{0,93}Ti_{1,02}O_3$
3. Ільменіт лейкоксенізований $(Fe_{0,58}Ti_{0,19}Mg_{0,01})_{0,78}(Ti_{1,00}Si_{0,01}Al_{0,01})_{1,02}O_3$
4. Ільменіт $(Fe_{0,85}Mg_{0,06}Mn_{0,01})_{0,92}(Ti_{1,03}Al_{0,01})_{1,04}O_3$

Примітка. Аналізи виконані на мікроаналізаторі JCXA-733 JEOL (Японія) в ІГМР НАН України (аналітик Бондаренко І.М.).

За хімічним складом (табл. 3.21) рівненські мінети відрізняються від лампроїтів підвищеним вмістом SiO_2 (на 10–12 %) та нижчим MgO, натомість є близькими високі вмісти фемічних оксидів і K_2O, що вказує на калієву спрямованість лужності порід. На відміну від меланократових мінет дайок і штоків брекчійовані лейкократові мінети трубки тяжіють до середніх магматитів. Порівняння за складом з лампроїтами засвідчує, що рівненські мінети подібні до талахтахських лампроїтів східного схилу Анабарського щита [204].

Таблиця 3.21

Хімічний склад мінет Рівненського прояву

Компоненти	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	55,86	1,58	15,64	6,93	4,39	0,01	3,14	2,79	3,98	5,68
2	58,88	1,27	13,40	8,04	5,00	0,01	2,69	2,39	3,30	5,02
3	59,96	1,56	12,21	6,21	4,82	0,01	3,60	2,36	3,36	5,91
4	59,98	1,05	14,99	6,03	2,78	0,01	3,52	2,31	3,67	5,66
5	60,67	1,46	14,91	6,15	1,69	0,01	4,25	2,06	3,17	5,63
6	61,28	1,12	15,32	4,44	2,96	0,01	3,89	2,32	2,96	5,70
7	61,81	1,42	15,05	4,73	1,91	0,01	4,37	2,08	2,94	5,68
8	61,96	1,38	15,2	4,66	1,79	0,01	3,85	2,03	2,97	6,15
9	62,07	0,94	16,57	2,56	2,58	0,05	4,98	1,02	2,61	6,62
10	62,19	1,66	10,15	5,50	4,86	0,01	4,19	2,12	3,55	5,77
11	62,44	1,26	14,86	3,40	2,59	0,01	4,27	1,84	3,04	6,29
12	62,47	0,97	15,64	4,41	1,70	0,01	3,70	2,08	3,04	5,98
13	62,76	1,09	15,77	3,97	1,69	0,01	3,68	2,20	3,18	5,65
14	62,80	1,29	15,12	5,68	1,52	0,01	2,61	2,00	3,30	5,67
15	62,88	1,18	14,29	4,19	4,28	0,01	3,40	2,23	3,08	4,46
16	63,07	1,07	15,30	4,27	1,64	0,01	3,28	2,21	2,84	6,31
17	63,12	1,33	14,47	5,43	1,66	0,01	3,49	1,97	3,12	5,40
18	63,51	0,98	15,17	4,13	1,83	0,01	4,26	2,07	2,40	5,64
19	63,65	1,13	13,81	5,62	3,12	0,01	3,25	1,76	2,40	5,25
20	63,67	1,01	13,15	7,89	0,84	0,01	2,61	2,08	3,31	5,43
21	64,34	1,08	15,44	3,30	1,83	0,01	3,93	2,41	2,51	5,15
22	64,89	1,00	13,72	5,56	1,20	0,01	2,56	2,04	3,13	5,89
23	59,36	0,97	11,46	9,06	4,08	0,06	4,91	1,15	1,35	7,60
24	60,11	1,13	11,79	7,79	3,69	0,09	4,62	1,38	0,77	8,63
25	60,78	1,24	11,54	7,42	3,40	0,01	5,27	1,25	0,65	8,44
26	62,09	1,37	13,29	3,02	2,21	0,06	3,51	5,66	2,65	6,14
27	62,44	0,91	13,58	3,87	2,06	0,06	4,27	4,76	2,57	5,48
28	62,80	1,04	12,65	7,45	2,91	0,09	5,56	1,45	0,91	5,14
29	63,36	2,20	13,54	2,90	2,96	0,03	4,28	1,01	2,48	7,24
30	63,43	0,94	12,54	4,40	6,21	0,13	3,00	1,49	1,81	6,05
31	63,74	0,89	12,69	6,31	3,04	0,05	4,75	1,38	0,52	6,63
32	64,07	0,87	12,43	6,77	2,98	0,05	4,79	1,50	0,52	6,02
33	60,19	1,04	14,77	2,28	3,52	0,03	2,73	3,67	2,16	6,18
34	61,91	0,90	11,81	2,31	3,30	0,04	4,79	1,37	0,36	6,40

Примітка. ***1*** – св. 3003, гл. 82,0 м; ***2*** – св. 3002, гл. 85,0 м; ***3*** – св. 3003, гл. 61,5 м; ***4*** – св. 3001, гл. 85,8 м; ***5*** – св. 3003, гл. 56,3 м; ***6*** – св. 3001, гл. 69,0 м; ***7*** – св. 3002, гл. 60,5 м; ***8*** – св. 3002, гл. 53,1 м; ***9*** – св. 2052, гл. 91,0 м (вміст Cr_2O_3 – 0,014 %); ***10*** – св. 3003, гл. 84,0 м; ***11*** – св. 3002, гл. 76,5 м; ***12*** – св. 3001, гл. 55,0 м; ***13*** – св. 3001, гл. 62,4 м; ***14*** – св. 3001, гл. 44,6 м; ***15*** – св. 3001, гл. 90,0 м; ***16*** – св. 3001, гл. 80,2 м; ***17*** – св. 3002, гл. 83,0 м; ***18*** – св. 3001, гл. 76,5 м; ***19*** – св. 3002, гл. 72,0 м; ***20*** – св. 3002, гл. 47,3 м; ***21*** – св. 3001, гл. 71,3 м; ***22*** – св. 3002, гл. 48,5 м (ан. ***1–22*** виконано в ДП «Центрукргеологія»); ***23*** – св. 1911, гл. 215,0 м; ***24*** – св. 1911, гл. 184 м; ***25*** – св. 1911, гл. 177 м; ***26*** – св. 1883, гл. 105 м; ***27*** – св. 1883, гл. 105,5 м; ***28*** – св. 1667, гл. 90 м; ***29*** – св. 1800, гл. 100 м; ***30*** – св. 1883, гл. 95 м; ***31*** – св. 1667, гл. 110 м; ***32*** – св. 1667, гл. 120 м (ан. ***23–32*** – за Г.О. Нудельманом і ін., 1976); ***33*** – св. 1800, гл. 96,0 м (вміст P_2O_5 – 0,80 %, F – 0,13 %); ***34*** – св. 1667, гл. 91,2 м (вміст P_2O_5 – 0,58 %, F – 0,185 %) (ан. ***33, 34*** – за [133]).

Нанесені на діаграму SiO_2 – (K_2O+Na_2O) магматичних порід точки аналізів хімічного складу мінет купчасто потрапляють у поле трахідацитів, утім за мінеральним складом і структурою вони відрізняються від ефузивів [201].

Ці породи за мінеральним і хімічним складом дійсно подібні на мінети – типові вапнисто-лужні (польовошпатові) лампрофіри калієвої серії, одначе за структурно-текстурними особливостями, формою і складом уламкового матеріалу та їхньою алмазоносністю вони нагадують літокристалокластичні туфи й туфобрекчії, а не повнокристалічні магматити. Тому Г.М. Яценко й ін. виділили їх під назвою «рівненськіти» і віднесли до алмазоносної рівненськітової формації [74]. На їхню думку, кімберліти, лампроїти й рівненськіти належать до одного парагенетичного ряду експлозивно-уламкових алмазоносних формацій. Їх споріднює набір породоутворювальних (слюда, піроксени, амфіболи, калішпат) та акцесорних (циркон, апатит, муасаніт, ільменіт, хромшпінеліди, алмаз) мінералів, підвищена лужність, наявність некогерентних елементів і ін.

Алмаз у мінетах утворює дрібні кристали розміром до 0,2 мм, серед яких виділено два типи: 1) поодинокі безбарвні октаедричні кристали і їхні уламки кімберлітового типу (трикутні западинки на {111}, блакитна фотолюмінесценція, наявність азотних центрів N3) і 2) поширеніші сірі, сіро-зелені, зелені та трав'яно-зелені осколкові кристали (більше 40) із ознаками механічної обробки, походження яких є предметом дискусій. Це пов'язано із тим, що близько 80 % таких кристалів в ультрафіолетовому промінні не люмінесціюють.

За даними Л.Г. Бернадської і В.І. Долгова [133], мінети належать до групи сієніт-трахітів, у брекчійованій зоні яких спектральним аналізом установлено наступні елементи-домішки, ваг. %: Ni – 0,0003–0,01 (подекуди 0,1); Co – 0,0001–0,05; V – 0,001–0,01 (інколи 0,04); Cr – 0,001–0,02 (зрідка 0,04); Mo – 0,0006–0,0001 (іноді 0,006); Zr – 0,008–0,003 (деколи 0,05); Cu – від 0,003 до 0,1–0,5 (деінде більше 1); Pb – 0,0003–0,002 (зрідка 0,02–0,03); Zn – 0,01–0,03; Sc – 0,0003–0,003; Ba – 0,01–0,8; у поодиноких пробах присутні Ag – 0,00001–0,002; Bi – 0,0006–0,003; Sn – 0,0001, а ще P, Ti, Nb, Ga, La, Y, Yb, Li, Be, Au. Основними носіями Au, Cu, Ni, Co, Pb, Ag і Zn є сульфіди.

За даними рентгенофлуоресцентної спектрометрії (табл. 3.22), рівненським мінетам притаманні низькі вмісти елементів некогерентного ряду: Rb, Sr, Zr, Ba, Nb, Y. На діаграмі Nb–Y Тейлора [205] їхні значення згруповані всередині й обабіч поля базитів за межами кімберлітів і лампроїтів (рис. 3.30). Хоча концентрації Cr та Ni подекуди нижчі середніх лампрофірових складів, усе ж вони можуть відповідати парагенезису лампрофірів, якщо враховувати межі варіацій вмістів цих елементів. Отже, валовий хімічний склад субвулканічних порід відповідає лампрофірам.

Таблиця 3.22

Хімічний і компонентний склад мінет Рівненського штоку за результатами рентгенофлуоресцентного аналізу, ваг. %

Компоненти	А-521	А-522	А-523	А-382	А-382/1	А-382/2	Середній хімічний склад мінет [206]
SiO_2	55,72	54,73	65,52	61,28	90,30	61,28	51,00
TiO_2	1,26	0,91	0,65	0,96	0,76	0,87	1,10
Al_2O_3	17,17	11,98	11,51	13,10	4,09	13,91	14,00
Fe_2O_3	11,26	12,69	2,79	6,32	2,36	7,16	8,20
MnO	0,09	0,12	0,03	0,05	0,02	0,03	0,13
MgO	1,52	4,66	3,28	4,78	0,40	3,95	7,00
CaO	0,69	1,29	1,43	1,64	0,19	0,92	7,00
Na_2O	0,57	2,02	3,76	1,92	0,31	2,33	2,70
K_2O	2,78	5,57	0,75	5,85	0,41	3,93	3,10
P_2O_5	0,06	0,53	0,56	0,83	0,26	0,55	0,60
Сума	**91,12**	**94,50**	**90,28**	**96,74**	**99,10**	**94,93**	**94,93**
V	164	112	76	96	34	48	170
Cr	126	63	16	58	BLD	12	370
Co	19	29	5	19	BLD	17	36
Ni	47	72	44	72	1	20	150
Cu	2	41	BLD	24	4	BLD	43
Zn	53	42	11	32	6	10	88
As	BLD	4	BLD	6	BLD	1	3
Rb	86	77	16	93	12	94	70
Sr	108	563	602	691	26	129	715
Y	8	14	19	15	1	47	23
Zr	214	203	221	224	319	761	190
Nb	16	7	17	9	41	28	13
Ba	415	810	135	1467	107	915	1050
Th	7	19	11	21	5	23	9
Ta	3	2	BLD	2	3	2	0,9
U	BLD	BLD	BLD	BLD	2	4	3
Pb	22	5	BLD	6	8	10	13

Примітки: Кількісний аналіз мікроелементів у 10^{-6} %. BLD – нижче рівня кількісного визначення. Елементи BLD у кожному взірці з таблиці видалені (Mo, Sn, Sb, Te, W, Bi). Аналізи виконано в De Beers Group (аналітик К. Дж. Мачін).

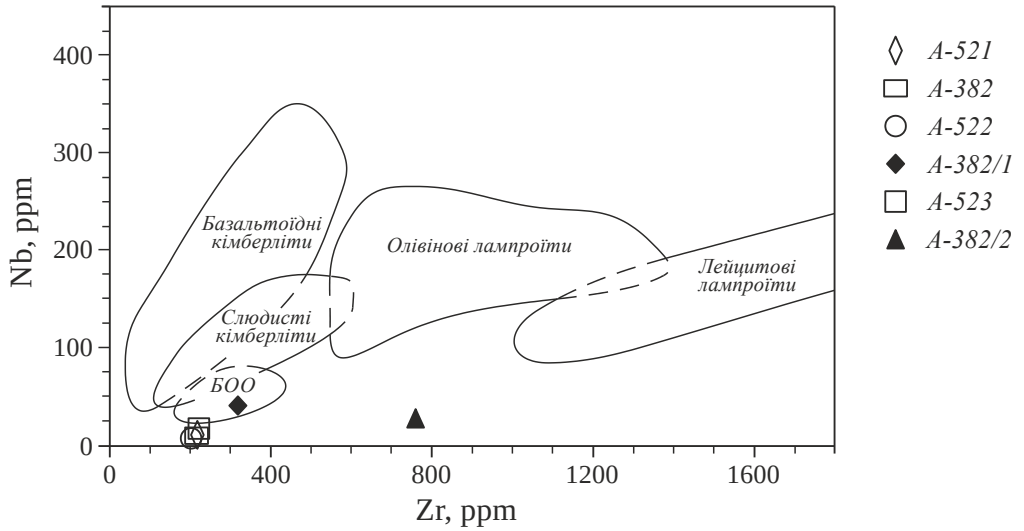


Рис. 3.30. Графік геохімічної дискримінації мінет (за У.Р. Тейлором та ін. [205])

Лампрофірові дайки січуть новоукраїнські гранітоїди (2050–2040 млн. р. [99]) і містять ксеноліти габроїдів раннього етапу становлення Новоукраїнського масиву. За даними Л.Г. Бернадської і ін. [133], ізотопний вік біотиту (св. 1800) мінет однієї із дайок становить 406 млн. р., за породою – 305 і 289 млн. р. Абсолютний вік біотиту (св. 1667) мінет Рівненського штоку становить 273 млн. р., за породою (св. 1883) – 260 млн. р. Абсолютний вік мінет за мікроклін змінюється від 350 до 275 млн. р. Відтак, час формування рівненських субвулканічних тіл відповідає інтервалу $D–P_1$, який автор розглядає як результат середньо-пізньопалеозойської (герцинської) активізації протоплатформи.

Генезис лампрофірів як осібної самостійної групи діасхістових (розщеплених) меланократових порід гіпабісальної і субвулканічної фацій, що супроводжують масиви виверженних порід та перебувають з ними в просторовому й генетичному зв’язку, однак різко відрізняються від них структурою і деякими особливостями мінерального й хімічного складу, остаточно нез’ясований. Це пов’язано з вмістом SiO_2 і лугів, за кількістю яких склад порід змінюється від ультраосновних до середніх і від лужного до нормального ряду. Лампрофіри розглядають як похідний продукт розщеплення магми після утворення масивної материнської породи, що формують так звану «жильну світу».

Насправді це самостійний геологічний процес, вирішальну роль в якому відіграє плавлення мантійної речовини за умов висхідних рухів по глибинних

розломах. Акад. В.С. Соболєв пов'язував генезис лампрофірів з явищем трансвапоризації – часткового збагачення водою, леткими й лугами більш-менш «сухої» основної магми внаслідок проникнення її незначних порцій у тріщини бічних порід і ще не цілком застиглих гранітних інтрузій та досягненні фізико-хімічної рівноваги із постмагматичними розчинами гранітоїдів [206, 207]. З нашого погляду, механізми утворення лампрофірової трубки не відрізнялися від таких під час становлення кімберлітових діатрем і інших, багатих леткими диференціатів лужно-ультраосновних магм. Про це свідчить значне збагачення мінет пневматофільними мінеральними фазами – слюдою, амфіболом, апатитом, хлоритом. Вони вказують на специфічний режим кристалізації лампрофірів за умов зростання ролі H_2O та підвищеного тиску (300–500 МПа, а на неглибоких локальних ділянках розвантаження первинних H_2O і CO_2 газів, що супроводжувалися експлозіями, могло сягати 1000 МПа [207]). Крім підвищення тиску важливим при цьому є зниження окиснювального потенціалу, з чим пов'язаний низький вміст і навіть відсутність Fe_2O_3 в біотиті й ільменіті.

Отож, вулканізм поблизу с. Рівне проявився за участю вибуху газів з викиданням незначної кількості глибинного (із алмазами) матеріалу. Порфірові вкраплення утворилися внаслідок дезінтеграції мантійних за генезисом лерцолітів, гарцбургітів, еклогітів та метасоматизованих перидотитів. Виявлення алмазоносності мінет свідчить про наявність ще одного (окрім кімберлітів та лампроїтів) ендогенного джерела алмазів у Кіровоградському блоці УЩ. Такі висновки одержано повторним пробовідбиранням керна свердловин (ЦЛ ДП «Центрукргеологія»), де вкотре виявили природні алмази й їхні уламки. Наявність дайок та трубки алмазоносних мінет вказує на високу вірогідність відкриття на цій території палеозойських магматитів із мінералого-геохімічними ознаками лампроїтів, у тім числі алмазоносних олівінових їхніх різновидів.

Рівненські мінети пропілітизовані й містять накладену мідну, кобальтову, фтор-поліметалеву, барієву й ртутну мінералізації. Це спонукає до розшуків нових проявів палеозойської вулканічної діяльності й відповідного зруденіння в Новоукраїнському масиві трахітоїдних гранітів і за його межами. По-

роди зі зворотною полярністю вектору залишкової намагніченості й аномально високими значеннями I_n/I_i (діабази) залягають поблизу Рівненської трубки в північній частині Новоукраїнського масиву. Зокрема, Г.О. Нудельман неподалік с. Злинка (св. 8508, 1764) й Миколаївка (св. 10025) виявив малопотужні дайки лампрофірів і мікродіабазів (340–300 млн. р.) із олов'яною мінералізацією [199]. Подібність у магнітних характеристиках свідчить, що їхнє проникнення відбувалося одночасно з лампрофірами. Вірогідно, палеозойський вулканізм розвинутий ширше і дає підстави передбачати наявність у Кіровоградському блоці УЩ ще не розвіданих інших проявів алмазоносних порід із групи лужних лампрофірів (мінети, вогезити й ін.) та олівінових лампроїтів.

Герцинська епоха пов'язана із ТМА щита, що за часом синхронна орогенезу герцинських геосинкліналей його облямування (Карпати, Крим, Добруджа) й інверсії тектонічного режиму в ДДЗ. Герцинський вулканізм на південно-західній окраїні Східноєвропейської платформи супроводжували інтенсивні блокові переміщення і рифтогенез. Тривалість і багатоетапність його розвитку й просторове поширення обґрунтовані різноманіттям складу алмазоносних вулканітів (Родіонівський, Тернівський, Рівненський прояви) та значеннями абсолютного віку, які змінюються від 406 до 250 млн. р. Вірогідно, лужні лампрофіри завершують герцинський тектономагматичний розвиток давніх платформ (Кольський п-ів, Маймеча-Котуйський р-н).

Отже, в «ізоморфному» ряді експлозивно-уламкових алмазоносних формацій мінети за петрохімічними особливостями займають крайню праву його позицію. Порівнюючи із магматитами, їх можна зіставити з породами середнього складу помірнолужного й лужного рядів. Із наведеного вище випливає, що кімберліти, лампроїти і лампрофіри належать до формаційного комплексу гібридних *флюїдогенно-магматогенно-брекчієвих порід*. Їхні мінералогічні й, передусім, петрохімічні особливості слабко відтворюють природу первинного розплаву й відтак часто вказують на криптогенне (невідоме, нез'ясоване) або конвергентне (подвійне, плутане) їхнє походження.

РОЗДІЛ 4
ЕПОХИ АКТИВІЗАЦІЇ ПРОТОПЛАТФОРМНОГО КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА ТА РОЗВИТОК АЛМАЗОНОСНИХ ФОРМАЦІЙ

Узвичаєний геологами із середини XX ст. термін «активізація» позначає процеси епіплатформного поновлення або інтенсивного підсилення тектономагматичної діяльності в регіонах, які завершили своє формування. Активізація відображена германотипною структурно-тектонічною перебудовою і диференціацією жорстких консолідованих структур літосфери (розвиток регіональних лінійних зон глибинних розломів, склепінно-брилово-блокових переміщень, піднять, прирозломних прогинів, накладених западин) та масштабними багаторазовими проявами інтрузивного й ефузивного магматизму. Стабілізовані регіони або їхні частини, у яких виражені отакі якісно нові тектономагматичні процеси після тривалого періоду тектонічного спокою, належать до областей (зон) ТМА. Їм притаманні своєрідні особливості глибинної будови й специфічні риси осадонагромадження, магматизму та рудоутворення.

Самостійне значення областей ТМА як третій (окрім платформ і геосинкліналей) тип геотектонічних структур Землі вперше визначив В.А. Обручев ще на початку XX ст. та розвинув Г.Ф. Мірчінк у 1940 році. Подальшу розробку проблема ТМА отримала в працях В.В. Білоусова, К.В. Боголєпова, К.Д. Карпової, В.Л. Масайтіса, М.С. Нагібіної, М.І. Ніколаєва, Є.В. Павловського, Ю.М. Пущаровського, В.Ю. Хаїна, М.П. Хераскова, Чен Го-да, М.С. Шацького, Ю.М. Шейнмана, С.С. Шульца, О.Л. Яншина й ін. Металогенію областей ТМА розкрито Т.В. Білібіною, Д.Й. Горжевським, М.І. Іціксоном, В.І. Казанським, В.М. Козеренком, Ю.В. Комаровим, К.О. Радкевич, П.М. Хрєновим, О.Д. Щегловим і ін. В Україні проблемою ТМА й виділенням епох інтенсивного рудоутворення займалися І.С. Усенко, Я.М. Бєлєвцев, Г.І. Каляєв, В.В. Науменко, М.П. Семененко, О.О. Гойжевський, В.І. Скаржинський, Л.С. Галецький, В.О. Шумлянський та ін. В основі цих тектонічних і металогенічних концепцій лежить ідея спрямованості і незворотності розвитку літосфери.

Нині наявні поодинокі й скупі за інформативністю геолого-тектонічні дані про прояви різновікових процесів ТМА й пов'язаної із нею алмазоносності на УЩ і Кіровоградському блоці зокрема [110]. Саме цим зумовлена потреба історико-геологічного аналізу співвідношень між тектонічними і магматичними структурами, осадонагромадженням, а також ендо- й екзогенним алмазоутворенням. Геолого-структурні умови й епохи утворення алмазоносних формацій протоплатформного Кіровоградського блока розглянуто на загальному тлі спрямованого еволюційного розвитку земної кори в докембрії й фанерозої [34]. На особливу увагу заслуговує докембрійський відрізок часу, адже саме тоді були закладені сприятливі геологічні та структурно-тектонічні передумови для формування алмазоносних формацій [208, 209].

За уявленнями Є.В. Павловського [97], на первозданному етапі розвитку літосфери існував своєрідний тектонічний режим, який відрізнявся від таких у геосинкліналях і платформах. Як із них випливає, у ранньому докембрії було два етапи становлення сіалічної оболонки давніх платформ. Перший, архейський – *нуклеарний*, зумовлений тривалими й потужними виливами головно основних спілітових лав та накопиченням граувакових товщ в ізометричноподібних басейнах седиментації. Пізніше в цьому середовищі виникли ізольовані осередки інтенсивних процесів метаморфізму, мігматизації і граніти-зації граувак і основних ефузивів. Прикладом нуклеарного комплексу є породні асоціації архейських метаморфічних утворень нижнього структурного поверху – протофундаменту Кіровоградського блока УЩ [210]. Верхнім віковим рубежем цього етапу є межа архею й протерозою – 2500±100 млн. р. [95].

На другому, ранньопротерозойському – *протоплатформному* етапі після гранітизації нуклеарного комплексу порівняно тонка сіалічна оболонка набула жорсткості і розкололася розломами. Інтенсивне її прогинання в ранньопротерозойський час зумовило накопичення потужних (5–7 км) вулканогенно-осадових уламкових відкладів – продуктів розмиву гранітизованого нуклеарного комплексу. Відтак це перші великі ядра консолідованого сіалю з пологим проточохлом, які відособилися у вигляді структур протоплатформного типу.

Протоплатформні структури відрізнялися від повноцінних платформ неогею порівняно незначною жорсткістю, однак високою мантійною проникністю з проникненням ультраосновних-основних, іноді кислих магм і локальною ремобілізацією нуклеарного комплексу з утворенням гранітогнейсових куполів і масивів віком 2100–2000 млн. р. [99] (Новоукраїнський, Чигиринський), що деформували слабко метаморфізований проточохол. Усі ці своєрідні риси епіархейських «стабільних структур» дають підстави відносити їх до протоплатформ. Їхній розвиток розпочався на межі архею та раннього протерозою і тривав у поодиноких регіонах до середнього протерозою (1800±100 млн. р.). Прикладами будови протоплатформного чохла є інгуло-інгулецька й тетерівська серії, відповідно, Кіровоградського й Волинського мегаблоків УЩ [210].

На початку середнього протерозою (1900±100 млн. р.) домінували платформні умови. Одначе вже на межі 1800–1700 млн. р. установився якісно новий розвиток протоплатформ з формуванням структур типу областей протоактивізації [211]. Величезну за розміром область протоактивізації виділив В.А. Крюченко, за даними геолого-геофізичних робіт, у центральній частині Кіровоградського блока УЩ [128]. У глибинній будові блока вона виражена субширотною зоною (завширшки більше 100 км) потовщення (до 44–46 км) земної кори з підвищеною блоковістю її структури. Це середньопротерозойська, дизкордантна до простягання головних складчастих форм, регіональна структура глибинного закладення. Їй притаманні тривалі й багаторазові тектономагматичні процеси, що виразилися розломно-блоковою тектонікою, об'ємною тріщинуватістю без будь-що помітних зміщень, інтенсивною гідротермально-метасоматичною діяльністю та дайкоутворенням (рис. 4.1).

Субширотна структурно-поперечна зона протоактивізації із аномальною будовою земної кори, найвірогідніше, відповідає виділеній Л.С. Галецьким та ін. наскрізній рудоконцентрувальній Центральноукраїнській мегазоні активізації. Її простежено від Богемського масиву на заході до Казахстану на сході вздовж 48 паралелі у вигляді значної концентрації родовищ заліза, марганцю, кольорових і рідкісних металів, урану, золота, флюориту тощо [212].

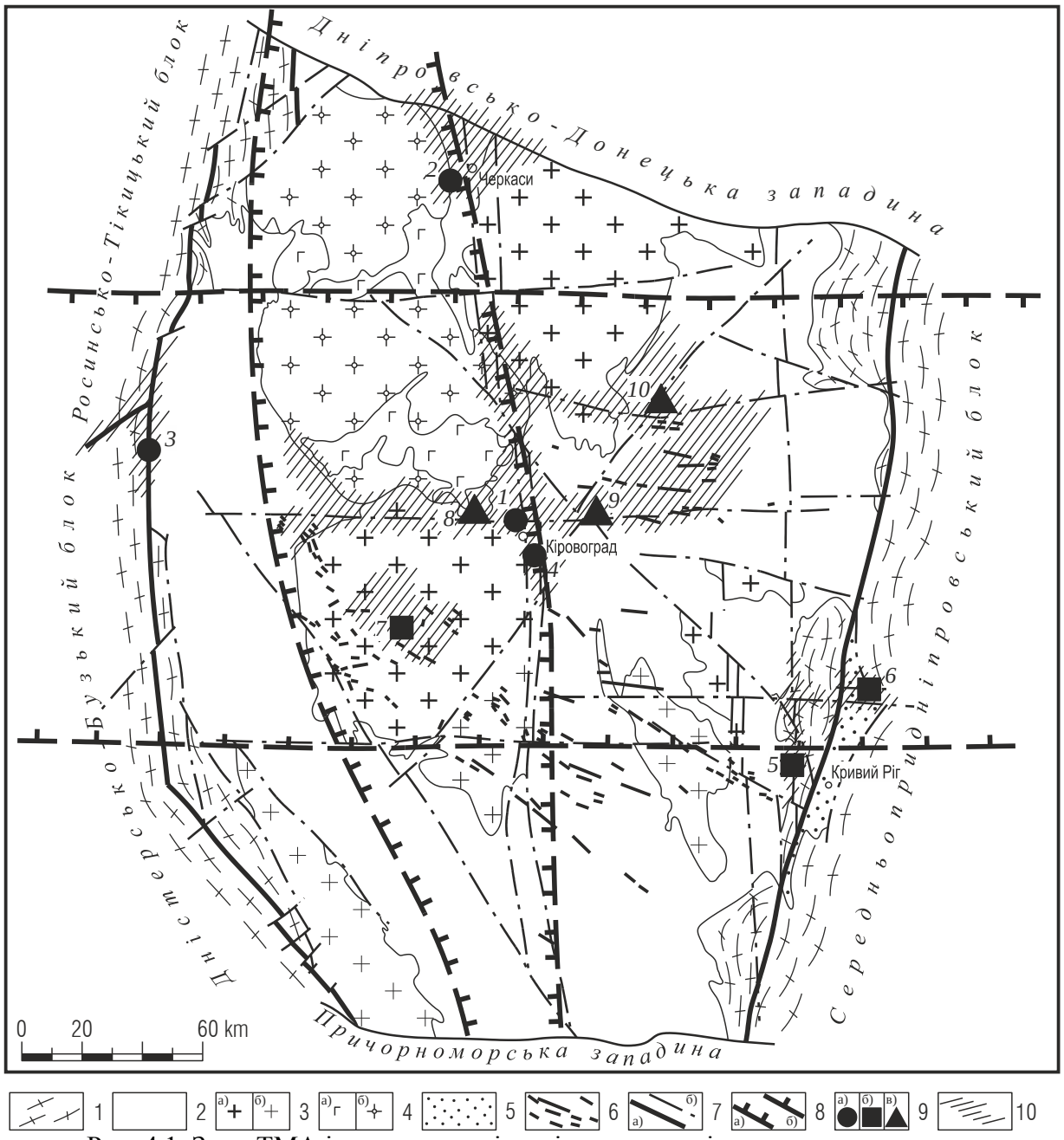


Рис. 4.1. Зони ТМА і поширення різновікових проявів ендогенних алмазоносних формацій у структурі протоплатформного Кіровоградського блока УЩ (геолого-формаційна основа за даними Є.М. Лазька та ін., 1991):

1 – архейські утворення в крайових частинах протоплатформи; ***2*** – нижньопротерозойські стратифіковані гнейсові комплекси проточохла (інгуло-інгулецька серія); ***3*** – масиви гранітів новоукраїнського *(а)* і кіровоградського *(б)* комплексів; ***4*** – габро-анортозити *(а)* і граніти рапаківі *(б)* Корсунь-Новомиргородського масиву; ***5*** – міжблоковий Криворізький прогин ранньопротерозойського віку; ***6*** – пояси і поля поширення дайок основних і ультраосновних порід; ***7*** – міжблокові *(а)* і внутрішньоблокові *(б)* розломи; ***8*** – характер співвідношення структурно-поздовжньої *(а)* і структурно-поперечної *(б)* мегазон протерозойської активізації; ***9*** – різновікові прояви ендогенних алмазоносних формацій, що сформувалися в три епохи ТМА: *а* – середньо-пізньопротерозойську (*1* – Лелеківський, Щорсівський, *2* – Руськополянський, *3* – Павлівський, *4* – Клинцівський), *б* – середньо-пізньопалеозойську (*5* – Родіонівський, *6* – Тернівський, *7* – Рівненський), *в* – мезокайнозойську (*8* – Грузький, Лісовий, Оситнязький, *9* – Суботцівський, *10* – Зеленогайський); ***10*** – зони ТМА Кіровоградського блока УЩ.

Подібну конкордантну зону виділив В.О. Крупенніков [213]. За геолого-геофізичними даними, субмеридіональна Канівсько-Новоукраїнська глибинна протозона утворює смугу завширшки 80–120 км та завдовжки більше 300 км. Вона перетинає УЩ і простежена далі під відкладами осадового чохла платформи. З погляду глибинної будови зона виражена потовщенням земної кори (до 43–45 км), доволі збільшеною потужністю (до 15–18 км), високим ступенем розшарованості й вертикальної роздробленості її гранітного шару та помітними варіаціями (до 3–5 км) глибини залягання поверхні Мохо. Вона контрольована Корсунь-Новомиргородським і Новоукраїнським гранітними масивами, тілами габро-піроксенітів, а також регіональними повздовжніми розломами та системами тектонічних швів (див. рис. 4.1). Для протозони притаманна значна тривалість розвитку (більше 2000 млн. р.), багатоетапність тектономагматичних процесів зазвичай мантійної природи, еволюція умов ендогенних проявів та значне різноманіття рудних формацій [214]. Ці особливості дали підстави В.А. Крупеннікову віднести Канівсько-Новоукраїнську протозону активізації до наскрізних рудоконцентрувальних структур, яка є фрагментом трансконтинентального лінеаменту Балтійський щит–Східна Африка.

Зони (області) активізації розвивалися впродовж усього фанерозою й активно впливали на будову й рудоносність молодших (пізньопротерозойських, палеозойських, мезозойсько-кайнозойських) тектонічних, магматичних і осадових утворень. У середньому протерозої це були лінійні зони розтягнення та розущільнення мантії й земної кори. У зв’язку із розущільненням земної кори і як наслідок пониженням її щільності порівняно із суміжними районами, порушилася ізостатична рівновага сіалю. Це зумовило компенсаційне здіймання поверхні М, підйом астеносфери у вигляді протоастеноліту та формування глибинних розломів, надходження значних мас піроліту з мантії, зародження проміжних магматичних осередків основного-ультраосновного складу на різних рівнях земної кори та інтенсивний тепловий потік (30–40 мВт/м^2). У результаті такі події спричинили підвищену мантійну проникність протоплатформи та в зв’язку із цим формування ендогенних алмазоносних формацій.

За даними Ю.І. Федоришина [75], такі потужні прояви активізації верхньої мантії під протоплатформою свідчать про завершеність розвитку літосфери, характеризують високий ступінь зрілості (калієвості) і є важливою петрологічною передумовою її потенційної ендогенної алмазоносності. Вона виражена значною потужністю (≥ 180–250 км) й деплетацією літосфери та лейкократовим (≥ 0,6–0,8) складом земної кори Кіровоградського блока УЩ.

Утворення цих областей пов'язане із **середньо-пізньопротерозойською епохою активізації**. Вона проявлена у вигляді зв'язних закономірно накладених проявів тектоніки й магматизму та охопила відрізок часу від 1800±100 до 1650±50 млн. р., однак часто тривала до пізнього протерозою (1370–1100 млн. р.) у зв'язку із розтягнутими в часі неодноразовими поновленнями тріщинуватості та проникненням дайок основних і ультраосновних порід.

На *середньопротерозойському етапі* нуклеарний фундамент розколовся розломами і зазнав блокових переміщень. Вони супроводжувалися формуванням інтрузій ультраосновних, основних, лужних і кислих порід, відкладанням потужних теригенних відкладів за умов контрастного розчленованого рельєфу, а ще багатоетапним поліфаціальним прогресивним і регресивним дислокаційним метаморфізмом від зеленосланцевої до амфіболітової фацій із ділянками локального реоморфізму й палінгенезу. Ця обстановка притаманна областям ТМА, відтак цей відрізок часу в розвитку протоплатформи необхідно характеризувати, услід за В.І. Казанським [211], як етап *протоактивізації.*

У межах Кіровоградської протоплатформи протоактивізація відображена формуванням габро-анортозитів з залізо-титан-апатитовим зруденінням і гранітів рапаківі (з Li, Rb, Cs, Be, Re, Sc, Y, TR, F) Корсунь-Новомиргородського плутону (1750±5 млн. р. [99]), а також утворенням потужних тектонометасоматичних зон із мікробрекчіями, діафторитами, бластомілонітами, катаклазитами й уранооносними альбітитами (1800–1750 млн. р. [121]). У цій динамічній обстановці активізації протоплатформи виникли одні з найдавніших Лелеківська та Щорсівська дайки слабко алмазоносних кімберлітів (1800 та 1770±9,4 млн. р. [123]) й, вірогідно, усі інші тріщинні інтрузії Кіровоградського вулка-

нічного центру у вузлі перетину глибинних розломів [130]. Разом із ними відомі також брекчії помірнолужного складу експлозивного походження із домішкою мантійного матеріалу. Вони складають дайки, штокоподібні тіла, які ускладнюють крила гранітогнейсових валів (Криничеватського, Липнязького й ін.). Брекчії нерозбірливі, адже затушовані динамометаморфізмом, розсланцюванням, метасоматозом. На окремих ділянках глибинних розломів виявлено й згідні лінзоподібні тіла алмазоносних еклогітоподібних порід (Павлівський та Клинцівський прояви). В їхньому формуванні одночасно із динамометаморфізмом брав участь і високотемпературний Fe-Ca-Mg метасоматоз.

Пізньопротерозойський етап віддзеркалює завершення протоплатформного магматизму і маркує перехід до платформного режиму геологічного розвитку. Він відображений активізацією головно північно-західних і субширотних розломів, у межах яких формувалися потужні ешелони дайок основних і ультраосновних порід Знам'янсько-Устинівського поля. Дайки Кіровоградського блока УЩ контрольовані тектонічними швами у вигляді протяжних поясів або полів, які січуть докембрійський фундамент. Вони не підлягали регіональному метаморфізму, плікативним деформаціям, представлені діабазами, пікрит-діабазами, пікритами, лампрофірами, сієніт-порфірами і псевдолейцитовими лампроїтами силоподібної форми (1370–1330 млн. р.) в ендоконтакті північно-східної частини Корсунь-Новомиргородського плутону [168]. З тріщинними інтрузивами асоціюють близькі за складом вулканіти експлозивної фації, що обґрунтовано їхньою морфологією у вигляді поодиноких роздувів і наявністю над ними ізометричних геофізичних аномалій. Дайкові породи іноді мають кайнотипний вигляд, одначе більшість зазнала локальних постмагматичних гідротермальних змін (пропілітизація). За визначеннями ізотопного віку та інтерпретацією геологічних даних виділено три етапи утворення дайок, млн. р. [132–134]: 1) давніші 1700; 2) 1500–1200; 3) молодші 1200. Наймолодші дайки діабазового порфіриту і жили кварцового порфіру (1130–1100 млн. р.) [110]. Найвідчутніше пізньопротерозойський етап ТМА проявився в крайових частинах щита (Сущано-Пержанська зона, Овруцька западина тощо).

Прояви нижньодокембрійських ендогенних алмазоносних формацій доволі поодинокі через головно ерозійний зріз і захоронення під перекривними відкладами, хоча є дані про їхнє утворення на етапі становлення фундаменту давніх платформ. Такі припущення ґрунтуються на віддавна відомих розсипах алмазів у теригенних колекторах нижньопротерозойських формацій Вітватерсранд та Тарква (2200 млн. р.) у Південній Африці, Біррім (більше 2000 млн. р.) у Гані. Сюди належить і метаконгломерат-пісковиково-сланцева формація (скелюватська світа) Криворізького прогину із проявами золота, урану й, напевне, перевідкладеними алмазами [24]. У нижньопротерозойських відкладах криворізької серії відомі аповулканогенні утворення (метабазити новокриворізької світи) лінійного типу, дайко- й пластоподібні тіла змінених ультрабазитів, що мають тальк-карбонатний, тальк-актинолітовий склад тощо.

Останніми роками в світі встановлені найдавніші слабкоалмазоносні магматити. Так, це верхньоархейські (2670 млн. р.) вапнисто-лужні лампрофіри в субпровінції Вава (Канада), нижньопротерозойські (2100 млн. р.) метакоматіїтові брекчії в зеленокам'яному поясі Дачин (Гайана), кімберліти й ультраосновні лампрофіри (> 2050 млн. р.) на кратоні Йілгарн у Західній Австралії, а також лампроїти трубки Мрія в Західному Приазов'ї (1950±40 млн. р.) і Костомукші в Карелії (1230±5 млн. р.). Здавна відомі й промислово алмазоносні кімберлітові і лампроїтові трубки: Прем'єр у ПАР (1750±100 млн. р.), Аргайл в Австралії (1147–1100 млн. р.), Маджгаван в Індії (1067 млн. р.) тощо.

З кінця пізнього протерозою й упродовж усього палеозою Кіровоградський блок, як і весь УЩ зазнавав звичайно епейрогенічних рухів і періодично перекривався, переважно в прибортових частинах, мілководними осадовими верствами. Докембрійський фундамент повільно опускався, а слабкі малоамплітудні брилові переміщення по розломах були компенсовані неоднаковими потужностями відкладів. Утім, в окремі проміжки часу тектонічний режим на щиті різко змінювався і він переходив у якісно новий стан унаслідок ТМА.

Середньо-пізньопалеозойська епоха активізації пов'язана із герцинським тектогенезом і охопила відрізок часу від 406±2 до 250±10 млн. р. Її мож-

на зіставити з герцинідами Добруджі та слабким орогенезом і магматизмом у Донбасі. Активізація є наслідком поновлення розломів у зв'язку із здійманням щита і формуванням ДДЗ. У центральній частині Кіровоградського блока УЩ віддавна описаний порфіровий комплекс *девонсько-ранньопермського етапу*, що представлений дайками сієніт-порфірів, вогезитів, мінет, кварцових порфірів, брекчіями ліпарит-дацитів, які січуть граніти Новоукраїнського масиву [130]. Алмазоносні мінети із сімейства лужних лампрофірів утворюють січні дайки, дрібні штоки й трубкоподібне тіло неподалік с. Рівне. Абсолютний вік рівненських мінет 406–260 млн. р. [133]. За даними Ф.Й. Котловської, ізотопний вік мікродіабазів 340–300 млн. р., а лампрофірів (сієніт-порфірів) – 300–270 млн. р [199]. Гіпабісальні породи пропілітизовані, часто із вкрапленнями самородної міді, каситериту, флюориту, бариту, кіновари й ін.

Найцікавішою з погляду формування експлозивних структур і вірогідного зв'язку із ними ендогенної алмазоносності є Інгулецько-Криворізька зона на сході Кіровоградського блока УЩ [215]. Дайки та трубки кімберлітоподібних порід контрольовані субмеридіональними Криворізько-Кременчуцьким, Західно-Інгулецьким та субширотним Девладівським глибинними розломами. Поблизу м. Кривого Рогу кімберлітоподібні породи складають частково Тернівську трубку і дайки на перетині Криворізько-Кременчуцького й Девладівського глибинних розломів. Еруптивні брекчії трубки інтенсивно змінені гідротермальними процесами – окварцьовані, карбонатизовані, серпентинізовані, хлоритизовані, серицитизовані, опацитизовані, гізингеритизовані й ін. Ізотопний вік вулканітів 400–250 млн. р. [156, 160], що теж позначає *девонсько-пермський етап*. Дайки і потенційно алмазоносну трубку кімберлітоподібних порід закартовано на Родіонівському прояві неподалік Карачунівського водосховища й виділено за геофізичними даними на Златопільській і Миролюбівській ділянках. Однаковий вік вулканогенних порід Тернівської трубки і Східного Приазов'я дає змогу пов'язати ТМА в Інгулецько-Криворізькій зоні із середньопалеозойським етапом розвитку ДДЗ. Герцинська епоха ТМА проявлена здебільшого на схилах щита, півдні Донбасу та ДДЗ. Із нею пов'язане

формування алмазоносних кімберлітів в Архангельській обл., Білорусі (Жлобинське поле) та найпродуктивніший кімберлітовий магматизм в Якутії.

У мезокайнозойську епоху, за умов відкладання континентальних вугленосних товщ центральної частини УЩ, відбулося чергове поновлення блокових переміщень земної кори та своєрідного магматизму. Вони супроводжувалися різкою перебудовою тектонічного плану, утворенням нових розломів і пожвавленням давніх. Такі події призвели до формування в східній екзоконтактовій зоні Корсунь-Новомиргородського плутону північної й центральної частин Кіровоградського блока УЩ (басейн р. Тясмин) значного за розміром району альпійського вулканізму центрального типу як одного зі специфічних форм молодої платформної активізації. Сучасний ареал його поширення займає площу вісім тисяч квадратних кілометрів, однак зважаючи на післяпалеоценовий розмив, попередня його площа могла сягати 15–16 тис. км^2 [216].

Мезокайнозойська епоха активізації відображена тектонікою й магматизмом, що синхронні кіммерійській (і ранньоальпійській) фазам тектогенезу в Кримсько-Кавказькому регіоні [217]. Структурою першого порядку є виділена А.Я. Радзівілом Середньодніпровська тектономагматична структура діаметром близько 130 км на півночі Кіровоградського блока УЩ [109, 216].

На *юрсько-ранньокрейдовому етапі* утворилися своєрідні кільцеві структури просідання, виповнені вулканогенними породами – мигдалекам'яними лавами, ін'єкціями туфізитів, еруптивними брекчіями. Лави і кластолави розкрито в нижній частині розрізу Бовтиської і Ротмистрівської вулканотектонічних западин у вигляді першої, досеноманської, фази вулканізму. Лави кислого складу і належать до кварцових дацитів, ліпарит-дацитів, ліпаритів, трахідацитів, трахіандезитів, кварцових трахітів і фельзитів. Абсолютний вік вулканітів 173–121 млн. р. [171]. Ефузиви залягають під нижньокрейдовими відкладами й зазнали низькотемпературних змін, з якими пов'язана розсіяна сульфідна мінералізація (халькопірит, сфалерит, галеніт тощо).

На другому, *пізньокрейдово-ранньопалеоценовому етапі* виникли строкаті вулканогенно-осадові верстви – глинисто-дрібноуламкові брекчії із про-

шарками пісків, туфів, туфітів, вапняків із морською фауною, які належать до прибережно-морських мілководних фацій райгородської світи. Грубоуламкові верстви інтерпретовано як продукти порівняно швидкого площинного брекчіювання. Синхронно із ними сформувалися експлозивні трубкоподібні тіла, що поширені в межах Середньодніпровської тектономагматичної структури. Трубкоподібні тіла виникли внаслідок просідання блоків фундаменту під час газоексплозій флюїдів лужно-ультраосновної магми завершальної фази мезокайнозойської ТМА. Це ізометричноподібні експлозивні структури розмірами від 150 до 1500 м, що в рельєфі докембрійського фундаменту утворюють западини типу жерл. Вони складені туфами і туфобрекчіями лампроїтів з валунами і брилами кристалічних порід. Трубки локалізовані в південно-східному ендоконтакті Корсунь-Новомиргородського плутону гранітів рапаківі й контрольовані зонами розломів (див. рис. 3.18). Це виражено ланцюжковим поширенням Грузької, Лісової і Оситнязької трубок вздовж Захарівського розлому. Морські відклади верхньої частини розрізу Ротмистрівської западини схарактеризовані сеноманською і дат-палеоценовою мікрофауною форамініфер і пелиципод. За геолого-біостратиграфічними даними, час формування райгородських брекчій – 66,8–65,0 млн. р. (розвиток *Nephrolithus frequens*) [187]. Тривалість ефузивного, супутнього рудного й експлозивного процесів загалом за радіологічними даними становить від 173 до 55 млн. р. [98, 109, 171, 187, 216].

Із активізацією розломів у мезокайнозойський час та брилово-блоковими переміщеннями пов’язане утворення Конксько-Ялинської накладеної западини в Приазов’ї й інтрузивний магматизм у Криму. У північній присхилові частині Кіровоградського блока УЩ відома Оболонська западина юрського віку, на півночі – Бовтиська й Ротмистрівська западини ранньокрейдового віку. Пізньокрейдовими є більшість алмазоносних трубок Африки (менше 90 млн. р.), крейда-палеогенового віку кімберліти центральної частини блока Слейв у Канаді (74,0–47,0 млн. р.). Молодші ендогенні джерела алмазів у Кіровоградському блоці УЩ поки невідомі, хоч у Західній Австралії виявлено наймолодшу в світі лампроїтову трубку Еллендейл міоценового віку (18 млн. р.).

Отож, нами виділено три епохи ТМА та пов'язаного з ними формування алмазоносних формацій (табл. 4.1): 1) середньо-пізньопротерозойську (1800–1100 млн. р.), 2) середньо-пізньопалеозойську (406–250 млн. р.) й 3) мезокайнозойську (173–55 млн. р.). Найвиразніше вони проявлені в поперечних субширотних і поздовжніх субмеридіональних щодо плану структур зонах активізації і крайових частинах блока. Докембрійські етапи притаманні його центральній частині – області перетину протозон, палеозойські наявні в центральній частині і найпомітніші в крайовій східній (Західно-Інгулецька й Криворізько-Кременчуцька зони), а мезокайнозойські – у центральній та північній частинах – у місцях поширення вулканогенно-осадових відкладів райгородської світи. У протерозойську та мезокайнозойську епохи процеси активізації були автономними, а палеозойська епоха, вірогідно, пов'язана з формуванням пограничної ДДЗ (відбита чи сателітна активізація за А.Д. Щегловим).

Пов'язані з ТМА ендогенні процеси сприяли розвитку найрізноманітнішого зруденіння в докембрійському кристалічному фундаменті та впливали на перерозподіл їхніх первинних концентрацій у мезокайнозойському осадовому чохлі. Відтак одні мікроелементи (геохімічно легкорозчинні й рухомі сполуки) акумулювалися в зонах гіпергенезу й седиментогенезу, інші (стійкі мінерали) – у розсипах. Отже, просторово-часовий еволюційний розвиток Кіровоградського блока супроводжувався процесами своєрідного коро- і розсипоутворення, особливо в зв'язку з формуванням у мезокайнозої осадового чохла щита. Виникали розсипи ільменіту, апатиту, циркону, монациту, золота, алмазів в умовах регресивних прибережно-морських і континентальних фаз палеогеографічних ритмів. Найінтенсивніше в осадовому чохлі центральної частини УЩ такі розсипи, алмазоносні і потенційно алмазоносні зокрема, могли формуватися в середньоюрський, ранньокрейдовий, середньоеоценовий, олігоценовий, міоценовий, пліоценовий і четвертинний етапи (табл. 4.2, рис. 4.2). Розсипи пов'язані з уламковими й грубоуламковими відкладами локальних басейнів акумуляції, що виникли внаслідок різниці амплітуд переміщення блоків під час активізації протоплатформи.

Таблиця 4.1

Етапи розвитку ендогенних алмазоносних формацій у зв'язку із ТМА Кіровоградського блока УЩ

Епохи активізації блока	Етапи розвитку алмазоносних формацій	Типи алмазоносних формацій	Характер, вік і конкретні прояви алмазоносності	Зв'язок з процесами активізації суміжних структур	Прояви супутнього магматизму	Геохімічні особливості супутньої мінералізації
Мезозойсько-кайнозойська (альпійська)	Пізньокрейдово-палеоценовий K_2–P_1^1 (66,8–55 млн. р.)	Лампроїтова	Трубчасті тіла лампроїтоподібних порід Грузького, Лісового, Оситнязького, Зеленогайського, Суботцівського та інших проявів	Конксько-Ялинська западина (Приазов'я), Бовтиська і Ротмистрівська вулканотектонічні западини (центральна частина УЩ)	Вулканіти андезит-дацитового й дацитового складу, трахідацити Бовтиської і Ротмистрівської западин (173–121 млн. р.)	Тверді бітуми (антроксоліт)
Середньо-пізньопалеозойська (герцинська)	Девонсько-пермський D–P (406–250 млн. р.)	Лампрофірова Кімберлітова	Дайки, штоки і трубка мінет Рівненського прояву (406–260 млн. р.); трубки кімберлітоподібних порід Родіонівського і Тернівського (400–250 млн. р.) проявів	ДДЗ, Донецький басейн, Добруджа, Скіфська платформа, Іллінецька вулканотектонічна западина (Середнє Побужжя)	Порфіровий комплекс дайок сієніт-порфірів, кварцових порфірів, вогезитів, мінет, брекчій ліпарит-дацитів центральної частини Кіровоградського блока УЩ (340–270 млн. р.), дайки і трубкоподібні тіла Західно-Інгулецької зони та інші	W, Mo, Li, Be, Sn
Протерозойська	Середньо-пізньопротерозойський PR_{2-3} (1800–1100 млн. р.)	Лампроїтова Кімберлітова Метаморфічна еклогітоподібних порід	Сили лампроїтів Рускополянського прояву (1370–1330 млн. р.); дайки кімберлітів Лелеківського і Щорсівського проявів (1800–1770 млн. р.); лінзоподібні тіла Павлівського і Клинцівського проявів метаморфогенних алмазів	Овруцька накладена западина і Сущано-Пержанська зона розломів (Волинський мегаблок УЩ), лінійні тектонометасоматичні зони Кіровоградського блока УЩ	Дайки діабазів, лампрофірів, пікритів і пікритових порфіритів Знам'янсько-Устинівського поля (1700–1100 млн. р.), уранонос ні альбітити (1800–1750 млн. р.), габро-анортозит-рапаківіграніти Корсунь-Новомиргородського плутону (1750±5 млн. р.), трахітоїдні граніти Новоукраїнського масиву та порфіроподібні граніти Кіровоградського й інших масивів (2100–2000 млн. р.)	П'єзокварц, Ti, Cu, W, Mo, Li, Be, Sn, TR, CaF_2.

Таблиця 4.2

Вікові літолого-структурні особливості формування екзогенних алмазоносних формацій у зв'язку із ТМА Кіровоградського блока УЩ

Вікові етапи розвитку алмазоносних формацій	Геолого-структурні і палеогеографічні умови локалізації	Власне осадова алмазоносна формація	Тип алмазоносної формації	Власне літологічні особливості складу алмазоносних товщ	Асоціації супутніх мінералів	Райони поширення розсипних концентрацій алмазу
1	2	3	4	5	6	7
$N_2^2–Q$	Долини і межиріччя сучасних річок, перекриті плащем різнофаціальних четвертинних утворень	Континентальна піщано-глиниста	Теригенна алювіальна	Різнозернисті піски, алеврити з лінзами і прошарками глин, у низах галечники, іноді піски з гравієм кварцу і кременів	Ільменіт, циркон, монацит та ін.	Басейни рр. Інгулу, Інгульця, Росі, Тясмину, Синюхи
$N_{1–2}bl$	Ерозійні пониження в південно-західній частині південного схилу блока і в суміжній його західній частині, виповнені комплексом відкладів давньої дельти різних фаціальних типів – алювіальних (руслових і заплавних), озерно-болотних, прибережно-морських, лагунних, берегових дюн	Мілководна піщано-глинисто-вапнякова	Теригенна дельтова	Гравеліти, галечники, погано сортовані грубо-, крупно-, середньо- і дрібнозернисті піски, алеврити, глини	Ільменіт, рутил, циркон, монацит, піроп	Басейн р. Синюха (Середнє Побужжя)
$P_3–N_1pl$	Акумулятивні низовини у північній і північно-східній присхилових частинах блока, складені прибережно-морськими і лагунними відкладами	Морська піщана	Теригенна прибережно-морська	Дрібно- і середньозернисті кварцові піски; тонкозернисті каолінисті піски, піщанисті вторинні каоліни	Ільменіт, рутил, циркон, дистен, силіманіт, ставроліт	Басейн р. Тясмин і верхів'я р. Інгулець (Середнє Придніпров'я)

Закінчення табл. 4.2

1	2	3	4	5	6	7
P̶$_2$bč	Палеодолини й акумулятивні депресії блока, суміжні присхилові його частини, виповнені алювіальними (русловими і заплавними) теригенними відкладами	Континентальна вугленосно-теригенна	Теригенна алювіальна	Різнозернисті піски з галькою, гравієм і валунами; алеврити, піщанисті глини, вторинні каоліни	Ільменіт, рутил, циркон, монацит, піроп та ін.	Канів-Звенигородський р-н басейну р. Гнилий Ташлик, верхів'я р. Інгул
K$_1$a–al (sm+vr)	Палеодолини і депресії в центральній, а також північно-західній і південно-західній присхилових частинах і схилах блока, виповнені алювіальними (русловими і заплавними) теригенними відкладами	Континентальна бокситоносно-вугленосна теригенна	Теригенна алювіальна	Гравеліти, галечники, піски гравійні, крупно- і різнозернисті, слабко сортовані, каолінисті; вторинні каоліни, бокситоподібні породи і боксити	Ільменіт, циркон, апатит, каситерит, монацит, боксити і бокситові породи	Канів-Звенигородський р-н басейну р. Рось, Смілянський р-н басейну р. Тясмин, межиріччя Південного Бугу й Інгульця
J$_2$b+bt	Палеодолини на північно-східному схилі і в присхиловій частині блока, виповнені алювіальними (русловими і заплавними) теригенними відкладами	Континентальна вугленосно-теригенна	Теригенна алювіальна	Валунно-галечні породи, гравійно-галечні конгломерати і брекчії, галечники, гравеліти, щебінь, піски гравійні, крупно- і різнозернисті; вторинні каоліни, піщанисті глини	Ільменіт, піроп, хромшпінеліди, циркон, рутил, золото	Канів-Звенигородський р-н басейну р. Рось, басейни рр. Золотоноша і Сула, пониззя річки Псел

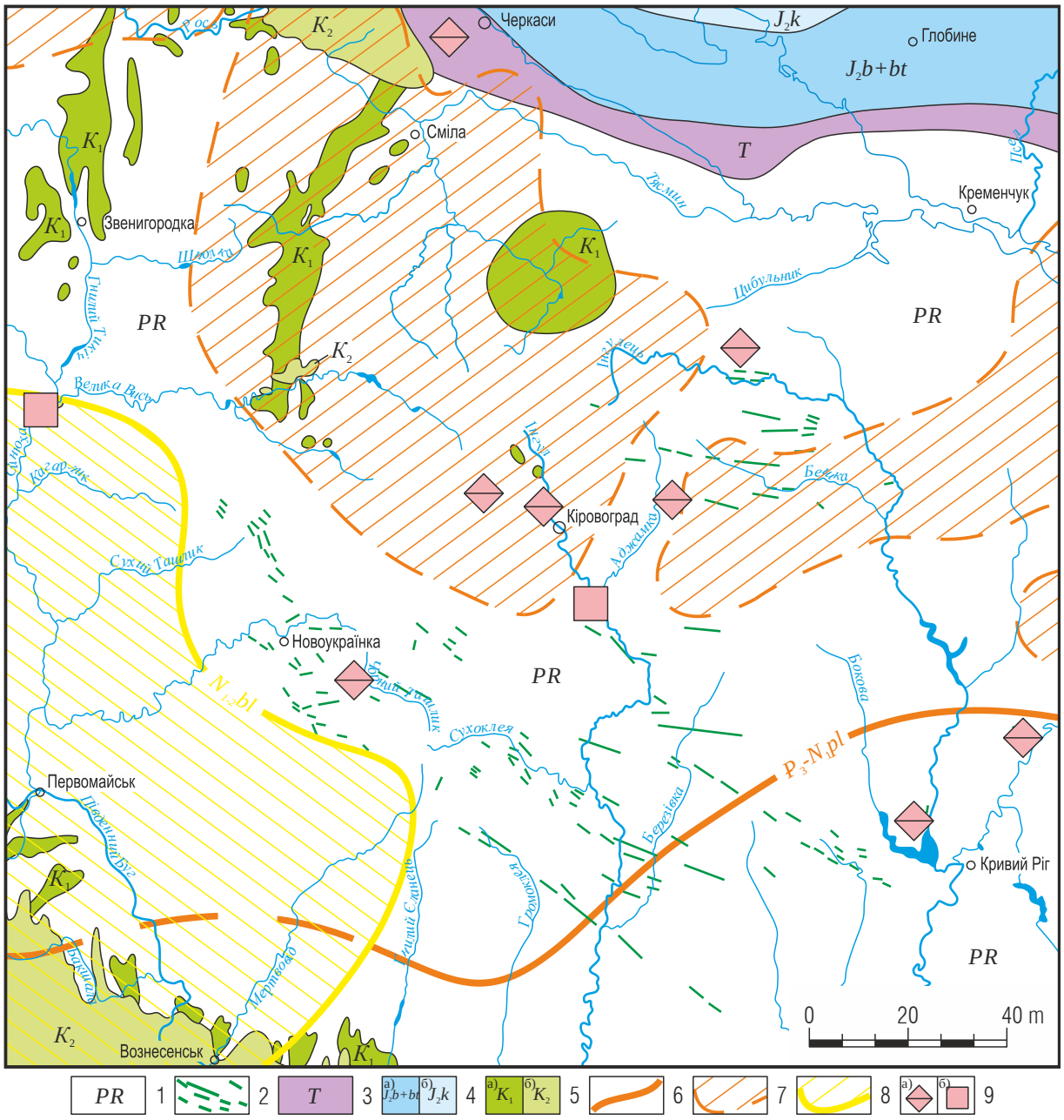


Рис. 4.2. Вікові літолого-структурні елементи локалізації алмазоносних розсипів центральної частини УЩ:

Нижній структурний поверх (докембрійський кристалічний фундамент): ***1*** – протерозойський (інгуло-інгулецький) комплекс метаморфітів (гнейси, кристалічні сланці, гранітогнейси, граніти); ***2*** – пояси і поля поширення дайкових утворень основного й ультраосновного складу.

Верхній структурний поверх (мезокайнозойський осадовий чохол): ***3*** – тріасові строкаті глини і кварцові піски; ***4*** – юрські відклади: *а* – глини, вапняки, різнозернисті вуглисті піски, пісковики, конгломерати (J_2b+bt), *б* – глини, мергелі, вапняки з прошарками сидериту (J_2k); ***5*** – крейдові відклади: *а* – гравійні піски, вуглисті глини, конгломерати (K_1); *б* – глауконітові піски, трепели, опоки, органогенні вапняки, мергелі (K_2); ***6*** – межі поширення полтавських відкладів (P_3–N_1pl) – тонкозернисті кварцові піски з прошарками вуглистих глин, пісковиків і вторинних каолінів; ***7*** – райони локалізації алмазоносних розсипів у полтавських пісках; ***8*** – межі поширення балтських відкладів ($N_{1\text{-}2}bl$) – безкарбонатні глини з прошарками дрібнозернистих кварцових пісків, галечників, пісковиків; ***9*** – ендогенні алмазоносні формації за даними автора – магматогенного *(а)* і метаморфогенного *(б)* походження (див. рис. 3.6).

Джерело енергії ТМА знаходиться на значних глибинах, у нижніх шарах тектоносфери Землі (~150–200 км) або ще глибше. Процеси розвивалися знизу, охоплюючи й змінюючи консолідований нуклеарний комплекс протоплатформи. Унаслідок масштабних диз'юнктивних деформацій утворилися глибинні розломи, по яких піднімалися і проривалися в кристалічний фундамент та осадовий чохол до денної поверхні порції лужно-ультраосновних і ультраосновних магм, у тім числі алмазоносних кімберлітових і лампроїтових.

Причиною виникнення ТМА є глибинне перетворення структури і речовини мантії і земної кори, що фіксовані на поверхні розломно-блоковими переміщеннями різних порядків. Активізація виражена деструктивними процесами перетворення літосфери, що призводило до потовщення або потоншення земної кори. Відтак, геологічні й структурно-тектонічні передумови формування ендогенних алмазоносних формацій були закладені, вірогідно, ще на етапі становлення протоплатформного режиму в ранньодокембрійський час. Вони були звичайно на етапах активізації, за умов жорсткої консолідованої основи, а рушійним чинником, який впливав на ендо- й екзогенне алмазоутворення, був активний різночасовий тектонічний режим.

Отож, для протоплатформного Кіровоградського блока УЩ установлено головні періоди його розвитку й загальні закономірності формування алмазоносних формацій на етапах активізації. Середньо-пізньопротерозойська ТМА найчіткіше проявлена в Канівсько-Новоукраїнській протозоні, а також по субмеридіональних і північно-західних розломах, середньо-пізньопалеозойська й мезокайнозойська – головно по субширотній мегазоні активізації. Утім, тектономагматична діяльність поновлювалася й по розломах ортогонального та діагонального закладання. Виявлення епох ТМА та пов'язаних з ними проявів лужно-ультраосновного магматизму дає змогу чітко фіксувати фази активізації мантії і, вірогідно, ядра Землі, визначити певні нові закономірності й тренди в поширенні рудоносних формацій, зокрема ендо- й екзогенних алмазоносних, та найважливіші критерії, передумови й ознаки прогнозування різновікових родовищ алмазів на активізованих ділянках протоплатформних блоків.

РОЗДІЛ 5
ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНА МОДЕЛЬ ТА МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ АЛМАЗОНОСНИХ СТРУКТУР

Брекчієві трубки є значно поширеними формами залягання гіпабісальних магматичних порід від ультраосновного-лужного до кислого складу й карбонатитів. Механізми та умови їхнього утворення, особливо кімберлітових трубок, вивчали ще з другої половини XIX ст. Утім донині це питання дискусійне, а думки вчених неоднозначні й нерідко суперечливі. Сучасні дослідження алмазоносних районів світу звели гіпотези утворення кімберлітів і лампроїтів та механізми виникнення діатрем до трьох моделей: 1) вибухової, яка передбачає експлозивний прорив (П. Ваґнер, Х. Девідсон, Ґ. Кеннеді, В.Г. Васильєв, Б.М. Владимиров, С.І. Костровицький, В.М. Котляр, К.М. Нікішов, В.С. Соболєв, В.С. Трофімов), 2) флюїдизації, яка передбачає динамічне проникнення у вигляді твердо-газових зависей (Г. Клоос, П. Уіллі, Дж. Доусон, Т. Вулсі, Г.І. Туговик), 3) гідровулканічної, яка зумовлена фреатомагматичним утворенням трубок (Дж. Вулфе, Ф. Лоренц, О. Мак-Бірні, М. Шерідан). З урахуванням геолого-петроструктурних особливостей будови різних частин діатрем К. Клемент, Р. Мітчелл і М. Філд об'єднали гіпотези флюїдизації й гідровулканізму.

5.1. Флюїдизатно-експлозивні механізми проникнення й умови утворення трубкоподібних тіл

Гіпотезу флюїдизації розроблено Дж. Доусоном у 1962 році. *Флюїдизація* – це відомий у промисловості технологічний процес, унаслідок якого твердий уламковий матеріал транспортується високошвидкісним газовим струменем. Через високу рухомість твердо-газових зависей флюїдизація задіяна в різних галузях промисловості під час пневмотранспортування сипучих матеріалів по системі трубопроводу (борошно, зерно, крупи, соняшникове насіння, цемент, вугільна крихта), гашенні вапна, у каталітичному крекінгу нафти, газифікації

вугілля й ін. Окрім того, продування й перемішування тонкодисперсного матеріалу високотемпературним газовим струменем підтримує ефективне протікання хімічних реакцій. Цей процес добре вивчено і в геології.

Модель флюїдизації як механізм розвитку діатрем уперше використав Г. Клоос ще в 1941 році для пояснення особливостей формування туфових трубок Швабії у Німеччині [218]. Учений допускав, що транспортування твердого уламкового матеріалу здійснювалося динамічним газовим струменем, тобто шляхом флюїдизації – суспендуванні твердої фази в потоці ювенільного газу (CO_2, H_2O). За уявленнями Г. Клооса, діатреми – це не «одноразові» вибухові жерла, а *трубкоподібні інтрузії, утворені внаслідок ін'єкції твердо-газових зависей – туфоподібних кластитів*. Вони складені головно матеріалом (окрім магматичного) відірваним від стінок трубок і відтак стороннім для первинної магми. При цьому незалежно від походження уламкового матеріалу інтрузивні пірокластити він назвав «туфізитами» на відміну від субаеральних туфів. Уявлення про діатреми як інтрузії підтримали О. Ґейтс, Р. Мітчелл, П.П. Іванкін, В.А. Мілашев, П.Є. Оффман, О.М. Портнов, Р.М. Слободський, П.П. Смолін і ін. До вивчення проблеми залучили вчених з теорії вибуху, які практично дослідили (підземні ядерні вибухи [219]) й теоретично довели на підставі законів газової динаміки, що потужні природні підземні вибухи будь-що призвели б до утворення камуфлетної (вибухової) камери, а не протяжних лійкоподібних каналів, що сягають денної поверхні. З урахуванням положень газової динаміки й закономірностей руху газових струменів з підвішеними твердими частинками флюїдизацію підтверджено моделюванням.

Наведені в роботі фактологічні та аналітичні матеріали дали змогу з нових позицій підійти до проблеми генезису кімберлітових і лампроїтових трубок і пов'язаних із ними алмазів та є визначальними для розуміння механізму їхнього утворення. Ця модель ґрунтується на геолого-петроструктурних, мінералого-геохімічних, петрохімічних особливостях кластичних порід жил, штоків, корінних, діатремових і кратерних фацій трубок Кіровоградського блока. Наші матеріали дають підстави припускати, що алмазоносні брекчієві трубки

виникли не внаслідок одноактних потужних газових вибухів, а в зв'язку з тривалою діяльністю газової фази з ознаками кількаразового дроблення матеріалу в пластичному стані. Про це свідчить:

1) січне взаємовідношення контактів цих тіл із вмісним середовищем;

2) наявність глибинно-підвідних тріщин штокверкоподібного типу;

3) значна кількість зміненого експлозивного матеріалу за межами діатрем Грузького поля та формування над деякими з них блюдцеподібної просадки;

4) виповнення трубок вибуху потужним «поясом» валунно-брилового матеріалу вмісних порід фундаменту й часто опускання на глибину до сотні метрів від свого первинного залягання їхніх великих звітрілих брил;

5) реліктова стратифікація ксенолітів осадових порід без будь-яких помітних порушень їхнього первинного залягання і наявність у діатремах обвуглених уламків деревини й порід із фауною;

6) різнорідна літокристаловітрокластична структура (із ознаками флюїдальності) зміненого туфоподібного цементу й наявність літо- і кристалокластів різної форми, розміру й походження з одночасним їхнім заляганням на одному гіпсометричному рівні (перекривних, бічних і мантійних ксенолітів);

7) ознаки неодноразової дезінтеграції та дроблення літо- і кристалокластів зсередини типу «ксеноліт у ксеноліті», «брекчія в брекчії» тощо, та подекуди імпрегнація дрібних тріщин аповулканогенним глинистим матеріалом;

8) значні коливання співвідношення аутигенного і ксеногенного матеріалу в трубках і дайках – від 5 до 90 % літокластів корового походження та майже повної відсутності мантійного, іноді навпаки;

9) нерівноваге сполучення мінеральних зерен і своєрідний петрохімічний склад брекчій, що часто не відповідає певному виду виверженых порід;

10) інтенсивно проявлені низькотемпературні зміни туфоподібної основної маси (головно аргілізація з утворенням мінералів групи монтморилоніту);

11) відсутність видимих ознак термального метаморфізму бічних порід;

12) різноманітні перетворення мінеральних зерен: конуси руйнування, тріщинуватість, мозаїчна будова, планарні елементи й ударне двійникування на

кварці, польових шпатах і слюдах, аномальні оптичні властивості (пониження показника заломлення й двозаломлення, зникнення плеохроїзму, забарвлення тощо), руйнування кристалічної структури (ізотропізація) плагіоклазів і кварцу й їхній перехід без плавлення в склоподібний стан – діаплектове скло.

Як випливає з гіпотези флюїдизації [218, 220], насичена леткими компонентами і збагачена ксенолітами магма швидко проникала по глибинних розломах із глибини 150–250 км – пластичного й слабков'язкого астеносферного шару верхньої мантії. На шляхах найменшого опору (розломи, вузли їхнього перетину, контакти порід та інші сприятливі для цього структурні елементи) магма проривалася на поверхню із глибини 2–3 км. Адіабатичне розширення розчиненого в магмі газу (звичайно CO_2 і H_2O) спричинило миттєве охолодження (скипання), відділення газової фази, подрібнення в пластичному стані вмісних порід *in situ* та стрімке транспортування до денної поверхні (тобто в напрямі зменшення тиску) уламкового матеріалу високошвидкісним газовим потоком – *флюїдизатом* із зародженням первинного експлозивного каналу. Пізніше канал поступово (декілька десятків метрів на секунду) заповнювався висхідною порцією флюїдизованої магми, яка формувала зародкову трубку.

Системи розломів на глибинах 2–3 км виникли внаслідок розвантаження тектонічних напружень та є зонами декомпресії. Глибину проникнення магми по цих розломах на денну поверхню вченими встановлено двома шляхами: 1) незалежно від температури питомий об'єм розчинених H_2O і CO_2 різко зростає за тисків 40–80 МПа, що відповідає глибинам 1,5–3 км; 2) глибина відпрацьованої трубки Кімберлі в ПАР від рівня сучасного ерозійного зрізу становить 800 м, а якщо добавити цілковито зародовані 1600 м (отримано за геолого-стратиграфічними реконструкціями), початкова її глибина сягала 2,4 км.

За розрахунками В.С. Шкодзинського та ін. [221], через значну кількість CO_2 і H_2O (20 %) у гарячих (1350–1500°С) ультраосновних магмах дегазаційне охолодження сягало ~ 230°С. За рахунок захоплення 50 % об'єму уламків вмісних порід із такою ж низькою теплоємністю та температурою 30°С магматичний матеріал охолоджувався ще на 330–350°С. Відтак, сумарна загальна

тепловтрата флюїдизованої магми могла сягати 580°С. Цим можна пояснити добру збереженість алмазів і його мінералів-супутників, відсутність реакційних кайм у мантійних нодулів, зон закалювання в бічних породах. Низькі температури кристалізації мінералів кімберлітів отримано також за допомогою методів декрепітації, гомогенізації і γ-спектроскопії (700–900°С) [222–225].

Ізометричні та овально-витягнуті в плані трубки Грузького поля виникали внаслідок послідовної трансформації жерла. На ранніх стадіях виверження вони мали лінійну форму тріщинного типу, бо були закладені вздовж ослаблених зон підвищеної проникності земної кори. Первинне жерло пробивалося вгору внаслідок динамічної дії високошвидкісного газового струменя. Особливо ефективна вона за наявності в струмені дрібних уламків, які проникали і пронизували разом із газом системи тонких послідовно спряжених підвідних тріщин у породах та підсилювали дезінтеграцію стінок. Під впливом ударно-абразивної дії тверді уламки порід і зерна мінералів у внутрішній частині наскрізного потоку інтенсивно стиралися й округлялися (сточувалися, згладжувалися, полірувалися) із формуванням глянцевих (льодяникових) і матованих (шагреневих) поверхонь. Сумарна дія цих чинників найяскравіше виражена в приповерхневій частині жерла, що зумовило виникнення розтрубного розширення із слабко помітною лійкоподібною формою діатреми. Зміна морфології та розширення жерла здійснювалися й за рахунок обвалювання стінок, відривання уламків вмісних порід, часто великих брил розміром до декількох метрів. Відірвані від стінок експлозивного каналу блоки порід просідали під власною вагою й повільно рухалися назустріч газовому потоку. Опускаючись на десятки-сотні метрів нижче початкового залягання вони суттєво не змінювали просторової орієнтації. Натомість для валунів і брил трубок Грузького поля притаманне інтенсивне подрібнення *in situ* без помітного зміщення.

Чергові порції газонасиченої магми призводили до об’ємного розширення газового струменя на виході з підвідного каналу та до експлозій. Їхня енергія вибуху призводила до подальшого руйнування, подрібнення, викидання порід і розширення жерла з утворенням маарового вулкану з туфовим кільцем.

Часто-густо ця енергія була настільки значна, що вмісні породи дезінтегровані до дрібноуламкових брекчій, а мінерали зазнали шокових навантажень. Наприклад, експлозивні явища, що супроводжувалися послідовним брекчіюванням і утворенням штокверк-маарів із туфовими кільцями Грузького поля, зумовлені декомпресією насиченої газами магми (кесонно-експлозивний ефект) або тепловим потоком за умов сприятливого обводнення внаслідок вибухової взаємодії магми з поверхневими водами (гідровулканізм).

Під час експлозій пізніші пульсації короткотривалої флюїдизації продукували додаткові дайки й «стовпи» туфів і туфобрекчій, які змінювали зародкове тіло й формували повноцінну діатрему. Кінцевий тип породи, що заповнила діатреми – це інтенсивно фрагментований і змінений «туфізит», «експлозит» чи «флюїдизит», який майже не має внутрішньої текстури. Породи з масивною текстурою виникали внаслідок виповнення магмою порожнин і тріщин. Так унаслідок імпрегнації флюїдизованого матеріалу утворювалися гіпабісальні тіла поліміктових «газобрекчій» – штокверки, жили, дайки, трубки, штоки. Морфометрія тіл залежатиме від складу і фізико-механічних властивостей вмісних порід та об’єму газової фази в магмі. Так, вміст H_2O у кімберлітових магмах сягає 5,9–9,7 %, лампроїтових – 2,5–6,4 %, вміст CO_2, відповідно, 3,3–8,5 і 0,1–0,45 %. Саме тому лампроїтоподібні породи мають форму трубок типу штокверк-маарів, бо вони містять у два-три рази менше H_2O і CO_2 і їхня дегазація здійснювалася на значно менших глибинах (150–200 м).

Така комбінована модель пояснює деякі слабкі сторони, що притаманні уявленням про фреатомагматичне і вибухове формування трубок. Зокрема, це механізми формування їхньої корінної частини і кратерного розтрубу, наявність різних петроструктурних типів порід у розрізі діатрем та ін. З позицій механізмів флюїдизації ми проілюстрували схему розвитку діатрем на прикладі Грузького поля експлозивних структур (рис. 5.1), де наведено стадійність цього процесу на основі моделі Т. Вулсі та ін. [226]. Подібну гіпотезу динамічної флюїдизації й фреатомагматичного вибуху запропоновано для пояснення формування алмазоносних туфізитів (вішеритів, рибалітів) на Уралі [227].

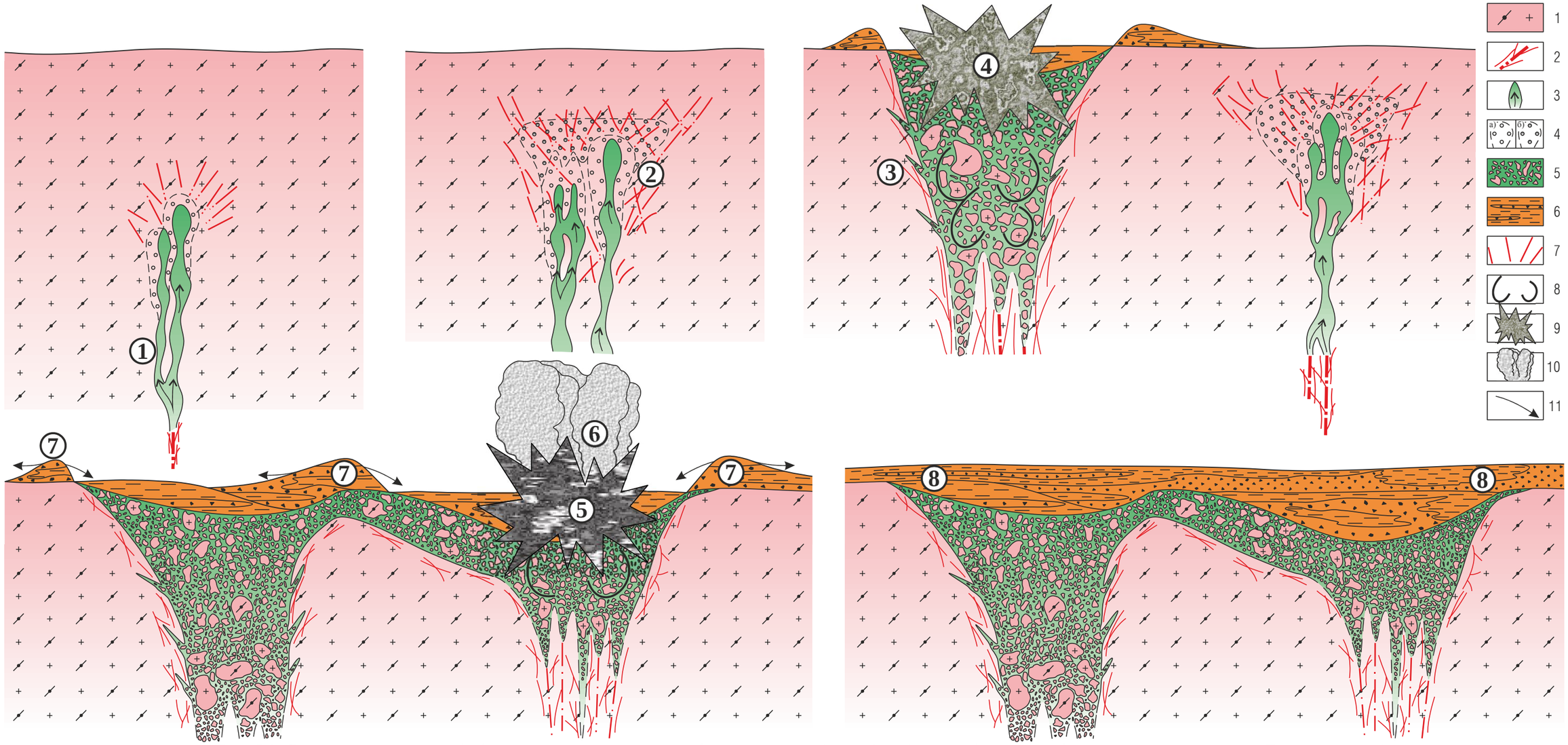


Рис. 5.1. Схема розвитку процесів флюїдизатно-експлозивного формування трубок вибуху (за матеріалами аналізу експлозивних структур Грузького поля):

Вірогідні етапи утворення трубкоподібних тіл у часі та просторі, що виражені у вигляді послідовного ряду структурно-енергетичних ситуацій від ***1*** до ***8***: ***1*** – ін'єкційне проникнення найбільш ранніх порцій лужно-ультраосновної магми вздовж зон глибинних розломів з частковою сегрегацією летких компонентів (CO_2 або H_2O, за даними Дж. Доусона [220] й ін.); ***2*** – подальша дистиляція зі зростанням ролі газоподібних фаз унаслідок падіння тиску в зв'язку з брекчіюванням вмісних порід; ***3*** – розвиток первинно-експлозивного жерла під дією процесів флюїдизації з формуванням головних структурно-морфометричних рис діатреми, що виповнена валунно-бриловими брекчіями; ***4*** – експлозивний процес з утворенням первинних елементів маару (кільцевий вал) внаслідок закономірної декомпресії системи летких у межах лійкоподібного розвитку трубки Грузька-Центральна; одночасне зародження сусідньої трубкоподібної структури (етапи 1 і 2); ***5*** – більш молоді процеси флюїдизації й експлозій з формуванням нової Грузької-Південної діатреми; ***6*** – незначні за масштабами та нестійкі викиди попелово-лапілієвого матеріалу і початок формування кратерних вулканогенно-осадових утворень; ***7*** – початок руйнування маарових кільцевих валів у результаті обвалювання та подальшої ерозії з утворенням лінзоподібних покладів глинисто-дрібноуламкових брекчій; ***8*** – виникнення значних за площею пластоподібних полів вулканогенно-осадових брекчій райгородської світи.

Умовні позначення: **1** – гранітогнейси нижнього протерозою, у межах яких розвинуті трубкоподібні структури Грузька-Центральна і Грузька-Південна; **2** – тектонічні зони глибинних розломів; **3** – структурно-тектонічне положення ін'єкційного проникнення ранніх порцій лужно-ультраосновної магми; **4** – фази дистиляції летких (головно-вуглекислотно-водного складу) компонентів: *а* – вірогідно зріджені, *б* – газоподібні; **5** – валунно-брилові нагромадження бічних гранітогнейсів з туфобрекчієвим цементом лампроїтового складу; **6** – глинисто-дрібноуламкові брекчії вулканогенно-осадового походження; **7** – зони інтенсивного дроблення і брекчіювання бічних порід унаслідок проникнення ранніх порцій розплаву мантійного походження; **8** – зони активної флюїдизації – перемішування уламкового матеріалу під дією газового струменя, що розвивався у фронтальній частині магматичної колони; **9** – зони найінтенсивніших процесів розвитку експлозивних проривів в умовах найнижчого тиску в межах мілководного прибережно-морського басейну; **10** – стовпи викидів попелово-лапілієвого матеріалу поверхневого походження; **11** – напрями придонного переміщення туфогенно-осадового матеріалу.

Оскільки трубки виникли в зв'язку з динамічною роботою газу, то неодмінною умовою їхнього утворення має бути належна його кількість, що примушує «кипіти», перемішувати й транспортувати кластичний матеріал. Окрім того, потужні газові струмені втримували уламки і так відкривали канали для імпрегнації флюїдизованого розплаву. Характер переміщення твердо-газового потоку високошвидкісний конвекційно-турбулентний із різкими змінами напряму й динамічного режиму окремих струменів [228]. Це підтверджено тим, що в алмазоносних трубках нерідко наявне розгалуження підвідних каналів і їхнє спірально-вихрове закручування, а ще концентрація уламкового матеріалу й навіть алмазів у діатремах у вигляді окремих струменів-стовпів.

Надвисока мобільність такого високотемпературного (770–920°С) струменя підтримувалася, мабуть, тривалою дегазацією (ретроградним скипанням CO_2 й H_2O) транспортованого матеріалу за рахунок зниження літостатичного тиску. Стиснений газ проникав у проміжки між твердими частинками, які розсувалися і зависали в газовому потоці. Унаслідок цього тверді уламки обламовувалися оболонками газу, що з них виділявся, – це щораз перешкоджало їхньому злипанні. Окрім того, вони перебували в режимі постійного ротаційного обертання. Така флюїдизована система переходила в стан емульсії й набувала значної текучості, що визначена рухомістю газового середовища. У ній розвивалися рівномірна температура та сприятливі умови для перемішування частинок і хімічних реакцій між ними й газом. Через це для них дуже властиві інтенсивні вторинні зміни (аргілізація та ін.). Швидкість струменя була досить високою, що запобігало осадженню важких мантійних ксенолітів (перидотитів, еклогітів) та уникало графітизації й цілковитого розчинення алмазів. Т. Мак-Ґетчін підрахував, що швидкість руху твердо-газової зависі неподалік денної поверхні сягала 400 м/с [229], за оцінками А.В. Уханова й ін. – 500–800 м/с [230]. Такі ж значення отримано вулканологами для швидкостей підйому «фрагментованих» лав – лав, перетворених у крапельні емульсії – спреї [231].

Рідин спроможних текти із такими швидкостями у природі не буває, натомість поведінка флюїдизованих систем подібна до рідини, – вона підпоряд-

кована законам гідростатики й гідродинаміки. Важливо, що під час транспортування уламків рідиною здійснюється їхній перерозподіл за розміром та питомою вагою, тоді як високошвидкісний твердо-газовий перенос не супроводжується видимою диференціацією [228]. Завдяки своєрідній щільності флюїдизованих потоків відбувається лише спливання легших і занурення важчих порівняно великих уламків. Причиною є їхня низька результативна в'язкість. Це обґрунтовує винятково високу проникність матеріалу, що зумовлена значним внутрішнім парціальним тиском газу (~ 130 МПа) і природним для нього намаганням заповнити максимально можливий об'єм з одночасним послідовним брекчіюванням і ерозією стінок. Надлишковий тиск газу сприяв активному проникненню твердо-газової зависі в найдрібніші волосоподібні тріщини у вмісних породах. Вона їх розклинювала, розширювала, відділяла й захоплювала уламки матеріалу стінок, які зрештою самі ставали складовою таких суспензій. Утрата рухомості флюїдизатів, концентрація їхньої речовини в новому просторі, літифікація та, урешті-решт, утворення порід і геологічних тіл визначені не остиганням магми, а витратою газової фази, що в геологічному масштабі часу відбулося відразу, раптово. Унаслідок тектонічної декомпресії (зниженні літостатичного тиску) або припиненні притоку газів вона вимірювалася годинами, щонайбільше – сотнями годин, що обґрунтовано відсутністю ознак термального впливу. Пов'язано це із тим, що теплоємність флюїдизованих систем низька, адже її визначає теплоємність газової фази. Відтак, це процеси не швидкоплинні вибухові, а порівняно тривалі й зведені до високошвидкісного газового потоку, який займає певний час. Такі висновки підтверджені спостереженнями в областях сучасного вулканізму.

Джерела газів, що зумовлювали флюїдизацію, можуть бути різними. Газова фаза могла виникнути в результаті контакту магми з водою та її дегазації від закипання, за рахунок розчинених у магмі летких компонентів і з'явитися внаслідок хімічних перетворень. Більшість учених допускають, що гази мали магматогенну природу, оскільки лужно-ультраосновні розплави належать до продуктів підкорового мантійного магматизму й генетично пов'язані із акти-

вною слабков'язкою частиною верхньої мантії – хвилеводом. Їхнє утворення характеризує зміну ендогенного режиму із загальновизнаною глибиною зародження пікритових, кімберлітових і лампроїтових магм на рівні 150–250 км.

У такому контексті субстратом для утворення кімберлітів і лампроїтів були породи верхньої мантії, а джерелом газів, що переводили мантійний матеріал у флюїдизовану систему, – пульсаційний притік глибинних флюїдів, генерований з астеносфери або ще глибших рівнів – рідкого зовнішнього ядра [232]. Пов'язано це з тривалими (мільярди років) глобальними процесами воднево-метанової дегазації й тепломасопереносу ядра Землі. Такі флюїдизати, очевидно, не мали жодного стосунку до еволюції магматогенних систем. Є підстави припускати, що власне ці механізми є провідними в утворенні алмазоносних експлозитів – кімберлітів, лампроїтів, лампрофірів, кривлякітів, рибалітів, волховітів, хисинітів та інших однотипних утворень, які виповнюють трубкоподібні тіла та дайки, сили, штоки, штокверки, що з ними асоціюють. Найвірогідніше це можливо в поєднанні з мантійними плюмами – потужними й енергоємними наскрізно-висхідними потоками флюїдів, у яких переважали гази й леткі компоненти широкого спектра, що в геологічній історії Землі неодноразово відділялися від її рідкого зовнішнього ядра і з часом досягали верхніх шарів літосфери, у тім числі земної кори.

Відтак, зароджувалися такі породи не плавленням первинного мантійного субстрату, а впливом на нього надглибинних флюїдних систем, у складі яких важлива роль належить H_2, CH_4, CO, NH_3, KCN, HF, HCl з різко проявленими відновними властивостями. Унаслідок зниження *PT*-умов флюїди трансформувалися в магматичні, флюїдно-магматичні та флюїдні системи з аномально високою концентрацією флюїдних, петрогенних, рудогенних, у тім числі некогерентних (K, Ti, P, Rb, Sr, Zr, U, TR) компонентів, які слугували основою для зародження спеціалізованих рудоносних і алмазоносних ультраосновних-лужних магм. Експерименти акад. І.Д. Рябчикова показали [233], що газова фаза за високих тисків (до 3 000 МПа) може розчиняти, транспортувати та перевідкладати значну кількість глибинного силікатного матеріалу. Про це сві-

дчать ізотопний склад вуглецю і газові включення в алмазах, піропі, олівіні, сферулах, мантійних нодулях (H_2O, H_2, CO_2, CO, CH_4, N_2) [234–239]. Мінеральні включення в алмазі відповідають складу твердої фази флюїдизатів.

Більшість учених (М.В. Соболєв, Є.Є. Лазько й ін.) обґрунтовано розглядають алмаз як ксеногенний мантійний матеріал, котрий винесений кімберлітами чи лампроїтами з верхньої мантії. Алмаз утворився на значних глибинах (150–180 км) в області його стабільності за високих температур (1200–1500°С) і тисків (5000–6000 МПа) [207]. Вірогідно, що кристалізація алмазу в зв'язку з такими міркуваннями можлива й у метастабільних умовах за низьких термодинамічних параметрів із газової фази флюїдизатів у системі С–Н–О, яка слугувала джерелом мантійного вуглецю. З мантії виносилися дрібні зерна алмазу, які виконували роль «зародків» для росту великих кристалів пізньої генерації в регіональних тектонічних зонах платформ за температур 600–800°С та тисків менше 10 МПа [240]. Певною мірою це аргументовано епітаксіальним синтезом алмазу з газової фази в метастабільних умовах за низького тиску (до 100 МПа) та високої температури (800–1200°С), експериментально здійсненим акад. Б.В. Дерягіним 1969 року [241]. Учений уперше синтезував тоненькі ниткоподібні кристали алмазу з метану – алмазні «вуса» – та розробив методи нарощування дрібних алмазів з газової фази. Чимале значення має виявлення вченим явища перетворення ниткоподібних його індивідів в ізометричні монокристали. Ці дослідження засвідчили можливість кристалізації алмазу завдяки розкладанню вуглецевмісних газів (за наявності зародкових кристалів) – це реальні умови його генезису, що визначені термодинамічними параметрами, різко відмінними від умов рівноваги алмаз–графіт [242].

Вірогідність кристалізації алмазу із газової фази підтверджена також нерівномірним (струминним) розподілом його у діатремах, чудовою кристалографічною огранкою на тлі «згладжених» барофільних мінералів, наростанням на відполіровані валуни еклогітів і стінки тріщин у ньому, заліковуванням розбитих кристалів, включеннями пізніших кварцу, кальциту, хлориту, біотиту, флогопіту, графіту, наявністю плівок графіту на поверхні включень алмазу в

алмазі, відсутністю мантійних ксенолітів (альпінотипних гіпербазитів та ін.) в алмазоносних трубках, знахідки алмазів у діабазах, базальтоїдах, пікритах і ін.

Відтак, наведена вище генетична модель дала підстави схилятися до вже доволі широковідомої та визнаної думки про те, що механізми утворення алмазоносних тіл пов'язані із розвитком комплексу флюїдизатно-експлозивних процесів, які сягають мантії. Флюїдизатно-експлозивні процеси, що особливо яскраво проявлені в епохи ТМА протоплатформних структур і контрольовані регіональними зонами глибинних розломів, належить до самостійних геологічних явищ, речовинно-енергетичні та інші особливості яких пов'язані з ендогенними глибинними джерелами Землі.

5.2. Петрогенетичні обґрунтування значення флюїдизатів

У науковій літературі часто з'являються терміни «флюїдизит», «флюїдизат», «флюїдит», «флюїдоліт», «літофлюїдит», «експлозит», «флюїдизація» або «флюїдизована система». Однак багато вчених не до кінця розуміє їхню квінтесенцію – убачають різне або ж пов'язують із терміном «флюїд». Насправді «флюїдизація» тільки походить від побут. англ. *«fluid»* – рідина, рідкий, хоча етимологічно відповідає поняттю «зрідження» – переведення речовини в текучий стан. Саме такий зміст у цей термін вклала Д. Рейнольдс, яка зіставила механізми формування інтрузивних пірокластитів зі штучним процесом флюїдизації: *«…це близький до зрідження технологічний процес, що здійснюється шляхом продування газу через диспергаційний (розмелений чи подрібнений) твердий матеріал, частинки якого переходять у підвішений стан, а утворена твердо-газова суспензія набуває здатності текти подібно рідині»* [243, с. 577]. При цьому зернистий матеріал конвертується зі статистично твердоподібного стану в динамічний текучий під дією газу, що «продувається» прямотечією через порошкувату масу. Утім справжня рідина не утворюється. Виникає двохфазова (тверді частинки–газ) псевдогомогенна система з притаманною лише їй в'язкістю та питомою вагою, котра здатна текти [244]. Співробітники

лабораторії петрографії Інституту геології Комі (Л.В. Махлаєв і І.І. Голубєва) зіставили цей специфічний геологічний процес із псевдозрідженням, оскільки численні бульбашки, що утворюються під час виділення газів із такої завісі, подібні до кип'ячої рідини [245].

Загальнотеоретичні основи динаміки та особливості механо-динамічних властивостей флюїдизованих в'язко-текучих твердих мас літосфери сформульовано Г.Л. Поспєловим у 1969 році. Він виділив флюїдити та літофлюїдити як продукти так званого механізму активаційної літофлюїдитизації [246]. Подібний специфічний механізм переміщення речовини – рідиноподібний потік гетерогенних сумішей (туфоподібних твердо-газових суспензій) як і своєрідний агрегатний стан речовини – високотемпературні крапельні розплавлено-газові аерозолі (емульсії), поширені в природі; вони мали важливе значення в еволюції земної кори й відігравали помітну роль у реалізації багатьох ендогенних процесів, у тім числі рудогенних. Унікальність таких флюїдизованих систем для петрології, геохімії й рудоутворення дуже важлива. Однак процеси флюїдизації все ще не привертають особливої уваги геологів, тому зостаються недооціненими, хоча прояви псевдорідинних потоків відомі вже понад століття: пірокластичні потоки вулканів Мон-Пеле на о. Мартініка і Катмай на Алясці, пірокластитові інтрузії типу валунно-галькових дайок без видимого просторово-генетичного зв'язку з вулканами в США (штати Юта, Арізона, Орегон, Айдахо), Карелії, на Уралі, Алтаї, Камчатці, у Красноярському краї, Туві, Україні (Закарпаття), Казахстані, Киргизстані та інших місцях.

У науковців реальність флюїдизатно-експлозивних процесів та продуктів їхньої діяльності залишаються поза сумнівом. Однак їх трактують як кори звітрювання, вулканокластичні, осадові, льодовикові (тиліти), коптогенні або інші утворення (що зумовлено конвергентністю структурних ознак), їх не розглядають як окремі, самостійно-незалежні геологічні явища. Виконані дослідження засвідчують, що самостійні флюїдизатно-експлозивні процеси та явища поширені паралельно із магматизмом. В їхньому утворенні важлива роль належить *декомпресійним флюїдо-експлозіям* мантійного генезису, а не вул-

канізму чи постмагматичному пневматолізу. Нами розроблені й обґрунтовані критерії їхньої діагностики [7, 11, 13–17, 20, 23, 25, 26, 28, 32, 35].

На думку Г.М. Яценка зі співавт. [247], флюїдизатно-експлозивна діяльність – це самостійний тип породо- і рудогенезу нарівні із магматичним, осадовим і метаморфічним. Незалежно один від одного Г.М. Яценко в Україні [26, 84] і Л.В. Махлаєв та І.І. Голубєва в Росії [248–250] започаткували новий напрям у петрології і металогенії – формування та еволюційний розвиток флюїдизатно-експлозивних рудоносних систем. Тому в наукових колах з'явилися пропозиції щодо виділення особливої таксономічної одиниці або спільноти гірських порід – класу чи флюїдизатно-експлозивного типу порід [247–252], петрологія яких, на відміну від магматогенних систем, принципово інша. Зокрема, у «Петрографічному кодексі Росії» обґрунтовано виділення флюїдно-експлозивних брекчієвих порід (у тім числі «туфізитів») як нового типу ендогенних утворень, які є рудоносними на різні види корисних копалин, та наведено їхню стислу характеристику [253, с. 195]. Однак недостатній нинішній рівень вивченості поки унеможливлює апробацію їхньої систематики, класифікації й номенклатури.

Петрологія флюїдизатних систем сьогодні ще не розроблена, хоча необхідність цього очевидна. Сформовані флюїдизатно-експлозивними процесами екзотичні гірські породи та геологічні тіла діагностовано на всіх континентах у складі різновікових СФК – від докембрійських до четвертинних. У зв'язку зі значною дегазацією Землі (десятки км^3 за рік) та провідною роллю флюїдизатних систем у формуванні трубкоподібних тіл масштаби проявів флюїдизації близькі до інших геологічних процесів. Як-от, туфізитових діатрем виявлено десятки тисяч, а дайок – у два рази більше. У значних об'ємах продукти флюїдизатно-експозивної діяльності розсіяні в осадових, магматичних і метаморфічних породах. Безсумнівно, вивчення флюїдизатно-експлозивних процесів виходить за межі власне петрологічних питань, оскільки з ними пов'язані родовища чорних, кольорових, рідкісних, благородних металів і, особливо, алмазів [29, 31, 254–256]. Брекчії є провідними рудовмісними, часто й рудонос-

ними породами на комплексних золото-уран-мідному родовищі Олімпік-Дам у Південній Австралії, залізо-мідь-золоторудному родовищі Вернек у Північній Канаді, алмазних родовищах Красновішерського району Північного Уралу тощо. Аргументовано це тим, що флюїдизація створює сприятливе для рудовідкладання середовище й ідеальні умови перемішування твердих і флюїдних компонентів, що забезпечує ефективність обмінних реакцій, міграції речовини й процесів метасоматозу. Так за рахунок поверхневої ексгаляції здійснюється рудовідкладання в сучасних діючих вулканах.

Отже, флюїдизатно-брекчієві утворення ще недостатньо вивчені й з цього питання нині тривають численні дискусії. Утім їхнє визнання як нового та перспективного на різні види корисних копалин типу ендогенних порід і всезростаюче виявлення в різних регіонах світу потребує нагальної уваги до цієї геологічної проблеми Державної служби геології та надр України. За нашими даними, надра України і її центральна частина зокрема, є широким полем для ґрунтовних досліджень з вивчення природи флюїдизатно-експлозивних утворень, уточнення та перевірки вже досягнутих помітних успіхів, установлення критеріїв їхнього діагностування й оцінки рудоносності [22].

РОЗДІЛ 6
ПРОГНОЗНО-РОЗШУКОВІ КРИТЕРІЇ ТА ОЗНАКИ АЛМАЗОНОСНОСТІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Теоретичним підґрунтям прогнозування алмазних родовищ є найважливіші геологічні критерії, розроблені науковцями і геологами-виробничниками та апробовані світовою і, передусім, «якутською» практикою [257–262]. Провідними фахівцями в даній галузі є В.П. Афанасьєв, М.А. Бобков, Ф.Ф. Брахфогель, О.П. Буров, О.Л. Бутакова, В.І. Ваганов, Н.П. Вербицька, Б.П. Висоцький, В.М. Гаращук, М.А. Гнєвушев, М.Л. Добрєцов, О.Г. Дьяков, В.В. Ковальський, І.І. Краснов, В.П. Кривоніс, М.О. Крутоярський, О.О. Кухаренко, Б.М. Леонов, В.А. Мілашев, В.Є. Мінорін, К.Б. Мокшанцев, Г.Г. Моор, В.І. Нікулін, М.М. Одінцов, А.О. Панкратов, Б.С. Парасотка, М.І. Плотнікова, Б.І. Прокопчук, Н.М. Сарсадських, В.С. Соболєв, М.В. Соболєв, В.С. Трофімов, Г.Х. Файнштейн, О.В. Францессон, О.Д. Харків, Є.Д. Чорний. Їх використано (О.П. Бобрієвич, Ю.В. Гейко, Г.А. Калашник, М.П. Семененко, Г.І. Смірнов, О.Н. Тарасюк, І.С. Усенко, Ю.І. Федоришин, Г.М. Яценко) у цілях прогнозування алмазоносності й на теренах України [48, 61, 74, 75, 90, 131, 263, 264].

Під час розробки чинників локалізації, головних критеріїв прогнозування і перспективної оцінки рудоносності Кіровоградського блока УЩ автором застосовано історико-геологічний підхід – реконструкцію умов утворення та закономірностей просторового поширення ендо- і екзогенної алмазоносності, які чітко виявилися в процесі геологічного розвитку блока. В основу прогнозування покладені структурно-тектонічний, геофізичний, магматичний, віковий і мінералогічний контроль просторового поширення проявів ендогенних алмазоносних формацій та ознаки, що відображають передумови формування розсипів. Взято до уваги чинник ТМА у вигляді тектонічних рухів, що впливало на рівень ерозійного зрізу тіл і, відповідно, на кількість винесених у розсипища алмазів, а також першочерговість розшукових робіт. Кіровоградську протоплатформу розглянуто як єдину цілісну докембрійську структуру, у якій

алмазоносні породи є похідними лужно-ультраосновних магм, де алмаз ксеногенний – його першоджерелами були дезінтегровані перидотити й еклоґіти верхньої мантії. Є припущення, що прояви продуктивного вулканізму рівночасні завершальним етапам глобальних циклів тектогенезу й докорінної перебудови структурного плану не лише протоплатформи, а й усієї земної кори.

Звісно, що для будь-якої перспективної території прогнозно-розшуковий комплекс критеріїв і ознак індивідуальний і залежить від особливостей її геологічної будови та умов залягання тіл, які можуть виходити на денну поверхню або бути перекритими малопотужним осадовим чохлом.

6.1. Особливості прогнозної оцінки ендогенної алмазоносності

Для ендогенних рудопроявів виділено дві групи критеріїв: *1) регіональні* (м-бу 1:500 000 і дрібніше), що характеризують перспективи блока, та *2) локальні й вузьколокальні* (м-бу 1:200 000–1:100 000 і 1:50 000), що визначають поширення й ступінь рудоносності окремих перспективних ділянок і розшукових площ. Під час прогнозної оцінки алмазоносності Кіровоградського блока ми вдосконалили традиційні (структурно-тектонічні, геолого-геофізичні, геохронологічні, мінералогічні, геохімічні) і розробили нові (геолого-формаційні, морфогенетичні) критерії. Так як більша частина критеріїв є «наскрізними», тобто може бути застосована для регіонального та локального прогнозування, то для запобігання зайвих повторень їхню характеристику розглянуто одночасно, а специфіку підкреслено в тексті й відображено в табл. 6.1 і 6.2.

Структурно-тектонічні критерії. В основі регіонального поширення ендогенної алмазоносності лежить максимальна проникність земної кори. Описані в розділі 3 формації сформувалися в умовах протоплатформи – консолідованої в ранньому протерозої структури. Це жорстка ділянка земної кори, що реагувала на тектонічні напруження крихкими деформаціями – глибоко проникними й протяжними розломами, фіксованими поясами дайок основних та ультраосновних порід, які характеризують активізацію протоплатформи.

Таблиця 6.1

Критерії регіонального прогнозування ендогенної алмазоносності протоплатформних мегаблоків УЩ (м-б 1: 500 000 і дрібніше)

Провідні чинники алмазоносності	Рівень перспективності досліджених об'єктів		
	Високоперспективні	Перспективні	Низькоперспективні і безперспективні
Структурно-тектонічні	Блоки ранньопротерозойської стабілізації – протоплатформи, вузли перетину глибинних розломів (у тім числі різновікових), області ТМА, периферійні частини припіднятих блоків фундаменту із проявами гранітоїдного магматизму купольного типу	Ділянки зчленування протерозойських рухомих поясів з архейськими кратонами, регіональні глибинні розломи тривалого розвитку й інші тектонічні порушення, лінійні зони ТМА, поля поширення дайок і масивів ультраосновних-лужних порід	Інші ділянки протоплатформних блоків поза межами зон впливу глибинних розломів, дайкового магматизму, будь-яких інших проявів ТМА, центральні частини тектонічно непорушених блоків, поля поширення дайок і масивів основних-лужних порід
Геолого-геофізичні	Просторовий зв'язок мінімумів магнітного й гравітаційного полів із субгоризонтальними зонами підвищеної електропровідності, регіональні мантійно-корово-стовбурні (лінійно-стовбурні) зони проникності, наявність на глибині мантійного діапіру	Валоподібні підняття й схили поверхні Мохо, значна потужність літосфери (150–250 км) і незначна земної кори (35–45 км), «холодна» літосфера за теплопотоком (30–40 мВт/м^2), підвищена потужність гранітного (і діоритового) шару земної кори	Порівняно полога поверхня Мохо, незначна потужність літосфери (100–150 км) і значна земної кори (більше 45 км), наявність висококонтрастних гравімагнітних полів, незначна потужність гранітного шару земної кори
Геолого-формаційні	Лампроїтова формація із Грузьким, Лісовим, Суботцівським, Зеленогайським та іншими проявами трубкових тіл лампроїтоподібних порід	Лампрофірова формація з Рівненськими тілами (дайки, штоки, трубка) лужних лампрофірів (мінет), кімберлітова формація з Родіонівською й Тернівською трубками кімберлітоподібних порід	Кімберлітова формація з Лелеківською і Щорсівською дайками кімберлітів, Знам'янсько-Устинівським полем дайок пікритів і слюдистих пікритів, лампроїтова формація з Руськополянськими силами лейцитових лампроїтів
Геохронологічні	Мезокайнозойська епоха ТМА протоплатформи	Середньо-пізньопалеозойська епоха активізації протоплатформи	Середньо-пізньопротерозойська протоактивізація
Мінералогічні	Високопродуктивна мінеральна асоціація алмаз-муасаніт-ільменіт-хромшпінелід-магнітні кульки	Перспективна асоціація алмаз-муасаніт-залізо-магнезіальна слюда-циркон-апатит-ільменіт-магнітні кульки	Мінеральна асоціація піроп-альмандин-флогопіт-діопсид-хромшпінелід-(±алмаз, псевдолейцит і арфведсоніт)

Таблиця 6.2

Критерії локального прогнозування ендогенної алмазоносності протоплатформних мегаблоків УЩ (м-б 1: 200 000–1: 50 000)

Провідні чинники алмазоносності	Рівень перспективності досліджених об'єктів		
	Високоперспективні	Перспективні	Низькоперспективні і безперспективні
Структурно-тектонічні	Відгалужені системи розломів від головних тектонічних порушень, вузли їхнього перетину з іншими розломами, поясами дайок або екзо- й ендоконтактами масивів гранітоїдів	Різноорієнтовані системи тріщин другого й третього порядків, дрібні відколові розриви, зони зчленування локальних гранітоїдних куполів і міжкупольних западин, контакти магматитів	Території поза межами зон розломів, центральні частини тектонічно непорушених гранітоїдних куполів, «амагматичні» ділянки без дайок (у тім числі різновікових)
Геофізичні	Ізометричні в плані від'ємні гравіаномалії (до –0,8 мГл) та магнітні аномалії незначної інтенсивності (до 50–60 нТл)	Спряженість гравімагнітних аномалій трубкового типу з лінійно-вузькими аномаліями переривчастопоясної будови дайкового типу	Інтенсивні (для даного району) ізометричні гравітаційні й магнітні аномалії
Геолого-формаційні	Трубчаста форма й значні розміри тіл, приуроченість до експлозивних брекчій і туфобрекчій з переважанням літокластів корових порід (лампроїтова формація)	Штоко- і трубкоподібна форма й середні розміри тіл, приуроченість до слабко брекчійованих або туфоподібних відмін порід, просторовий зв'язок з дайками (лампрофірова формація)	Дайкова, іноді силоподібна форма тіл, незначні їхні розміри, породи головно масивні, практично відсутні ксеноліти корового і мантійного походження (кімберлітова формація)
Геохронологічні	Верхньокрейдово-палеоценовий вік (K_2–P_1^1), збережені від ерозії тіла	Девонсько-пермський вік (D–P), слабко зародовані тіла	Середньо-верхньопротерозойський вік (PR_{2-3}), значний ерозійний зріз тіл
Мінералогічні	Наявність алмазів із морфологічними й кристалооптичними особливостями, які відрізняються від відомих із розсипищ	Наявність уламків алмазів і їхніх мінералів-супутників зі слабко вираженим механічним зношуванням	Відсутність або наявність поодиноких зерен мінералів-супутників алмазів з ознаками інтенсивного механічного зношування
Геохімічні	Літохімічні аномалії Cr ($5–8\times10^{-3}$ %), Ni ($1,5–2\times10^{-3}$ %), Mg (до 0,5 %) й особливо їхніх мультиплікаційних показників	Підвищені вмісти елементів-домішок (Co, Cu, Nb, Y, Yb)	Ореоли розсіювання відсутні
Морфогенетичні	Інтенсивно флюїдизований валунно-брилово-гальковий матеріал газобрекчій	Слабко флюїдизована форма уламків порід, «оплавлені» мінеральні зерна	Морфогенетичні ознаки процесів флюїдизації відсутні

У блоках ранньопротерозойської стабілізації здавна виявлено великі родовища алмазів. Це лампроїтові трубки Аргайл і Еллендейл (Західна Австралія), Прері Крік (шт. Арканзас, США), Канамба (Замбія), кімберлітові трубки Орапа (Ботсвана), Венеція, Рівер Ранч (ПАР), Форт-а-ля-Корн (Саскачеван, Канада), шт. Альто Паранаїба, Мату-Гросу й Мінас-Жерайс (Бразилія) та ін.

Отож, головним *регіональним* структурно-тектонічним критерієм є приуроченість алмазоносних формацій до великих докембрійських структур УЩ – областей ранньопротерозойського етапу розвитку – Кіровоградської протоплатформи, а в її межах – до мегазон (областей) ТМА і, особливо, протоактивізації (Канівсько-Новоукраїнська глибинна протозона та ін.). За участю процесів ТМА земна кора розкололася серією протяжних глибинних розломів на літосферні блоки з різною глибинною будовою та історією геологічного розвитку. Відтак, трубки і дайки формувалися на припіднятих блоках фундаменту (Новоукраїнський масив, Інгулецький вал) із проявами гранітоїдного магматизму купольного типу, особливо в їхніх периферійних зонах. Найсприятливішою є зона зчленування Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського гранітоїдних масивів, що тривалий час зазнавала диференційованих вертикальних переміщень, навіть упродовж декількох геологічних епох, із багаторазовим проникненням дайок і трубок алмазоносних ультраосновних порід.

На протоплатформі поширення полів трубок і дайок контрольоване регіональними зонами глибинних розломів і вузлами їхнього перетину. Алмазоконтролювальними є величезні розривні порушення, згідні із загальним простяганням регіональних структур (Кіровоградська зона), й структурно-поперечні (Суботцівсько-Мошоринська зона) або діагональні, зорієнтовані під кутом до них. Такі системи глибинних розломів неодноразово підновлялися в платформну стадію розвитку та представлені значними за розмірами зонами давнього закладання завдовжки перші сотні кілометрів і завширшки 7–10 км, що простежені далі за межами протоплатформи. Глибинні розломи фіксовані гравітаційними ступенями, поясами дайок, гідротермально-метасоматично зміненими породами, ланцюговим поширенням гранітних масивів і експлозивних тіл.

Із *локальних* критеріїв найсприятливішим є приуроченість алмазоносних тіл до: 1) різноорієнтованих (зазвичай північно-західних та північно-східних) розломів і вузлів їхнього перетину; 2) відгалужених систем тріщин і розривів другого й третього порядків; 3) зон підвищеної проникності вздовж бортів та крил від'ємних і додатних структур. Типовими є ізометричноподібні (трубки, штоки, штокверк-маари) і лінійно-витягнуті (дайки, жили) у плані структури.

Алмазолокалізувальними є не регіональні зони розломів, а їхні відгалуження типу Захарівського, Лелеківського та ін. [265]. Найсприятливіші вузли подвійних і складніших перетинів, наприклад, північно-західних Червоноярського й Зеленогайсько-Новопокровського, субширотного Цибулівського, субмеридіонального Макарівського і північно-східного Стародубицівського розломів. У цих вузлах утворилися зони підвищеної проникності, що визначили локалізацію Зеленогайської трубки. Для виникнення дайок провідне значення мали системи тріщин другого й третього порядків, дрібні відколові порушення, ділянки їхнього перетину із контактовими поверхнями багатофазових інтрузивних тіл, поля розвитку інших різновікових дайок, зони брекчіювання й ін. Найліпше така рудолокалізувальна роль розломів помітна на прикладі дайок кімберлітів, пікритів і слюдистих пікритів Кіровоградського вулканічного центру. У вузлах перетину відгалужених розломів часто проявлені роздуви дайок, що найвірогідніше позначають підвідні канали діатрем.

Морфометрія дайково-жильних тіл визначена і контракційною тріщинуватістю, що виникла в ендоконтактовій зоні під час застигання інтрузій. Системи тріщин розвинуті субпаралельно до контактів та залежать від особливостей будови й глибини залягання інтрузивів. Утворені зони дроблення та зсуви на контактах різних за фізико-механічними властивостями порід, сприяли формуванню протяжних внутрішньоформаційних розколів, що були шляхами для проникнення лужно-ультраосновних магм і локалізації трубок, дайок, жил і силів [19]. Як наприклад, лампроїтова трубка Грузька-Північна, утворена на контакті сієнітів з рапаківігранітами Корсунь-Новомиргородського плутону й сили лампроїтів в ендоконтакті Руськополянського масиву лужних гранітів.

Геолого-геофізичні критерії. В основі *регіональних* чинників прогнозування та оцінки алмазоносності територій лежить їхня глибинна будова. Вона впливала на параметри зародження, росту й збереження алмазу, тому її показники дають змогу відобразити перспективні структури на поверхні. Геолого-геофізичне вивчення глибинної будови алмазоносних регіонів світу показало, що для них характерна аномальна будова сіалічної оболонки: потужність літосфери 200–250 км, земної кори – 35–45 км із потоншеним базальтовим шаром та потовщеним гранітним, що свідчить про здіймання поверхонь Мохо й Конрада, а тепловий потік інтенсивністю 30–40 мВт/м^2. Поля алмазоносного магматизму тяжіють до областей мінімумів магнітного поля.

Глибинна будова Кіровоградського блока УЩ виділяється поєднаннями високошвидкісної й високощільної мантії та базифікованої земної кори із областю аномальних сейсмічних, щільнісних, електричних та теплових параметрів, аналогічно проявлених в алмазоносних провінціях світу [266]. Блок має максимальну як для УЩ потужність літосфери – 200–250 км та земної кори – 35–45 км [266, 267]. Середні показники регіонального поля теплового потоку 30–40 мВт/м^2, що свідчать про «холодну» літосферу [268]. Натомість ділянкам молодої платформної активізації відповідають локальні додатні аномалії теплового потоку – 63 мВт/м^2. Вони пов'язані з глибинним теплом, джерелом якого є поширений на глибині астеноліт з зонами часткового плавлення порід земної кори і верхньої мантії [269]. Виявлений просторовий зв'язок мінімумів магнітного та гравітаційного полів із субгоризонтальними зонами підвищеної електропровідності є перспективним для розшуків полів трубок (рис. 6.1).

За даними Ю.І. Федоришина [270], у Кіровоградському блоці УЩ наявні регіональні неоднорідності у вигляді градієнтних зон нахилів окремих сейсмічних поверхонь – наскрізні мантійно-корово-стовбурові зони проникності, які слугували транспортними каналами для мантійних розплавів. Ученим виділено також ділянки із високим ($\geq$ 0,6–0,8) ступенем лейкократовості земної кори, тобто підвищеною потужністю гранітного (й діоритового) шару, що дає змогу окреслити поля вірогідної локалізації ендогенної алмазоносності.

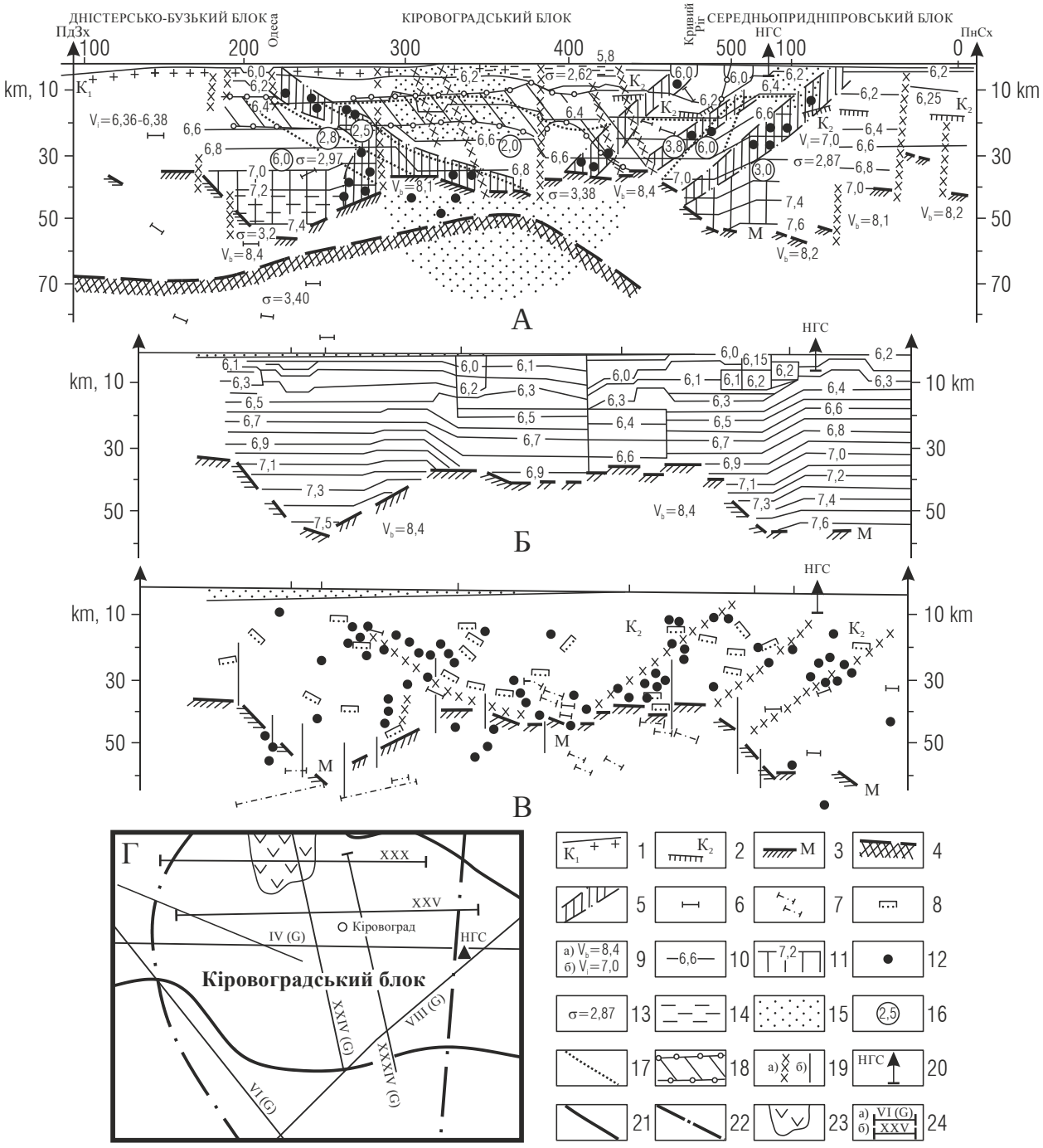


Рис. 6.1. Геолого-геофізична модель літосфери центральної частини УЩ (геотраверс VIII), за даними О.А. Трипільського і М.В. Шарова [266]:

А – комплексна геофізична модель; **Б** – швидкісна модель; **В** – сейсмічний розріз; **Г** – оглядова схема положення профілів ГСЗ. ***1*** – поверхня кристалічного фундаменту; ***2*** – поверхня давнього протофундаменту; ***3*** – поверхня Мохо; ***4*** – протоастеносфера; ***5*** – сейсмічні неоднорідності у вигляді порівняно пологих розломних зон у земній корі; ***6*** – відбивні поверхні сейсмічних хвиль у земній корі; ***7*** – відбивні поверхні у верхній мантії; ***8*** – відбивні поверхні в земній корі й довірчі інтервали їхньої побудови; ***9*** – пластові *(а)* і пограничні *(б)* швидкості; ***10*** – ізошвидкості, *км/с*; ***11*** – породний комплекс у низах земної кори зі швидкістю 7 *км/с* і більше («базальт»); ***12*** – точки дифракції; ***13*** – щільність, *г/см*^{3}; ***14*** – ущільнені зони; ***15*** – розущільнені зони; ***16*** – ефективна намагніченість, *А/м*; ***17*** – межі блоків з різною намагніченістю; ***18*** – зона підвищеної електропровідності; ***19*** – розломи; ***20*** – Криворізька надглибока свердловина; ***21*** – контури щита; ***22*** – межі мегаблоків УЩ; ***23*** – Корсунь-Новомиргородський плутон; ***24*** – геотраверси *(а)* і профілі ГСЗ *(б)*.

Структури експлозивного походження в геофізичних полях відображені *локальними* трубкового типу поодинокими ізометричними та здвоєними гантелеподібними в плані від'ємними гравіаномаліями (до –0,8 мГл) й додатними магнітними аномаліями (від декількох до 50–60 нТл) розміром 0,6–1,0 км, що нерідко утворюють ланцюжки вздовж розломів на тлі знакозмінних полів [271]. Як-от, Суботцівська трубка фіксована від'ємною гравіаномалією (–0,5 мГл) та додатною магнітною аномалією (113 нТл) зі зміщенням епіцентру на 400 м (рис. 6.2). Просторово з ними асоціюють контрастні лінійно-вузькі гравімагнітні аномалії переривчасто-поясної будови, що позначають дайки лужно-ультраосновних (до 15–35 нТл) або/і основних помірнолужних (до 80–170 нТл) порід завдовжки до десятків кілометрів. Дайки чітко диференційовані за щільнісними й магнітними властивостями на тлі вмісних гранітів та гнейсів – від від'ємних значень (Зеленогайська трубка) до 10–20 нТл (Грузьке поле).

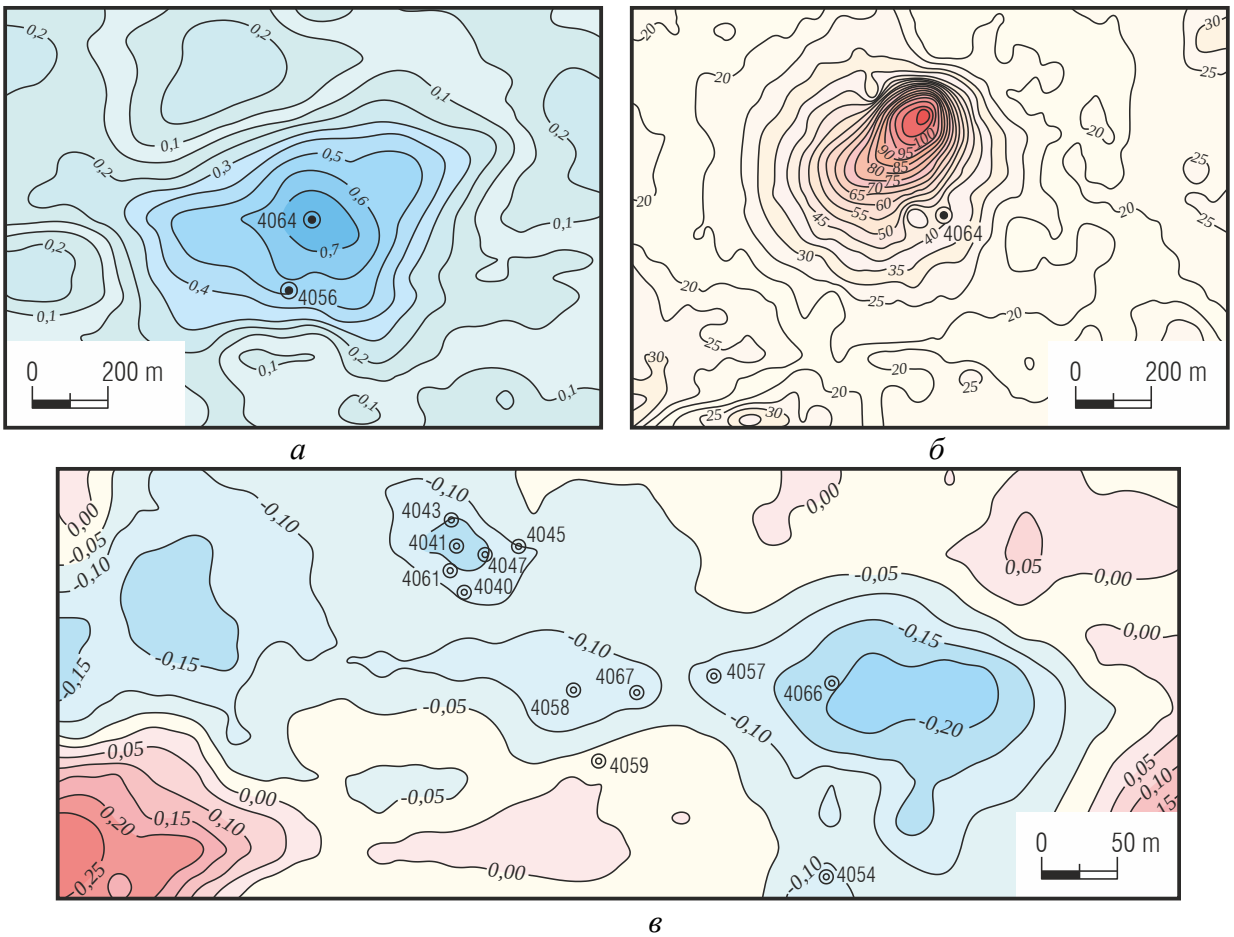


Рис. 6.2. Особливості суміщення гравітаційного *(а)* й магнітного *(б)* полів над Суботцівською трубкою та морфологія гравітаційного *(в)* поля над здвоєною трубкою Лісова-Східна (за даними ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія»)

Геолого-формаційні критерії. Вони є одними з найважливіших та ключових під час *регіональної* прогнозної оцінки територій, оскільки відображають особливості складу, будови та закономірності поширення перспективних рудоконтролювальних структур і формацій – демонструють зв'язок зруденіння із геологічними, у тім числі алмазоносними формаціями. Усі інші критерії потрібно застосовувати обов’язково із урахуванням специфіки прогнозованого типу експлозивно-уламкової формації. Нами чітко простежено зв'язок алмазоносності з магматогенними формаціями та петрологічним складом порід.

Виконаний формаційний аналіз засвідчив, що в Кіровоградському блоці виявлено три первинних магматогенних формації: кімберлітова, лампроїтова та лампрофірова з чітко вираженою алмазною спеціалізацією. Тобто, конкретні прояви алмазоносного лужно-ультраосновного магматизму реалізовані у вигляді цих трьох формацій (чинник магматичного контролю). Подібність тектонічного положення, деталей будови, складу, петро- й геохімічних особливостей тіл та закономірностей поширення формацій, незалежно від їхнього просторового положення й віку, засвідчують їхній генетичний зв'язок з джерелами, які розташовані в підкоровому субстраті – верхній мантії.

Усі вивчені автором прояви алмазів пов’язані із породними членами цих трьох формацій. Із петрологічного погляду до них зараховано кімберліти, кімберлітоподібні породи й пікрити (кімберлітова формація), лампроїти й лампроїтоподібні породи (лампроїтова формація) та мінети (лампрофірова формація). Структурно-речовинні особливості абстрактних формацій розглянуто в розділі 2 (див. табл. 2.1), конкретних – у розділі 3 (див. табл. 3.2). Їхнє значення для розшуків і оцінки алмазоносності нерівноцінне. Серед них найперспективніші лампроїтоподібні породи, перспективні мінети і кімберлітоподібні брекчії, а до низькоперспективних та навіть безперспективних породних комплексів належать слюдисті кімберліти і пікрити, пікритові порфірити, вогезити, псевдолейцитові лампроїти. Алмазоносність порід лампрофірової формації вивчена недостатньо, утім відомо, що за перспективністю вона поступається кімберлітовій і лампроїтовій формаціям, тому автор розглядає її лише

як резервний об’єкт під час оцінки рудоносності блока. Безперечно ці породи є чіткими індикаторами флюїдизатно-експлозивної діяльності та одночасно у них безпосередньо локалізовані алмази. Указаним формаціям притаманна трубчаста та плоска, січна щодо структури вмісних порід морфологія тіл, брекчієва будова за незначного розвитку масивних їхніх різновидів, з іноді неоднорідно зональною макроструктурою (із елементами багатофазності) та формування в умовах тектогенезу земної кори за провідної ролі процесів ТМА.

Відтак, перспективними для розшуків ендогенних проявів алмазів даного геолого-генетичного типу, поза сумнівом, є площі поширення брекчієвих порід цих формацій. Однак наявність на оцінювальній території перспективних алмазоносних формацій є необхідним, утім ще не достатнім чинником позитивної оцінки. У зв’язку з цим важливе значення має виявлення закономірних зв’язків формацій з їхніми «локальними і вузьколокальними» особливостями.

Закономірності знаходження алмазів у брекчієподібних породах цих формацій, що визначають *локальні* та *вузьколокальні* критерії, вивчені порівняно слабко. Утім серед них можна виділити найголовніші для прогнозної оцінки:

1. Найсприятливішими для концентрації алмазу є гіпабісальні діатремові тіла площею до 1,5–2,5 км^2, складені ультраосновними породами типу кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. Грузьке поле експлозивних тіл лампроїтоподібних порід (лампроїтова формація) та Рівненські тіла мінет (лампрофірова формація) багатші алмазами за породні члени кімберлітової формації, як-от, Тернівський і Родіонівський прояви кімберлітоподібних порід;

2. Приуроченість алмазів до експлозивних брекчій. Серед порід алмазоносних формацій за інших рівних умов, вірогідно, найперспективнішими є ті, що складені погано відсортованим матеріалом та характеризуються порівняно більшою загальною насиченістю ксеногенних уламків. Наприклад, до них належать глинисто-дрібноуламкові й валунно-брилові брекчії лампроїтоподібних порід трубок Грузького поля та алмазоносні брекчійовані мінети (ерупативні брекчії) з уламками меланократових мінет і гранітоїдів новоукраїнського типу, на відміну від слабкоалмазоносних масивних їхніх різновидів;

3. Присутність головної мінеральної асоціації (алмаз–муасаніт–ільменіт–хромшпінелід–циркон–апатит–магнітні кульки) та близькість комплексу другорядних мінералів. Монтморилонітовий склад глинистого цементу брекчій;

4. Наявність у розрізах алмазоносних тіл Лелеківського й Щорсівського, а також Суботцівського, Лісового та Зеленогайського проявів автолітів і уламків мантійного походження, що складені гарцбургітами, лерцолітами, верлітами, еклоґітами, з якими зазвичай генетично пов’язані алмази;

5. Накладені на лампроїтоподібні породи Зеленогайської й інших трубок Грузького поля, кімберлітоподібні породи Тернівської й Родіонівської трубок низькотемпературні гідротермальні процеси (гізингеритизація, серпентинізація, хлоритизація, аргілізація тощо) та звітрювання, що іноді покращує технологічні властивості їхнього пробовідбирання з вилученням дрібних алмазів;

6. Чіткий просторовий зв'язок алмазоносних проявів із дрібними тілами (штоками) й поясами дайок основних-ультраосновних порід – піроксенітами, перидотитами, діабазами, трахітами, помірнолужними габроїдами, сієнітами, камптонітами, пікритами та ін., а також палеовулканічними спорудами і продуктами вулканізму підвищеної лужності. Отож, сприятливими є дайкові системи Знам’янсько-Устинівського поля (табл. 6.3), а також ореоли поширення вулканогенно-осадових відкладів райгородської світи, особливо локальні ділянки збільшення їхньої потужності з наявністю лінз червоно-бурих туфів і туфобрекчій – продуктів окиснення вулканічного валу закратерного викиду;

7. Ступінь еродованості перспективних тіл тісно пов'язаний із поведінкою зруденіння на глибину і має важливе рудоконтролювальне значення. Так як алмази локалізовані головно у верхній (кратерно-мааровій) частині Грузької, Лісової, Суботцівської, Зеленогайської трубок, а з глибиною їхні концентрації помітно знижені або навіть відсутні, то значна ерозія алмазоносних тіл знижує вірогідність їхнього виявлення. Відтак, найперспективнішими є найменше еродовані трубки. Однак зниження вмісту алмазів може бути зумовлено й зміною різновидів експлозивних брекчій лампроїтоподібних порід або/і різким переходом у глибинно-підвідний канал штокверкоподібного типу.

Таблиця 6.3

Загальна характеристика основних-ультраосновних порід Кіровоградського блока УЩ [272], які з позицій матеріалів автора можуть бути потенційно алмазоносними

№ за пор.	Географічне положення рудопроявів	Геолого-структурна позиція	Геологічні умови утворення	Морфотипія і морфометрія тіл	Вмісні породи	Вірогідний вік утворення тіл	Мінеральні асоціації
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	**Новопавлівський** прояв піроксен-тремолітових порід (керн св. 6586, 6588, 6611)	Північно-західна окраїна Новоукраїнського гранітоїдного масиву в зоні впливу Звенигородсько-Ганнівського глибинного розлому	Ксеноліти гнейсової товщі рощахівської світи, що збереглися серед гранітоїдів	Субпаралельні лінзоподібні тіла меридіонального простягання потужністю від 0,4 до 60,0 м	Біотитові гнейси	PR_2 (1700–2000 млн. р.)	Тремоліт, гіперстен, біотит, тальк, апатит
2.	**Піщанобрідський** прояв піроксенітів і горнблендитів (відслонення і керн двох свердловин)	Братська синкліналь у зоні Звенигородсько-Ганнівського глибинного розлому	Поле поширення гнейсової товщі рощахівської світи, що прорвана аплітпегматоїдними гранітами	Згідні лінзоподібні тіла у вигляді останців-ксенолітів міжпластових інтрузій завдовжки перші десятки метрів і потужністю 6–15 м	Аплітпегматоїдні граніти з численними ксенолітами гнейсів	Вік вмісних порфіроподібних і жильних гранітів 1540–1560 млн. р. (K-Ar метод по біотиту); пегматитів серед кіровоградських гранітоїдів 1880–2130 млн. р. (U-Th-Pb метод); гнейсів – 1500–1850 млн. р. (K-Ar метод по біотиту) та 1430–1990 і 2010–2720 млн. р. (U-Th-Pb метод)	Піроксен (діопсид, гіперстен), амфібол (рогова обманка), олівін, біотит, магнетит, ільменіт, плагіоклаз (анортит-лабрадор), апатит, сфен

Продовження табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
3.	**Липнязький** прояв серпентин-тремолітових порід (керн св. 3166)	Братська синкліналь у зоні впливу Звенигородсько-Ганнівського глибинного розлому	Останці гнейсової товщі рощахівської світи, що збереглися у вигляді ксенолітів серед порфіроподібних гранітоїдів кіровоградського типу	Крутоспадне лінзопластоподібне тіло субмеридіонального простягання завдовжки близько 1000 м і потужністю до 50–60 м	Біотитові гнейси, амфіболіти, кварцити	Вік ксенолітів метаморфічних порід 1640 млн. р., вмісних порфіроподібних гранітів 1560 млн. р. (K-Ar метод по біотиту)	Тремоліт, серпофіт, зелена шпінель, хлорит та ін.
4.	**Ворошилівський** прояв габро-перидотитів амфіболізованих (керн св. 1235, 1438 і відслонення)	Контактова зона зчленування Приінгульської синкліналі і Долинського гранітоїдного масиву (Ворошилівське дайкове поле)	Поле розвитку гнейсової товщі чечеліївської світи і гранітоїдів кіровоградського комплексу	Січні дайки субширотного простягання завдовжки сотні метрів і потужністю до 10–15 м	Біотит-амфіболові гнейси і порфіроподібні гранітоїди кіровоградського типу	PR_3 (1400–1500 млн. р.)	Піроксен (енстатит, авгіт), плагіоклаз (лабрадор), олівін, бура рогова обманка, біотит, магнетит, ільменіт, апатит, сфен, серпентин, ідингсит, тальк, хлорит
5.	**Новогригорівський** прояв пікритів (керн п’яти свердловин)	Зона контакту Приінгульської синкліналі і Долинського масиву гранітоїдів (Новогригорівський дайковий пояс)	Поле поширення сланцево-гнейсової товщі чечеліївської світи і палінгенних гранітоїдів кіровоградського комплексу	Січна дайка субширотного простягання завдовжки до 5–6 км (за геофізичними даними) і потужністю близько 20 м	Біотит-амфіболові гнейси і порфіроподібні гранітоїди кіровоградського типу	PR_3 (1300–1400 млн. р.)	Олівін, авгіт, основний плагіоклаз, рогова обманка, магнетит, ільменіт, біотит, хлорит, серпентин, тальк

Продовження табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
6.	**Новгородківський** прояв порід ультраосновного складу – камптонітів? (керн св. 7891, 7893, 7882)	Приінгульська синкліналь (Новгородківський дайковий пояс)	Поле розвитку гнейсової товщі чечеліївської світи і палінгенних гранітоїдів кіровоградського комплексу	Січні дайки широтного і субширотного простягання потужністю до 10–15 м	Біотит-амфіболові гнейси і порфіроподібні гранітоїди кіровоградського типу	Не встановлений. За аналогією з дайками основних порід 1000–1700 млн. р., якщо з лампрофірами (мінетами) – 260–300 млн. р.	Авгіт, амфібол, біотит, плагіоклаз (альбіт), хлорит, ільменіт, магнетит, титаномагнетит, апатит, кальцит, сфен і ін.
7.	**Верблюзький** прояв пікритів–перидотитів (керн св. 780)	Приінгульська синкліналь (Новгородківський дайковий пояс)	Поле розвитку сланцево-гнейсової товщі чечеліївської світи і гранітоїдів кіровоградського комплексу	Січна дайка субширотного простягання завдовжки до 3–4 км (за геофізичними даними) і потужністю до 20–25 м	Біотитові гнейси	PR_2 1800 млн. р. (K-Ar метод по біотиту)	Олівін, клінопіроксен, амфібол, флогопіт, серпентин, магнетит, карбонат, тальк, хлорит, біотит
8.	**Шарівський** прояв пікритів–габро-перидотитів (керн св. 764 і 769)	Приінгульська синкліналь (Новгородківський дайковий пояс)	Поле розвитку гнейсової товщі чечеліївської світи і палінгенних гранітоїдів кіровоградського комплексу	Січна дайка субширотного простягання завдовжки до 15 км і потужністю до 20–25 м	Граніти, гнейси	PR_3 (1300–1400 млн. р.)	Діопсид, олівін, бура рогова обманка, біотит, основний плагіоклаз, магнетит, тальк, хлорит
9.	**Кіровоградський** прояв пікритів і слюдистих пікритів (відслонення і керн декількох похилих свердловин)	Північно-східна окраїна Новоукраїнського масиву в зоні Лелеківського глибинного розлому	Поле поширення гранітоїдів Кіровоградського масиву	Січна крутоспадна дайка завдовжки декілька кілометрів і потужністю 8–10 м	Граніти і мігматити кіровоградського комплексу	PR_3 1100–1300 млн. р. (K-Ar метод по породі)	Олівін, піроксен, плагіоклаз, хлорит, біотит, магнетит, серпентин, тальк

Продовження табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
10.	**Суботцівський** прояв перидотитів та амфіболових порід – змінених піроксенітів (керн св. 6390, 6395–6397, 6407)	Приінгульська синкліналь у зоні поперечної Суботцівсько-Мошоринської зони глибинних розломів широтного простягання	Контакт гранітоїдів кіровоградського типу з гнейсовою товщею спасівської світи	Лінзоподібне тіло (донизу розгалуження на два останці) завдовжки до 500 м і потужністю до 50 м	Біотитові гнейси, сірі порфіроподібні граніти і мігматити	Перидотиту 1880 млн. р. (K-Ar метод по породі); амфіболової породи – 1830–2100 млн. р. (K-Ar метод по породі, роговій обманці і біотиту)	Діопсид, олівін, уралiт, флогопіт, магнетит, біотит, хлорит, плагіоклаз, магнетит і ін.
11.	**Знам'янський** прояв габродіабазів (керн св. 12002, 12064)	Приінгульська синкліналь у зоні Кучерівського розлому північно-західного простягання	Поле розвитку гнейсової товщі чечеліївської світи і палінгенних гранітоїдів кіровоградського комплексу	Січні дайки субширотного простягання завдовжки сотні метрів і більше та потужністю перші метри	Гнейси, граніти, мігматити	PR_2 1820 млн. р.	Клінопіроксен, плагіоклаз (лабрадор-бітовніт і анортит), амфібол, зелена, іноді бура рогова обманка, зелена слюда, біотит, магнетит, апатит та ін.
12.	**Цибулівський** прояв лампрофірів-камптонітів (керн св. 375)	Приінгульська синкліналь у зоні поперечної Цибулівської зони розломів субширотного простягання (пояси дайок)	Поле розвитку метасоматично змінених гранітоїдів кіровоградського комплексу	Кулісоподібні січні дайки субширотного і широтного простягання завдовжки до 3,5–5 км і потужністю до 50 м	Порфіроподібні граніти кіровоградського типу і біотит-амфіболові гнейси	$PR_{2–3}$	Піроксен (діопсид, авгіт), рогова обманка (баркевикіт), біотит, плагіоклаз (альбіт, олігоклаз), апатит, сфен, циркон, хлорит

Продовження табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
13.	**Юхимівський** прояв інтенсивно змінених пікритів і камптонітів (керн св. 1287, 1238 і 4572)	Північна частина Приінгульської синкліналі	Поле розвитку гранітоїдів кіровоградського типу	Дві дайки, потужність яких перевищує, відповідно, 27,0 і 15,0 м	Порфіроподібні граніти і мігматити кіровоградського комплексу	$PR_{2–3}$	Релікти оливіну, орто- і клінопіроксен, бура рогова обманка, біотит, сфен, плагіоклаз, магнетит, титаномагнетит, апатит, тремоліт, актиноліт, хлорит, гідрослюди
14.	**Іванівський** прояв окварцьованих порід основного–ультраосновного складу (керн св. 1010)	Приінгульська синкліналь	Поле розвитку гнейсів спасівської світи	Згідне лінзоподібне тіло потужність якого перевищує 50 м	Гнейси	PR_3 1545 млн. р. (K-Ar метод)	Актиноліт, рогова обманка, біотит, хлорит, гідрослюди, жильний кварц, сульфіди (пірит, піротин)
15.	**Омельницький** прояв хлорит-талькових і карбонат-хлорит-талькових сланців (керн св. 3-ГС)	Омельницька синкліналь в контактовій частині Західно-Інгулецької перехідної зони і Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому	Тальковий горизонт скелюватської світи криворізької серії	Крутоспадне пластове тіло (горизонт) субмеридіонального простягання потужністю 5 м	Конгломерат-сланцеві товщі (кварцитоподібні пісковики, філітоподібні сланці, конгломерати)	PR_1	Тальк, хлорит, карбонати, магнетит, ільменіт, рутил, флогопіт, апатит, пірит

Закінчення табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7	8
16.	**Камчатський** прояв хлорит-тремолітових і хлорит-актинолітових сланців та серпентинізованих олівін-тремолітових ультрабазитів (вивчений детально за керном свердловин)	Південне периклінальне замикання і східне крило Жовторічинської брахіантикліналі субмеридіонального простягання	Стратиграфічний розріз метапіщано-сланцевої новокриворізької світи криворізької серії	Серія згідних, пологих (15–25º) і крутоспадних (30–60º) пластових і лінзоподібних тіл площею декілька сотень кв. м і невитриманої потужності, головно 5–10 м, а в роздувах до 25 м	Слюдисті і гранат-слюдисті кварцити, біотитові, силіманіт-біотитові і графіт-біотит-силіманітові гнейси і сланці, залізисті кварцити, джеспіліти	PR_1	Тремоліт, актиноліт (іноді з антофілітом), хлорит (часто з біотитом), плагіоклаз, олівін, серпентин, турмалін і ін.
17.	**Райпільський** прояв серпентин-тремолітових і тремолітових порід, подекуди жильних олівінових піроксенітів (керн 12 свердловин)	Західно-Інгулецька перехідна зона купольних структур	Стратиграфічний розріз сланцево-залізисто-кременистої товщі криворізької серії	Згідне пластове тіло завдовжки 2,0 км і потужністю 50–130 м	Силіманіт-біотитові гнейси, подекуди амфіболіти і гнейси, залізисті кварцити	PR_2 1700–2000 млн. р.	Серпентин, тремоліт, хлорит, релікти олівіну, піроксени (бронзит, діопсид), магнетит, ільменіт, сфен, апатит, шпінель (плеонаст), тальк
18.	**Мусіївський** прояв еруптивних брекчій пікритового складу (керн св. 16184–16188)	Родіонівська синкліналь (прогин)	Поле розвитку ритмічної піщано-сланцевої товщі родіонівської світи, що утворили синкліналь	Крутоспадна (48–55º) січна дайка	Кристалосланці з графітом, кварцитоподібні метапіскovики, мармури	PR_3 1200–1600 млн. р.	Хлорит, флогопіт, біотит, тремоліт, магнетит пилуватий, тальк, апатит, монтморилоніт, нонтроніт

Натомість значна денудація трубок сприяла концентрації алмазів у перекривних осадових товщах і формуванні розсипів. Тому правильна оцінка рівня ерозійного зрізу має неабияке значення під час визначення ступеня збереження потенційних ендогенних родовищ алмазів у зв'язку зі зменшенням розмірів тіл з глибиною, а також масштабів розсипної алмазоносності.

Глибину ерозійного зрізу алмазоносних трубок можна встановити за рельєфом і глибиною залягання фундаменту, еволюцією чохла в просторі і часі, а також виявленням палеогеографічної й палеотектонічної обстановок у різні геологічні епохи. Тому важливим є вивчення уламків із органічними рештками, з'ясування їхнього літологічного складу, умов осадонагромадження, фаціальної і стратиграфічної належності. Це дає змогу отримати дані про потужність, будову й склад осадового чохла району в період прояву експлозивної діяльності і як результат реконструювати картину історії осадонагромадження й денудації осадових товщ у період після утворення трубок.

Геохронологічні критерії. Ці критерії можна впевнено використовувати тільки з урахуванням еволюції розвитку протоплатформи, що чітко фіксовані етапами її активізації та закарбовані в будові і складі формацій. Алмазоносні формації формувалися з середнього протерозою і до раннього палеогену в результаті процесів ТМА протоплатформи, поєднаних з окремими стадіями розвитку прилеглих структур. Нами встановлено, що вони приурочені до трьох великих вікових інтервалів – етапів активізації протоплатформи [34].

Під час *регіонального* прогнозування потрібно врахувати, що аналіз етапів ТМА Кіровоградського блока УЩ та формування в зв'язку з цим алмазоносних формацій показав, що вони виникли в середньому-пізньому протерозої *($PR_{2–3}$)*, середньому-пізньому палеозої *(D–P)* й на межі мезозою-кайнозою *(K_2–P_1^1)*. Максимум виявлених алмазопроявів, у тім числі порівняно найпродуктивніших, припадає на наймолодший пізньокрейдово-палеоценовий етап, менше значення має девонсько-пермський етап. Найбагатшими, мабуть, були докембрійські (середньо-пізньопротерозойські) формації, однак вони зародовані, адже збереглися лише підвідні канали у вигляді дайок і жил.

Розглядаючи *локальні* критерії послідовної зміни тіл алмазоносних формацій у часі привертає увагу певний, узгоджений з розвитком протоплатформи, ступінь їхньої денудації – чинник алмазозбереження. Ерозійний зріз трубкоподібних тіл неоднаковий та визначений перш за все історією геологічного розвитку території їхньої локалізації. У зв'язку зі значним скупченням дайок, у тім числі кімберлітових, у центральній частині Кіровоградського блока УЩ, А.І. Воробей допустив, що вони є корінними частинами (підвідними каналами) значно зародованого середньо-пізньопротерозойського вулкана. Молодші штоко- й трубкоподібні тіла палеозойського віку слабко зародовані, а з пізньої крейди трубки стали основним морфоструктурним типом алмазоносних тіл, у яких зберігся кратер і закратерні викиди. Утім прямого зв'язку між віком структур і масштабами їхньої ерозії нами не встановлено.

Мінералогічні критерії. Вони є узвичаєними й визнаними під час *регіонального* прогнозування ендогенних джерел алмазів. Їхня ефективність значно знижується під час оцінки докембрійських щитів, оскільки шліхові проби переповнені важкими мінералами кристалічної основи. Кімберліти і, особливо, лампроїти деяких провінцій світу помітно збіднені піропом, пікроільменітом й іншими мінералами-супутниками алмазу. Відтак розшуки в регіонах, у яких тип алмазоносних порід полігенний, у тім числі за присутності нетрадиційних (лампрофірових) їхніх типів, а нагальною задачею є скорочення розшукових площ і вибір перспективних ділянок для детального пробовідбирання, вимагають розробки принципово інших мінералогічних чинників.

Регіональні мінералогічні критерії торкаються мінералів-супутників алмазу. У породах алмазоносних формацій Кіровоградського блока УЩ, окрім традиційних піропу й пікроільменіту, присутні окремі мінерали зі своєрідним зовнішнім виглядом, хімічним складом і фізичними властивостями. Оскільки алмаз завжди наявний у породах формацій разом із цими мінералами, в умовах протоплатформи їх також можна зачислити до парагенетичних мінералів-супутників алмазу. Це муасаніт, ільменіт, хромшпінелід, магнітні і скляні кульки-сферули, циркон, апатит, діопсид, піроп-альмандин, тетраферифлогопіт,

слюда біотит-флогопітового ряду, лужні амфіболи (калієві рихтерит, арфведсоніт), рутил, санідин, самородні золото, мідь тощо. Декотрі з них пов'язані з алмазом генетично, адже наявні в ньому у вигляді включень [273–275].

Важливими *локальними* мінералогічними критеріями та ознаками оцінки перспектив алмазоносності Кіровоградського блока УЩ є наявність алмазів у корінному заляганні й дочетвертинних і четвертинних перспективних осадових колекторах (ореолів розсіювання). Площі найбільшої концентрації алмазів є першочерговими для деталізації розшукових робіт. Відтак треба враховувати всі особливості алмазу – морфологію, ступінь збереження, тріщинуватість, наявність уламків та осколків (табл. 6.4). Ці дані дають змогу з'ясувати моно- чи полігенність джерел надходження й орієнтовне їхнє знаходження.

Отож, наявність алмазів та вказаних вище найпоширеніших мінералів у шаруватих осадових відкладах чохла Кіровоградського блока УЩ може бути додатковим свідченням його перспективності на розшуки алмазних родовищ. Виявлення нестійких під час перенесення мінералів (олівін, серпентин, піроксени, слюди, зростання мінералів, тріщинуваті зерна, зернисті агрегати) вказують на близькість їхнього ендогенного джерела.

Геохімічні критерії. Експлозивно-уламкові формації характеризуються геохімічними особливостями, які також можна використати як додаткові *вузьколокальні* критерії для оцінки їхньої алмазоносності, а іноді й ступеня перспективності. Найбільше ефективним є деталізований аналіз вмістів некогерентних (K, Ti, P, Rb, Sr, Zr, Ba, U, TR) елементів у породі й визначення їхніх співвідношень та виявлення статистичних кореляційних зв'язків між некогерентними й когерентними (Fe, Mg, Ni, Co, Cr) елементами. Одначе прогнозування та перспективна оцінка алмазоносності на щитах із застосуванням геохімічних методів є малоефективними в зв'язку з доволі несприятливими геологічними й ландшафтно-геохімічними умовами здійснення літохімічних розшуків. Відтак перекриття алмазоносних тіл молодшими осадовими відкладами та значний відсоток основних–ультраосновних порід в геологічній будові району все ж обмежує вірогідність використання геохімічних критеріїв.

Таблиця 6.4

Характерні особливості алмазів ендогенних рудопроявів Кіровоградського блока УЩ (за даними Г.А. Калашник і ін. [181, 276, 277] із доповненнями автора)

Досліджені алмазоносні рудопрояви, їхня назва і структурно-петрологічна суть	Порівняльна характеристика алмазів				
	Кристаломорфометрична			Кристалооптична	
	Ступінь збереження	Габітусні форми	Розміри кристалів і найпоширеніших уламків	Прозорість, наявність включень, колір	Фотолюмінесцентні ефекти
1	2	3	4	5	6
Лелеківська дайка кімберлітів	Тріщинуватий і розколений з збереженням менше половини зерна	Кубо-октаедричний із гладкими й блискучими гранями	0,22×0,21×0,15 мм	Напівпрозорий, із чорними твердими мікровключеннями, блідо-жовтий	Дуже слабкі, невиразні*
	Тріщинуватий і розколений з гострими ребрами	Октаедричний з незначним сплощенням по осі L_3	0,19×0,18×0,14 мм	Прозорий, з чорними твердими мікровключеннями, зеленкувато-сірий	Не люмінесціює
	Уламок із збереженими фрагментами двох граней	Октаедричний	0,07×0,07×0,05 мм	– « –	– « –
Щорсівська дайка кімберлітів	Помітне штрихування на поверхні	– « –	Три мікрокристали розміром 0,074 мм	Жовто-зелений	–*
Родіонівська трубка кімберлітоподібних порід	Роз'їдені грані зі штрихуванням і примазками графіту	Октаедричний з однією скошеною вершиною	0,3 мм	Водяно-прозорий, безбарвний	–
Тернівська трубка кімберлітоподібних порід	Трикутні пластинки росту черепичної скульптури на поверхні граней, іноді округлі, оплавлені зерна	Кубічний, іноді кубододекаедричний із випуклими гранями і притупленими вершинками	Декілька кристалів розмірами 0,1–0,8 мм	Прозорий, безбарвний з відтінками жовтого, зеленого, блакитного; іноді непрозорий, із чорними мікровключеннями графіту, димчастий	Жовто-червоно-оранжева
Грузькі трубки лампроїтоподібних порід	Уламок зі східчасто-шаруватими утвореннями на поверхні сколів	Псевдогексагональний пластинчастий (тип Слоан)	0,3 мм	Мікровключення пластинок графіту, світлий жовтувато-зелений	–*

Продовження табл. 6.4

1	2	3	4	5	6
Грузькі трубки лампроїтоподібних порід	Майже цілий, не пошкоджений, на деяких гранях зі слабким штрихуванням	Ромбододекаедричний у вигляді складного багатогранника	0,2 мм	Мікровключення графіту, зеленкувато-жовтий із сильним алмазним блиском	–*
	Гострокутні осколки неправильної форми	Ускладнено-октаедричний	Три уламки розмірами 0,1–0,2 мм	Світло-зеленкувато-жовтий з алмазним блиском	–
	Пошкоджений із протогенетичним відколюванням	Октаедр–ромбододекаедричний перехідної форми шпінелевого двійника	1,40×1,20×0,90 мм	Чорні тверді включення, сірий	Жовто-оранжева, 578 нм, S1, N3
	Осколки зі свіжим механічним відколюванням і горбкуватою поверхнею	Октаедр-ромбододекаедричний зі смугами пластичної деформації	Шість уламків розмірами 0,10–0,25 мм	Чорні тверді включення, димчастий, жовтий	Блакитна, лілова, N3, 490,7 нм, 715 нм, H4, H3
	– « –	Октаедричний	0,2 мм	– « –	– « –
Лісовий прояв трубок лампроїтоподібних порід	Уламок по спайності	– « –	0,3×0,18	Чорні тверді мікровключення, зеленкувато-сірий	Не люмінесціює
	Осколки	Призматичний, округлий, клиноподібний	П’ять уламків розмірами 0,1–0,2 мм	Трав’яно-зелений, жовто-зелений	Дуже слабкі, невиразні
	Площина сколювання з паралельним штрихуванням	Октаедроподібний з шорсткуватою поверхнею грані	0,15–0,16 мм	Мікровключення графіту, безбарвний, злегка сірувати й	–
Оситнязький прояв трубок лампроїтоподібних порід	Розколений зросток двох кристалів з гострими ребрами	Домінантний октаедричний з гладкими, блискучими гранями	0,25×0,21×0,18 мм	Прозорий, з чорними твердими включеннями, зеленкувато-сірий	Не люмінесціює
Суботцівська трубка лампроїтоподібних порід	Гострокутні осколки неправильної форми, подекуди з реліктами граней	Кубо-октаедричний із гладкими або матованими поверхнями граней	46 уламків розмірами 0,1–0,2 мм	Округлі чорні мікровключення, світлий зеленкувато-жовтий	–

Закінчення табл. 6.4

1	2	3	4	5	6
Суботцівська трубка лампроїтоподібних порід	Уламки й цілі зерна, утім овалізовані, пошкоджені, обламані, тріщинуваті і розколені з дрібними кавернами	– « –	22 кристали розмірами 0,2–0,5 мм	Напівпрозорий, подекуди із чорними пластинчастими мікровключеннями, зональний жовто-зелений і сіруватo-зелений	Не люмінесціюють або слабко в жовто-зелених тонах*
	На шорсткуватій поверхні граней і площин сколювання дрібні тріщинки і вибоїни	Октаедроподібний з матовим блиском	Чотири уламки розмірами 0,6–0,8 мм і один розміром 0,25 мм	Значна кількість чорних мікровключень, безбарвний	Димчаста синьо-зелена, іноді яскраво-блакитна
Зеленогайська трубка лампроїтоподібних порід	Уламки з шорсткуватими поверхнями граней, корозійними западинками й тріщинами	Псевдогексагональний тонкопластинчастий (тип Слоан) з неправильно-кутастими обрисами	12 уламків розмірами 0,1–0,3 мм	Чорний, сірий, чорно-сірий, жовтуватий і безбарвний	Оранжева і червонувато-оранжева**
Рівненський прояв субвулканічних тіл (дайки, штоки, трубка) лужних лампрофірів	Уламок з відколюванням по спайності	Октаедричний овалізований	0,2 мм	Безбарвний	Інтенсивна блакитна
	– « –	Домінантний октаедричний	0,1×0,2 мм	Безбарвний із слабким зеленкуватим відтінком	Не люмінесціює
	– « –	– « –	Близько 40 кристалів розмірами <0,05–0,20 мм	Тверді включення муасаніту, піральспіту, безбарвні із зеленкуватим і сірим відтінками, зелені, сірі	80 % не люмінесціюють, решта слабко*

Примітки: Разом з алмазами кімберлітового і лампроїтового типів у лампроїтоподібних породах Лісового (керн св. 4061, 4065, 4045, 4049, інт. 95,1–131,0 м) і Суботцівського (керн св. 4056) проявів за даними мінералого-термохімічного аналізу виявлено (мінералог Л.О. Соломатіна, КП «Кіровгеологія», м. Київ) десятки дрібних (0,1–0,5 мм) кристалів, що ідентифіковані (О.Ю. Палкіна, В.М. Квасниця) як синтетичні, загублені алмазними буровими коронками. Кристали, позначені зірочкою теж уважають синтетичними, двома зірочками – імпактні. Натомість геолого-структурні і мінералого-генетичні особливості їхнього знаходження в трубкоподібних тілах центральної частини Кіровоградського блока УЩ і деяких алмазоносних районів світу (Північний Урал, кімберлітове поле Слоан, шт. Колорадо–Вайомінг у США) засвідчують їхнє природне ендогенне походження (мантійні еклогіти й перидотити) [278, 279].

Утім підкреслимо, що алмазоносні кімберліти, лампроїти й мінети відрізняються від ультрабазитів своєрідною й притаманною тільки для них петрохімічною подібністю та майже ідентичною геохімічною спеціалізацією [182], які є стійкими для всіх інших алмазоносних утворень Кіровоградського блока УЩ незалежно від їхнього просторового положення й віку. До таких типоморфних мікроелементів належать Cr, Ni, Mg [183]. У зв'язку з цим, до геохімічних критеріїв розшуків «сліпих» трубкових тіл автор відніс асоціацію Cr, Ni та Mg, яка утворює локальні геохімічні аномалії із фіксованими підвищеними вмістами (понад 2–3 кларки) у породах експлозивно-уламкових алмазоносних формацій. Найпоказовішими є їхні мультиплікаційні показники.

Морфогенетичні критерії. Із позицій запропонованої генетичної моделі ці критерії для Кіровоградського блока УЩ розроблено вперше. Ґрунтуються вони на тому, що деякі особливості генезису та механізми формування алмазоносних структур і формацій можна виявити з урахуванням морфометрії уламкового матеріалу (коровими й мантійними ксенолітами та їхніми мінеральними зернами) і в зв'язку з цим припустити глибину, вмісне середовище, механізми проникнення й умови утворення трубкоподібних тіл [35].

На відміну від осадових, магматичних чи тектонічних брекчій, для флюїдизатно-експлозивних порід типові уламки, що мають вигляд обкатаних, подібних на валуни й гальку [280]. Кутасті лише великі (до перших метрів) відторженці стінок і міліметрові осколкоподібні зерна. Округлі й еліпсоподібної форми величезні несортовані валуни, що наявні в трубках лампроїтоподібних порід Кіровоградського блока УЩ, невідомі ні в яких утвореннях іншого генезису. В експлозивних брекчіях кратерних частин Тернівської, Грузької, Лісової, Оситнязької, Суботцівської і Зеленогайської трубок переважають витягнуті динеподібні еліпсоїди обертання, є й майже цілком правильні сфероїди. Їхня кількість подекуди становить понад 50–60 %. Специфічну еліпсоїдальну форму типу валунно-галькових уламків мають рудоносні трубки і дайки штатів Юта й Арізона в США, Рудного Алтаю, Закарпаття, Кольського півострова, Якутії та ін. [281–284].

Аналогічно з цих позицій привертають увагу зерна із блискучою глянцевою («льодяниковою», «оплавленою», «полірованою») поверхнею, що інколи трапляються в мінералогічних пробах. Головно округлі кристали кварцу, піроп-альмандину, циркону, корунду, ільменіту, мікросферули самородних металів із такою морфологією подібні до обсмоктаного льодяника.

З нашого погляду подібне згладжування форм уламків порід і, особливо, мінералів та наявність на їхній поверхні ознак механічного зношування – розвиток «льодяникових» скульптур треба пояснювати обертальними рухами в газовому струмені, у якому уламки перебували в підвішеному стані в специфічних фізико-хімічних умовах. Це пов’язано також з агітацією (від англ. *agitate* – збуджувати, будоражити) – інтенсивною поверхнево-механічною обробкою та взаємодією між уламками (стиранням, шліфуванням, оббиттям, зіткненням, ерозією із виколюванням ямок) за типом піскоструминної абразії під впливом кородувальної дії перегрітих газів. Цей процес подібний до віброгалтування, який застосовують у ювелірній справі. «Віброгалтування» матеріалу здійснювалося під час його багатокілометрового транспортування внаслідок обертальних рухів уламків у турбулентному газовому потоці, а поліровані поверхні виникли за рахунок абразивної дії мізерного попелового матеріалу. Із наявних у трубках ксенолітів «найобкатанішими» є найглибші, що транспортовані з мантії, утім швидкість їхнього переміщення була дещо нижчою через значну питому вагу. «Обкатування» уламкового матеріалу свідчить, що процеси флюїдизації розтягнуті в часі, тобто «ступінь згладжування», вірогідно, пропорційна часу їхнього перебування в газовому струмені.

6.2. Головні критерії розшуків екзогенної алмазоносності

З погляду розсипної алмазоносності головними є: а) чіткий речовинний зв'язок розсипів з корінними джерелами, з яких вони виникли; б) взаємозв'язок з короутворенням, наступним перерозподілом і диференціацією речовини в басейнах осадонагромадження і діагенезом сформованих товщ.

Під час регіонального прогнозування важливо врахувати тип ендогенної алмазоносної формації, що визначає склад, будову та, певною мірою, продуктивність прогнозованих алмазоносних розсипищ. Закономірності ж їхнього поширення, ступінь збереження алмазів і форма рудних тіл залежать від палеогеографічних, палеогеоморфологічних, літолого-стратиграфічних і фаціальних передумов, віку осадонагромадження. Необхідними геологічними умовами утворення кір звітрювання є тривалий період континентального звітрювання, а чинником збереження – відсутність інтенсивних процесів денудації.

На Східноєвропейській платформі потужне короутворення проявилося в девонсько-ранньокам'яновугільну та ранньокрейдову епохи [284]. У зв'язку з цим у верхніх частинах трубкоподібних тіл можна очікувати виявлення алмазоносних кір звітрювання цього віку у вигляді «жовтої» і «синьої землі». Натомість попри сприятливі склад порід, структурно-тектонічні і гідрогеологічні умови, рельєф місцевості й тривалість розвитку, на УЩ та Кіровоградському блоці зокрема, відсутні потужні, повні й зрілі кори звітрювання по алмазоносних породах. На це вказує глинисто-гідрослюдистий (каолініт, монтморилоніт, галуазит, вермикуліт) її профіль у вигляді слабко сортованого щебенисто-жорств'яного елювію незначної потужності (перші метри), притаманний лісостеповій зоні середніх широт з помірнотеплим кліматом. У таких кліматичних умовах формування кір звітрювання було несприятливим і практичного значення вони не мають. Подекуди закартовано локальні ділянки поширення латеритних кір субтропічних зон аридного клімату з бобово-оолітовими «бокситоподібними породами» по лапілі-попелово-туфогенних відкладах кратерних фацій трубок Грузького поля. Вони утворюють лінзи і лінзоподібні тіла потужністю перші метри та є лише індикаторами потенційної алмазоносності, так як мають ознаки автоліт-лампроїтових туфобрекчій.

Зазначені чинники екзогенної алмазоносності визначили особливості її прогнозування й дали підстави вдосконалити геолого-структурні (і геоморфологічні), палеогеографічні (і фаціальні), стратиграфічні, літологічні та інші критерії формування алмазоносних розсипів (табл. 6.5).

Таблиця 6.5

Критерії прогнозування екзогенної алмазоносності центральної частини УЩ

Регіональні критерії	Рівень перспективності досліджених об'єктів		
	Високоперспективні	Перспективні	Низькоперспективні і безперспективні
Геолого-структурні (і палеогеоморфологічні)	Успадковані прогини чохла тривалого розвитку над зонами зчленування блоків фундаменту, локальні конседиментаційні депресії у вигляді своєрідних акумуляційних пасток	Палеодолини над зонами підвищеної тріщинуватості порід фундаменту, від'ємні форми рельєфу (депресії) різного генезису і таксономічного рангу	Виражені в рельєфі та значні за площею структури палеопіднять (виступи блоків фундаменту), інші додатні структури чохла
Палеогеографічні (і фаціальні)	Прибережно-морські і лагунні обстановки в умовах теплого субтропічного клімату та диференційованих тектонічних рухів в області знесення й акумуляції, окраїнні прибережні зони мілководних морських палеобасейнів	Континентальні обстановки в умовах помірнотеплого гумідного клімату та слабкої тектонічної активності, річкові палеодолини, їхні алювіальні фації (дельтова, руслова, долинна, терасова)	Умови континентального суходолу, пляжні зони дрібних виступів суходолу
Стратиграфічні	Олігоцен-міоценовий (полтавська серія) етапи розсипоутворення	Міоцен-пліоценовий (балтська світа), середньоеоценовий (бучацька світа), ранньокрейдовий (верстви смілянські) та середньоюрський етапи розсипоутворення	Четвертинний етап розсипоутворення
Літологічні	Наявність базальних грубоуламкових горизонтів теригенних товщ, складених конгломератами, галечниками, грубозернистими пісками	Різнозернисті кварцові і каолінисті піски	Дрібнозернисті піски та глини
Мінералогічні	Знахідки алмазів і його парагенетичних мінералів-супутників у четвертинних і дочетвертинних відкладах зі слабко вираженим механічним зношуванням, високі їхні концентрації на локальних ділянках	Наявність у четвертинних відкладах і проміжних колекторах алмазів і його алювіальних мінералів-супутників, які близькі до нього за абразивною і хімічною стійкістю	Відсутність будь-яких або наявність поодиноких зерен мінералів-супутників алмазів з ознаками інтенсивного механічного зношування

Геолого-структурні критерії. Усі відомі перспективні розсипи локалізовані в чохлі центральної частини УЩ, в області поширення ендогенних алмазоносних формацій. Вагоме значення відтак мають структури палеопіднять [19], що виникли в етапи ТМА й представляють виступи блоків докембрійського фундаменту. Вони є областями знесення пухкого алмазоносного матеріалу й закартовані за скороченими потужностями розрізів і фаціальними ознаками седиментаційних товщ. У їхніх межах грубоуламкові відклади екзогенних формацій мають незначну потужність, розвинуті локально чи взагалі відсутні. Отож, найсприятливішими для утворення розсипищ є успадковані прогини чохла – глибокі западини тривалого розвитку, що поширені головно над зонами зчленування блоків фундаменту та приурочені до зон розломів. Вони сформувалися в періоди відносного тектонічного спокою, що супроводжувалися опусканням окремих ділянок та виконували роль акумуляційних пасток.

З палеогеоморфологічного погляду найперспективнішими є від'ємні форми рельєфу різного генезису й рангу, у яких міг накопичуватися алмазоносний матеріал. Сприятливі порівняно пологі палеодолини та акумулятивні депресії, які чітко успадкували впродовж тривалого часу напрями давніх річок, що були закладені по регіональних тектонічних зонах. Річкові течії підсилювали процес диференціації алмазоносного піску за розміром і питомою вагою. При цьому чим тривалішими були періоди стабільного збереження однотипної обстановки, тим продуктивнішими будуть накопичені за цей час розсипи. У центральних частинах басейнів седиментації поширення розсипної алмазоносності визначене локальними конседиментаційними депресіями, конфігурацією палеодолин (перегини повздовжнього профілю русла, глибокі врізання), напрямом річкових течій і іншими палеогеоморфологічними чинниками.

Палеогеографічні критерії. Палеогеографічна реконструкція фаціальної обстановки розсипоутворення показує, що всі концентрації алмазів і його стійкі супутні мінерали тяжіють до континентальних палеорічок та окраїнних прибережних зон мілководних морських палеобасейнів. Алмазоносні континентальні формації мають вагоме практичне значення. Вони пов'язані із алю-

віальними (руслова, терасова, дельтова) фаціями та розвивалися в умовах тектонічної активності й помірнотеплого гумідного клімату від середньоюрського до четвертинного періоду за рахунок багаторазового перемивання й перевідкладання слабко звітрілих алмазовмісних порід і вторинних колекторів.

Однак найсприятливіша для утворення розсипів теригенна прибережно-морська фація, котра розвивалася в умовах мілководно-морської обстановки в олігоцен-міоценовий час. Вона формувалася вздовж протяжних узбережь різної конфігурації з розвитком різноманітних форм рельєфу в умовах диференційованих тектонічних рухів і наявності значної кількості теригенних відкладів, винесених палеорічками з суходолу в прибережну зону. У результаті діяльності прибою, берегових течій здійснювалася досконала гранулометрична і мінералогічна диференціації алмазоносного уламкового матеріалу.

Стратиграфічні критерії. У центральній частині УЩ перспективні алмазоносні розсипища сформувалися в мезокайнозойський етап розвитку Землі. Вони визначені стратиграфічним інтервалом J_2–Q. Усього автором виділено сім етапів розсипоутворення: 1) середньоюрський, 2) ранньокрейдовий, 3) середньоеоценовий, 4) олігоценовий, 5) міоценовий, 6) пліоценовий і 7) четвертинний. Найперспективнішими серед них є олігоцен-міоценовий (полтавська серія) і міоцен-пліоценовий (балтська світа) етапи. Порівняльний аналіз власне осадових алмазоносних формацій різного віку демонструє еволюцію в часі процесів розсипоутворення: акумуляційні області переміщувалися із палеодолин континентального суходолу з відкладанням алювіальних вугленосно-теригенних товщ у прибережні мілководні зони морських басейнів з гравеліто-гравійно-піщаним, глинисто-піщаним осадонагромадженням. На сучасному етапі розсипи виникали на континенті в долинах і межиріччях сучасних річок. Так проявлений просторовий (накладений) зв'язок розсипної алмазоносності з ендогенними проявами алмазів Грузького поля трубок (див. рис. 4.2).

Літологічні критерії. Вони визначають характер і склад осадових товщ, синхронних розсипам. Розсипища є складовою осадових серій гумідного платформного ряду, асоціюють з континентальними різнозернистими кварцови-

ми й каолінистими пісками. У фаціальному ряді в бік суходолу вони заміщені каолінистими глинами, а в бік басейну осадонагромадження – морськими мілководними верствами кварц-глауконітових пісків та глин з залізо-манґановим бобовинням, мергелів, опок, бокситів. Найсприятливішими є базальні грубоуламкові горизонти осадових товщ (конгломерати, гравеліти, галечники, грубозернисті піски), що позначають початок великих циклів седиментогенезу.

Мінералогічні критерії. Як і для розшуків ендогенних проявів для прогнозування розсипної алмазоносності мають значення ті ж критерії – знахідки алмазу та його парагенетичних мінералів-супутників. Утім, через їхню незначну зносостійкість до механічного переміщення та хімічного звітрювання прямою розшуковою ознакою є лише наявність у розсипах кристалів алмазу.

Отож, схарактеризоване вище таке різномасштабне (1:500 000–1:50 000) змістовно-комплексне прогнозування алмазоносності протоплатформ підтвердило раціональність запропонованої формаційної класифікації й обґрунтованість використаних критеріїв і ознак. Вони дають змогу послідовно розділити територію Кіровоградського блока УЩ (і схожих до нього Волинського й, за нашими даними, Західноприазовського [32, 33]) на *високоперспективні, перспективні* та *низько- й безперспективні ділянки*, а на перспективних об’єктах прогнозувати родовища алмазу певних формаційних та геолого-промислових типів. На цій основі з урахуванням даних інших дослідників і виробничих організацій (ГРЕ №37, ДП «Центрукргеологія») у центральній частині УЩ виділено щонайменше три десятки потенційно алмазоносних ділянок різного ступеня перспективності (рис. 6.3). Згідно з нашими матеріалами, найперспективнішими є Лісова, Грузька, Суботцівська, Зеленогайська і Рівненська ділянки.

Хоча економіко-геологічне значення Кіровоградського блока УЩ з огляду на розвиток мінерально-сировинної бази України нині чимале, утім із урахуванням алмазної спеціалізації воно може бути в найближчому майбутньому ще значнішим, а географічне розташування і ступінь освоєння території дають підстави сподіватися на залучення виявлених проявів у розвідку. Усі передумови для цього є.

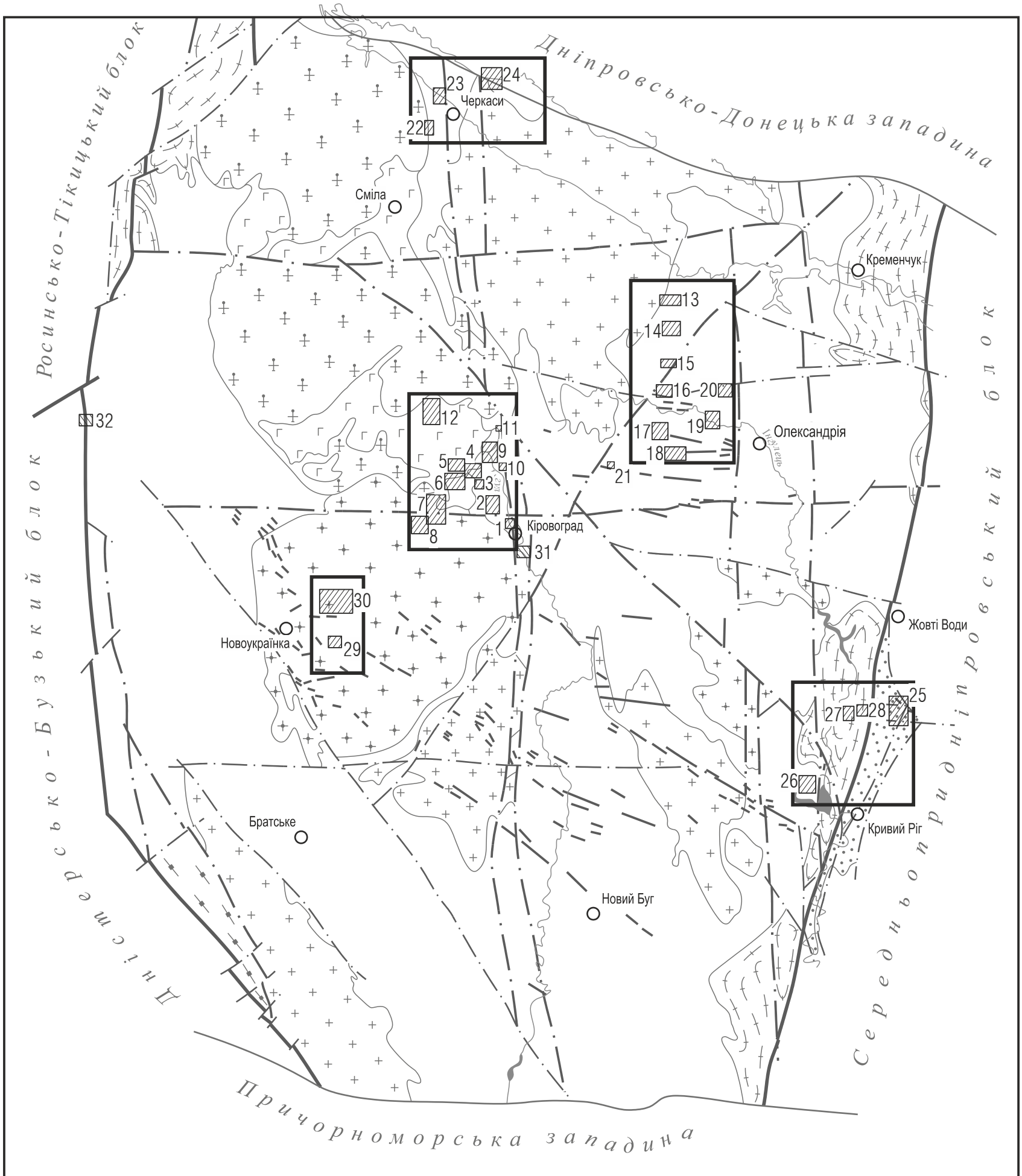


Рис. 6.3. Прогнозно-геологічна схема поширення ендогенної алмазоносності протоплатформного Кіровоградського блока УЩ із залученням матеріалів ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія» та ДП «Центрукргеологія» НАК «Надра України» (геолого-формаційна основа за даними Є.М. Лазька та ін., 1991):

1 – релікти архейських чарнокіт-гранулітового *(а)* та плагіограніт-амфіболітового *(б)* СФК у крайових частинах блока; ***2*** – поля розвитку нижньопротерозойських гнейсосланцевих товщ інгуло-інгулецької серії; ***3*** – масиви гранітоїдів нижньопротерозойських новоукраїнського *(а)* і кіровоградського *(б)* комплексів; ***4*** – габро-анортозити *(а)* й граніти рапаківі *(б)* середньопротерозойського корсунь-новомиргородського комплексу; ***5*** – ранньопротерозойський міжблоковий Криворізький прогин; ***6*** – Знам'янсько-Устинівське поле поширення дайок основних і ультраосновних порід; ***7*** – міжблокові розривні порушення; ***8*** – внутрішньоблокові провідні *(а)* та другорядні *(б)* розломи; ***9*** – північна і південна межі контурів Кіровоградського блока УЩ; ***10*** – перспективні поля (і ділянки) поширення алмазоносних та потенційно алмазоносних проявів кімберліт-лампроїтового магматизму: ***Кіровоградське*** (1 – Лелеківська, 2 – Щорсівська, 3 – Північно-Щорсівська, 4 – Оситнязька, 5 – Північно-Оситнязька, 6 – Лісова, 7 – Грузька, 8 – Грузька-Західна, 9 – Родниківська, 10 – Пушкінська-1, 11 – Пушкінська-2, 12 – Ясинуватська), ***Зеленогайське*** (13 – Стецівська, 14 – Берестівська, 15 – Зеленогайська, 16 – Дмитрівська-1, 17 – Дмитрівська-2, 18 – Ясинуватська-2, *19* – Бандурівська, 20 – Захарівська-2, 21 – Суботцівська), ***Черкаське*** (22 – Руськополянська, 23 – Свидівоцька, 24 – Іркліївська), ***Інгулецько-Криворізьке*** (25 – Тернівська, 26 – Родіонівська, 27 – Златопільська, 28 – Миролюбівська), ***Новоукраїнське*** (*29* – Рівненська, *30* – Захарівська); ***11*** – перспективні ділянки проявів алмазів метаморфогенного походження: *31* – Клинцівський, *32* – Павлівський.

ВИСНОВКИ

Дисертація є завершеним науковим дослідженням. Основні наукові й практичні результати комплексного вивчення алмазоносних формацій протоплатформного Кіровоградського блока УЩ та висновки, отримані стосовно перспектив розшуків родовищ алмазів, методології виділення алмазоносних формацій, їхнього геолого-структурного і структурно-речовинного аналізу, визначення геологічної послідовності утворення, генезису й розробки критеріїв і ознак прогнозування, можна сформулювати так.

1. На підставі опрацювання найрізноманітнішого фондового й опублікованого матеріалу, регіональних глибинних геолого-геофізичних досліджень літосфери, структурно-тектонічного аналізу докембрійського фундаменту, результатів комплексного структурно-формаційного розчленування геологічних тіл підтверджено, що Кіровоградський блок за локалізацією алмазоносних структур і формацій належить до перспективних на розшуки родовищ алмазів протоплатформних структур УЩ.

2. Виявлено головні закономірності приуроченості алмазів до геологічних експлозивно-уламкових формацій і сприятливих структур їхньої локалізації. З'ясовано, що вирішальне значення для аналізу алмазоносності має вивчення складу та внутрішньої структури формацій, а також спрямованості їхньої зміни, вікового чергування, об'єму породних членів, металогенічної спеціалізації тощо. Сприятливим з погляду алмазоносності є значний діапазон порід парагенетичного «ізоморфного» ряду за провідної ролі утворень лампроїтової групи. Відтак характерним є стійкий тренд до підвищення лужності, що розпочинається з породних утворень кімберлітової формації.

3. Виконані автором детальне польове картування відслонень і керна свердловин, шліхомінералогічне пробовідбирання, а також комплексне вивчення речовинного складу закономірних породних парагенезисів, особливостей їхньої внутрішньої будови, морфометрії тіл, які складені породами різних петрографічних груп, дали змогу визначити, що в основі ранньопротерозойської

протоплатформної структури Кіровоградського блока поширені ендогенні алмазоносні формації головно магматогенної групи. Їхні структурно-речовинні особливості (петроструктурні риси, петрохімічні, мінералого-геохімічні й інші параметри) з різним ступенем детальності вивчено на десяти алмазопроявах: Лелеківському, Щорсівському, Родіонівському, Тернівському, Руськополянському, Грузькому, Лісовому, Суботцівському, Зеленогайському і Рівненському. Вони належать до кімберлітової (Лелеківський, Щорсівський, Родіонівський, Тернівський), лампроїтової (Руськополянський, Грузький, Лісовий, Суботцівський, Зеленогайський) і лампрофірової (Рівненський) геологічних формацій. Найперспективнішими з погляду виявлення нових проявів і навіть родовищ є алмазоносні формації лампроїтової групи.

4. Геологічні та структурно-тектонічні передумови для формування ендогенних алмазоносних формацій були закладені в ранньому докембрії ще на етапі становлення протоплатформного режиму. Формації виникали під час етапів активізації, які в Кіровоградському блоці відбувалися з середнього протерозою до палеоцену. Геохронологічно вони синхронні трьом епохам ТМА: середньо-пізньопротерозойській, середньо-пізньопалеозойській (девон–перм) і мезокайнозойській (пізня крейда–палеоцен). Про це свідчать літологічні, структурно-формаційні та вікові особливості утворень, до яких приурочені алмазоносні формації. Найпродуктивнішим у центральній частині УЩ був пізньокрейдово-ранньопалеогеновий етап, який доволі багатий на прояви лампроїтового вулканізму. У межах Корсунь-Новомиргородського плутону та його східної периферії вірогідне виявлення цілої провінції фанерозойського вулканізму, у тім числі потенційно алмазоносного. Це першочерговий об’єкт для розшуків і вивчення післяпротерозойських вулкано-плутонічних комплексів. Руйнування ендогенних алмазоносних формацій відповідних епох ТМА спричинило утворення різновікових фанерозойських, у тім числі сучасних, розсипищ. Відтак, найпродуктивніші алмазоносні розсипи в осадовому чохлі центральної частини УЩ сформувалися в олігоцен-міоценову (полтавська серія) і міоцен-пліоценову (балтська світа) епохи. Утім для розшуків нових перспек-

тивних колекторів алмазу заслуговують на увагу середньоюрські (байоський і батський яруси), нижньокрейдові (смілянські верстви, верстви Виржиківського), середньоеоценові (бучацька світа) і четвертинні відклади.

5. Наведені в дисертації фактологічні матеріали структурно-формаційних, мінералого-петрографічних, петрохімічних і геохімічних досліджень дають аргументовані підстави прийняти вже визнану думку про те, що формування ендогенних алмазоносних формацій зумовлено, найвірогідніше, розвитком флюїдизатно-експлозивних процесів, пов'язаних з мантією. Результати цих досліджень спростовують уявлення про тектонічну й геодинамічну стабільність платформ, їхню «амагматичність». Інтерпретація зібраних матеріалів дає змогу передбачити функціонування активних флюїдизатно-експлозивних систем, пов'язаних із впливом надглибинних процесів на ділянки породо- й рудоутворення. Утворення алмазів не є винятковим явищем у геологічній історії Землі. Вони нерідко генетично і структурно асоціюють з іншими корисними копалинами, які походженням пов'язані з мантією.

6. Вивчення алмазоносних формацій протоплатформного Кіровоградського блока методами структурно-формаційного аналізу дало змогу цілеспрямовано виділити на його території високоперспективні, перспективні, низько- і безперспективні ділянки, а на перспективних об'єктах – прогнозувати родовища алмазу певних формаційних і геолого-промислових типів. Алмазорозшукові роботи необхідно деталізувати на Грузькому полі експлозивних структур (Грузька, Лісова, Оситнязька ділянки), Суботцівській та Рівненській ділянках. Для цього розроблено певні критерії регіонального, локального й вузьколокального прогнозування ендогенної алмазоносності: структурно-тектонічні, геофізичні, геолого-формаційні, геохронологічні, мінералогічні, геохімічні, морфогенетичні.

7. Рекомендації автора стосовно вдосконалення схем збагачення, обробки й вивчення шліхових проб, а також перспектив виявлення родовищ алмазу та інших корисних копалин мантійного походження у структурах земної кори центральної частини УЩ прийнято до використання в ГРЕ №37 КП «Кіров-

геологія», що дало змогу залучити до розшукових робіт нові потенційно рудоносні території. Це підтверджено актами впровадження від ГРЕ №37 КП «Кіровгеологія», яка схвалює продовження в ЛНУ імені Івана Франка наукових досліджень у зазначеному напрямі, пов’язаному зі стратегією уряду зі зміцнення мінерально-сировинної бази України.

Отже, завдяки вивченню алмазоносних формацій у дисертаційній роботі зроблено висновок про багатостадійність формування осередків ультраосновного-лужного магматизму. Це дає змогу коректніше підходити до моделювання процесів рудогенезу й оцінювати масштаби їхнього поширення на протоплатформних структурах, а також переглянути й окреслити шляхи підвищення ефективності прогнозно-розшукових робіт на таку економічно вигідну сировину, як алмаз. Виконані дослідження, отримані результати й накопичений досвід свідчать про потенційну промислову алмазоносність Кіровоградського блока УЩ та вселяють сподівання на продовження робіт у цьому напрямі й успішне вирішення алмазорозшукових задач.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 3. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые / Н.С. Шатский. – М.: Наука, 1965. – 348 с.
2. Металогенія золота протоплатформних структур Українського щита (Кіровоградський блок) / Г.М. Яценко, О.В. Гайовський, Є.М. Сливко, О.М. Братчук, О.І. Мархай, П.Ф. Якубенко, В.Г. Яценко. – К.: Логос, 2009. – 243 с.
3. Кіровоградський протон – потенційно алмазоносна структура Українського щита / Г.М. Яценко, О.М. Братчук, Є.М. Сливко, В.Г. Яценко, А.І. Росихіна, О.В. Гайовський // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2002. – Вип. 16. – С. 3–17.
4. Структурно-формаційне районування протерозойських протоплатформ (на прикладі Кіровоградського блока Українського щита) / Г.М. Яценко, О.М. Братчук, Є.М. Сливко, В.Г. Яценко, О.В. Гайовський // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2004. – Вип. 18. – С. 39–48.
5. Умови формування та вік потенційно алмазоносних формацій північного заходу України (Прип'ятський вал та Ковельський виступ) / Г.М. Яценко, В.Г. Яценко, А.І. Росихіна, Т.О. Павлюк, Є.М. Сливко, В.О. Лавро, О.В. Гайовський // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2004. – Вип. 18. – С. 184–189.
6. Формації кімберліт-лампроїтового ряду на Гайворон-Завалівській площі (Український щит) / Г. Яценко, В. Яценко, О. Гайовський, В. Кислюк, А. Росихіна // Мінерал. зб. – 2005. – № 55, вип. 1–2. – С. 90–104.
7. Про походження теригенного матеріалу льодовикових відкладів Волині / Г. Яценко, Т. Павлюк, В. Яценко, В. Лавро, О. Гайовський // Гляціал і перигляціал Волинського Полісся: 13 україн.-польський семінар: матеріали. – Львів: ВЦ Львів. ун-ту, 2005. – С. 105–106.
8. Гайовський О. Крейдовий етап активізації та потенційно алмазоносні формації Кіровоградського і Дністерського протонів / О. Гайовський //

Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі XXI століття: наук. конф., присвячена 60-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка: тези доп. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – С. 24–26.

9. Магматизм і флюїдизатно-експлозивні прояви неовулканізму в зв'язку з рудоносністю Прикарпатських структур / Г. Яценко, С. Бекеша, О. Гайовський, І. Яценко // Континентальний неовулканізм Альпійської складчастої зони Східної Європи: Міжнар. наук.-практ. конф.: тези доп. – К.: Київ. ун-тет імені Тараса Шевченка, 2013. – С. 60–61.
10. О возможных проявлениях алмазов уральского (бразильского) типа на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, С.Н. Бекеша, О.В. Гайовский, И.Г. Яценко // Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Судакские геологические чтения IV (IX) [Междунар. науч.-практ. конф.]: материалы. – Киев: Академпериодика, 2013. – С. 9–11.
11. Флюидизатно-эксплозивные процессы и минерагения юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, С.Н. Бекеша, О.В. Гайовский, И.Г. Яценко // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений: Всеросс. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. Н.А. Шило (1913–2008): материалы. – М.: ИГЕМ РАН, 2013. – С. 63.
12. Особливості мінерагенії південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (від схилу Українського щита до Карпат) / Г. Яценко, С. Бекеша, О. Гайовський, І. Яценко // Мінералогія: сьогодення і майбуття: 8 наук. читання імені акад. Є. Лазаренка [присвячено 150-річчю заснування каф. мінералогії у Львів. ун-ті]: матеріали. – Львів–Чинадієве: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – С. 179–181.
13. Флюїдизатно-експлозивний рудогенез і мінерагенія окраїни Східноєвропейської платформи в межах України / Г. Яценко, С. Бекеша, О. Гайовський, І. Яценко // Мінерал. зб. – 2015. – № 65, вип. 2. – С. 55–61.

14. Мінералогічні особливості флюїдизатно-експлозивних утворень / Г. Яценко, Є. Сливко, А. Росихіна, В. Яценко, О. Гайовський // Мінералогія: історія, теорія і практика: міжнар. наук. конф., присвячена 140-річчю кафедри мінералогії Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка: тези доп. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – С. 79–80.
15. Мінеральні угруповання флюїдизатно-експлозивних утворень у зв'язку з проблемою нетрадиційних алмазоносних формацій (Український щит) / Г.М. Яценко, В.Г. Яценко, О.В. Гайовський, В.О. Лавро, Г.Р. Кіник // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2006. – Т. 3. – С. 205–207.
16. Яценко Г.М. Про мінеральні кластитові складові порід флюїдизатно-експлозивних структур / Г.М. Яценко, О.В. Гайовський, В.О. Лавро // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2008. – Вип. 22. – С. 25–29.
17. Минеральные сообщества флюидизатно-эксплозивных и родственных им пород и руд (Украинский щит) / Г.М. Яценко, О.В. Гайовский, Е.М. Сливко, И.Г. Яценко, В.А. Лавро // Коренные и россыпные месторождения алмазов и важнейших металлов: Междунар. науч.-практ. конф.: тез. докл. – Симферополь: ПолиПРЕСС, 2008. – С. 91–95.
18. Мінералогічні особливості рудоносних порід чохла Кіровоградського блока Українського щита на прикладі теригенно-глинистої алмазоносної формації / Г. Яценко, М. Кирьянов, Г. Калашник, О. Гайовський, Є. Сливко, І. Яценко, Л. Соломатіна // Мінерал. зб. – 2009. – № 59, вип. 1. – С. 144–159.
19. Флюїдизатно-експлозивні та кластитові формації докембрію Українського щита / Г. Яценко, Є. Сливко, О. Гайовський, В. Кислюк, В. Лавро, І Яценко // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2009. – Вип. 23. – С. 47–70.
20. Мінеральні особливості та рудоносність флюїдизатно-експлозивних структур (на прикладі Кіровоградського мегаблока) / Г.М. Яценко, С.М. Бекеша, О.В. Гайовський, І.Г. Яценко // Зап. Укр. мінерал. т-ва. – 2011. – Т. 8. – С. 234–237.

21. Бекеша С.Н. Лампроиты, алмазоносность и рудогенез в Кировоградском блоке Украинского щита / С.Н. Бекеша, О.В. Гайовский, И.Г. Яценко // Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Судакские геологические чтения III (VIII) [Междунар. науч.-практ. конф.]: материалы. – Киев: Академпериодика, 2012. – С. 34–35.
22. Яценко Г.М. Флюидизатно-эксплозивный рудогенез на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, В.Г. Яценко, О.В. Гайовский // Геологія і генезис рудних родовищ України: сучасний стан, нові підходи, проблеми та рішення: наук.-техн. нарада: матеріали. – К., 2004. – С. 41–44.
23. Нові напрями вирішення проблеми алмазів на території України / Г. Яценко, Є. Сливко, А. Росихіна, Т. Павлюк, О. Гайовський, В. Лавро // Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі XXI століття: наук. конф., присвячена 60-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка: тези доп. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – С. 127–128.
24. Яценко Г.М. Сонахождения триады золото–углерод–уран во флюидизитах центральной части Украинского щита / Г.М. Яценко, В.Г. Яценко, О.В. Гайовский // Минерально-сырьевой комплекс Украины и АР Крым. Проблемы. Перспективы: науч. конф., посвящ. 50-летию образования КО УкрГГРИ (ИМР): материалы. – Симферополь: ДиАйПи, 2006. – С. 188–191.
25. Нетрадиционные флюидизатно-эксплозивные потенциально алмазоносные формации Украинского щита / Г.М. Яценко, А.И. Росихина, В.Г. Яценко, О.В. Гайовский, В.А. Лавро / Вулканизм и геодинамика: 3 Всеросс. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ, 2006. – http://earth.jscc.ru/uu2006/avtors/Яценко/Яценко.html.
26. Флюидизатно-эксплозивные процессы и россыпи в платформенных структурах / Г.М. Яценко, В.Г. Яценко, О.В. Гайовский, В.А. Лавро //

Природные и техногенные россыпи. Проблемы. Решения: 3 Междунар. науч.-практ. конф.: труды. – Симферополь, 2007. – С. 147–149.

27. Металогенія золота східної частини Кіровоградського блоку і Криворіжжя / Г.М. Яценко, Є.М. Сливко, О.В. Гайовський, В.Г. Яценко // Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита: 4 наук.-виробн. нарада геологів-зйомщиків України: матеріали. – Дніпропетровськ, 2007. – С. 127–130.
28. Fluidizate-explosive rocks and formations (on the materials of the Ukrainian Shield) / G. Yatsenko, E. Slivko, O. Gayiovsky, V. Lavro, V. Yatsenko // International geological congress: Oslo, 2008. – http://www.cprm.gov.br/33IGC/1260836.html.
29. Золото флюїдизатно-експлозивного типу у фанерозойському чохлі Кіровоградського блока (Український щит) / Г. Яценко, О. Гайовський, О. Братчук, П. Якубенко // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки: наук. конф., присвячена 65-річчю геол. ф-ту Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка: тези доп. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – С. 245–247.
30. Етапи активізації флюїдизатно-експлозивного рудоутворення в аспекті мінерагенії алмазів і золота центральної області Українського щита / Г.М. Яценко, О.М. Братчук, В.Г. Яценко, Є.М. Сливко, І.Є. Шкуренко, О.В. Гайовський // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 31–32. – С. 94–95.
31. Яценко Г.М. Эпохи активизации, флюидизатно-эксплозивной деятельности, формирования кор выветривания и россыпей в фанерозое на Украинском щите / Г.М. Яценко, И.Г. Яценко, О.В. Гайовський // Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения: 13 Междунар. совещ.: тез. докл. – Пермь: Пермский ун-тет, 2005. – С. 332–333.
32. Флюидизатно-эксплозивные структуры и формации Западноприазовского и Кировоградского блоков / Г.М. Яценко, С.Н. Бекеша, О.В. Гайов-

ский, И.Г. Яценко // Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Судакские геологические чтения II (VII) [Междунар. науч.-практ. конф.]: материалы. – Киев: Академпериодика, 2010. – С. 98–100.

33. Эпохи активизации, рудоносные структуры и формации лампроитового типа в архейских и протерозойских блоках Украинского щита. Статья 1. Западно-Приазовский блок / Г.М. Яценко, С.Н. Бекеша, О.В. Гайовский, И.Г. Яценко // Мін. ресурси України. – 2010. – № 4. – С. 27–32.
34. Эпохи активизации, рудоносные структуры и формации лампроитового типа в архейских и протерозойских блоках Украинского щита. Статья 2. Кировоградский блок / Г.М. Яценко, С.Н. Бекеша, О.В. Гайовский, И.Г. Яценко // Мін. ресурси України. – 2011. – № 2. – С. 25–29.
35. Флюїдизатно-експлозивна модель і критерії пошуків родовищ алмазів на території України / Г.М. Яценко, О.В. Гайовський, О.А. Бучковська, В.Г. Яценко // Моделі утворення алмазу та його корінних джерел. Перспективи алмазоносності Українського щита і суміжних територій: Міжнар. наук. конф.: зб. тез. – К., 2012. – С. 231–234.
36. Гаевский О.В. Эпохи активизации Кировоградского протоплатформенного геоблока и формирование алмазоносных формаций / О.В. Гаевский, Г.М. Яценко, С.Н. Бекеша // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: Школа «Щелочной магматизм Земли [31 Междунар. конф.]: тез. докл. – М.: ГЕОХИ РАН, 2014. – С. 28–30. – http://alkaline2010.web.ru/2014/Abstracts/Gaevskiy.html.
37. Hayovskyi O.V. Activation periods of Kirovohrad protoplatform block (Ukrainian shield) and formation of diamond-bearing rocks / O.V. Hayovskyi // Наук. вісник НГУ. – 2015. – № 6. – С. 15–24.
38. Ружицький В.О. Про алмази та перспективи розшуків кімберлітів на Україні / В.О. Ружицький // Геол. журн. – 1961. – Т. 21, вип. 6. – С. 24–35.

39. Гневушев М.А. Находки пиропа в верховьях Днестра / М.А. Гневушев, В.А. Ефремова, Я.Р. Пахло // Материалы по изучению алмазов и алмазоносных районов СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1960. – Вып. 40. – С. 15–20.
40. Алексеева В.П. О пиропе Украины / В.П. Алексеева, Л.Н. Новоселова // Минерал. сб. – 1965. – № 19, вып. 2. – С. 190–197.
41. Алексеева В.П. Состояние изученности алмазоносности Русской платформы / В.П. Алексеева, М.П. Бархатова, М.И. Плотникова // Рудоносность Русской платформы. – М.: Наука, 1965. – С. 130–136.
42. Кашкаров И.Ф. О находке алмазов в титано-циркониевых песках / И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов // Докл. АН СССР. – 1964. – Т. 157. – № 5. – С. 1129–1130.
43. Юрк Ю.Ю. Кристалломорфология и физические свойства алмазов россыпей Украины / Ю.Ю. Юрк, И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов // Минерал. сб. – 1966. – № 20, вып. 4. – С. 490–497.
44. Попередні дані про алмазоносність сучасних відкладів північного узбережжя Азовського моря / Г.К. Єрьоменко, В.В. Борисов, Ю.Ю. Юрк [та ін.] // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1967. – № 1. – С. 9–12.
45. Полканов Ю.А. О находке алмазов в Нижнем Приднестровье / Ю.А. Полканов // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 174. – № 2. – С. 436–437.
46. Алмазоносность зоны сочленения Приазовья с Донбассом / М.Д. Бойчук, А.И. Зарицкий, В.О. Ружицкий, Н.Ф. Стрекозов // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 176. – № 5. – С. 1123–1126.
47. Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы / В.И. Гоньшакова, В.О. Ружицкий, М.Д. Бойчук [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1967. – № 10. – С. 31–46.
48. Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита / [Гл. ред. Н.П. Семененко]. – Киев: Наук. думка, 1968. – 172 с.
49. Піроп з валдайських відкладів північно-західної Волині / О.П. Бобрієвич, Г.І. Смірнов, Л.П. Тарасюк [та ін.] // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1971. – № 10. – С. 867–870.

50. О составе пиропа из разновозрастных кластических отложений Украины / А.П. Бобриевич, Е.П. Грицик, Л.Н. Дружинин [и др.] // Докл. АН СССР. – 1972. – Т. 205. – № 5. – С. 1190–1193.
51. Юрк Ю.Ю. Про алмазоносність сучасних відкладів північно-західного узбережжя Чорного і північного узбережжя Азовського морів / Ю.Ю. Юрк, О.П. Бобрієвич, Г.І. Смірнов // Геологія узбережжя і дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР. – 1972. – Вип. 5. – С. 37–41.
52. Новые данные об алмазоносности неогеновых и современных песчаных отложений некоторых районов Украины / И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов, Г.К. Ерёменко [и др.] // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 179. – № 4. – С. 947–950.
53. Новые данные об алмазоносности песчаных отложений юга Украины и Молдавии / И.П. Яловенко, Ю.А. Полканов, П.Н. Сторчак, И.А. Бирюкова // Геология и рудоносность юга Украины. – Днепропетровск, 1969. – Вып. 2. – С. 109–114.
54. Бобрієвич О.П. Алмазоносність теригенних утворень балтської світи України / О.П. Бобрієвич, Л.М. Дружинін, Г.І. Смірнов. – К.: Наук. думка, 1973. – 170 с.
55. Пиропоносность кластогенных отложений Прикарпатья / А.П. Бобриевич, В.В. Грицик, Е.П. Грицик, Г.И. Смирнов // Геология и вещественный состав руд месторождений Украины: Науч. тр. ИМР. – 1971. – Вып. 4. – С. 95–100.
56. Алмазы песчаных отложений Украины / Ю.Ю. Юрк, И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов [и др.]. – Киев: Наук. думка, 1973. – 167 с.
57. Сохор М.И. Находка гексагональной полиморфной модификации алмаза (лонсдейлита) в россыпях / М.И. Сохор, Ю.А. Полканов, Г.К. Еременко // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 209. – № 4. – С. 933–936.
58. Карбонадо из неогеновых россыпей Украины / Г.К. Еременко, С.И. Кирикилица, Ю.А. Полканов, А.Я. Хренов // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 239. – № 1. – С. 188–191.

59. Перші знахідки алмазу в теригенних кам'яновугільних відкладах Донбасу / О.П. Бобрієвич, М.М. Головко, Л.М. Дружинін [та ін.] // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – № 3. – С. 197–200.
60. Некоторые итоги изучения алмазоносности Донецкого бассейна / С.И. Кирикилица, М.Л. Левенштейн, Н.Ф. Стрекозов, П.И. Тетерюк // Минерал. сб. – 1973. – № 27, вып. 2. – С. 187–191.
61. Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы / [Отв. ред. Н.П. Семененко]. – Киев: Наук. думка, 1970. – 120 с.
62. Тектоно-вулканические депрессии и «трубки взрыва» Припятского вала и западного склона Украинского щита (по геолого-геофизическим данным) / Н.А. Савченко, В.И. Клушин, Р.П. Патрикян [и др.] // Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1976. – С. 80–91.
63. Перша знахідка рифейського алмазу на Україні / М.А. Савченко, О.П. Бобрієвич, Г.І. Смірнов [та ін.] // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1976. – № 5. – С. 414–416.
64. Хромові піропи з теригенних відкладів України / О.П. Бобрієвич, М.М. Головко, Л.М. Дружинін [та ін.] // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1977. – № 6. – С. 487–489.
65. Первая находка алмазов в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы / С.В. Металиди, А.И. Зарицкий, С.Н. Цымбал [и др.] // Минерал. журн. – 1982. – Т. 4. – № 3. – С. 20–29.
66. Кимберлитовые породы Приазовья / [Отв. ред. В.А. Кононова]. – М.: Наука, 1978. – 320 с.
67. Вуйко В.І. Джерела гранатів піропового ряду із сучасних алювіальних відкладів Середнього Придністров’я / В.І. Вуйко, С.М. Цимбал, В.О. Чеботарьов // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1983. – № 3. – С. 3–7.
68. Квасница В.Н. Мелкие алмазы / В.Н. Квасница. – Киев: Наук. думка, 1985. – 216 с.

69. Галимов Э.М. Исследование изотопного состава углерода алмазов Урала, Тимана, Саян, Украины и других районов / Э.М. Галимов, Ф.В. Каминский, И.Н. Ивановская // Геохимия. – 1978. – № 3. – С. 340–349.
70. Мацюк С.С. Новые данные о генетических особенностях коренных источников пиропов из терригенно-осадочных образований Украины / С.С. Мацюк, А.Н. Платонов, А.В. Крюков // Проблемы кимберлитового магматизма: [Сб. науч. трудов]. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 184–191.
71. Новые кимберлитовые тела в Приазовье / А.П. Князьков, В.П. Кривонос, О.Н. Тарасюк [и др.] // Минерагения и прогнозная оценка на твердые полезные ископаемые: республ. конф.: тез. докл. – Киев, 1991. – Вып. 2. – С. 35–36.
72. Князьков А.П. Кимберлитовые породы Приазовья / А.П. Князьков, А.В. Малый // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Междунар. науч.-практ. конф.: труды. – Симферополь, 2000. – С. 102–105.
73. Раздорожный В.Ф. Лампроитоподобные слюдяные ультрамафиты западной части Приазовского блока Украинского щита / В.Ф. Раздорожный, С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Всеукр. міжвід. нарада: тези доп. – К., 1998. – С. 79–81.
74. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза / Г.М. Яценко, Д.С. Гурский, Е.М. Сливко [и др.]. – Киев: УкрГГРИ, 2002. – 331 с.
75. Федоришин Ю.І. Модель прогнозу та пошуків джерел корінної алмазоносності і її реалізація на території Українського щита: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук / Федоришин Юрій Іванович. – К., 2007. – 44 с.
76. Гурский Д.С. Состояние и перспективы поисков коренных алмазных месторождений в Украине / Д.С. Гурский, В.И. Калинин // Прогнозирова-

ние и поиски коренных алмазных месторождений: Междунар. науч.-практ. конф.: труды. – Симферополь, 2000. – С. 6–9.

77. Херасков Н.П. Избранные труды. Тектоника и формации / Н.П. Херасков. – М.: Наука, 1967. – 404 с.
78. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций / Ю.А. Кузнецов. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
79. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации) / Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. – Львов: Вища школа, 1975. – 239 с.
80. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / [Под ред. Д.В. Рундквиста]. – Л.: Недра, 1978. – 607 с.
81. Lagny Ph. Les voyages du diamant au cours des temps: les paléoplacers brésiliens / Ph. Lagny // Géochronique. – 2001. – N. 77. – P. 14.
82. Яценко Г.М. Брекчиевые формации и рудообразование / Г.М. Яценко // Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя: 5 совещ.: тез. докл. – Ужгород: Радянське Закарпаття, 1986. – Ч. 2. – С. 90–91.
83. Яценко Г.М. Эксплозивная геология – новое научное и прикладное направление (аспекты геологической науки XXI века) / Г.М. Яценко // Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі: Міжнар. конф.: тези доп. – К., 1996. – С. 186–187.
84. Яценко Г.М. Новий флюїдизатно-експлозивний тип формацій / Г.М. Яценко // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2005. – Вип. 19. – С. 111–120.
85. Харькив А.Д. Коренные месторождения алмазов мира / А.Д. Харькив, Н.Н. Зинчук, А.И. Крючков. – М.: ОАО «Изд-во «Недра», 1998. – 555 с.
86. Джейкс А. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / А. Джейкс, Дж. Луис, К. Смит. – М.: Мир, 1989. – 430 с.
87. Rock N.M.S. Lamprophyres / N.M.S. Rock. – Glasgow and London: Blackie & Son Ltd, 1991. – 285 p.

88. Харькив А.Д. Геолого-генетические типы алмазоносных магматитов / А.Д. Харькив, Н.Н. Зинчук // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века: Региональная науч.-практ. конф. «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвящ. 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»: материалы. – Воронеж: ВГУ, 2003. – С. 159–162.
89. Вербицкая Н.П. Региональные и локальные закономерности размещения экзогенных месторождений алмаза / Н.П. Вербицкая, М.И. Плотникова. – Л.: Недра, 1971. – 80 с.
90. Алмазоносные формации и алмазоносные районы Украины / А.И. Чашка, О.Н. Тарасюк, Г.И. Смирнов [и др.] // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Междунар. науч.-практ. конф.: труды. – Симферополь, 2000. – С. 81–88.
91. Тектоніка Українського щита / [Г.І. Каляєв, З.О. Крутиховська, Г.В. Жуков та ін.]. – К.: Наук. думка, 1972. – 300 с.
92. Яценко Г.М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита (строение и металлогенические особенности формаций) / Г.М. Яценко. – Львов: Вища школа, 1980. – 140 с.
93. Тектонічна карта України. Масштаб 1: 1 000 000. Пояснювальна записка. Частина І. – К.: УкрДГРІ, 2007. – 96 с.
94. Геолого-структурне районування Українського щита для уточнення стратиграфічної кореляції докембрійських утворень / А.С. Дранник, М.М. Костенко, К.Ю. Єсипчук [та ін.] // Мін. ресурси України. – 2003. – № 1. – С. 26−29.
95. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка) / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк [та ін.]. – К.: УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
96. Формаційний аналіз нижньодокембрійських комплексів Українського щита під час проведення геологознімальних робіт (теоретико-практичні

аспекти). Монографія / О.Б. Бобров, А.М. Лисак, К.І. Свєшніков [та ін.]. – К.: УкрДГРІ, 2006. – 164 с.

97. Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ / Е.В. Павловский // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. – М.: Наука, 1964. – С. 7–14.
98. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / [Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др.]. – Киев: Наук. думка, 1978. – 224 с.
99. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / [Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная и др.]. – Киев: Наук. думка, 2008. – 239 с.
100. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия / Р.Я. Белевцев. – Киев: Наук. думка, 1975. – 232 с.
101. Паранько И.С. Конгломераты в формациях Украинского щита / И.С. Паранько, В.А. Рябенко. – Киев: ИГН АН УССР, 1990. – 55 с. [Препринт / АН УССР, Ин-т геологических наук; 90-14].
102. Лукієнко. О.І. Про метаолістостромне походження «звенигородських» конгломератоподібних утворень / О.І. Лукієнко, В.П. Янченко // Геол. журн. – 2010. – № 4. – С. 88–93.
103. Паранько И.С. Этапы геологического развития и стратиграфия Криворожской структуры / И.С. Паранько, Т.П. Михницкая. – Киев: ИГН АН УССР, 1991. – 51 с. [Препринт / АН Украины, Ин-т геологических наук; 91-10].
104. Болюбах К.А. Глибинна будова центральних районів Українського щита (за геофізичними даними) / К.А. Болюбах. – К.: Наук. думка, 1972. – 95 с.
105. Чекунов А.В. Кіровоградський протоастеноліт / А.В. Чекунов // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1988. – № 2. – С. 27–31.
106. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм / Ю.П. Оровецкий. – Киев: Наук. думка, 1990. – 170 с.
107. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины / В.Б. Соллогуб. – Киев: Наук. думка, 1986. – 184 с.

108. Starostenko V.I. Deep-Seated Structure of the Ukrainian Shield / V.I. Starostenko, I.K. Pashkevych, R.I. Kutas // Mineral. Journ. (Ukraine). – 2002. – Vol. 24. – N 2/3. – P. 111–121.
109. Радзивилл А.Я. Тектоно-магматические структуры неогея (Региональная геотектоника Украины) / А.Я. Радзивилл, В.Я. Радзивилл, В.С. Токовенко. – Киев: Наук. думка, 1986. – 160 с.
110. Гойжевский А.А. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины / А.А. Гойжевский, В.В. Науменко, В.И. Скаржинский. – Киев: Наук. думка, 1977. – 120 с.
111. Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш M-36-XXXIII (Кіровоград) / [Під ред. В.П. Брянського і З.М. Дорковської]. – К.: Центрукргеологія, 2007. – 103 с.
112. Никольский А.П. О расчленении гранитоидов складчатого докембрия Украинского щита при геологическом картировании / А.П. Никольский, А.К. Прусс // Геол. журн. – 1971. – Т. 31. – № 4. – С. 131–145.
113. Никольский А.П. Слюдяные пикриты центральной части Украинского щита / А.П. Никольский // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 215. – № 6. – С. 1451–1453.
114. Кимберлиты Кировоградского геоблока Украинского щита / Н.Н. Кирьянов, В.Ю. Чернов, О.Ф. Макивчук [и др.] // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Всеукр. міжвід. нарада: тези доп. – К., 1998. – С. 96–98.
115. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик, Н.Н. Кирьянов, О.Ф. Макивчук // Минерал. журн. – 1999. – Т. 21. – № 2/3. – С. 22–38.
116. Кімберліти Кіровоградського геоблока (Український щит): спроба класифікації / С.М. Бекеша, М.М. Кир'янов, І.В. Побережська, Ю.І. Федоришин // Мінерал. зб. – 2000. – № 50, вип. 1. – С. 53–57.

117. Щодо перспектив корінної алмазоносності України / О.Н. Тарасюк, Д.С. Гурський, А.І. Чашка [та ін.] // Мін. ресурси України. – 1998. – № 1. – С. 6–9.
118. Петрохімічні свідчення наявності кімберлітів алмазоносних популяцій на Українському щиті / В.Б. Василенко, М.М. Кир'янов, Л.Г. Кузнєцова [та ін.] // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1999. – Вип. 14. – С. 36–44.
119. Цымбал С.Н. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик // Минерал. журн. – 1999. – Т. 21. – № 2/3. – С. 97–111.
120. Благулькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири / В.А. Благулькина // Сов. геология. – 1969. – № 7. – С. 60–69.
121. Радіогеохронологія процесів метасоматозу в кристалічних породах Українського щита / О.М. Пономаренко, Л.М. Степанюк, С.Г. Кривдік, В.О. Синицин // Геохімія та рудоутворення. – 2012. – Вип. 31–32. – С. 24–29.
122. Цымбал С.Н. Дайковый магматизм центральной части Кировоградского блока Украинского щита / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик, А.И. Воробей // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – К., 2000. – С. 220–221.
123. Изотопно-геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов кировоградского комплекса (Украинский щит) / Е.В. Юткина, В.А. Кононова, С.Н. Цымбал [и др.] // Докл. АН. – 2005. – Т. 402. – № 1. – С. 87–91.
124. Зубарев Б.М. Дайковый тип алмазных месторождений / Б.М. Зубарев. – М.: Недра, 1989. – 183 с.
125. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом / С.Н. Цымбал // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – К., 2000. – С. 215–218.

126. Мигута А.К. Щелочные дайки центральной части Украинского кристаллического щита / А.К. Мигута, М.А. Литвин // Бюлл. Моск. об-ва исп. природы. Отд. геол. – 1974. – Т. 49, вып. 3. – С. 49–55.
127. Закономерности распространения дайковых комплексов Украинского щита / З.А. Крутиховская, И.К. Пашкевич, С.М. Подолянко [и др.] // Геофиз. сб. – 1976. – Вып. 74. – С. 61–74.
128. Крюченко В.А. Проявление процессов протоактивизации в центральной части Украинского щита, по геолого-геофизическим данным / В.А. Крюченко // Геол. журн. – 1989. – Т. 49. – № 2. – С. 23–28.
129. Отчет о результатах общих поисков алмазов на Знаменско-Устиновском дайковом поле в центральной части УЩ за 1977–1979 гг. / А.И. Воробей, А.М. Давниченко [и др.]. – Черкассы: Фонды «Центрукргеология», 1979.
130. Воробей А.И. Гипогенно-измененные дайковые породы и связанная с ними рудная минерализация Кировоградского вулканического центра / А.И. Воробей // Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием: 5 Всесоюз. палеовулкан. симпоз.: тез. докл. – Киев: Наук. думка, 1981. – Ч. 1. – С. 134–136.
131. Перспективы коренной алмазоносности Украины / Ю.В. Гейко, Д.С. Гурский, Л.И. Лыков [и др.]. – Киев–Львов: Центр Европы, 2006. – 200 с.
132. О возрасте дайковых пород Субботско-Мошоринской зоны разломов / Н.П. Гречишников, Е.П. Коржнева, О.А. Крамар, Д.Н. Щербак // Геол. журн. – 1980. – Т. 40. – № 5. – С. 139–143.
133. Палеовулканизм Украины / [Н.А. Савченко, Л.Г. Бернадская, Н.В. Бутурлинов и др.]. – Киев: Наук. думка, 1984. – 252 с.
134. Бернадская Л.Г. Изотопный возраст дайковых формаций Украинского щита / Л.Г. Бернадская, Ф.И. Котловская, Н.Н. Шаталов // Геохимия и рудообразование. – 1985. – Вып. 13. – С. 54–63.

135. Каминский Ф.К. Находки кристаллов алмаза в щелочных пикритах щелочно-ультраосновной формации / Ф.К. Каминский, И.П. Черная, А.В. Черный // Минерал. журн. – 1986. – Т. 8. – № 2. – С. 39–45.
136. Ахметшина А.К. Дайковые пояса Украинского щита и связь с ними полезной минерализации / А.К. Ахметшина // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 254. – № 2. – С. 433–436.
137. Веригін М.І. До класифікації ультраосновних порід лівобережжя Середнього Придніпров'я / М.І. Веригін, М.В. Міткєєв // Геол. журн. – 1970. – Т. 30. – № 6. – С. 88–94.
138. Веригин М.И. Петрохимия и металлоносность ультраосновных пород Среднего Приднепровья / М.И. Веригин // Геохимия и рудообразование. – 1976. – Вып. 5. – С. 25–34.
139. Субвулканические породы платформенного типа в Криворожско-Кременчугской зоне / Л.Ф. Мордовец, Н.Г. Ефименко, В.Т. Трощенко, Р.С. Веригина // Сов. геология. – 1974. – № 10. – С. 148–152.
140. Трубки взрыва и их минералогия / Л.Ф. Мордовец, В.Н. Трощенко, Р.С. Веригина, Э.А. Ярощук // Минерал. сб. – 1975. – № 29, вып. 4. – С. 56–60.
141. Проявления щелочного вулканизма в Криворожско-Кременчугской зоне и перспективы его металлоносности / М.И. Веригин, Л.Т. Загоруйко, А.С. Киселев [и др.] // Геохимия и рудообразование. – 1976. – Вып. 5. – С. 61–67.
142. Брекчиевая трубка в Северном Криворожье / В.А. Тихонов, В.С. Карпенко, А.Р. Кудлаев, Н.П. Танцова // Геология рудных месторождений. – 1968. – Т. 10. – № 3. – С. 17–28.
143. Никольский А.П. О генезисе тридимит-гизингеритовых пород Первомайского месторождения в Криворожье / А.П. Никольский // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 249. – № 2. – С. 436–439.

144. Андезиты и гиалоандезиты Северного Криворожья / Л.Ф. Мордовец, М.Н. Кузнецова, М.А. Герра Гарсия [и др.] // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 216. – № 1. – С. 162–165.
145. Минералогия платформенных субвулканических образований в отложениях криворожской серии пород / Р.С. Веригина, Л.Ф. Мордовец, В.Д. Николенко [и др.] // Минерал. сб. – 1975. – № 29, вып. 4. – С. 79–83.
146. Субвулканические породы андезит-трахиандезитового комплекса Северного Криворожья / Л.Ф. Мордовец, Р.С. Веригина, М.Н. Кузнецова [и др.] // Геохимия и рудообразование. – 1977. – Вып. 6. – С. 42–46.
147. Знахідка агату в Кривбасі / Б.І. Пирогов, В.Д. Євтєхов, І.Г. Сокуренко, Д.М. Кондратьєва // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1980. – № 7. – С. 24–26.
148. Дмитриев Э.В. Субвулканические дайки трахилипаритов Криворожского железорудного бассейна / Э.В. Дмитриев, Ю.Л. Грицай, И.Г. Сокуренко // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 12. – С. 28–34.
149. Позднепалеозойский вулканизм в Среднем Приднепровье / Н.П. Семененко, Ю.Ф. Великанов, В.И. Гладких, А.В. Горностаев // Геол. журн. – 1995. – № 2. – С. 9–13.
150. Плотников А.В. О генезисе Терновской структуры в Криворожском бассейне / А.В. Плотников // Геотектоника. – 1994. – № 3. – С. 36–43.
151. Паранько І.С. Про кімберлітовий магматизм і алмазоносність Тернівської структури Кривбасу / І.С. Паранько, О.В. Плотніков, В.І. Гладких // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2000. – Вип. 14. – С. 56–62.
152. Еременко Г.К. Терновская астроблема в Северном Криворожье / Г.К. Еременко, В.М. Яковлев // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 253. – № 2. – С. 449–451.
153. Масайтис В.Л. Гипербарические фазы кремнезема в Терновской астроблеме / В.Л. Масайтис, М.С. Мащак, И.Ю. Соколова // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 3. – С. 709–713.

154. Вальтер А.А. Тернівська астроблема – новий найглибше еродований метеоритний кратер Українського щита / А.А. Вальтер, В.А. Рябенко, Ф.І. Котловська // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1981. – № 2. – С. 3–6.
155. Гуров Е.П. Стишовит из Терновской астроблемы / Е.П. Гуров // Минерал. журн. – 1982. – Т. 4. – № 2. – С. 75–76.
156. Никольский А.П. Геология Первомайского железорудного месторождения и преобразование его структуры метеоритным ударом / А.П. Никольский. – М.: Недра, 1991. – 71 с.
157. Вальтер А.А. Ударные деформации талька (Терновская астроблема, Кривой Рог, Украина) / А.А. Вальтер // Минерал. журн. – 1992. – Т. 14. – № 6. – С. 75–87.
158. Вальтер А.А. Феномен Первомайского месторождения в Криворожье и роль Я.Н. Белевцева в его познании / А.А. Вальтер // Минерал. журн. – 1997. – Т. 19. – № 5. – С. 72–84.
159. Иванкин П.Ф. Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов / П.Ф. Иванкин. – М.: Недра, 1991. – 256 с.
160. Связь мезозойского платформенного вулканизма с зонами активизации в докембрии Северного Криворожья / Н.П. Семененко, Э.А. Ярощук, Ю.Ф. Великанов [и др.] // Геохимия и рудообразование. – 1985. – Вып. 13. – С. 3–13.
161. Яценко Г.М. О находках растительных остатков в «криворожской серии» / Г.М. Яценко, А.А. Ищенко, И.С. Паранько // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 275. – № 2. – С. 450–454.
162. Великанов Ю.Ф. Рудная минерализация Первомайской трубки взрыва (Северное Криворожье) / Ю.Ф. Великанов, О.А. Крамар, О.Ю. Великанова // Тектоника, металлогения, минеральные ресурсы: Сб. науч. работ ИГОС НАН и МЧС Украины. – Киев, 2005. – Вып. 11, т. 2. – С. 140–145.
163. Об Анновском проявлении нефрита в Кривбассе // Г.М. Яценко, Б.И. Пирогов, И.М. Осадча [и др.] // Геол. журн. – 1987. – Т. 47. – № 6. – С. 116–120.

164. Ярощук М.А. Процессы тектоно-магматической активизации Ингулецко-Криворожской зоны Украинского щита и возможная связь с ними уран-полиметаллического оруденения / М.А. Ярощук, А.В. Вайло // Зб. наук. праць ІГНС. – К., 2008. – Вип. 16. – С. 156–161.
165. Богатиков О.А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород / О.А. Богатиков, И.Л. Махоткин, В.А. Кононова // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1985. – № 12. – С. 3–10.
166. Митчелл Р.Х. Лампроиты – семейство щелочных горных пород / Р.Х. Митчелл // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1988. – Ч. 117, вып. 5. – С. 575–586.
167. Владыкин Н.В. Лампроиты – классификация и формационные типы / Н.В. Владыкин // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Междунар. (стран СНГ) совещ. – Киев, 2007. – С. 46–50.
168. Гейко Ю.В. Псевдолейцитовые лампроиты Украины / Ю.В. Гейко, М.П. Орлова, В.И. Филоненко // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1991. – Ч. 120, вып. 5. – С. 52–55.
169. Панина Л.И. Лампроиты Мурунского массива и их генезис / Л.И. Панина, Н.В. Владыкин // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 12. – С. 100–113.
170. Гуров Є.П. Викиди Болтиського метеоритного кратера на Українському щиті / Є.П. Гуров, А.А. Вальтер // Геол. журн. – 1977. – Т. 37. – № 6. – С. 76–81.
171. Радзивилл А.Я. Болтышская вулканоструктура (к проблеме фанерозойского вулканизма на Украинском щите) / А.Я. Радзивилл // Тектоника и стратиграфия. – 1976. – Вып. 11. – С. 3–8.
172. Макаренко Д.Е. Палеогеография территории платформенной Украины в позднем палеоцене / Д.Е. Макаренко // Геол. журн. – 1974. – Т. 34. – № 1. – С. 138–143.

173. Брянский В.П. Брекчиевидные породы палеогена района Болтышской котловины / В.П. Брянский, В.Г. Злобенко, В.К. Рябчун // Геол. журн. – 1978. – Т. 38. – № 2. – С. 135–138.
174. Вальтер А.А. Особенности генезиса астроблем Украинского щита / А.А. Вальтер, В.П. Брянский, Е.Е. Лазаренко // 27 Междунар. геол. конгресс. Секция С. 19. Сравнительная планетология: доклады. Т. 19. – М., 1984. – С. 89–96.
175. Нечаєнко О.М. Літолого-стратиграфічна характеристика райгородської світи раннього палеоцену / О.М. Нечаєнко, І.М. Нікітченко // Зб. наук. праць ІГН НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 72–80.
176. Вальтер А.А. Гранулометрический и минеральный состав выбросов Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите / А.А. Вальтер, В.В. Ефименко // Геол. журн. – 1981. – Т. 41. – № 2. – С. 29–37.
177. Никсон П. Алмазоносные вулканокластические кимберлиты в морских осадках мелового возраста (провинция Саскачеван, Канада) / П. Никсон, К. Лехи // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 1. – С. 19–24.
178. Алмазоперспективные эксплозивные структуры северо-восточной части Кировоградского блока УЩ / А.А. Калашник, Е.Ю. Палкина, О.Ф. Макивчук, Н.Н. Кирьянов // Актуальные проблемы геологии, прогноза, поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых: Судакские геологические чтения II (VII) [Междунар. науч.-практ. конф.]: доклады. – Киев: Академпериодика, 2011. – С. 48–58.
179. Wirsching U. Experiments on hydrothermal alteration processes of rhyolitic grass in closed and «open» system / U. Wirsching // Neues Jahrbuch für Mineralogie. – Monatshefte, 1976. – P. 203–213.
180. Грим Р.Е. Минералогия глин / Р.Е. Грим. – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1959. – 452 с.
181. Результаты поисковых работ по выявлению алмазоносных объектов в северо-восточной части Кировоградского блока Украинского щита /

А.А. Калашник, Е.Ю. Палкина, О.Ф. Макивчук [и др.] // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2010. – Вип. 3–4. – С. 44–60.

182. Дудик А.М. Геохимическая технология поисков коренных месторождений алмазов в условиях Украины / А.М. Дудик, С.Ю. Селяков, С.А. Дудик // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: наук.-тех. нарада: матеріали. – К.: УкрДГРІ, 2003. – С. 125–130.
183. Калашник Г.А. Результати геохімічних досліджень під час проведення геологопрогнозних робіт на алмази в межах північно-східної частини Кіровоградського блоку Українського щита / Г.А. Калашник // Мін. ресурси України. – 2007. – № 1. – С. 9−11.
184. Горяинов П.М. Тектоно-кессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важное явление геодинамики / П.М. Горяинов, И.В. Давиденко // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 247. – № 5. – С. 1212–1215.
185. Макаренко Д.Є. Нові дані про палеоцен північно-східної частини Українського щита / Д.Є. Макаренко, Р.Н. Ротман // Геол. журн. – 1966. – Т. 26, вип. 1. – С. 42–51.
186. Гуров Е.П. Распространение и сохранность выбросов из импактных структур на примере кратеров Болтышского и Экремен / Е.П. Гуров, А.Ф. Хмельницкий // Астроном. вестник. – 1996. – Т. 30. – № 1. – С. 19–24.
187. Вальтер А.А. Выбросы Болтышского кратера на Украинском щите как возможная локальная К/Т-стратиграфическая метка / А.А. Вальтер, Л.Ф. Плотникова // Доп. НАН України. – 2003. – № 1. – С. 95–101.
188. Терешкова О.А. Літолого-фаціальний склад і перспективи алмазоносності райгородської товщі Інгульського мегаблоку Українського щита: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Терешкова Ольга Анатоліївна. – Дніпропетровськ, 2011. – 20 с.
189. Рыбальченко А.Я. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа / А.Я. Рыбаль-

ченко, Т.М. Рыбальченко, В.И. Силаев // Изв. Коми НЦ УрО РАН. – 2011. – Вып. 1(5). – С. 54–66.

190. Брянский В.П. Новая котловина в центральной части Украинского щита / В.П. Брянский, Л.М. Фролова // Геология и полезные ископаемые Украины. – Киев: Наук. думка, 1975. – С. 27–30.
191. О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите / А.А. Вальтер, В.П. Брянский, В.А. Рябенко, Е.Е. Лазаренко // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 229. – № 1. – С. 160–162.
192. Калашник А.А. Геолого-прогнозные работы на алмазы масштаба 1: 200 000 в юго-восточном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона Кировоградского блока УЩ / А.А. Калашник, Н.Н. Кирьянов, В.Ю. Чернов. – Киев: фонды КП «Кировгеология», 2006. – 524 с.
193. Федоришин Ю. Особливості мінералів-супутників алмазу Зеленогайської структури / Ю. Федоришин // Мінерал. зб. – 2004. – № 54, вип. 2. – С. 117–130.
194. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук: [Пер. с англ. С.В. Ефремовой]. – М.: Недра, 1997. – 248 с.
195. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks / A.R. Woolley, S.C. Bergman, A.D. Edgar [et al.] // Canad. Mineral. – 1996. – Vol. 34. – P. 175–186.
196. Гапеева Г.М. К вопросу о генезисе лампрофиров и их положении в генетической классификации горных пород / Г.М. Гапеева // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1960. – Ч. 89, вып. 5. – С. 542–554.
197. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита / [Г.М. Яценко, А.К. Бабынин, Д.С. Гурский и др.]. – Киев: Геоинформ, 1998. – 256 с.
198. Каминский Ф.В. Нетрадиционные месторождения алмазов / Ф.В. Каминский, С.М. Саблуков // Наука в России. – 2001. – № 1. – С. 4–12.

199. Геологическая карта масштаба 1: 50 000 территории планшетов М-36-136-А, Б / Г.А. Нудельман, В.Н. Белогуб, А.А. Олейник [и др.]: Отчет геологосъёмочной партии № 7 Южно-Украинской ГЭ и геофизической партии № 1021 Киевской ГКЭ за 1971–1973 гг. Кн. 1. (Объяснит. записка). – Черкассы: фонды ДГП «Центрукргеология, 1973. – 518 с.
200. Ентин В.А. Природные геофизические феномены Украины. Атлас-справочник / В.А. Ентин. – Киев: УкрДГРИ, 2012. – 76 с.
201. Мінералого-петрографічні особливості і перспективи алмазоносності порід вибухових структур центральної частини Українського щита / Г.М. Яценко, О.К. Бабинін, М.О. Паршина [та ін.] // Мінерал. зб. – 1994. – № 47, вип. 1. – С. 44–54.
202. Про алмаз і золото в брекчійових породах лампроїтової групи (Український щит) / Г.М. Яценко, О.К. Бабинін, В.М. Квасниця [та ін.] // Мінерал. зб. – 1995. – № 48, вип. 1. – С. 139–143.
203. Распределение редкоземельных элементов в цирконах из минетт Кировоградского блока (Украина) / Г.М. Яценко, Б.С. Панов, Е.А. Белоусова [и др.] // Докл. АН. – 2000. – Т. 370. – № 4. – С. 524–528.
204. Вишневский С.А. Лампроиты Талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита / С.А. Вишневский, Ю.А. Долгов, Н.В. Соболев // Геология и геофизика. – 1986. – № 8. – С. 17–27.
205. Taylor W.R. Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin / W.R. Taylor, L.A. Tompkins, S.E. Haggerty. – Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1994. – Vol. 58. – N. 19. – P. 4017–4037.
206. Соболев В.С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения / В.С. Соболев // Минерал. сб. – 1952. – № 6. – С. 147–152.
207. Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы / В.С. Соболев // 13 чтения имени В.И. Вернадского. – М.: Наука, 1973. – 34 с.

208. Шумлянский В.А. Платформенный магматизм и алмазоносность юго-запада Восточно-Европейской платформы / В.А. Шумлянский, В.Н. Квасница // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1992. – № 2. – С. 17–26.
209. Белевцев Я.Н. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения / Я.Н. Белевцев, Г.И. Каляев, Л.С. Галецкий // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации. – М.: Наука, 1975. – С. 230–235.
210. Геологическая история территории Украины. Докембрий / [В.А. Рябенко, Л.В. Коренчук, Е.А. Асеева и др.]. – Киев: Наук. думка, 1993. – 188 с.
211. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей / В.И. Казанский. – М.: Недра, 1972. – 240 с.
212. Галецький Л. Наскрізні рудоконцентрувальні мегазони активізації: Український щит–Складчасті Карпати / Л. Галецький, У. Науменко // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2009. – Вип. 23. – С. 71–81.
213. Крупенников В.А. Каневско-Новоукраинский глубинный разлом – крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита / В.А. Крупенников // Сквозные рудоконцентрирующие структуры. – М.: Наука, 1989. – С. 97–103.
214. Свешников К.И. Тектоно-магматические системы южной части Восточноевропейской платформы / К.И. Свешников // Наук. праці УкрНДМІ НАН України. – 2013. – № 13, ч. 2. – С. 65–91.
215. Яценко Г.М. Проблема эксплозивного рудогенеза в Криворожье / Г.М. Яценко, А.И. Росихина, Е.М. Сливко // Відомості АГН України. – 1997. – № 4. – С. 105–108.
216. Радзивилл А.Я. Альпийские тектоно-магматические структуры центральной части Украинского щита / А.Я. Радзивилл, Ю.А. Куделя, В.В. Конаков // Современные проблемы палеовулканологии. – М.: Наука, 1985. – С. 41–49.

217. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины / В.А. Шумлянский. – Киев: Наук. думка, 1983. – 220 с.
218. Cloos H. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an dem Schwäbischen Vulkan / H. Cloos // Geol. Rundschau. – 1941. – Bd. 32. – H. 6–8. – S. 709–800.
219. Шорт Н.М. Ударные процессы в геологии / Н.М. Шорт // Взрывные кратеры на Земле и планетах. – М.: Мир, 1968. – С. 30–67.
220. Davson J.B. Basutoland Kimberlites / J.B. Davson // Geol. Soc. Am. Bull. – 1962. – Vol. 73. – N. 5. – P. 545–560.
221. Шкодзинский В.С. Декомпрессионное затвердевание кимберлитового расплава и генезис кимберлитовых диатрем и брекчий / В.С. Шкодзинский, Г.В. Зольников // Геология и геофизика. – 1995 – № 12. – С. 99–104.
222. Уханов А.В. О температурных превращениях в энстатите из кимберлитовой трубки, исследовавшихся эманационно-термическим методом / А.В. Уханов, Ю.З. Мочалова // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 198. – № 6. – С. 1419–1421.
223. Мальков Б.А. Условия формирования кимберлитов по данным исследования включений в кальците и апатите / Б.А. Мальков, Г.Н. Боболович // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 234. – № 2. – С. 436–439.
224. Попивняк И.В. Включения затвердевших расплавов в минералах кимберлитовых пород Западной Якутии / И.В. Попивняк, Е.Е. Лазько // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 244. – № 1. – С. 194–197.
225. Harris J.W. Induced graphitization around crystalline inclusions in diamond / J.W. Harris, E.R. Vance // Contrib. Mineral. and Petrol. – 1972. – V. 35. – N. 3. – P. 227–234.
226. Woolsey T.S. Modeling of diatreme emplacement by fluidization / T.S. Woolsey, M.E. McCallum, S.A. Schumm // Phys. and Chem. Earth. – 1975. – Vol. 9. – P. 29–42.

227. Рыбальченко А.Я. Предварительная модель локализации и формирования коренных алмазоносных объектов уральского типа / А.Я. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: регион. конф.: материалы. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1997. – С. 100–101.
228. Бусройд Р. Течение газа со взвешенными частицами / Р. Бусройд. – М.: Мир, 1975. – 380 с.
229. McGetchin T.R. The Moses rock dike: geology, petrology and mode of emplacement of a kimberlite-bearing breccia dike, San Juan County, Utah / T.R. McGetchin. – Unpubl. Thesis: Ph. D. – Calif. Inst. of Technology, 1968.
230. Уханов А.В. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции / А.В. Уханов, И.Д. Рябчиков, А.Д. Харькив. – М.: Наука, 1988. – 285 с.
231. Papale P. Strain-induced magma fragmentationin explosive eruption / P. Papale // Nature. – 1999. – Vol. 397. – P. 425–428.
232. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза / Ф.А. Летников // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43. – № 4. – С. 291–307.
233. Рябчиков И.Д. Роль мантийных флюидов в транспортировке рудных компонентов / И.Д. Рябчиков, Г.П. Орлова // Рудообразующие процессы и системы. – М.: Наука, 1989. – С. 25–34.
234. Melton C.E. Experimental results and a theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds / C.E. Melton, A.A. Giardini // Am. Mineralog. – 1975. – Vol. 60. – N. 5–6, part 1. – P. 413–417.
235. Матяш И.В. О газовой составляющей в некоторых мантийных породах Украины / И.В. Матяш, А.М. Калиниченко, Л.Ф. Пасальская // Геохимия и рудообразование. – 1980. – № 8. – С. 98–102.
236. Новые данные о летучих компонентах мантийных минералообразующих сред / И.В. Попивняк, Б.Г. Демин, В.В. Левицкий, В.И. Коптиль // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 254. – № 5. – С. 1238–1241.

237. Братусь М.Д. Состав флюидных включений в закаленных частицах из взрывных кольцевых структур и кимберлитовых трубок / М.Д. Братусь, В.И. Татаринцев, Б.Э. Сахно // Геохимия. – 1987. – № 11. – С. 1163–1168.
238. Газовые примеси в алмазах Якутии / З.В. Бартошинский, С.Н. Бекеша, Т.Г. Винниченко [и др.] // Минерал. сб. – 1987. – № 41, вып. 1. – С. 25–32.
239. Летучие в алмазах из северной части Русской платформы / З.В. Бартошинский, С.Н. Бекеша, Т.Г. Винниченко [и др.] // Минерал. сб. – 1990. – № 44, вып. 2. – С. 14–18.
240. Никольский Н.С. Флюидный режим эндогенного минералообразования / Н.С. Никольский. – М.: Наука, 1987. – 200 с.
241. Дерягин Б.В. Рост алмаза и графита из газовой фазы / Б.В. Дерягин, Д.В. Федосеев. – М.: Наука, 1977. – 115 с.
242. Гулий В.Н. Поля стабильности алмаза и разработка критериев прогноза и поиска потенциальных алмазных месторождений / В.Н. Гулий // Прогнозирование и поиски коренных и россыпных алмазных месторождений: 2 Междунар. конф.: материалы. – Симферополь–Ялта, 2004. – С. 18–37.
243. Reynolds D.L. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites / D.L. Reynolds // Am. Jour. of Science – 1954. – Vol. 252. – N. 10. – P. 577–613.
244. Псевдоожижение / [Под ред. И. Девидсона и Д. Харрисона]. – М.: Химия, 1974. – 728 с.
245. Махлаев Л.В. Псевдоожижение (флюидизация) как особый геологический процесс и его роль в породообразовании и минерагении / Л.В. Махлаев, И.И. Голубева // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: 11 Всеросс. петрограф. совещ. с участием зарубежных ученых: тез. докл. – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. – Т. 2. – С. 58–59.

246. Поспелов Г.Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии. 1. Эндофлюидитосфера Земли и формы участия в ней горной массы / Г.Л. Поспелов // Геология и геофизика. – 1969. – № 11. – С. 9–20.

247. Яценко Г.М. О необходимости выделения нового, флюидизатно-эксплозивного типа пород и формаций / Г.М. Яценко, Е.М. Сливко, А.И. Росихина // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: 2 Всеросс. петрограф. совещ.: материалы. – Сыктывкар, 2000. – Т. 1. – С. 249–251.

248. Махлаев Л.В. Флюидизаты требуют внимания / Л.В. Махлаев, И.И. Голубева // Природа. – 2001. – № 9. – С. 59–68.

249. Голубева И.И. Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования севера Урала / И.И. Голубева. – Екатеринбург: Ин-т геологи Коми НЦ УрО РАН, 2003. – 137 с.

250. Флюидиты как новый тип эндогенных горных пород / Л.Н. Шарпенок, И.И. Голубева, Л.И. Лукьянова, Л.В. Махлаев // Петрография XXI века: междунар. (10 всеросс.) петрограф. совещ.: материалы. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. – Т. 2. Происхождение магматических пород. – С. 281–283.

251. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах / А.П. Казак, Н.Н. Копылова, Е.В. Толмачева, К.Э. Якобсон. – Санкт-Петербург: ГГУП «Минерал», 2008. – 39 с.

252. Афанасов М.Н. Флюидолиты и полезные ископаемые на Северо-Западе России: поисково-прогнозные исследования на основе детального геолого-минералогического анализа / М.Н. Афанасов, А.П. Казак, К.Э. Якобсон. – Saarbrücken: LAP LAMBERT, 2012. – 98 с.

253. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

254. Бринер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями / Л. Бринер // Проблемы эндогенных месторождений. – М.: Мир, 1964. – Вып. 2. – С. 649–684.
255. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность / Г.И. Туговик. – М.: Наука, 1984. – 193 с.
256. Рыбальченко А.Я. О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я. Рыбальченко, В.Я. Колобянин, Л.И. Лукьянова // Докл. АН. – 1997. – Т. 353. – № 1. – С. 90–93.
257. Сарсадских Н.Н. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза // Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых: совещ.: материалы. – Л.: Недра, 1973. – Вып. 9. – 68 с.
258. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов / В.И. Ваганов, А.Г. Волчков, М.М. Константинов [и др.]. – М.: ЦНИГРИ, 1989. – 274 с.
259. Прогнозно-поисковые системы для месторождений алмазов / В.И. Ваганов, В.А. Варламов, А.А. Фельдман [и др.] // Отечеств. геология. – 1995. – № 3. – С. 42–53.
260. Никулин В.И. Алмазоносные объекты прогнозирования и главные этапы их эволюции / В.И. Никулин, М.И. Лелюх // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов: науч.-практ. конф., посвящ. 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»: материалы. – Мирный, 1998. – С. 280–281.
261. Милашев В.А. Прогнозирование кимберлитовых провинций, полей и диатрем / В.А. Милашев // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Междунар. науч.-практ. конф.: труды. – Симферополь, 2000. – С. 9–13.
262. Подвысоцкий В.Т. Концепция формирования магматогенных и терригенных алмазоносных формаций древних платформ как основа прогнозирования месторождений / В.Т. Подвысоцкий // Прогнозирование и по-

иски коренных алмазных месторождений: Междунар. науч.-практ. конф.: труды. – Симферополь, 2000. – С. 13–24.

263. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / [Отв. ред. Н.П. Семененко]. – Киев: Наук. думка, 1975. – 560 с.

264. Тарасюк О.Н. Критерии алмазоносности западной части территории УССР: автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук / Тарасюк Олег Никифорович. – Киев, 1972. – 25 с.

265. Калашник Г.А. Оцінка перспектив алмазоносності Кіровоградського рудного району шляхом використання систем розломів фундаменту (за геолого-геофізичними даними): автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / Калашник Ганна Анатоліївна. – Дніпропетровськ, 2004. – 20 с.

266. Трипольский А.А. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным / А.А. Трипольский, Н.В. Шаров. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – 159 с.

267. Крюченко В.А. Особенности глубинного строения центральной части Украинского щита и их влияние на металлогению района / В.А. Крюченко // Геол. журн. – 1993. – № 3. – С. 44–53.

268. Тепловое поле территории Украины / В.В. Гордиенко, И.В. Гординко, О.В. Завгородняя, О.В. Усенко. – Киев: Знание Украины, 2002. – 169 с.

269. Проблема эндогенного алмазообразования на Украинском щите / Ю.П. Оровецкий, Д.С. Гурский, В.П. Коболев [и др.] // Геофиз. журн. – 2000. – Т. 22. – № 2. – С. 61–79.

270. Перспективи корінної алмазоносності Кіровоградського мегаблоку Українського щита (висновки за результатами прогнозних досліджень) / Ю.І. Федоришин, О.Ф. Маківчук, О.В. Фесенко, О.Б. Денега // Мін. ресурси України. – 2006. – № 1. – С. 13–16.

271. Орлюк М. Геомагнітні критерії алмазоносності земної кори та 3D моделювання перспективних структур Інгульського мегаблоку Українського

щита / М. Орлюк, М. Бакаржієва // Геолог України. – 2011. – № 1. – С. 30–44.

272. Стеценко М.Е. Ультрабазиты Украинского щита: Массивы и проявления / М.Е. Стеценко, Н.С. Стеценко. – Киев: Наук. думка, 1992. – 293 с.
273. Сарсадских Н.Н. Минералогические критерии алмазоносности кимберлитов / Н.Н. Сарсадских // Геология и прогнозирование месторождений алмазов: 3 Всесоюз. межвед. совещ.: тез. докл. – М., 1974. – С. 39–42.
274. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии / Н.В. Соболев. – Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.
275. Харькив А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений / А.Д. Харькив. – М.: Недра, 1978. – 136 с.
276. Перспективи Кіровоградського блоку Українського щита на виявлення алмазоносних кімберлітів і лампроїтів / Г.А. Калашник, О.Ф. Маківчук, О.Ю. Палкіна, О.Я. Хренов // Мін. ресурси України. – 2010. – № 1. – С. 15–21.
277. Калашник А.А. Алмазоперспективные структуры Ингульского мегаблока Украинского щита / А.А. Калашник, Н.Н. Кирьянов, Е.Ю. Палкина // Наук. праці УкрНДМІ НАН України. – 2013. – № 13, ч. 2. – С. 39–64.
278. Otter M.L. Mineral inclusions in diamond from the Sloan diatreme, Colorado-Wyoming state line kimberlite district, North America / M.L. Otter, J.J. Gurney // Kimberlites and Related Rocks: Their Mantle/Crust Setting Diamonds and Diamond Exploration. Vol. 2. Spec. Publ. – Geol. Soc. Australia, 1989. – Vol. 14. – P. 1042–1053.
279. Признаки осколкообразующей фации алмазов в уральских месторождениях / В.И. Силаев, И.И. Чайковский, В.И. Ракин, И.П. Тетерин // Литосфера. – 2008. – № 6. – С. 54–62.
280. Атлас структур и текстур флюидно-эксплозивных пород / [К.Э. Якобсон, А.П. Казак, Н.Н. Копылова и др.]. – СПб: «Минерал», 2011. – 79 с.
281. Farmin R. «Pebble dikes» and associated mineralization at Tintic, Utah / R. Farmin // Econ. Geol. – 1934. – Vol. 29. – P. 356–370.

282. Тащинина М.В. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае / М.В. Тащинина, Б.Л. Чепрасов // Изв. АН Казахской ССР. – 1955. – Вып. 21. – С. 14–28.

283. Мерлич Б.В. Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье / Б.В. Мерлич // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1958. – № 3. – С. 46–57.

284. Булах А.Г. Валунные дайки Турьего мыса – загадочные породы южного побережья Кольского полуострова / А.Г. Булах // Природа. – 1960. – № 4. – С. 100–102.

285. Савко А.Д. Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли / А.Д. Савко, Л.Г. Шевырев, Н.Н. Зинчук. – Воронеж: ВГУ, 1998. – 162 с.

ДОДАТКИ

Додаток А

МІНІСТЕРСТВО ОХОРОНИ НАВКОЛИШНЬОГО ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА УКРАЇНИ
Державна геологічна служба
КАЗЕННЕ ПІДПРИЄМСТВО "КІРОВГЕОЛОГІЯ"

ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНА ЕКСПЕДИЦІЯ № 37

25019 м.Кіровоград, сел. Гірниче, 5 лінія, буд. 26
Телефон: (0522) 32-19-73 , 30-70-03
Факс: (0522) 22-45-77
Банк: р/р 260073977
У АКБ «Легбанк» м. Київ
МФО 300056, код 04746400
Інд. податк. № 047464011233
Свід. №15238528 НБ № 151703
E-mail: gre_37@mail.ru

МИНИСТЕРСТВО ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ УКРАИНЫ
Государственная геологическая служба
КАЗЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ "КИРОВГЕОЛОГИЯ"

ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ № 37

25019 г. Кировоград, пос. Горный, 5 линия, дом 26
Телефон: (0522) 32-19-73, 30-70-03
Факс: (0522) 22-45-77
Банк: р/с 260073977
В АКБ „Легбанк" г. Київ
МФО 300056, код 04746400
Инд. нал. № 047464011233
Свид. № 15238528 НБ № 151703
E-mail: gre_37@mail.ru

«25» грудня 2008 р. № 4/210

В.о. ректора Львівського національного університету імені Івана Франка
Височанському В.С.

Повідомляємо Вас, що результати досліджень з теми Гк-97Ф (науковий керівник Яценко Герман Михайлович), що виконувалися у Львівському національному університеті імені Івана Франка (угода №9/37 від 04.06.07 р.), використані в якості рекомендацій при закладанні алмазопошукових свердловин на виділених фахівцями геологорозвідувальної експедиції №37 геофізичних структурах. Буріння дало позитивні результати.

При дослідженні керну свердловин (п'ять свердловин загальною довжиною 700 пог. м), пробурених з метою розшуків алмазів, виконані роботи сприяли відкриттю нових проявів та визначенню більш перспективних з вивчених бурінням структур для подальших робіт на алмази.

Начальник геологорозвідувальної експедиції №37 КП "Кіровгеологія" Ефіменко Ю.В.

Додаток Б

ДЕРЖАВНА СЛУЖБА ГЕОЛОГІЇ ТА НАДР УКРАЇНИ
КАЗЕННЕ ПІДПРИЄМСТВО "КІРОВГЕОЛОГІЯ"
ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНА ЕКСПЕДИЦІЯ № 37

25019 м.Кіровоград, сел. Гірниче, 5 лінія, буд. 26
Телефон: **(0522) 59-50-79 , Факс: (0522) 59-51-35**
Банк: р/р 260073977 У АКБ «Легбанк» м. Київ
МФО 300056, код 04746400
Інд. податк. № 143082726101
Свід. № 37507074 НВ №293664
E-mail: gre_37@mail.ru

ГОСУДАРСТВЕННАЯ СЛУЖБА ГЕОЛОГИИ И НЕДР УКРАИНЫ
КАЗЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ "КИРОВГЕОЛОГИЯ"
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ № 37

25019 г. Кировоград, пос. Горный, 5 линия, дом 26
Телефон: **(0522) 59-50-79, Факс: (0522) 59-51-35**
Банк: р/с 260073977 В АКБ „Легбанк" г. Киев
МФО 300056, код 04746400
Инд. нал. № 143082726101
Свид. № 37507074 НБ № 293664
E-mail: gre_37@mail.ru

«2» грудня 2011 р. №7/486

Ректору
Львівського національного
університету імені Івана Франка
проф. Вакарчуку І.О.

Повідомляємо Вас, що результати досліджень з теми Гк-04Ф, що виконувалася у Львівському Національному університеті імені Івана Франка, «Дослідження флюїдизатно-експлозивних формацій для встановлення критеріїв пошуків зруденіння мантійного походження на Українському щиті» (науковий керівник проф. Яценко Г.М.) використовуються в геологорозвідувальній експедиції №37 КП «Кіровгеологія» в якості рекомендацій до схеми збагачення і вивчення шліхових проб по завданню 37-69 (алмази).

Після ознайомлення з керном свердловин 4054, 4055, 4056, 4057, 4059, 4067, 4085, пробурених з метою пошуків алмазів, і результатами мінералогічних досліджень проб і рудних концентратів виконані роботи сприяли виділенню алмазів і високобаричних мінералів-супутників кімберлітів і лампроїтів.

Начальник геологорозвідувальної експедиції №37 КП «Кіровгеологія» А.М. Калашник

Додаток В

ДЕРЖАВНА СЛУЖБА ГЕОЛОГІЇ ТА НАДР УКРАЇНИ
КАЗЕННЕ ПІДПРИЄМСТВО "КІРОВГЕОЛОГІЯ"
ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНА ЕКСПЕДИЦІЯ № 37

25019 м.Кіровоград, сел. Гірниче, 5 лінія, буд. 26
Телефон: **(0522) 59-50-79 , Факс: (0522) 59-51-35**
Банк: р/р 260073977 У АКБ «Легбанк» м. Київ
МФО 300056, код 04746400
Інд. податк. № 143082726101
Свід. № 37507074 НВ №293664
E-mail: gre_37@mail.ru

ГОСУДАРСТВЕННАЯ СЛУЖБА ГЕОЛОГИИ И НЕДР УКРАИНЫ
КАЗЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ "КИРОВГЕОЛОГИЯ"
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ № 37

25019 г. Кировоград, пос. Горный, 5 линия, дом 26
Телефон: **(0522) 59-50-79, Факс: (0522) 59-51-35**
Банк: р/с 260073977 В АКБ „Легбанк" г. Киев
МФО 300056, код 04746400
Инд. нал. № 143082726101
Свид. № 37507074 НБ № 293664
E-mail: gre_37@mail.ru

« 07 » травня 2013 р. **№** 2/79

Першому проректору
Львівського національного
університету ім. Івана Франка
проф. Височанському В.С.

Повідомляємо, що результати досліджень фундаментальної та прикладної тем, які виконувалися у Львівському національному університеті імені Івана Франка і пов'язані з вивченням флюїдизатно-експлозивних формацій для встановлення критеріїв пошуків зруденіння мантійного походження на Українському щиті (під керівництвом проф. Г.М. Яценка), використовуються в геологорозвідувальній експедиції №37 КП "Кіровгеологія" в якості рекомендацій по удосконаленню схем збагачення, обробки і вивчення шліхових проб по геологічному завданню 37-(60)-69 (алмази).

Підтримуємо продовження в Університеті досліджень у цьому важливому напрямку (проект "Мінерагенія алмазу, благородних і рідкісноземельних металів флюїдизатно-експлозивного походження південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи на 2014-2015 рр."), пов'язаному із стратегією уряду зі зміцнення мінерально-сировинної бази України.

Начальник геологорозвідувальної
експедиції №37 КП "Кіровгеологія" Калашник А.М.

Додаток Г

ДЕРЖАВНА СЛУЖБА ГЕОЛОГІЇ ТА НАДР УКРАЇНИ
КАЗЕННЕ ПІДПРИЄМСТВО "КІРОВГЕОЛОГІЯ"
ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНА ЕКСПЕДИЦІЯ № 37

25019 м.Кіровоград, сел. Гірниче, 5 лінія, буд. 26
Телефон: **(0522) 59-50-79 , Факс: (0522) 59-51-35**
Банк: р/р 260073977 У АКБ «Легбанк» м. Київ
МФО 300056, код 04746400
Інд. податк. № 143082726101
Свід. № 37507074 НВ №293664
E-mail: gre_37@mail.ru

ГОСУДАРСТВЕННАЯ СЛУЖБА ГЕОЛОГИИ И НЕДР УКРАИНЫ
КАЗЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ "КИРОВГЕОЛОГИЯ"
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ № 37

25019 г. Кировоград, пос. Горный, 5 линия, дом 26
Телефон: **(0522) 59-50-79, Факс: (0522) 59-51-35**
Банк: р/с 260073977 В АКБ „Легбанк" г. Киев
МФО 300056, код 04746400
Инд. нал. № 143082726101
Свид. № 37507074 НБ № 293664
E-mail: gre_37@mail.ru

«19» листопада 2013 р. №4/301

Першому проректору
Львівського національного
університету імені Івана Франка
проф. Височанському В.С.

Повідомляємо Вас, що результати досліджень по темі Гк-102П «Мантійний флюїдизм і формування родовищ корисних копалин України» (науковий керівник проф. Яценко Г.М.), що виконувалася у Львівському національному університеті імені Івана Франка, використовуються в геологорозвідувальній експедиції №37 КП «Кіровгеологія» у вигляді рекомендацій, методів та ідей при проведенні робіт по виявленню родовищ корисних копалин мантійного походження у структурах земної кори центральної частини Українського щита, що дало змогу залучити до пошукових робіт нові потенційно рудоносні території.

В.о. начальника геологорозвідувальної експедиції №37 КП «Кіровгеологія» М.М. Кір'янов

М.П.