

Національна академія наук України
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка

На правах рукопису

СУКАЧ Віталій Васильович

УДК 552.4(477.63)

ПЕТРОЛОГІЯ
СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО АРХЕЙСЬКОГО КРАТОНУ

04.00.08 – петрологія

Дисертація на здобуття наукового ступеня
доктора геологічних наук

Науковий консультант:
академік НАН України
ПОНОМАРЕНКО Олександр Миколайович,
доктор геологічних наук

КИЇВ – 2016

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ ТА УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ.....	4
ВСТУП.....	5
РОЗДІЛ 1 ОБГРУНТУВАННЯ ПОСТАНОВКИ ПРОБЛЕМИ ТА АНАЛІЗ СТУПЕНЮ ЇЇ ВИВЧЕНОСТІ.....	13
РОЗДІЛ 2 ПОЛОЖЕННЯ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО КРАТОНУ В СТРУКТУРІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ.....	32
РОЗДІЛ 3 ГЕОЛОГО-ФОРМАЦІЙНА БУДОВА СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО КРАТОНУ	37
3.1 Хроностратиграфічне розчленування докембрійських утворень.....	38
3.2 Геологічні формації і структурно-формаційні комплекси	44
3.3 Характер співвідношень між структурно-формаційними комплексами ..	48
3.4. Тектоніка і глибинна будова	54
3.5 Геологічна будова типових архейських кратонів	91
РОЗДІЛ 4 МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА АРХЕЙСЬКИХ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ.....	107
4.1 Славгородський чарнокіт-гранулітовий комплекс	107
4.1.1 Кристалосланці та амфіболіти	108
4.1.2 Ендербіти.....	136
4.2 Аульський плагіограніт-амфіболітовий комплекс	142
4.2.1 Амфіболіти	145
4.2.2 Кристалосланці	153
4.2.3 Плагіогнейси	161
4.2.4 Плагіомігматити	170
4.2.5 Гнейсоподібні плагіограніти.....	177
4.3 Середньопридніпровський тоналіт-зеленокам'яний комплекс	182
4.3.1 Базальти і долерити	183
4.3.2 Коматіїти	198
4.3.3 Андезити	211

4.3.4 Дацити, ріодакити, ріоліти	213
4.3.5 Осадові та вулканогенно-осадові породи.....	217
4.3.6 Залізисті кварцити.	220
4.3.7 Габро, габро-долерити, долерити.	223
4.3.8 Дуніти, олівініти, перидотити, піроксеніти.....	225
4.4 Плутонічні комплекси	231
4.4.1 Тоналіт-трондьєміт-гранодіоритова (ТТГ) асоціація.	232
4.4.2 Двопольовошпатові граніти.	244
4.4.3 Базит-ультрабазити девладівського комплексу	259
РОЗДІЛ 5 Р-Т УМОВИ МЕТАМОРФІЗМУ ЗА ДАНИМИ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРІЇ ТА ПЕРВИННА ПРИРОДА СУПЕРКРУСТАЛЬНИХ УТВОРЕНЬ.....	263
5.1 Особливості формування поліметаморфічних парагенезисів славгородського комплексу	263
5.2 Умови амфіболітової фації метаморфізму аульського комплексу.....	276
5.3 Зональний метаморфізм утворень зеленокам'яного комплексу	283
5.4 Реставрація первинної природи суперкрустальних утворень	287
РОЗДІЛ 6 ПЕТРОХІМІЧНІ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД ЯК ІНДИКАТОРИ УМОВ ЇХНЬОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСУ	307
6.1 Петрохімічна характеристика	308
6.2 Розподіл елементів-домішок	400
РОЗДІЛ 7 ЗАГАЛЬНА МОДЕЛЬ ПЕТРОГЕНЕЗИСУ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО КРАТОНУ	426
7.1. Еволюція і послідовність формування архейських утворень.....	427
7.2. Корисні копалини, пов'язані з різними породними комплексами	433
РОЗДІЛ 8 РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО СТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ АРХЕЙСЬКИХ УТВОРЕНЬ	443
ВИСНОВКИ	466
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	469

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ ТА УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

СПК – Середньопридніпровський кратон	
СЄП – Східноєвропейська платформа	
ГРР – геологорозвідувальні роботи	
УЩ – Український щит	
СПМ – Середньопридніпровський мегаблок	
ВКМ – Воронезький кристалічний масив	
СФК – структурно-формаційний комплекс	
РТ – тиск і температура	
ЗКС – зеленокам'яні структури	
ККШЗ – Криворізько-Кременчуцька шовна зона	
ОПШЗ – Оріхово-Павлоградська шовна зона	
ККГР – Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом	
ОПГР – Оріхівсько-Павлоградський глибинний розлом	
ГЗР – геологозйомочні роботи	
НСК – Національний стратиграфічний комітет	
ГДП – геологічне довивчення площ	
ГГК – глибинне геологічне картування	
ВПА – вулкано-плутонічна асоціація	
аз. – азимутальний	Do – доломіт
гл. – глибина	Ep – епіidot
зр. – зразок	Fsp – калієвий польовий шпат
св. – свердловина	Q – кварц
Ab – альбіт	Mt – магнетит
And – андезин	Mu – мусковіт
Amf – амфібол	Oli – олігоклаз
Ap – апатит	Opx – ортопіроксен
Bt – біотит	Pl – plagіоклаз
Byt – бітовніт	R – рутил
Ca – кальцит	Sph – сфен
Cpx – клінопіроксен	Tm – титаномагнетит
Ed – еденіт	Cl – хлорит

ВСТУП

Актуальність теми. Середньопридніпровський кратон (СПК) в обсязі одноїменного мегаблоку Українського щита є одним із найдревніших фрагментів фундаменту Східноєвропейської платформи (СЄП), який був консолідований в археї і з тих пір не зазнав суттєвої тектоно-магматичної активізації. В його межах відкриті типові для таких регіонів родовища і рудопрояви заліза, золота, молібдену, нікелю, міді, кобальту, рідкісних земель та ін. Але за рівнем їхнього промислового освоєння, окрім залізорудних родовищ, він поступається іншим відомим архейським кратонам. Значною мірою це зумовлено недостатнім обсягом робіт з наукового супроводження геологорозвідувальних робіт (ГРР). Адже сучасний рівень вивчення надр характеризується тим, що легкодоступні для виявлення прямими геологічними методами родовища практично відкриті. В таких умовах особливого значення набувають науково-дослідні роботи, в тому числі петрологічного спрямування, які в загальному ланцюгу еволюції ранньодокембрійської кори дають змогу визначити позицію та сприятливі чинники рудно-металогенічних процесів. Серед недостатньо вивчених питань петrogenезису СПК найважливішими є такі: природа протолітів інтенсивно та неодноразово перетворених архейських утворень та їх первинне джерело, механізми та геодинамічні обстановки формування, умови та послідовність метаморфічних, ультраметаморфічних, магматичних процесів тощо.

Отже, дисертаційні дослідження спрямовані, з одного боку, на вирішення фундаментальних проблем і поглиблення наших уявлень про утворення та еволюцію архейської кори СПК, а з другого боку – на підвищення результативності ГРР щодо оцінки відомих та виявлення нових родовищ корисних копалин в його межах. Актуальність представленої роботи назріла також з огляду на великий обсяг нових фактічних даних, що були отримані за останні 20–30 років в процесі геологозйомочних робіт (ГЗР) масштабів

1 : 200 000 та 1 : 50 000 і потребували комплексного петрологічного опрацювання й узагальнення.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Дисертаційні дослідження автора виконувалися в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка (ІГМР) НАН України в рамках науково-дослідних робіт (НДР) за грантом Державного фонду фундаментальних досліджень “Ранньодокембрійські супракrustальні комплекси Українського та Балтійського щитів як індикатори головних етапів і геодинамічних умов формування континентальної кори фундаменту Східно-Європейської платформи в археї і палеопротерозої”, 2011–2012 pp. (державний реєстраційний № 0112U003587), а також в Українському державному геологорозвідувальному інституті (УкрДГРІ) за темами „Кореляція гранітоїдних формацій східної частини УЩ”, 2006–2013 pp. (державний реєстраційний № 0106U006851), „Вивчення геологічної будови України”, 2001–2009 pp. (державний реєстраційний № 0109U005966), “Оцінка перспектив Східної частини УЩ на вольфрам-молібденове та пов’язане з пегматитами рідкіснометально-рідкісноземельне зруденіння”, 2005–2008 pp. (державний реєстраційний № 0105U001655), “Геолого-формаційне вивчення фундаменту зеленокам’яних структур Середньопридніпровського геоблоку УЩ”, 2004–2006 pp. (державний реєстраційний № 0104U002909).

Мета і завдання дослідження. *Мета – з’ясувати петрогенезис архейських утворень Середньопридніпровського мегаблоку УЩ як ділянки зрілої ранньодокембрійської кори континентального типу – архейського кратону.*

Основні завдання дослідження: 1) визначити головні ознаки Середньопридніпровського мегаблоку як типового архейського кратону; 2) проаналізувати положення СПК в структурі кристалічного фундаменту УЩ і СЄП; 3) висвітлити основні риси геологічної будови відомих архейських кратонів; 4) охарактеризувати структурно-формаційні комплекси (СФК) та з’ясувати характер взаємовідношень між ними; 5) виділити головні петротипи у складі комплексів та визначити особливості їх положення в розрізах та

розвідження по площі; 5) виконати системне петрографічне, петрохімічне та геохімічне вивчення виділених петротипів; 6) визначити Р-Т параметри метаморфізму суперкрустальних утворень; 7) з'ясувати первинну природу інтенсивно метаморфізованих утворень та можливі джерела, за рахунок яких вони утворились; 8) дослідити геодинамічні умови формування вихідних порід; 9) на основі узагальнення отриманих даних розкрити особливості петрогенезису архейських утворень у складі кожного комплексу; 10) удосконалити загальну модель петрогенезису та еволюції СПК.

Об'єкт дослідження – Середньопридніпровський архейський кратон.

Предмет дослідження – петрологія метаморфічних, плутоно-метаморфічних та плутонічних архейських утворень СПК .

Методи дослідження: комплексна геолого-геофізична інтерпретація гравімагнітних полів; геологічне картування, детальний опис та випробування кристалічних порід у відслоненнях і керні свердловин; формаційний аналіз на парагенетичній основі; петрографічний опис прозорих шліфів; мікрозондове визначення хімічного складу мінералів із застосуванням електронного мікроскопу РЕММА-102-2 (лабораторія УкрДГРІ, м. Київ); петрохімічний (загальна характеристика породних комплексів, первинна природа метаморфічних утворень, геодинамічні умови формування); геохімічний (розподіл в породах РЗЕ, рідкісних та інших хімічних елементів, визначених методом ICP-MS в лабораторіях ВСЕГЕІ, м. Санкт-Петербург та ІГМР, м. Київ); ізотопно-геохімічний (співвідношення в породах ізотопів стронцію $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, лабораторія ІГМР, м. Київ); геотермобарометричний (РТ-умови формування метаморфічних парагенезисів).

Наукова новизна одержаних результатів та положення, що захищаються:

1. Середньопридніпровський архейський кратон складений типовими для докембрійських щитів утвореннями, які в межах Українського щита виділяються як структурно-формаційні комплекси: славгородський чарнокіт-гранулітовий, аульський плагіограніт-амфіболітовий, середньопридніпровський

тоналіт-зеленокам'яний, криворізько-білозерський метатеригенно-хемогенний, плутонічний двопольовошпатових гранітоїдів. За результатами виконаних робіт та аналізом літературних даних з'ясовано, що повний набір вищезазначених комплексів є надійною діагностичною ознакою древніх кратонів подібного типу.

2. Славгородський комплекс представлений діафторованими гранулітами, які окрім типового району свого поширення – тектонічно обмеженої одноименної брили – виявлені південно-західніше від неї у низці фрагментів інших брил. Вперше визначено, що протолітами піроксенових кристалосланців і амфіболітів є магматичні породи основного і середнього складу підвищеної лужності, рідко – вулканогенно-осадові та осадові відклади. Первінні гранулітові мінеральні парагенезиси сформувалися за температури, що сягала $800\text{--}835\text{ }^{\circ}\text{C}$, і тиску 7 кбар. Накладені діафторичні зміни (температура $T=650\text{--}745\text{ }^{\circ}\text{C}$, тиск $P=4\text{--}6\text{ кбар}$) пов'язуються з метаморфізмом амфіболітової фазії аульського комплексу.

3. Аульський комплекс об'єднує амфіболіти, кристалосланці, плагіогнейси та утворені за їхній рахунок ультраметаморфічні (мігматити) і плутонічні (плагіогранітоїди) породи. На основі нових фактичних даних доведено, що протолітами суперкрустальних утворень є вивержені породи; іноді відмічаються вулканогенно-осадові відклади. Вперше виділено дві петрогенетичні групи магматичних порід: 1) основного (амфіболіти) і 2) середнього та кислого (кристалосланці та плагіогнейси) складу, для яких припускаються самостійні, не пов'язані єдиними процесом диференціації магматичні джерела. Метаморфічні парагенезиси суперкрустальних утворень сформувалися за $T=640\text{--}735\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P=5\text{--}8\text{ кбар}$, що відповідає високотемпературній амфіболітовій фазії. Дрібнозернисті гнейсоподібні плагіогранітоїди, які складають шароподібні і жильні тіла, є продуктом часткового анатектичного плавлення суперкрустальних плагіогнейсів в зазначених РТ-умовах.

4. Середньопридніпровський тоналіт-зеленокам'яний комплекс складений переважно вулканогенними та плутонічними утвореннями коматітової, толеїтової та вапнисто-лужної серій, які сформувалися в загальній гомодромній послідовності. Поряд із визначеною раніше однотипною будовою розрізів зеленокам'яних структур (ЗКС), виявлено певні варіації обсягу та/або речовинного складу утворень різної серійної приналежності, що вказує на існування окремих, сателітних по відношенню до єдиного плюмового джерела, та відмінних за перебігом диференціації магматичних осередків, які поставляли лаву в ту чи іншу структуру. Сформовані внаслідок зазначених особливостей вулканізму розрізи кожної ЗКС мають свої стратиграфічні відмінності на рівні світ і підсвіт.

5. Близько 3 млрд років тому всю територію Середнього Придніпров'я охопив магматизм, представлений типовими для древніх кратонів тоналіт-трондеміт-гранодіоритовими (ТТГ) асоціаціями. Подальшого розвитку набула точка зору, згідно з якою вкорінення масивів plagіокласових гранітоїдів спричинило інтенсивні процеси ультраметаморфізму та метаморфізму в більш ранніх породних асоціаціях, а саме: мігматизацію аульського та славгородського комплексів, зональний метаморфізм утворень зеленокам'яних структур.

Практичне значення одержаних результатів: найважливіші висновки та ідеї, щодо зеленокам'яного та амфіболітового комплексів, успішно використовувалися автором в КП “Південукргеологія” під час проведення ГЗР; за матеріалами виявлених відмінностей у стратиграфічних розрізах ЗКС запропоновано поструктурний методичний підхід до розчленування зеленокам'яних утворень, який за рішенням Національного стратиграфічного комітету (протокол від 19.11.2015 р.) буде викладено у пояснювальній записці до оновленої Хроностратиграфічної схеми розчленування раннього докембрію УЩ. На сьогоднішній день розроблено та опубліковано для обговорення робочі стратиграфічні схеми найбільш вивчених Верхівцевської, Сурської і Конкської ЗКС; приналежність СПК до типових архейських кратонів вказує на

необхідність продовження пошукових робіт на алмази кімберлітового та нових нетрадиційних типів: лампрофірового (зеленокам'яний пояс Мічіпікотен, кратон Сюперіор) та коматітового (район Дейчін, Гвінейський щит).

Особистий внесок здобувача. В основу роботи покладено матеріали, отримані автором під час проведення ГЗР та НДР, виконаних з 2003 р. в КП «Південукргеологія», УкрДГРІ та ІГМР НАН України. Особисто автором задокументовано, випробувано та вивчено керн близько 1500 сверловин, понад 1100 відслонень кристалічних порід, досліджено понад 1700 прозорих шліфів, зібрано та оброблено близько 4500 хімічних аналізів порід та мінералів, з яких понад 800 є авторськими.

Внесок здобувача в публікаціях, написаних у співавторстві. У монографіях [1-3] – участь в написанні розділів, присвячених зруденінню золота в зеленокам'яних структурах. У роботах [5, 7, 8, 10, 12, 13, 25, 30, 37, 42, 44, 45, 47-50, 53, 56, 59] – вибір об'єкта дослідження, постановка завдання, польові, мінералого-petrographічні, petroхімічні, геохімічні дослідження, написання тексту, узагальнення результатів і складання висновків. У роботах [4, 9, 11, 14, 15, 17, 35, 38, 41, 43, 46, 55] – участь у польових роботах, petrographічних, petroхімічних, геохімічних дослідженнях, обговорення і формулювання висновків. У роботах [16, 18, 20, 51, 54, 58] – вибір об'єкта дослідження, геологічний опис золотовмісних корінних порід, кори вивітрювання та осадових відкладів, складання висновків. У статтях [19, 26, 31-33] – польові, petrographічні дослідження гранулітів УЩ, узагальнення та обговорення результатів. У статтях [21, 22] – дослідження розподілу РЗЕ в базит-ультрабазитах, написання тексту, складання висновків. У статтях [23, 28] – опрацювання літератури по Криворізькій структурі, обговорення результатів, складання висновків. У праці [34] – участь у складанні карти кристалічного фундаменту та написанні розділів з докембрію у пояснівальній записці.

Апробації результатів дисертації. Положення роботи доповідалися на 32-му Міжнародному геологічному конгресі (Флоренція, 2004); III-ій, IV-ій і V-ій науково-виробничих нарадах геологів-зйомщиків України (Рівне, 2005; Кривий

Ріг, 2007; Новомиколаївка, 2010); міжнародній науково-практичній конференції «Прикладна геологічна наука сьогодні: здобутки та проблеми» (Київ, 2007); науковій конференції «Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки» (Львів, 2010); міжнародній науково-практичній конференції «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы» (Київ, 2010); науковій конференції «Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України та світу» (Київ, 2011); ІІ міжнародній науково-практичній конференції «Геологічні пам'ятки – яскраві свідчення еволюції Землі» (Кам'янець-Подільський, 2011); науковій конференції «Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд» (Київ, 2012); міжнародних конференціях «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность», (Київ, 2013), «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений» (Москва, 2013), «Геология и геохронология пордообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах» (Апатити, 2013) і «Геохронология и геодинамика раннего докембрія Евразийского континента» (Київ, 2014); міжнародному геологічному форумі «Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука і виробництво» (Одеса, 2014); міжнародному мінералогічному семінарі «Юшкинские чтения-2014», (Сиктивкар, 2014); VIII-их наукових читаннях «Мінералогія: сьогодення і майбуття» (Чинадієве, 2014); міжнародній конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій» (Київ, 2014); наукових конференціях «Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою» (Київ, 2015) і «Метасоматизм та рудоутворення» (м. Київ, 2016 р.).

Публікації. Наукові результати і основні положення дисертації опубліковано в 30 статтях у наукових фахових виданнях України та інших держав, з яких 8 статей у виданнях, що включені до міжнародних наукометричних баз; 4 статті написані без співавторів. Результати дослідження

висвітлені також у 3 монографіях (у співавторстві), Державній геологічній карті (аркуш Дніпропетровськ) і 25 тезах доповідей.

Структура дисертації. Дисертація складається із вступу, 8 розділів, висновків і списку використаної літератури. Основний текст дисертації викладено на 345 сторінках. Дисертація містить 104 рисунків, 48 таблиць і 498 найменувань у переліку літератури. Загальна кількість сторінок – 514.

Автор щиро вдячний науковому консультанту академіку НАН України О.М. Пономаренку, академіку НАН України М.П. Щербаку, член-кореспонденту НАН України Л.М. Степанюку, доктору геологічних наук В.О. Сьомці, доктору геолого-мінералогічних наук С.Г. Кривдіку та кандидату геологічних наук С.М. Бондаренку за постійну підтримку та всебічне сприяння у вирішенні будь-яких питань, які виникали на різних етапах проведення досліджень. За плідну співпрацю, цінні поради і критичні зауваження під час підготовки роботи автор висловлює також вдячність докторам геол.-мін. і геол. наук О.Б. Боброву, В.П. Кирилюку, С.Б. Лобач-Жученко, В.В. Покалюку, Л.В. Ісакову, А.О. Сіворонову, **I.C. Параньку**, Г.В. Артеменку, М.С. Ковальчуку, І.Л. Жулановій, Л.І. Ходоревській, доктору хім. наук А.І. Самчуку, кандидатам геол.-мін. і геол. наук О.В. Грінченку, В.О. Синицину, З.В. Карли, С.І. Курилу, М.О. Донському, С.М. Цимбалу, Ю.Ф. Веліканову, а також В.О. Шпильчаку, М.М. Шурку та всім геологам-виробничникам КП «Південукргеологія». За допомогу в оформленні дисертації автор вдячний О.Б Бондаренко та Л.В. Сьомці.

РОЗДІЛ 1

ОБГРУНТУВАННЯ ПОСТАНОВКИ ПРОБЛЕМИ ТА АНАЛІЗ СТУПЕНЮ ЇЇ ВИВЧЕНОСТІ

Виокремлення проблемних питань петрогенезису утворень СПМ виконано на основі всебічного аналізу стану вивченості, що наводиться нижче.

1.1 Початкове геологічне вивчення території

Перші відомості про геологічну будову Середнього Придніпров'я відносяться до середини XIII ст. З другої половини XIII ст. по другу половину XIX ст. район спорадично відвідувався окремими вченими-мандрівниками, дослідження яких носили випадковий характер. В останні десятиліття XIX ст. проводилися вже більш систематизовані дослідження, що передбачали встановлення петрографічного складу та генезису різноманітних кристалічних порід, а також робилися перші спроби їх вікового розчленування (М. Борисяк, І. Леваковський, А. Бріо, Г. Клемм, Л. Кучинський, С. Конткевич, Р.А. Прендель, В.А. Домгер, П.П. Пятницький).

В першій половині ХХ ст. (1918, 1935 р.р.) М.І. Безбородько займався вивченням кристалічних порід вздовж берегів Дніпра, вивчав явища контактового метаморфізму, асиміляції та ксенолітоутворення. Вперше на УЩ він виділив мігматити та описав механізм утворення цих порід. Продовжив ці дослідження В.І. Луцицький (1919, 1934, 1939 рр.), який приділяв значну увагу генезису мігматитів, петрографії кристалічних порід, питанням тектоніки і стратиграфії.

Наприкінці 40-х років минулого століття М.Г. Вадимов, А.М. Козловська, М.І. Ожегова, Л.Г. Ткачук та ін. узагальнили всі наявні геологічні матеріали та склали комплексну геологічну карту України масштабу 1 : 500 000 зі стратиграфічною схемою. Фактично ці роботи можна вважати закінченням етапу загального вивчення території. На цей час були встановлені та вивчені

основні літолого-петрографічні типи кристалічних порід СП; з'ясована широка розповсюдженість гранітоїдних порід, серед яких найбільш поширеними є мігматити; на основі петрографічного і петрохімічного вивчення зроблені висновки про ймовірну первинну природу метаморфічних утворень; за геологічними даними та стратиграфічними співвідношеннями висловлені припущення про вік кристалічних порід, на основі чого створювалися перші стратиграфічні схеми.

Своєрідним підсумком загального вивчення регіону можна вважати відоме двохтомне видання-атлас Ю.І. Половінкої [264]. Робота значною мірою ґрунтувалась на матеріалах по УЩ і дотепер залишається настільною книгою знавців петрографії докембрію.

1.2 Головні етапи геологозйомочних робіт

Геологозйомочні роботи традиційно розглядаються в Україні не тільки як джерело систематизованих фактичних даних, але й як своєрідний вид наукових досліджень. Більше того, як справедливо зауважив І.Б. Щербаков [370], в Україні геологи-виробничники ніколи не відділялися від геологів-вчених. В практиці геологічної зйомки її автори неодноразово розробляли, впроваджували або спростовували різноманітні наукові ідеї та гіпотези. Тому доцільно розглянути загальну історію проведення ГЗР досліджуваного району з акцентом на найголовніших результатах і проблемних питаннях петрології.

В історії проведення ГЗР можна умовно виділити три етапи. Перший етап – це розгортання середньо- та великомасштабної зйомки у 1950-1960-х рр. робіт, які охопили всю територію СП. Зйомку окремих аркушів у масштабі 1 : 200 000 виконали В.М. Гладкий, Е.В. Рєпіна, Г.М. Карпов, Є.А. Безнер, В.А. Рябенко, А.А. Гойжевський, І.І. Галака, І.І. Степанський, Г.В. Пасічний, крупномасштабне картування (1 : 50 000) у межах найбільш перспективних площ – Б.Т. Осадчий, М.Г. Таран, Г.М. Карпов, А.А. Зайцев, О.Д. Тимошенко, А.Г. Виногродський, А.С. Войновський, Ю.Д. Шковира, М.І. Лебедєв та ін.

Найважливіші результати зазначених ГЗР зводяться до двох головних висновків: 1) виділена та закартована конксько-верхівцевська серія (теперішня конкська) в межах структур, які пізніше були названі зеленокам'яними; 2) метаморфізовані осадово-вулканогенні утворення конксько-верхівцевської серії залягають на інтенсивно мігматизованих гнейсах, кристалосланцях і амфіболітах, що виділялись як дніпровська, теперішня аульська серія; 3) поряд із систематизованою документацією практично всіх відслонень кристалічних порід пройдено тисячі бурових свердловин, щоправда з незначним, до перших десятків метрів, заглибленням у кристалічні породи.

Другий етап (1970-1980-ті роки) вирізняється найбільш масштабними та всебічними дослідженнями, які зосереджувалися переважно в межах ЗКС. На відміну від первого етапу, більшість бурових свердловин пройшли по кристалічних породах 100 м і більше. Початком цього етапу можна вважати структурно-профільне буріння у межах Верхівцевської, Сурської та Конкської ЗКС, де за ініціативи М.П. Семененка та під його науковим керівництвом були пройдені Самотканський, Гранівський, Алферівський, Північносурський, Сурський, Кирпотинський, Веселянський профілі свердловин. За результатами робіт отримано практично перекриті розрізи метаосадочно-вулканогенних утворень конксько-верхівцевської (конкської) серії, виявлено перспективні зони мінералізації золота, міді, цинку, кобальту, нікелю, молібдену тощо. Для завірки останніх було розгорнуте глибинне геологічне картування у масштабі 1 : 50 000 (ГГК-50), що виконувалося під керівництвом таких відомих геологів як В.Ф. Кіктенко, В.М. Кічурчак, Ю.Д. Шковира, В.М. Кіньшаков, О.А. Гончар, В.П. Карпенко, Н.М. Лебедєв, В.Д. Коваленко, О.А. Зайцев, Б.З. Берзенін, І.О. Гаєв, А.І Некряч, О.Б. Бобров, О.М. Бестужев, В.Д. Кузь, Г.Є. Змієвський, М.В. Кушинов та ін.

У 1980-их рр. для розчленування ранньодокембрійських утворень у практику виконання ГЗР почав впроваджуватися метод геолого-формаційного аналізу на парагенетичній основі, розроблений колективом вчених Львівського університету під керівництвом Є.М. Лазька. Вперше він був успішно

застосований О.Б. Бобровим при вивченні Сурської (1981-1985 рр.) та Алферівської ділянки Верхівцевської ЗКС (1985-1989 рр.). Отримані результати лягли в основу розробленої у 1991 р. колективом авторів (В.Д. Колій, А.О. Сіворонов, О.Б. Бобров, А.І. Некряч) стратиграфічної схеми розчленування зеленокам'яного розрізу [161], яка пізніше була затверджена НСК України і є чинною до сьогоднішнього дня [164]. Загальні питання геолого-формаційного вивчення регіону викладені в розділі 3.

Третій етап (90-ті роки ХХ ст. – до наших днів) знаменує собою перехід від інтенсивного ведення геологічних досліджень з великими обсягами високозатратних польових досліджень (в першу чергу, буріння свердловин) до екстенсивної обробки, узагальнення та переінтерпретації накопичених фактичних даних. Відповідно таким тенденціям головним видом геологозйомочних робіт стало ГДП у масштабах 1:50000 і 1:200000 та складання поаркушної Держгеолкарти-200. Роботи виконували С.І. Переверзєв, Г.Є. Змієвський, В.В. Захаров, М.С. Курлов, А.А. Петренко, В.О. Шпильчак, А.І. Некряч, О.В. Мартинюк, О.М. Бестужев, В.В. Сукач, М.М. Шурко, В.М. Петько та ін.

Виконані Г.Є. Змієвським геодинамічні побудови у зв'язку з бурінням надглибокої свердловини в межах Криворізької структури у 1990 р. та в 1993 р. у процесі ГГК-50 Токівської площі стали першою спробою застосування в практиці ГЗР мобілістських методів досліджень. В 1998 р. М.С. Курлов завершив роботи з узагальнення та систематизації матеріалів, отриманих при бурінні Криворізької надглибокої свердловини. В.В. Захаров на території Криворізького та Жовтоводського аркушів західніше Криворізької структури у 1999 р. [100] виділив ланцюжок структур, які за кільцевою морфологією відрізняються від типових ЗКС, що дає змогу припускати певні відмінності їх речовинного складу, генезису та еволюції. Ще одне дискусійне питання, підняте В.В. Захаровим, стосується віднесення одних і тих же за складом та віком плагіогранітоїдів в одному випадку до саксаганського, в іншому – до сурського або дніпропетровського комплексів.

За результатами ГДП-200 аркушу Дніпропетровськ А.І. Некряч (2000 р.) розглядав дугоподібні тіла амфіболітів та кристалосланців славгородської товщі як релікти крупного тіла габроїдів – інтузивних аналогів метавулканітів в складі аульської серії [226]. Існування гранулітів ставилось під сумнів. Для з'ясування цього питання у межах центральної частини Славгороського блоку були виконані спеціалізовані тематичні дослідження (І.Є. Меркушин, О.Б. Бобров та ін., 2009). Отримані результати підтвердили існування діафторованих суперкрустальних порід славгородської товщі та просторово і генетично сполучених з ними ендербітідів.

Серед геологів-зйомщиків особливо слід відмітити Б.З. Берзеніна, який створив серію періодично поновлюваних геологічних карт докембрійських утворень Середньопридніпровського та Приазовського районів (1980, 1988) – основу для постановки всіх видів геологорозвідувальних робіт в межах східної частини УЩ. Останній варіант такої карти з'явився у 1999 р.

Щодо вивченості добре відомих ЗКС необхідно звернути увагу на таке. Велика кількість пробурених у межах структур свердловин, багатотомні виробничі та наукові звіти, сотні публікацій та десятки дисертацій спонукають до думки про високий рівень їх вивченості та вирішеність усіх питань як геологічної будови, так і рудоносності. Проте результати ГЗР останніх років (В.М. Бестужев, 1995; В.М. Петъко, 1998; В.В. Сукач, 1999; В.В. Захаров, 1999; В.Я. Ганзя, 2006; М.М. Шурко, 2007 та ін.) засвідчили, що уніфікований підхід до вивчення ЗКС не розкриває повною мірою особливості петрогенезису та еволюції кожної структури. Так, у межах Сурської [227, 317, 336 та ін.], Чортомлицької [252, 269 та ін.] та кільцевих ЗКС поблизу Кривого Рогу [5, 275 та ін.] отримано принципово нові дані, які ставлять під сумнів традиційні уявлення про будову ЗКС і, разом з тим, значно розширяють їх металогенічні перспективи.

За рекомендаціями, розробленими під час ГЗР, на перспективних площах виконувалися пошукові роботи на різні види корисних копалин (золото, нікель, мідь, кобальт, платиноїди тощо), які в різні роки виконували А.А. Настенко,

В.М. Герасименко, Є.П. Литовченко, М.Т. Вадимов, М.Т. Зеліков, Г.Т. Лебедь, Б.А. Свищов, І.О. Гаєв, Н.М. Гаєва, В.М. Романенко, І.К. Абрамов, І.С. Душенко, А.В. Дюков, І.В. Корчагін, В.А. Ігнаткін, С.А. Трощак, В.П. Карпенко, Л.О. Рязанцева, М.Т. Цима, Н.П. Гончаренко та ін.

Починаючи з 1960-их років по всій території СПК періодично складалися прогнозно-металогенічні карти на різні види корисних копалин, переважно у масштабі 1:200 000: Я.М. Бєлєвцев, 1960 р.; А.О. Агєєв, 1965, 1972 pp.; М.А. Єременко, 1970 р.; В.Ф. Лавриненко, 1977 р.; Т.М. Сумцова, 1978, 1981 pp.; І.А. Гаєв, 1983 р.; О.А. Гончар, 1977, 1980, 2000 pp.; Ю.С. Лебедев, 1980 р.; Л.С. Галецький, В.А. Колосовська, 1984 р.; М.Т. Цима, 1988 р.; В.Д. Інін, 1990 р.; Ю.Г. Дищук, 2000 р. та ін.

Висновки. Серед проблемних питань ГЗР можна відмітити певний дисбаланс у вивченні різних за геологічною будовою структурно-тектонічних одиниць реігону. Так, ЗКС закартовані у масштабі 1:50000 з порівняно великою кількістю глибоких (до 300 м) свердловин, тоді як їхнє гранітоїдне облямування покрите зйомками переважно масштабу 1:200000 з доволі розрідженою сіткою свердловин з незначним заглибленням у кристалічні породи. Також автори зйомок останніх років акцентують увагу на необхідності удосконалення чинної хроностратиграфічної схеми 2004 р., яка на сучасному етапі вивчення не дає в повній мірі розкрити особливості будови кожної ЗКС, а відтак, виконати більш достовірний та оптимістичний прогноз корисних копалин.

1.3 Геологічна вивченість стратифікованих суперкрустальних утворень

Початком систематизованого вивчення глибоко метаморфізованих стратифікованих утворень, які розповсюджені в обрамленні зеленокам'яних структур, можна вважати дослідження М.П. Семененка у 1948 р. розрізу гнейово-амфіболітових утворень в районі с. Аули неподалік від м. Кам'янське. Пізніше ця ділянка була визнана як стратотипова для аульської серії, проте у 1964 р. води Дніпродзержинського водосховища поховали цей унікальний розріз. Матеріали вивчення суперкрустальних утворень увійшли до його праць у наступні роки: «Структура кристаллического массива Среднего

Приднепровья», 1949 р.; «Строение Украинского кристаллического массива и история его формирования», 1951 р.; «Докембрий УССР», 1953 р. На той час вони мали велике значення і втратили свою актуальність лише з виходом наступної серії монографій М.П. Семененка зі співавторами у 1980-х рр. [283, 349 та ін.].

Серед робіт з вивчення утворень, які підстилають зеленокам'яний породний комплекс, найбільш вагомою є тематична робота „Литолого-формационное изучение и расчленение докембрийских образований района нижнего течения р. Базавлук”, що виконувалося в 1970-1972 рр. за участю О.А. Гончара та співробітників Львівського університету А.О. Сіворонова та А.М. Лисака [205-207]. Цими роботами було започатковано застосування в регіоні нового методу розчленування докембрійських утворень – геолого-формаційного аналізу на парагенетичні основі. В результаті досліджень асоціацію суперкрустальних порід (плагіогнейси, кристалосланці та амфіболіти) виділено в обсязі гнейсово-амфіболітової формації. Вона характеризується ритмічною будовою і розділена авторами на три товщі. За петрографічними та петрохімічними характеристиками порід зроблені висновки про утворення гнейсово-амфіболітової формації за рахунок вапняково-глинистих осадових відкладів (залізистий мергель, вапнякова глина). Додаткові геолого-формаційні дослідження відслонень вздовж р. Базавлучок, які були виконані А.О. Сівороновим та ін. з 1979 р. по 1981 р., дали змогу виділити в обсязі гнейсово-амфіболітової формації не три, а дві одиниці: кристалосланцево-гнейсову та кристалосланцево-амфіболітову.

Грануліти в Середньому Придніпров'ї вперше виявив у 1972 р. Б.З. Берзенін в районі так званих Славгород-Синельниківських магнітних аномалій. Проте їх наявність, за недостатністю фактичних даних, довгий час ставилась під сумнів. А.І. Некряч розглядав [226] піроксенвмісні породи як типові плутонічні утворення, що беруть участь у складі диференційованого габро-плагіогранітного масиву, тоді як О.Б. Бобров дотримувався точки про їхній метаморфічний генезис [43, 44]. І лише у 2009 р. результати

спеціалізованих досліджень, виконаних колективом геологів (О.Б. Бобров, І.Є. Меркушин, О.А. Лисенко, В.О. Шпильчак та ін.), в тому числі за участю автора, підтвердили факт розвитку в Славгородському районі типових утворень гранулітової фації, аналогічних грануліто-гнейсовим асоціаціям побузького та західноприазовського комплексів [49, 90].

Петрологічні дослідження найдревніших утворень виконувалися також В.І. Орсою, що зосереджувалися переважно на питаннях мігматито- та гранітоутворення. Зокрема у 1973 р. опублікована його праця по граніто-гнейсовому комплексу Середнього Придніпров'я [231], в якій поряд з гранітоїдами розглядаються петрогенетичні особливості суперкрустальних утворень. Вивченням генезису порід дозеленокам'яної асоціації займалися також І.М. Бордунов, М.М. Доброхотов, В.Л. Бойко, Б.З. Берзенін, О.А. Гончар, О.Б. Бобров, В.С. Заїка-Новацький та ін.

Радіогеохронологічне датування та петрогенезис порід аульської серії басейну р. Базавлук у 1990-х роках з'ясовували також науковці московської і воронезької шкіл А.В. Самсонов, І.С. Пухтель, Д.З. Журавлев, І.В. Чернишов та ін. [278 та ін.]. У 2006 р. вік суперкрустальних порід вивчали також Л.М. Степанюк, В.М. Скobelев, Т.І. Довбуш та ін. Отримані дані засвідчили, що формування плагігнейсів та амфіболітів аульської серії відбувалось не раніше мезоархею [307], на відміну від геологічних висновків про їх палеоархейський вік.

Висновки. Потребують довивчення такі питання петрології суперкрустальних утворень: - первинна природа глибоко метаморфізованих утворень, з'ясування якої ускладнюється практично повною відсутністю структурно-текстурних однак первинних порід і реліктів вихідних мінералів; - Р-Т умови метаморфізму, в першу чергу, утворень з реліктовими гранулітовими мінеральними парагенезисами, характерними для кристалосланців славгородської товщі, а також амфіболітів, кристалосланців та плагіогнейсів базавлуцької товщі аульської серії; - обсяг і походження плагіогнейсів у складі метаморфічних порід, що відносяться до базавлуцької

товщі аульської серії; - геодинамічні умови та еволюція формування суперкрустальних товщ аульської серії та славгородської товщі, характер співвідношень між ними та з утвореннями зеленокам'яного комплексу.

1.4 Геологічна вивченість базит-ультрабазитів

Архейські базит-ультрабазити мають домінуюче поширення в складі зеленокам'яних структур, де вони представлені цілою низкою ВПА [30]. Окрім тіла і дайки локалізуються також серед гранітоїдного обрамлення ЗКС.

Ще до визначення своєї геолого-структурної приналежності ультрабазити стали об'єктами пошукових і розвідувальних робіт в середині ХХ ст. у зв'язку з нікеленоносністю їхньої кори вивітрювання (Ю.Б. Баас, І.І. Шевчишин, І.С. Усенко, М.Б. Славутський, Г.Г. Зацерковнюк).

Однією із перших праць з петрології базит-ультрабазитів можна вважати монографію І.С. Усенка [350] яка вийшла у 1948 р. В ній викладені матеріали вивчення порід основного складу у відслоненнях вздовж річок Мокрої Сури та Базавлука, які тепер входять до складу аульської та конкської серій. Автором виконані детальні петрографічні дослідження, виділені типові мінеральні асоціації, наведені хімічні аналізи порід. Ще до відкриття коматітів І.С. Усенко відмічав, що докембрійські базити характеризуються нетиповою для більш пізніх утворень високим вмістом магнію. В його наступній монографії „Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива” (1953р.) встановлено магматогенне походження метаморфічних порід, серед яких виділено нижньо- та верхньоархейські метабазити, а також дві групи за різним співвідношенням молекулярних кількостей заліза, магнію і кальцію.

У кінці 1970-их – на початку 1980-х вийшла серія монографій колективу авторів під керівництвом М.П. Семененка (В.Д. Ладієва, В.Л. Бойко, С.М. Рябоконь, І.М. Бордунов та ін.), в яких детально розглянуто поширення, геологічні розрізи, петрографічні, петрохімічні та геохімічні особливості породних формаций центральної частини УЩ, в тому числі базит-ультрабазитів

[283, 349]. Велике значення цієї роботи забезпечив покладений в її основу багатий фактичний матеріал структурно-профільного буріння в межах ЗКС.

Вивченю петрографії, мінералогії, геохімії та генезису ультраосновних порід, які виділялися в межах ЗКС як інтрузивні масиви (Правдинський, Карнаухівський, Варварівський та ін.), багато уваги приділяли З.І. Танатар-Бараш, М.М. Ільвицький, В.Д. Ладієва, А.Г. Смоголюк та ін. Завдяки їхнім роботам була встановлена приналежність масивів до утворень дуніт-гарцбургітової та габро-дуніт-піроксенітової формаций, а для деяких із них виявлено присутність порід обох формаций. В таких випадках автори схилялись до думки про їхнє утворення за рахунок змішування ультраосновних магм з основними, що підтверджувалось матеріалами геохімічних досліджень М.М. Ільвицького [128, 129]. Розглядалось також питання аналогії цих утворень з офіолітовими асоціаціями фанерозою [127].

В просторовій та генетичній асоціації з інтрузивними ультрабазитами в 1980-х роках вченими Львівського університету були виявлені та вивчені метаморфізовані лави коматітів. З'ясуванням їхнього петрогенезису займалися А.О. Сіворонов, О.Б. Бобров, Б.І. Малюк, А.Г. Смоголюк та ін. [20, 45, 209, 290, 289 та ін.]. За речовинним складом та особливостями генезису ними доведено подібність ультраосновних вулканітів СПК петротиповим коматітам зеленокам'яного поясу Барбертон. Серед інших досягнень згаданих авторів слід відмітити такі: встановлена циклічне чергування в розрізах ЗКС ультраосновних та основних вулканітів, які разом з їхніми інтрузивними аналогами формують серію вулкано-плутонічних асоціацій; виявлено фрагменти архейських вулканів і типові для базальтоїдів подушкові лави; для метаморфізованих порід, що містять реліктові ознаки первинної природи запропоновано використання термінології дометаморфічних порід з додаванням приставки «мета-», наприклад, метабазалт, метатуфоалевроліт.

Питанням петрології базит-ультрабазитових асоціацій присвячені також роботи таких відомих дослідників як В.Л. Бойко, Т.А. Скаржинська, О.М. Струєва, Є.М. Крестін, Л.Г. Данілович, С.Б. Лобач-Жученко.

Грунтовне вивчення метасоматитів в базит-ультрабазитах ЗКС, з якими пов'язана мінералізація золота, молібдену, міді та інших корисних копалин, виконали В.С. Монахов [221, 222], В.О. Стульчиков [311], В.О. Синицин [295], В.Б. Коваль, М.В. Рузіна [270] та ін. Пологе залягання метабазальтових товщ виявили у центральних частинах Сурської, Чортомлицької ЗКС, а також розшарованість тіл їхніх плутонічних аналогів – габродолеритів А.І. Некряч, В.В. Сукач, В.М. Петъко та ін. [226, 252, 318, 329, 335 та ін.]. В останні 10-15 р. вивченням геохімії та петрології базит-ультрабазитів займалися Г.В. Артеменко [5, 10 та ін.], Н.А. Arrestova [1 та ін.], І.А. Самборська [274, 276 та ін.], О.Ю. Великанова [56 та ін.] та ін.

Висновки. Серед недостатньо вивчених та дискусійних питань щодо петрології базит-ультрабазитів головними є такі: 1) генетичний зв'язок коматітів та базальтів, які просторово асоціюють; 2) присутність утворень різних геодинамічних обстановок (рифтових та островодужніх), що складають різні частини однієї структури; 3) недостатність геохімічних даних для петрологічної характеристики магматичних тіл різного геолого-структурного положення (ЗКС, гранітоїдне облямування, зони розломів); 4) характер петрологічних процесів, які призвели до формування гомодромних циклів магматизму; 5) присутність ультраосновних вулканітів у складі вулканогенно-осадових товщ, які завершують розріз ЗКС (білозерська серія, теплівська товща); 6) докази і роль мантійно-плюмових процесів у формуванні базальтоїдних і коматітovих товщ; 7) співставлення базальтового магматизму, який широко проявився у межах ЗКС, з формуванням більш ранніх первинно базальтоїдних товщ, релікти яких збереглися в їхньому облямуванні.

1.5 Геологічна вивченість гранітоїдів

Гранітоїди як найбільш поширені кристалічні породи у відслоненнях стали найпершими об'єктами геологічних досліджень у регіоні. Найбільш важливі публікації з'явилися на початку ХХ ст. Це роботи В.І Лучицького,

П.П. П'ятницького, В.Є. Тарасенка, М.І. Безбородька, які лягли в основу тодішніх уявлень про гранітоїдний магматизм східної частини УЩ. Серед авторів основоположних робіт з петрології гранітоїдів Ю.Т. Дубяга, І.Л. Личак, Ю.І. Половінкіна, І.С. Усенко, Я.М. Бєлєвцев, М.П. Семененко, Н.І. Світальський, М.К. Івантишин, З.А. Крутіховська, М.Н. Доброхотов, Ю.Ю. Юрк, А.І. Тугарінова, А.І. Козловська, В.І. Орса; важливий внесок зробили також І.Г. Сагайдак, Л.Л. Іванов, І.С. Педан, А.М. Безуглій, І.Б. Басс, В.М. Гладкий, Є.А. Безнер, М.М. Івантишин, Л.В. Комлєв, Г.І. Каляєв, Є.Б. Налівкіна, В.А. Щуканов та ін.

М.П. Семененко виділяв у СПК чотири інtrузивних комплекси: 1) кременчуцько-таромський, 2) кіровоградсько-криворізький (включаючи саксаганські плагіограніти), 3) дніпровсько-бузулуцький (включаючи токівські граніти, гранодіорити Лоцкам'янки та боковянський порфіроподібний чорнокварцовий граніт), 4) дайки лужних гранітів селищ Тахтайки та Мішуриного Рогу. Під його керівництвом вперше в Україні були проведені радіологічні дослідження та отримано вік головних петротипів гранітоїдів.

В 1956 р. Ю.Ю. Юрк виділив наступні комплекси гранітоїдів: - найдревніші гранодіорити, плагіограніти та мігматити середньої течії р. Дніпра; - сірі, рожево-сірі порфіроподібні та рівномірнозернисті граніти району річок Базавлук, Мокрої Московки; -- граніти Токівського масиву. В 1961 р. в тематичній роботі «Гранітоїди Середнього Придніпров'я» А.М. Козловська і Л.А. Таранова виділили два магматичних комплекси: кіровоградсько-житомирський та дніпрово-токівський.

Значне зростання обсягів робіт практично усіх породних комплексів відмічається у 70-80-ті роки ХХ ст. З одного боку це обумовлювалось модернізацією лабораторної бази і застосуванням «тонких» аналітичних методів, а з другого – розгорнутими по всій території СПК різномасштабних геологозйомочних робіт. Вивчення речовинного складу та умов формування гранітоїдів виконали М.М. Доброхотов, В.І. Орса, О.О. Сіворонов, О.Б. Бобров, Б.З. Берзенін, М.П. Щербак, А.М. Лисак, Б.Я. Хорєва, Р.І. Сіроштан,

В.М. Трощенко, М.А. Єрьоменко, К.І. Свєшніков, Б.О. Горлицький, М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, А.В. Сухорада, І.Б. Щербаков, К.Ю. Єсипчук, І.С. Паранько, В.М. Загнітко, Н.Ф. Дудник, Ю.Ф. Веліканов та ін. Велике практичне значення мали виділені О.Б. Бобровим тіла ріоліт-дацитів (солонянська світа), з якими просторово та генетично пов'язані найперспективніші та найбільш чисельні прояви мінералізації золота, а також молібдену, серед яких відомі родовища Сергіївське, Балка Золота.

Вагомий внесок у вивчення проблем петрології гранітоїдів зроблено В.І. Орсою. В його роботі 1973 р. [231] серед гранітоїдів району виділяється 3 групи: 1) плагіоклазові автохтонні гранітоїди строкатого складу – від кварцових діоритів до плагіогранітів; 2) двопольовошпатові граніти Мокромосковського масиву; 3) рожеві апліто-пегматоїдні. Мігматити автором розглядаються окремо і поділені на групи за текстурно-структурними ознаками. У монографії 1988 р. [230] В.І. Орса виконав узагальнення результатів виконаних ним досліджень. Також слід зазначити роботу [89], в якій розглянуто основні закономірності ранньодокембрійського гранітоутворення, підготовлену 1984 р. колективом авторів: Є.М. Бартницький, К.Ю. Єсипчук, В.І. Орса, В.К. Осадчий, І.С. Усенко, І.Б. Щербаков та ін. Запропонована схема формаційного розчленування, наведена стисла характеристика головних гранітоїдних комплексів, їх хімічний склад, розподіл рідкісних елементів, особливості складу породоутворюючих та акцесорних мінералів. Накопичені на той час дані геохронологічних досліджень були узагальнені у 1978 р. М.П. Щербаком зі співавторами в довіднику [146]. Певний обсяг ізотопно-геохімічних досліджень гранітоїдів, з якими пов'язане зруденіння золота Чортомлицької та Сурської ЗКС виконали В.Ф. Лапуста, В.Б. Коваль та ін.

У 1990-их роках на фоні зменшення обсягу високозатратних геологорозвідувальних робіт відбувається наукове узагальнення раніше отриманих матеріалів, результатом якого стало опублікування низки монографічних праць. Серед них довідник [110], що був підготовлений у 1993 р. групою науковців ІГМР НАН України (К.Ю. Єсипчук, В.І. Орса,

І.Б. Щербаков, В.М. Скобелев) за участю Є.М. Шеремета. Для кожного гранітоїдного комплексу наведено хімічний склад головних петротипів, вміст елементів-домішок, а також пов'язані з ними рудопрояви корисних копалин. Ще один довідник у 2003 р. був підготовлений співробітниками КНУ ім. Тараса Шевченка „Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита” [249], в якому наведені дані про розподіл хімічних елементів, вміст петрогенних оксидів, фізичні характеристики головних петротипів усіх гранітоїдів.

Геохронологічні дослідження з 90-их років ХХ ст. характеризуються успішним застосування уран-свинцевого ізотопного методу. Завдяки роботам Г.В. Артеменка, А.В. Самсонова [6, 278 та ін.], а в останні роки – Л.М. Степанюка і С.І. Курила [180, 308 та ін.] отримано реперні дати віку практично по всіх гранітоїдних комплексах СПК.

Висновки. Серед проблемних питань гранітоїдних утворень виділяються такі: - генезис та вік формування мігматитів дніпропетровського комплексу і плагіогранітоїдів, що асоціюють з ними; - петрогенезис утворень плагіогранітоналіт-гранодіоритового (ТТГ) складу (сурський, саксаганський і дніпропетровський комплекси), їх роль і місце в еволюції гранітоїдного магматизму регіону; - фаціальна та генетична приналежність порфіроподібних дацитів, ріодацитів, які раніше виділялись в межах Сурської ЗКС як стратотип солонянської світи конкської серії; - особливості формування суббулканічних гранітоїдів внутрішніх частин ЗКС, їх імовірний зв'язок з плутонічними плагіогранітами сурського комплексу; - петрогенезис ендербітів Славгородського блоку.

1.6 Геофізична вивченість

Геофізичні дослідження в значних обсягах почали застосовуватися з середини ХХ ст. До цього часу можна відмітити магнітometричні роботи, в результаті яких були розширені граници рудних площ Кривого Рогу, оконтурено великі магнітні аномалії та оцінено їх перспективність на залізо і

нікель. Одним із головних досягнень цього періоду вважається виявлення на початку 1930-х років магнітних аномалій, які зазвичай відповідають площам теперішніх ЗКС і викликані присутністю в їхніх розрізах магнітоактивних залізистих кварцитів. Ці площі були названі районами Сурських, Верхівцевських, Конських тощо магнітних аномалій.

У другій половині 1950-их до середини 1960-их років завершилися гравіметричні та електророзвідувальні зйомки масштабу 1 : 200000 (частково 1 : 500000), які часто разом з аеромагнітними зйомками супроводжували ГРР. Наземні роботи у масштабі 1 : 50000 (В.Б. Шевченко, М.І. Бакланов, В.М. Пелюшенко, З.А. Крутиховська, Є.П. Купчинський, Г.М. Колеватов, В.Г. Бабанов, В.І. Розов та ін.) проводилися у межах ЗКС. В центральній частині СПК було виділено Томаківський гравітаційний максимум.

В кінці ХХ ст. геофізичні дослідження набувають нового, якісно вищого науково-технічного рівня, що характеризується комплексністю, застосуванням високоточної апаратури, розробкою і впровадженням нових методик інтерпретації. Геофізичні дослідження стають невіддільною частиною ГЗР. Виконується велика кількість комплексних зйомок масштабу 1 : 10000 – 1 : 25000 в межах ЗКС, складаються зведені гравіметричні та магнітні карти у масштабі 1 : 50000 на ці структури. По всій території СПК створюються комплекти гравімагнітних карт масштабів 1 : 200000 – 1 : 100000 на основі зйомок В.А. Ахметшина, А.О. Ірзи, Р.Я. Ківлюка, О.К. Малиновського, Ж.Г. Мальмета, В.Б. Мітельмана, В.Л. Пивоварова, П.Г. Пігулевського та ін.

У 1970-х роках розпочаті роботи по двомірному гравітаційному моделюванню окремих профілів глибинного сейсмічного зондування, а з початку 1980-их ці роботи продовжувалися на більш високому рівні, при якому підбір глибинної будови земної кори та верхньої мантії здійснюється в тривимірному варіанті (Г.Я. Голіздра, Є.Г. Булах, В.В. Гордієнко, В.Г. Козленко, С.С. Красовський, В.Б. Бурянов, М.Р. Бурян, В.М. Пелюшенко та ін.). Дво- та тривимірне моделювання магнітного поля як по геотраверсах, так і по площі виконували З.А. Крутиховська, І.К. Пашкевич та ін.

В 1960 році на півночі Криворізької структури (Ганнівська смуга) були проведені сейсмічні дослідження методом переломлених хвиль (В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов). У 1981-1982 роках з метою комплексного вивчення глибинної будови Кривбасу і визначення оптимальної точки буріння Криворізької надглибокої свердловини Придніпровська ГФЕ виконала сейсморозвідувальні роботи в межах Саксаганської району. За результатами цих робіт Саксаганська структура інтерпретується як монокліналь, що крутко падає до глибини більше 6 км.

Головна роль при вивчені земної кори та верхньої мантії відводиться сейсмічним дослідженням і, в першу чергу, глибинному сейсмічному зондуванню (ГСЗ), а з кінця 1980-их – і методу багаторазових перекриттів на базі систем загальної глибинної точки (МЗГТ). У 1987 р. М.О. Бородулін і О.М. Стовас виконали такі роботи по регіональних профілях, а також в районі Кривого Рогу і в межах ЗКС. Для більшості структур безпосередньо під ними в інтервалі глибин 5-15 км виявлені монолітні блоки високоощільних ($2,9 \text{ г}/\text{см}^3$) порід основного складу.

У 1991 р. один із профілів з вивчення глибинної будови району Північноукраїнської АЕС методом МВХ-ЗГТ був продовжений на територію Середнього Придніпров'я, що дозволило на єдиному фізичному рівні отримати модель глибинної тектоніки по південній частині Дністровсько-Бузького та СПМ.

За даними ГСЗ із залученням даних по гравіrozвідці, магніторозвідці, електророзвідці та широким використанням геологічної інформації у 1993 р. вздовж регіональних профілів МЗГТ були створені комплексні геолого-геофізичні моделі розрізів для південної частини УЩ у масштабі 1 : 200 000 (М.О. Бородулін, Л.П. Бугрімов, В.Ю. Коваленко, О.К. Малиновський, П.Г. Пігулевський).

Глибинні електромагнітні дослідження на УЩ були розпочаті в 1965-1967 рр. науковцями Інституту геофізики АН УРСР. Методом викликаних потенціалів (МВП) виконаний основний обсяг робіт, завдяки чому було

виявлено цілу низку аномалій електропровідності. За даними досліджень встановлена диференціація кристалічних порід фундаменту за електричними властивостями і доведена можливість їх картування електророзвідувальними методами МТЗ та ЧЕЗ (частотного електrozондування).

Серед важливих з петрологічної точки зору, проте дискусійних питань, що виникли в процесі геофізичним дослідженням, розглядаються блоки високоощільних порід основного складу, які залягають під ЗКС. За об'ємом вони зіставляється або й перевищують об'єм ЗКС, як це встановлено, наприклад, для Сурської ЗКС. Згідно з найпоширенішою точкою зору це застиглі проміжні магматичні камери, з яких магма поступала на поверхню і виливалась безпосередньо в межах ЗКС у вигляді базальтових потоків і покровів.

На завершення необхідно відмітити ґрунтовну працю великого колективу геофізиків (В.І. Старostenko, О.Б. Гінтов, І.К. Пашкевич, В.Д. Омельченко, О.А. Трипільський, Є. Г. Булах, Т. К. Бурахович, В. С. Гейко, А. М. Глеваська, К. В. Коломієць, Р. І. Кутас, В. Д. Омельченко, М. І. Орлюк, О. В. Усенко та ін.) «Комплексна тривимірна геофізична модель літосфери Українського щита і регіональний прогноз корисних копалин», яка була завершена у 2008 р. В ній узагальнено результати регіональних геофізичних досліджень станом на початок ХХІ ст. та висвітлені сучасні уявлення про глибинну будову УЩ, в тому числі його архейської складової частини – СПМ.

1.7 Обґрунтування постановки проблеми

Породні комплекси СПК є речовинним відображенням найдревнішого, архейського етапу розвитку УЩ зокрема та планети в цілому. Їх петрологічне вивчення є ключем до пізнання процесів зародження та становлення ранньодокембрійської земної кори, а також формування родовищ корисних копалин, характерних для архейського етапу геологічної історії. В межах СПК були відкриті типові для архейських кратонів світу родовища заліза, нікелю (силікатного), золота, тальк-магнезитів, а також чисельні рудопрояви

молібдену, сульфідного нікелю, міді, срібла, цинку, сурми та інших. За останні десятиліття виявлені також прояви рідкісних металів (літію, ніобію, танталу) та рідкісноземельних елементів (лантану, церію, ітрію, ітербію). М.П. Щербак, Н.А. Божко прогнозують виявлення у межах СПК родовищ алмазів. Зазначимо, що дрібні алмази давно відомі в сучасних алювіальних відкладах Дніпра, Саксагані та інших його приток, проте питання корінного джерела для них залишається нез'ясованим.

Саме надзвичайна теоретична та прикладна важливість СПК як найдревнішого та аномально рудоносного регіону УЩ обумовили підвищений інтерес до його вивчення. Більшість виявлених родовищ таrudoproyaviv пов'язані з породними комплексами зеленокам'яних структур (поясів). Проте, незважаючи на досягнуті успіхи, серед промислово освоєних залишаються лише родовища заліза. В значній мірі це пов'язується з недостатньою забезпеченістю геологорозвідувальних робіт результатами наукових досліджень, в першу чергу, петрологічного спрямування.

Згідно з виконаним в попередніх підрозділах аналізом вивченості, в процесі дисертаційних досліджень головна увага приділялась таким недостатньо вивченим питанням петрології архейських породних комплексів СПК:

- 1) суперкрустальні утворення: з'ясування первинної природи за геолого-структурними, петрохімічними і геохімічними даними; визначення Р-Т умови метаморфізму піроксенівмісних кристалосланців славгородської товщі та амфіболітів, кристалосланців та плагіогнейсів базавлуцької товщі аульської серії; обсяг і походження плагіогнейсів у складі метаморфічних порід, що відносяться до базавлуцької товщі аульської серії; геодинамічні умови та еволюція формування суперкрустальних товщ аульської серії та славгородської товщі; характер співвідношень суперкрустальних породних комплексів між ними та з утвореннями зеленокам'яного комплексу;
- 2) метаморфізовані товщі зеленокам'яних структур: комплексна діагностика первинної природи та номенклатура слабко метаморфізованих порід за даними

петрографічного вивчення реліктових текстур і структур вихідних порід та петрохімічних досліджень; геологія, геолого-структурне положення та генезис ультраосновних вулканітів – коматітів; особливості складу і внутрішня будова потужних товщ метабазальтів, які мають домінуюче поширення в складі усіх ЗКС; роль мантійно-плюмових процесів у формуванні базальтоїдних і коматітових товщ;

3) гранітоїдні утворення: особливості генезису та вікове положення мігматитів дніпропетровського комплексу і плагіогранітоїдів, що асоціюють з ними; петрогенезис плагіогранітоїдів, що входять до складу сурського, саксаганського і дніпропетровського комплексів, їхня роль і місце в еволюції гранітоїдного магматизму регіону; особливості формування суббулканічних гранітоїдів внутрішніх частин ЗКС, з'ясування їх зв'язків з plutонічними плагіогранітами сурського комплексу; петрогенезис ендербітів Славгородського блоку;

4) з'ясування стратиграфічної послідовності формування породних комплексів, що приймають участь у будові ЗКС, побудова стратиграфічних та формаційних розрізів по всіх структурах. Розробка рекомендацій щодо удосконалення Кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію УЩ 2004 р., яка відповідає сучасному рівню вивчення геологічної будови кожної ЗКС.

Загалом дослідження з викладених вище питань петрогенезису та геологічної історії архейських породних комплексів СПК спрямовані на відтворення загального еволюційного ланцюгу їхнього формування, в тому числі супроводжуючих рудних процесів. В практичній площині отримані результати дадуть змогу локалізувати позицію проявів корисних копалин в геологічному просторі, що сприятиме підвищенню результативності та ефективності геологорозвідувальних робіт різних стадій не лише в межах ЗКС, але й в їх гранітоїдному облямуванні.

РОЗДІЛ 2

ПОЛОЖЕННЯ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО КРАТОНУ В СТРУКТУРІ
УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

СПК розташований в східній частині УЩ (рис. 2.1,а) у межах одноїменного мегаблоку. Загалом УЩ поділяється на 6 мегаблоків [164], а саме (зі сходу на захід): Приазовський, Середньопридніпровський, Інгульський, Росинсько-Тікицький, Дністровсько-Бузький та Волинський. Крім того, виділяються три шовні зони [106], які розмежовують сусідні мегаблоки: Оріхово-Павлоградська, Інгулецько-Криворізька та Голованівська.

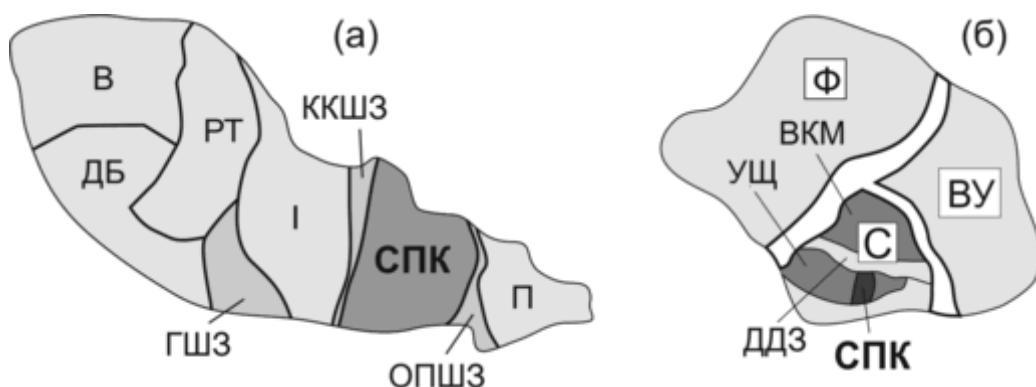


Рис. 2.1. Положення СПК в структурі (а) Українського щита [164] і (б) Східноєвропейської платформи [393]. Мегаблоки УЩ: В – Волинський, РТ – Росинсько-Тикицький, ДБ – Дністровсько-Бузький, І – Інгульський, П – Приазовський. Шовні зони: ГШЗ – Голованівська, ККШЗ – Криворізько-Кременчуцька, ОПШЗ – Оріхово-Павлоградська. Сегменти кори СЄП: С – Сарматія, Ф – Фенноскандія, ВУ – Волго-Уралія.

Згідно визначень W. Bleeker [387], J.A. Percival [463] та інших кратон – це сегмент континентальної кори, який досягнув стабільності і тривалий час перебував в неактивному стані та зазнав тектонічної переробки лише в крайових частинах. Загалом термін не має чіткої вікової відповідності, але найчастіше застосовується для стабільних ділянок архейської, меншою мірою – протерозойської кори.

Таким критеріям цілком відповідає Середньопридніпровський фрагмент земної кори. Після становлення масивів двопольовошпатових гранітів в неоархеї, близько 2,7 млрд років тому, в його геологічній історії відсутні значущі тектономагматичні події. Укорінилися лише дрібні тріщинні тіладайки, які не вплинули на хорошу збереженість архейських породних комплексів та не порушили їхній первинний тектонічний стиль. Відчутної активізації зазнали тільки крайові частини мегаблоку в палепротерозої, за рахунок взаємодії з сусідніми Інгульським і Приазовським мегаблоками та утворення відповідно Криворізько-Кременчуцької (ККШЗ) та Оріхово-Павлоградської (ОПШЗ) шовних зон (рис. 2.1,а).

Важливими компонентами архейських кратонів, згідно із роботами [158, 200 та ін.] є тоналіт-трондеміт-гранодіоритові серії (ТТГ) та сполучені з ними зеленокам'яні пояси. В межах СПК, типовій граніт-зеленокам'яні області (ГЗО) [285], виділяється низка синклінорних ЗКС, які роз'єднані великими полями плагіогранітоїдів ТТГ серії [315, 368]. Варто згадати, що у сусідньому Приазовському мегаблоці також діагностовано низку мезоархейських ЗКС, що дало підставу віднести його до грануліт-зеленокам'яної області [30, 81]. Тому інколи ці два регіони розглядаються в складі єдиного Дніпровсько-Приазовського «зеленокам'яного» сегменту архейської кори [39, 60]. Проте таке об'єднання містить певні суперечності. Найголовніші з них: Приазовський фрагмент УЩ почав свій розвиток в палеоархеї, тоді як породні комплекси у Середньому Придніпров'ї не древніші 3,2 млрд років [77, 75]; після стабілізації Середньопридніпровської області в мезоархеї, Приазовська продовжила свій розвиток в неоархеї та палеопротерозої, що виразилося в активній магматичній діяльності та інтенсивній переробці архейських породних комплексів. Кратонізація Приазов'я відбулася в протерозої, тому цілком логічно його геотектонічний статус варто визначити як протерозойський кратон або протон. Існує також точка зору, що Західне Приазов'я – це потужна шовна зона, яка сформувалась в результаті взаємодії між Середньопридніпровським мегаблоком (СПМ) і Східноприазовським блоком. В такій схемі Оріхово-

Павлоградська зона є лише діагностованим фрагментом значно ширшої шовної структури. В розвиток цих побудов пропонується підвищити тектонічний ранг Західноприазовського блоку до структури І порядку на УЩ – мегаблоку [131].

СПК за формою виходу на докайнозойському зразі УЩ нагадує видовжений в субмеридіональному напрямку чотирикутник з розмірами 250×190 км. Як відмічалось вище, від сусідніх мегаблоків на заході та на сході він відмежовується шовними зонами, а безпосередніми границями є відповідно Криворізько-Кременчуцький (ККГР) та Оріхово-Павлоградський (ОПГР) глибинні розломи. На півночі та півдні кратон занурюється під палеозойські і мезозойські відклади відповідно Дніпрово-Донецької та Причорноморської западин.

В структурі фундаменту Східноєвропейської платформи (СЄП) СПК знаходиться в межах південного його сегменту – Сарматії [393] (або континенту згідно М.В. Мінца [84]) і межує на північному заході з Феноскандією, а на північному сході – з Волго-Уралією (рис. 2.1,б). Головними тектонічними одиницями Сарматії є Український щит і Воронезький кристалічний масив (ВКМ), які розділяються Дніпрово-Донецьким авлакогеном. Відповідно до схеми районування, запропонованої А.А. Щипанським і С.В. Богдановою зі співавторами [373, 393, 476] Середньопридніпровська ГЗО (Придніпровський домен) корелується із південно-західною частиною Курської ГЗО, утворюючи єдиний Сумсько-Придніпровський блок. Північно-східна частина Курської та Приазовська області об'єднуються цими авторами в складі Оскольсько-Приазовського блоку. Таке закономірне просторове ув'язування структурних елементів ВКМ і УЩ підкріплювалось даними про радіогеохронологічний вік і речовинно-метаморфічні особливості. Короутворення Сумсько-Придніпровського блоку відбувалося в часовому інтервалі мезоархею, тоді як формування Оскольсько-Приазовського блоку розпочалося набагато раніше – в палеоархеї. В межах Оскольського та Приазовського «доменів» значним розповсюдженням користуються гранулітові комплекси, тоді як для Сумського і

Придніпровського «домену» вони є нетиповими. Подібний варіант кореляції архейських блоків фундаменту Сарматії припускає існування Курсько-Придніпровського кратону [83].

Єдиним, проте критичним недоліком цих схем є те, що вони не враховують дані геофізичних методів досліджень, надто важливих в умовах закритих територій, на що звернув увагу М.В. Мінц зі співавторами [84]. Проведений ним детальний аналіз гравімагнітних карт засвідчив про суттєві відмінності петрофізичних властивостей породних комплексів, якими складені, з одного боку, Сумський та Оскольський, а з другого боку, Середньопридніпровський та Приазовський регіони. Гравітаційне поле у межах перших двох «доменах» практично ідентичне від'ємне, слабко контрастне, яке рідко сягає нульового рівня, для двох других – притаманні лише позитивні значення, значні перепади яких вказують на відмінності у складі верхнього та глибинного рівнів кори. Магнітне поле Сумського та Оскольського «доменів» також характеризується однотипними низькими та дуже низькими значеннями, тоді як у межах Придніпров'я і Приазов'я відмічається стабільно високі значення напруженості магнітного поля. М.В. Мінц робить висновок, що вказані відмінності гравімагнітних характеристик свідчать про суттєві відмінності породного складу і будови структурних одиниць УЩ і ВКМ та існування границі між ними, яка перекрита палеозойськими відкладами Дніпрово-Донецької западини (авлакогену). За даними інтерпретації геофізичних полів припускається, що вона узгоджується з простяганням авлакогену і розміщується близче до його південного борту. Результати геологічної інтерпретації сейсмічного образу кори [84] також вказують на відокремленість Середньопридніпровського кратону від Курського.

Отже, СПК – це самостійна архейська тектонічна одиниця в структурі фундаменту СЄП. Із заходу та сходу в контурі УЩ кратон виразно обмежується шовними зонами; його північна границя за геофізичними даними похована відкладами Дніпрово-Донецького авлакогену; з півдня імовірним обмеженням слугує крайова зона СЄП, яка перекрита осадовими товщами

Причорноморської западини. На підставі наведеного вище та з урахуванням робіт T.N. Clifford [402], A.J.A Janse [437], W.L. Griffin et al [423, 424] Середньопридніпровський мегаблок, як типова ГЗО, ідентифікується в ранзі архейський кратону або архону. Така точка зору знайшла відображення у роботах більшості дослідників УЩ [51, 200, 361, 365, 393 та ін.]: М.П. Щербака, С.Б. Лобач-Жученко, Г.В. Артеменка, М.А. Божка, С.М. Цимбала, С.В. Богданової та ін.

РОЗДІЛ 3

ГЕОЛОГО-ФОРМАЦІЙНА БУДОВА СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО КРАТОНУ

СПК як складова частина УЩ має двоповерхову будову. Нижній структурний поверх – це власне архейський кристалічний фундамент, а верхній – платформний чохол, представлений палеоген-неогеновими осадовими породами, які залягають горизонтально, та четвертинними відкладами, які плащеподібно перекривають усі древніші утворення. Потужність чохла складає в середньому перші десятки метрів і зростає у напрямку Дніпрово-Донецької та Причорноморської западин. Головні відслонення кристалічних порід пов’язані з річковою системою Дніпра, представленаю численними його притоками, ярами і балками.

В будові кристалічного фундаменту беруть участь архейські метаморфізовані стратифіковані, інтрузивні та плutoно-метаморфічні утворення: - найбільше поширення, близько 75 % від загальної площині СПК, має так званий «сірогнейсовий комплекс». Він представлений плагіогранітоїдами та мігматитами, які містять останці найдревніших суперкрустальних утворень амфіболітового ступеня метаморфізму (амфіболіти, кристалосланці та плагіогнейси); - понад 10 % території у вигляді своєрідних «вкраплень» серед мігматит-плагіогранітоїдів займають зонально метаморфізовані ЗКС, в складі яких переважають вулканіти основного складу. В деяких ЗКС вулканіти перекриваються суттєво осадовими товщами, які утворилися в результаті розмиву «сірогнейового комплексу» та зеленокам’яних утворень; - масиви консолідаційних двопольовошпатових гранітів складають також близько 10 % площині регіону; - в північно-східній частині СПК в незначному обсязі (до 5 %) присутні також утворення діафторованого гранулітового комплексу.

Післяархейські породи представлені невеликим протерозойським Малотерсянським сублужним масивом в крайньому північно-східному куті

СПК та неметаморфізованими дайками переважно діабазового складу, які фіксуються по всій території регіону, ймовірно, також протерозойського віку.

3.1 Хроностратиграфічне розчленування докембрійських утворень

Згідно з Хроностратиграфічною схемою раннього докембрію УЩ 2004 р. [164] (далі – Схема) розріз стратифікованих утворень знизу доверху такий: аульська, конкська, білозерська серії, теплівська товща, криворізька серія, глеюватська світа.

У розрізі найбільш древнього палеоархейського стратиграфічного підрозділу – аульської серії – виділяються три товщі (знизу доверху): славгородська, томаківська і базавлуцька. Необхідно зазначити, що славгородська товща зазвичай розглядається в ранзі самостійного, найбільш древнього стратифікованого підрозділу СПК, тому його включення до складу аульської серії є умовним. В складі славгородської та томаківської товщ діагностовано породи з гранулітовими мінеральними парагенезисами, а базавлуцька товща метаморфізована в амфіболітовій фації. Стратиграфічні взаємовідношення між товщами достовірно не встановлено через їхню територіальну роз'єднаність і у вертикальному розрізі вони розташовуються в зазначеній послідовності згідно поширеніх геологічних уявлень. Наявні дані геохронологічного датування не дають змоги однозначно з'ясувати їхнє стратиграфічне положення. Більше того, отримані на сьогодні радіологічні цифри вказують на мезоархейський вік утворень аульської серії [307, 278].

Невирішеність питання стратиграфічного розчленування суперкрустальних утворень аульської серії в значній мірі зумовлене тим, що вони в результаті глибоких і неодноразових метаморфічно-ультраметаморфічних змін перетворені в граніто-гнейси та мігматити, які віднесено вже до складу палеоархейського дніпропетровського комплексу. Ступінь перетворення, як правило, настільки значний, що первинні стратифіковані породи зберігаються лише у вигляді останців завдовжки від

перших метрів до 100 м та завширшки від перших сантиметрів до десятків метрів. Лише одиничні останці базавлуцької товщі в басейні р. Базавлук за геолого-геофізичними даними простежені на 1-2 км при ширині до 500 м.

Славгородська товща розвинена тільки у північно-східній частині СПК. Суперкрустальні утворення складають ядерні частини куполоподібної Новоолександрівської структури у межах Славгородського блоку (брили). Породний склад товщі: амфіболові, біотит-амфіболові, двопіроксен-амфіболові кристалосланці, амфіболіти, плагіогнейси, часто піроксенвміщуючі. Потужність оцінюється у 2,5 км [18]. Томаківська товща виділена С.І. Переферзевим [246] в невеликих синклінальних структурах у межах Томаківського блоку. Вона представлена гнейсами біотитовими та гранат-біотитовими, подекуди з кордієритом; амфіболітами, гранат-амфіболовими кристалосланцями; залізистими і безрудними кварцитами з гранатом і піроксеном. Базавлуцька товща має повсюдне поширення та найкраще вивчена у басейні р. Базавлук, де вона порівняно добре відслонена. Товща виділяється в обсязі гнейсово-амфіболітової формациї [205], що представлена парагенетичною асоціацією плагіогнейсів, кристалічних сланців і амфіболітів.

На аульській серії залягає мезоархейська конкська серія (рис. 3.1), яка разом з білозерською серією і теплівською товщею складає Верхівцевську, Софіївську, Чортомлицьку, Сурську, Конкську, Білозерську та інші ЗКС. Незалежно від стратиграфічної приналежності породи ЗКС зонально метаморфізовані від амфіболітової фації в бортах до зеленосланцевої – у їхніх внутрішніх частин. Головні особливості породного наповнення конкської серії: суттєва вулканогенний склад, різке переважання у розрізах базальтів¹, присутність коматійтів. Серія має загальну потужність 4-6 км і поділяється на чотири світи (знизу догори): сурську, чортомлицьку, алферівську та солонянську. Сурська світа відповідно до синклінальної будови ЗКС складає

¹ Примітка. Тут і надалі в найменуванні метаморфізованих порід і формаций зеленокам'яного комплексу приставка „мета-“ опущена.

переважно їхні бортові частини. Вона представлена базальтами з прошарками коматіїтів; на окремих ділянках зростає роль змішаних вулканогенно-осадових і теригенних порід, в тому числі залізистих кварцитів. Алферівська світа встановлена в Сурській та Верхівцевській ЗКС. Характеризується вираженою двочлененою внутрішньою будовою. Нижня частина – це розшаровані потоки піроксенітових коматіїтів, що чергуються з базальтами. У верхній частині домінують осадочні породи з прошарками базальтів і коматіїтів, характерними є туфіти, залізисті сланці та кварцити.

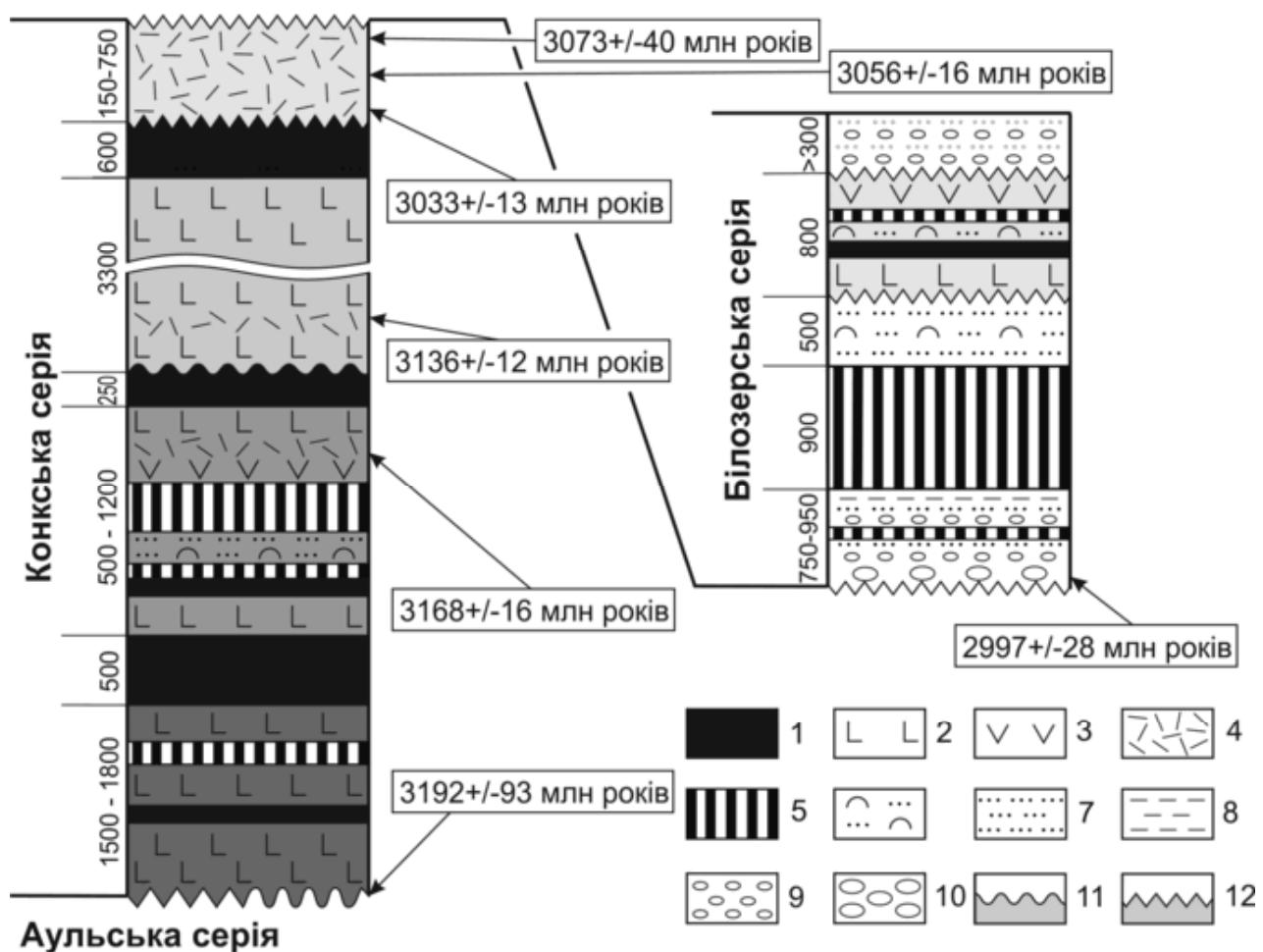


Рис. 3.1. Зведений розріз зеленокам'яних структур СПК: 1 – коматіїти, 2 – базальти, 3 – андезити, 4 – ріодацити, дацити, ріоліти, 5 – залізисті кварцити, 6 – вулканогенно-осадові породи, 7 – пісковики, 8 – алевроліти, аргіліти, 9 – гравеліти, 10 – конгломерати, 11 – стратиграфічні і 12 – кутові незгідності. Використані дані з роботи [77].

Солонянська світа завершує розріз конкської серії. В складі світи присутні ріоліти, ріодакити, дацити флюїdalні, порфірові та афірові. За матеріалами геологозйомочних та картувальних робіт останніх років (В.В. Сукач, 1999; Б.З. Берзенін, 2000; О.М. Бестужев, 2003; В.Є. Ганзя, 2006) встановлено, що в межах Сурської та Верхівцевської ЗКС основний обсяг таких утворень складають субвулканічні тіла та дайки та відносяться до ранніх фаз сурського інtrузивного комплексу.

Білозерська серія з незгідністю перекриває конкську серію і на відміну від неї представлена переважно осадовими породами (рис. 3.1). Вона складає центральні частини Білозерської, Верхівцевської та Конкської ЗКС. У її складі виділяються три світи (знизу догори): михайлівська (пісковики, гравеліти, конгломерати, аргіліти, алевроліти, прошарки залізистих кварцитів и кислих вулканітів); запорізька (залізисті кварцити, аргіліти, алевроліти, пісковики, безрудні кварцити); переверзівська (пісковики, безрудні кварцити, туфи базальтів, туфіти, вуглисті осадки). Загальна потужність серії сягає 2,5 км.

Теплівська товща виповнює невеликі мульдоподібні структури у Верхівцевській та присутня в розрізі Білозерської ЗКС. Виділення цього підрозділу, його речовинне наповнення і структурна позиція є дискусійними. Згідно з результатами геологозйомочних робіт, виконаних в межах Верхівцевської ЗКС О.М. Бестужевим, 2007 р. і М.М. Шурко, 2009 р. склад товщі такий (в порядку убування породних різновидів): базальти, андезити, коматіти, пісковики, алевроліти, туфіти, прошарки залізистих кварцитів. Потужність товщі сягає 800 м.

Криворізька серія складає відому одноіменну структуру та низку дрібніших приозломних западин північніше від неї, які відносяться до Кременчуцько-Криворізької шовної зони. За Схемою вік усіх чотирьох світ серії визначений як палеопротерозойський. Внизу розрізу залягає новокриворізька світа, яка складена базальтоїдами з прошарками пісковиків потужністю до 1200 м. В.В. Покалюк [255-262] та І.С. Паранько [235-239] розглядають її як літолого-стратиграфічний аналог сурської світи конкської

серії. Такі висновки нещодавно підтвердилися мезоархейськими цифрами радіологічного віку [303]. Вище залягає скелюватська світа (50-500 м), репрезентована метапісковиками і метаконгломератами з прошарками філітових сланців і горизонтами ультраосновних метавулканітів у підошві. Її палеопротерозойський вік також підставлений під сумнів мезоархейськими даними радіогеохронологічного датування пісковиків [306]. Далі вгору розріз нарощує продуктивна на залізо саксаганська світа (до 1500 м), у складі якої чергуються шари залізистих кварцитів із шарами сланців різного складу. Завершує розріз гданцівська світа потужністю до 1600 м, що репрезентована пісковиками, сланцями різного складу, доломітами та мармурами з прошарками магнетит-мартитових руд.

На відкладах криворізької серії зі стратиграфічним і кутовим неузгодженням залягає глеюватська світа, яка складена потужною (до 3,5 км) товщею метапісковиків, метаконгломератів, кварц-біотитових сланців і залізистих кварцитів.

До найдавніших плутонічних порід відносяться ендербіти (та чарнокіти) славгородського комплексу, які просторово асоціюють з одноіменною товщею. Дані радіогеохронологічного датування свідчать про мезоархейський вік цієї породної асоціації [32, 90]. Під питанням залишається також хроностратиграфічне положення олександрівського та дніпропетровського комплексів, які згідно зі Схемою віднесені до палеоархею. Габроїди та ультрабазити першого розглядаються в якості інтрузивних аналогів вулканогенних порід аульської серії, датованих також мезоархеєм, що було відмічено вище. Плагіомігматити та plagіограніти в складі другого за наявними радіогеохронологічними даними також сформувалися в післяпалеоархейський час [34].

В межах ЗКС синхронно з накопиченням вулканогенних товщ відбувалося становлення їхніх інтрузивних аналогів та формування ВПА [30, 165, 334]. Верхівцевський комплекс об'єднує дуніти, перидотити, піроксеніти, габро. Інтрузивні аналоги потужний товщ основних вулканітів (аполлонівська товща)

у межах Сурської ЗКС виділяються у самостійну сергіївську асоціацію [225, 227, 336]. На завершальному етапі формування ЗКС укорінилися субулканічні та плутонічні плагіогранітоїди сурського комплексу. Із заключним етапом накопичення порід білозерської серії та теплівської товщі пов'язується становлення ультраосновних масивів варварівського комплексу. На одному рівні із ним у Схемі розташований саксаганський комплекс, проте більшість дослідників на основі як геолого-petрологічних та геохронологічних ознак зіставляють його із сурським [308].

Наступним у часі є становленням масивів двопольовошпатових гранітів по всій території СПК. Відмічається поступове підвищення загальної лужності в ряду комплексів: демуринський → мокромосковський → токівський. Синхронно з цим відбувається укорінення невеликих мафіт-ультрамафітових інtrузій девладівського комплексу. Формування зазначених комплексів просторово не пов'язується із ЗКС і відображає завершальні процеси консолідації СПК.

Протерозойський магматизм найбільш виразно проявився локально на крайньому північному сході СПК поблизу ОПШЗ, де УЩ починає занурюватися під ДДЗ. Тут виявлений невеликий Малотерсянський масив лужних і сублужних порід. Повсюдно в регіоні розвинені дайкові комплекси, ймовірно також протерозойського віку. За породним складом серед них умовно можна виділити три групи: мафіти (діабази, конгадіабази, габро, габронорити), мафіт-ультрамафіти (тремолітити, актинолітити, серпентиніти) і камптоніти. Що стосується дайок камптонітів, виявлених З.В. Туробовою в 1973 р. у межах Сурської ЗКС [347], у чинній хроностратиграфічній схемі їх місце наразі залишається невизначеним.

Виконаний огляд хроностратиграфічного розчленування архейських утворень СПК виразно демонструє, що значний обсяг нових геологічних і радіохронологічних даних вимагають внесення доповнень і уточнень у чинну Схему хроностратиграфічних підрозділів. Варто відмітити, автором

розроблено та винесено на розгляд пропозицію про необхідність поструктурної стратифікації зеленокам'яних утворень [326], що висвітлюється у розділі 8.

3.2 Геологічні формaciї i структурно-формацiйнi комплекси

Геолого-формацiйний напрямок дослiдженiя раннього докембрiю УЩ було започатковано у 1966 роцi колективом спiвробiтникiв геологiчного факультету Львiвського унiверситету пiд керiвництвом Є.М.Лазька [187–190, 193, 194], до складу якого входять В.П. Кирилюк, В.Д. Колiй, А.М. Лисак, А.О. Сiворонов, В.Г. Пащенко, Г.М. Яценко, К.І. Свешников та iн. На вiдмiну вiд iсnуючих на той час уявлень про докембрiйськi формaciї регiонu, якi знайшли своє вiображення в низцi наукових праць Я.М. Бeлевцева, Г.І. Каляєва, М.П. Семененка, В.А. Рябенка, І.С. Усенка, О.Я. Хатунцевої, І.Б. Щербакова, М.О. Ярошук та iн., Є.М. Лазько з колегами вперше в практицi вивчення докембрiю УЩ застосував парагенетичний принцип до класифiкацiї та видiлення формaciй.

Вiдповiдно до такого принципу формацiя – це конкретне геологiчне тiло, яке характеризується стiйким парагенезисом порiд, що забезпечує iх однорiднiсть як частин геологiчного простору. Парагенетичний зв'язок порiд визначається закономiрним повторенням в розрiзах головних петротипiв формaciї. Мiж собою формaciї розрiзняються за речовинним складом, вираженому через riзнi набори петрографiчних riзновидiв порiд, принадлежнiстю до певної мiнеральної фацiї та внутрiшньою будовою. Одна вiд одної вони вiдокремлюються чiткими границями, або ж поступово переходять одна в одну.

За петроструктурною ознакою видiляються метаморfичний, плутонометаморfичний i плутонiчний класи формaciй [149]. Клас метаморfичних формaciй подiляється на два пiдкласи: а) суперкустальних i б) метаморfизованих формaciй. Метаморfизована формацiя – спiльнiсть гiрських порiд, якi входять до складу зонального метаморfичного комплексу, окремi

складові якого (породи, верстви тощо) в результаті парагенетичних співвідношень тісно пов'язані один з одним як у просторовому, так і віковому відношеннях. Із зазначеного визначення випливає, що у складі одного тіла метаморфічної формації можуть бути породи, які належать, як до однієї так і різних мінеральних фаций.

Суперкрустальна формація – спільність метаморфічних порід, які входять до складу монофаціального метаморфічного комплексу, окрім складові якого (породи, верстви, товщі, лінзи тощо) тісно пов'язані один з одним як у просторовому, так і віковому відношенні. Парагенезис однієї суперкрустальної формації в межах одного тіла або різних тіл складений породами однієї мінеральної фациї.

Плутонометаморфічна формація – це закономірна асоціація плутонічних і метаморфічних порід, в яких плутонічна складова розглядається як вмісна, тобто складає понад 60% об'єму розрізу, території або площи ділянки, складених плутонічними та метаморфічними утвореннями.

Плутонічна формація об'єднує стійкі парагенетично зв'язані угрупування плутонічних (інtrузивних, магматичного заміщення, ультраметаморфічних, анатектичних, метасоматичних) гірських порід [159, 160], де включення метаморфічних утворень відсутні або займають до 1% загального об'єму плутонічних тіл. Головна ознака таких формацій – наявність січних співвідношень з вміщуючими породами. На практиці термін „плутонічна формація” інколи ототожнюється з терміном „інtrузивна формація”, що не завжди є правомірним. Адже інtrузивна магматична формація об'єднує генетично споріднені магматичні породи, тоді як серед плутонічних асоціацій часто відмічаються ультраметаморфіти.

Конкретні формації, для яких виявлені типоморфні ознаки шляхом узагальнення структурно-речовинних особливостей, можуть утворювати формаційні типи. Встановлення парагенетичних зв'язків між самими формаціями дозволяє виділяти їхні латеральні та ряди. Угрупування парагенетично пов'язаних формацій різних петроструктурних класів виділяються як

структурно-формаційний комплекс (СФК) – ієрархічно головний формаційний підрозділ в структурі земної кори, який при тектонічних побудовах може виступати в ролі самостійного структурно-формаційного поверху [153, 161]. Згідно визначення Ю.А. Косигіна [168] СФК – це стала асоціація парагенетично пов’язаних порід полігенної природи, що займає у будові кристалічного фундаменту докембрійського щита конкретне структурно-тектонічне положення і виникла в певних геодинамічних умовах унаслідок сумісного або послідовного прояву в часі одного або низки геологічних процесів (метаморфічних, ультраметаморфічних, діафторичних, магматичних, метасоматичних, гідротермальних).

Таким чином, кожен СФК представлений притаманним лише йому сталим набором генетично споріднених формацій різних класів (суперкрустальних, метаморфізованих, ультраметаморфічних, плутонічних), петrogenезис яких характеризуються низкою поєднаних у певній послідовності геологічних процесів (магматизм, осадконакопичення, метаморфізм, ультраметаморфізм, метасоматоз тощо). Внаслідок цього названі вище СФК володіють чітко визначеними, індивідуалізованими типоморфними ознаками, за якими вони надійно ідентифікуються та корелюються в розрізах.

За результатами формаційних досліджень [39, 47, 90, 145, 153, 159–161, 188, 193, 216, 280, 281, 290 та ін.] в будові СПК беруть участь п’ять головних СФК: славгородський чарнокіт-гранулітовий, аульський plagіограніт-амфіболітовий, середньопридніпровський тоналіт-зеленокам’яний, криворізько-білозерський метатеригенно-хемогенний та плутонічний двопольовошпатових гранітів (рис. 2.1).

Славгородський СФК складений утвореннями суперкрустальної гіперстенової гнейсово-кристалосланцевої та плутоно-метаморфічної гнейсо-ендербітової формацій. В Схемі вони відповідають обсягу славгородській товщі та однайменному комплексу. Характерною ознакою цього СФК є гранулітовий метаморфізм з ознаками діафторезу амфіболітovoї фації [18].

Аульський СФК розглядається як єдиний фаціальний ряд

суперкрустальних, плutoно-метаморфічних та plutонічних формаций, які заміщують одна одну по латералі (і вертикалі), відображаючи зростання інтенсивності ультраметаморфічних процесів аж до анатексису. Згідно з такою схемою [39] плutoно-метаморфічним еквівалентом кристалосланцево-гнейсової формациї є гнейсо-граніт-плагіогранітова, а кристалосланцево-амфіболітової – гнейсо-діорит-плагіогранітова формациї. Завершує фаціальний ряд обох ультраметаморфічних гілок plutонічна плагіогранітова формація. Для утворень аульського СФК характерний монофацільний регіональний метаморфізм амфіболітової фації.

Середньопридніпровський СФК представлений групою метаморфізованих стратифікованих формаций (знизу доверху): нижня дацит-андезит-толеїтова, коматійт-толеїтова, джеспіліт-толеїтова, верхня дацит-андезит-толеїтова, коматітова, ріодацитова [30, 161, 285, 291]. В стратиграфічному відношенні перша, друга та третя входять до складу сурської світи, причому коматійт-толеїтова та джеспіліт-толеїтова формациї утворюють між собою літофаціальні переходи; четверта відповідає обсягу чортомлицької, п'ята – алферівської, шоста – солонянської світ. До цього СФК відноситься також новокриворізька світа в Криворізькій структурі. Група plutонічних утворень включає в себе метаморфізовані дуніт-гарцбургітову та габро-дуніт-піроксенітову (верхівцевський комплекс), габро-долеритову (сергіївська асоціація [336]) та тоналіт-плагіогранітну (сурський комплекс) формациї. Специфікою внутрішньої упорядкованості СФК є те, що генетично пов’язані пари вулканічних і plutонічних формаций, які характеризуються ідентичністю мінерального та хімічного складу, близьким геологічним віком і тісним просторовим зв’язком, формують єдині вулкано-plutonічні асоціації (ВПА). Ще однією важливою розпізнавальною ознакою тоналіт-зеленокам’яного СФК є зональний метаморфізм від зеленосланцевої до амфіболітової фацій.

Криворізько-білозерський СФК побудований за участю чотирьох різновікових породних комплексів, відокремлених між собою перервами (знизу доверху): метатеригенно-залізистий, карбонатно-углецево-метатеригенний,

метатеригенний [237, 239, 243]. В складі кожного породного комплексу відповідно виділені наступні формації: метаконгломерат-сланцева, метаконгломерат-пісковиково-сланцева, метакоматітова і джеспіліт-кременисто-сланцева; залізисто-сланцева, карбонатно-вуглецево-сланцева і сланцево-метапісковикова; моласоїдна метаконгломератова і метапісковиково-сланцева. За обсягом перелічені ряди формацій відповідають мезоархей-палеопротерозойським білозерській серії та криворізькій серії і глеюватській світі. Вони складають Криворізьку та центральні частини Білозерської, Конкської й Верхівцевської структур.

Плутонічний СФК представлений [39] неметаморфізованими плутонічними формаціями мезоархею, утворення яких пов'язане з тектономагматичною активізацією регіону та знаменувало перехід території від мобільного стану розвитку до стабільного, платформного. Найбільш поширеними є формації двопольовошпатових гранітів, які виділяються в обсязі демуринського, мокромосковського та токівського комплексів. До самостійного плутонічного СФК можна віднести також базит-ультрабазитовий девладівський комплекс, що укорінився в кінці мезоархею одночасно з відміченими вище гранітоїдами. Okрім цього, як своєрідний плагіогранітоїдний СФК можна розглядати ТТГ асоціацію [315], яка включає плутонічні плагіоклазові гранітоїди аульського і середньопридніпровського СФК.

3.3 Характер співвідношень між структурно-формаційними комплексами

Проблема фундаменту зеленокам'яних комплексів є однією із ключових практично для всіх без винятку граніт-зеленокам'яних областей світу [84, 163, 190, 344, 415, 464 та ін.]. Переважна більшість дослідників Середнього Придніпров'я [47, 182, 190, 256, 261, 368 та ін.] розглядає аульський СФК як ранньоархейський консолідований фундамент, на якому зі значною стратиграфічною перервою та кутовою незгідністю залягають зеленокам'яні утворення середньопридніпровського СФК. Така порівняно добре обґрунтована

модель базується на цілій низці взаємопов'язаних структурно-речовинних ознак, які обумовлені тим, що породи зазначених комплексів сформувалися в різко відмінних геотектонічних (тектономагматичних) умовах. Становлення плагіограніт-амфіболітового СФК – це латерально однорідний регіональний процес, що включав у себе накопичення порівняно простих за складом та будовою вулканогенно-осадових товщ, їх монофаціальний метаморфізм амфіболітового ступеню та глибокі ультраметаморфічні перетворення. Навпроти, формування тоналіт-зеленокам'яного СФК відбувалося в локалізованих трогоподібних западинах, які заповнювалися гетерогенною породною асоціацією: вулканіти від ультраосновного до кислого складу, осадові і хемогенно-осадові породи та різноманітні змішані (осадово-вулканогенні) різновиди. Накопичені товщі зазнали метаморфічних змін з яскраво вираженою зональністю від амфіболітової в бортових до низькотемпературної зеленосланцевої фасій в центральних частинах ЗКС. Ультраметаморфічні перетворення зеленокам'яних утворень достовірно не задокументовані.

Відмінності між комплексами відмічалися також за різним стилем їх тектонічної будови. За геолого-геофізичними даними плагіограніт-амфіболітовий СФК утворює переважно субширотні лінійні складки, по відношенню до яких зеленокам'яні синклінальні структури є січними (субмеридіональне та діагональне простягання) і накладеними, що іноді суттєво змінює структурний план первих [182, 294]. Одним із найвагоміших аргументів проти цієї точки зору є відсутність даних про базальний горизонт, який мав би утворитися в підошві зеленокам'яних товщ в разі налягання їх зі значною перервою та кутовою незгідністю на сіалічний фундамент.

Інша, менш розповсюджена серед геологів точка зору розглядає субзгідний характер взаємовідношень аульського і середньопридніпровського СФК. Вона ґрунтуються на геодинамічній моделі одночасного формування зеленокам'яних структур та оточуючих їх плагіогранітоїдів [163], згідно якої аульський СФК є нижньою частиною єдиної інфраструктури первинної кори океанічного типу,

що зазнала гранітизації на глибоких рівнях земної кори та була виведена на денну поверхню. З цими висновками узгоджуються дані геохронологічних досліджень А.В. Самсонова, М.П. Щербака, Г.В. Артеменка та інших [139, 278, 307, 344], відповідно яким формування протолітів плагіогранітоїдно-амфіболітового комплексу проходило 3,2-3,1 млрд. років тому одночасно з накопиченням нижніх базит-ультрабазитових товщ тоналіт-зеленокам'яного СФК, а мігматизація (3,0-3,07 млрд. років) була синхронною теригенним осадовим породам верхньої частини розрізу зеленокам'яних структур.

Внаслідок обмеженої відслоненості території СГЗО, означені вище погляди на характер взаємовідношень до- і власне зеленокам'яних утворень ґрунтуються, головним чином, на теоретичних засадах. Нажаль, основний обсяг прямих геологічних даних, які були отримані в процесі буріння свердловин, вказують на тектонічні взаємовідношення (наприклад, північний борт Чортомлицької ЗКС, В. Н. Кушинов, 1988). Разом з тим, поодинокими свердловинами в південно-західному борту Сурської, а також в краївих частинах Конської, Білозерської ЗС на контакті з утвореннями аульського СФК автором виявлені високоглиноземисті гнейси перемінного \pm силіманіт \pm кордієрит \pm ставроліт \pm гранат – біотит – кварц – плагіокласового складу, які можуть інтерпретуватися як метаморфізовані кори вивітрювання, що знаменували собою етап денудації древньої основи.

В процесі виконаних досліджень співвідношення плагіограніт-амфіболітового і тоналіт-зеленокам'яного комплексів вивчалися у межах трьох ділянок: 1) Шолохівська ділянка – в районі с. Шолохово вздовж рр. Базавлук і Солона, де в напрямку з півночі на південь утворення аульського СФК поступово заміщаються породами тоналіт-зеленокам'яного СФК, що належать Шолохівському відгалуженню Чортомлицької ЗКС; 2) Кіровська ділянка – в межах Кіровського відгалуження Чортомлицької ЗКС, де вздовж Солоної та б. Кам'януватої амфіболіти та метабазалти – головні породні члени нижньої частини зеленокам'яного розрізу – поступово змінюються із заходу на схід породами аульського СФК; 3) Новомиколаївська ділянка – у відслоненнях

північно-східного борту Сурської ЗКС спостерігається інтрузивний контакт з плагіогранітами одноіменного масиву.

Найкраще відслоненою, добре відомою і вивченою, проте неоднозначною за будовою є Шолохівська ділянка. Попередніми авторами (А.М. Лисак, А.О. Сіворонос, Б.З. Берзенін, С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Самсонов та ін.), які виконували в її межах геологічні дослідження, так і не було досягнуто одностайноті щодо формаційної та стратиграфічної належності поширеніх тут метаморфічних порід. Це знайшло своє відображення на геологічних картах Б.З. Берзеніна. Спочатку, на картах 1980 р. і 1988 р., метаморфічні породи розглядаються у складі аульської серії, а в 1999 р. – вже відносяться до конкської серії й складають Шолохівське відгалуження Чортомлицької ЗКС. Така неоднозначність результатів зумовлена тим, що в будові цієї ділянки беруть участь як більш ранні суперкрустальні формації, так і пізніші зеленокам'яні утворення.

Біля дамби, яка підпирає Шолохівське водосховище, спостерігаються типові для аульського СФК мігматити, плагіогранітоїди від аплітоподібних до пегматоїдних з ксенолітами амфіболітів. Униз за течією р. Базавлук вони поступово витісняються дрібнозернистими тонкосмугастими амфіболітами та гнейсоподібними плагіогранітоїдами. Амфіболіти (рис. 3.2) практично не мігматизовані, виділяються лише поодинокі пегматоїдні жили потужністю 10-30 см. Натомість серед них з'являються шароподібні тіла ультрамафітів (серпентинітів), що вельми характерно для нижніх частин розрізу ЗКС. За автомобільним мостом на південній околиці с. Шолохове відслонюється фрагмент типової зеленокам'яної послідовності, представлений дрібно- і середньозернистими амфіболітами та шаруватої пачкою вулканогенно-осадових порід, що найбільш характерно для сурської світи (рис. 3.3). Для всіх утворень відмічені однотипні елементи залягання: падіння за азимутом 150-180° під крутими кутами 70-90°.



Рис. 3.2. Виходи дрібнозернистих тонкосмугастих амфіболітів на лівому березі р. Базавлук в с. Шолохово



Рис. 3.3. Фрагмент зеленокам'яного розрізу Чортомлицької ЗКС на правому березі р. Базавлук: **a** – шарувата вулканогенно-осадова товща, **б** – лінзоподібні включення (будини або кластити) дрібнозернистих амфіболітів (основних вулканітів).

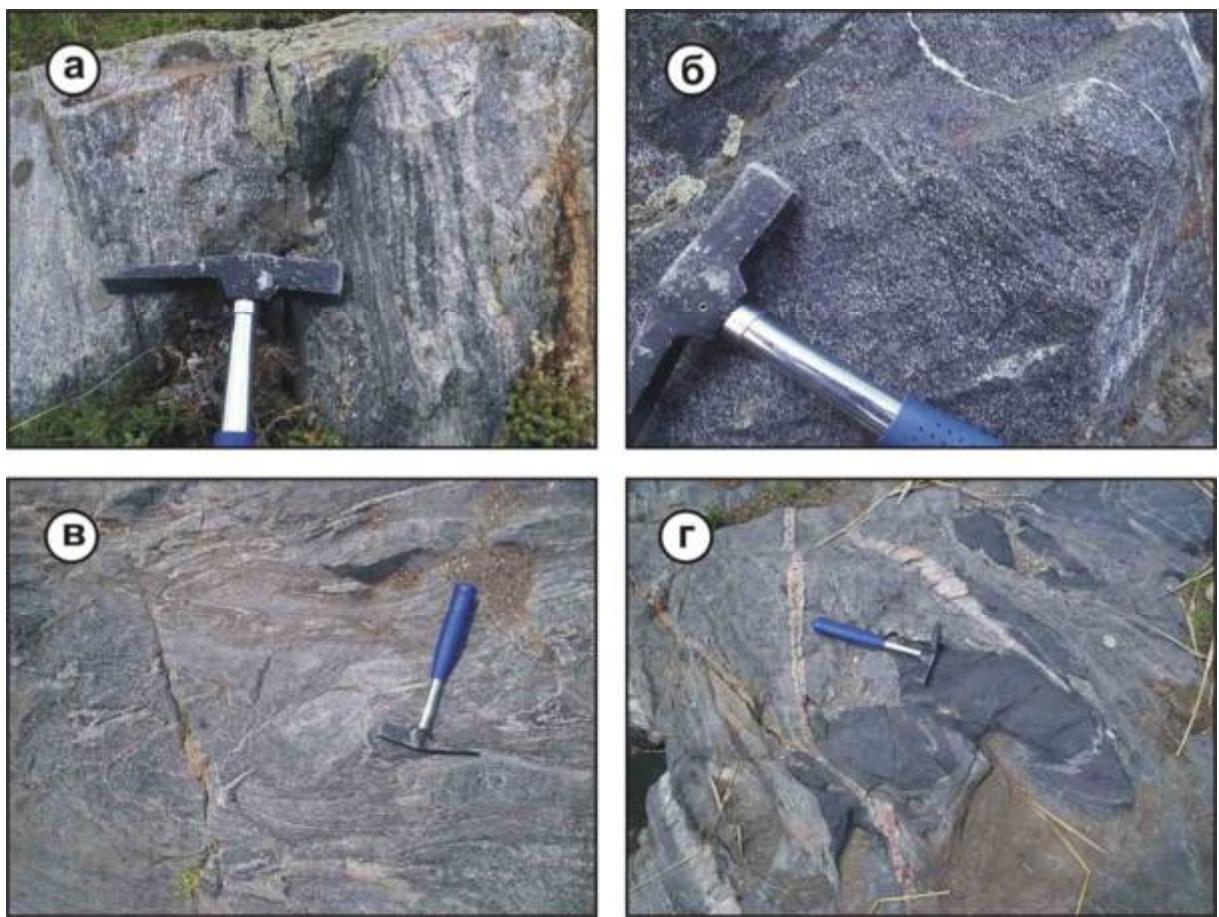


Рис. 3.4. Породи контактової зони Шолохівського відгалуження Чортомлицької ЗКС: а – мігматити смугасті, б – амфіболіти (долерити) масивні, в – сланці плагіоклаз-амфіболові плойчастої текстури, г – будинований останець амфіболітів (дайкового тіла).

Настільки ж складною і неоднозначною є зона контакту Чортомлицької ЗКС в східній частині Шолохівської ділянки, що фрагментарно відслонюється вздовж р. Солона. Поряд з характерними утвореннями аульського комплексу трапляються типові зеленокам'яні породи; ділянки монолітних масивних амфіболітів чергаються із надзвичайно розсланцюваними та будинованими породами (рис. 3.4).

Висновки. Аналізуючи всю суму даних, накопичених раніше та отриманих в ході цих досліджень, ми прийшли до висновку, що між аульською та конкською серіями відсутній різкий контакт, який би виражався чіткою стратиграфічно-речовинною та структурною неузгодженістю. Він представлений складно побудованою, перехідною зоною, ширина якої

оцінюється в десятки – до 100 м, що більшою мірою свідчить про його поступовий характер як в розрізі, так і в часі. Можна припустити, що завершення формування аульського комплексу перекривалось в часі з накопиченням порід в межах ЗКС, в крайньому випадку, в межах Чортомлицької ЗКС. Це підтверджується даними геохронологічних досліджень [307]: верхня вікова межа аульської серії характеризується ізотопною датою $3\ 181 \pm 5$ млн років, що перекривається з віковим інтервалом формування плагіогранітоїдів дніпропетровського комплексу $3\ 120\text{--}2\ 950$ млн років тому.

3.4. Тектоніка і глибинна будова

На сьогоднішній день існує дві головні геотектонічні моделі (гіпотези) СПК, які умовно можна назвати: 1) купольною і 2) брило-блоковою. Автором першої з них є Г.І. Каляєв [139–141, 143–144, 344]. Відповідно до його поглядів Середньопридніпровський сегмент земної кори сформувався на місці розколу та розкриття первинної (доаульської) протоконтинентальної кори. Накопичені в таких геодинамічних умовах утворення аульської та конкської серій паралелізуються із офіолітовими та островодужними асоціаціями фанерозою, тобто із розрізами кори океанічного або переходного типу. Сучасний тектонічний стиль регіону утворився в результаті спливання плагіогранітоїдних куполів, стиснення і закриття рифтогенної області з наступною денудацією над купольними підняттями ультрабазит-базитового шару. У результаті ми спостерігаємо крупні антиклінальні структури (куполи та вали) плагіограніт-мігматитів з останцями кристалосланців та амфіболітів, які сполучені з порівняно невеликими синкліналями – зеленокам’яними структурами, що збереглися від ерозії в міжкупольних западинах.

Брило-блокова модель А.О. Сіворонова та ін. [287, 294] припускає існування до моменту формування ЗКС зрілої кори континентального типу, яка представлена утвореннями аульського СФК. Зеленокам’яні структури виникли в результаті локальних просідань сіалічної кори з утворенням трогоподібних

западин, що активно заповнилися осадово-вулканогенними породами конкської серії. Такі структури закладалися переважно вздовж більш ранніх тектонічних зон у дозеленокам'яному фундаменті, якими СПК поділяється на тектонічні блоки. Саме тому зеленокам'яні структури найчастіше слугують межами між блоками, рідше розміщуються у їх внутрішніх частинах, наприклад, Сурська ЗКС розташована у межах Дніпропетровського блоку. Важлива роль у блоковому поділі належить зоні Девладівського глибинного розлому, що умовно поділяє блоки на північну (Дніпропетровський, Демуринський, Славгородський) та південну (Саксаганський, Запорізький, Комишуваський) групи. Примітно, що плагіограніт-мігматитові блоки ще до закладення ЗКС були зім'яті у протяжні антиклінальні та синклінальні складки переважно субширотного простягання [182].

З урахуванням вищепередного та спираючись на отримані в процесі виконаних досліджень дані, визначаються такі найважливіші особливості тектоніки СПК: 1) головними тектонічними одиницями розглядаються 8 структурних блоків відповідно до поглядів А.О. Сіворонова [294]; 2) складчасті структури першого порядку для утворень славгородського і аульського СФК представлені куполами і валами відповідно до поглядів Г.І. Каляєва [344]; 3) складчасті структури першого порядку середньопридніпровського СФК – це синформні трогоподібні зеленокам'яні структури; 4) найчастіше ЗКС розмежовують структурні блоки, рідше локалізуються у їхніх внутрішніх частинах.

3.4.1 Структурні блоки.

Середньопридніпровський мегаблок поділяється на 8 структурних блоків. Границі між блоками утворені або крупними зонами розломів, або зеленокам'яними структурами. Ступінь вивченості кожного блока нерівномірний. Найбільш відслонений та вивчений Саксаганський, достатньо вивчені Славгородський, Демуринсько-П'ятихатський, Дніпропетровський, Запорізький та Комишуваський блоки. Найменш вивченими є Південний та

Білозерський блоки, які розміщені на південному схилі щита, що перекритий потужним осадовим чохлом.

Саксаганський блок розташований в південно-західній частині кратону. Із заходу він оконтурений Криворізькою структурою, з півночі – Девладівською зоною розломів, зі сходу – Чортомлицькою і Софіївською ЗКС (рис. 3.5). Основна частина блоку представлена одноіменною антиформною структурою першого порядку – Саксаганським куполом.

Демуринсько-П'ятихатський блок знаходиться на північ від Саксаганського і відмежований від нього Девладівською зоною розломів, із заходу блок оконтурює Криворізько-Кременчуцька зона розломів, зі сходу Верхівцевська та Кобелякська ЗКС. В межах блоку виділяють дві крупні антиформи – П'ятихатський вал та Демуринський купол. Вони розмежовуються між собою смugoю зеленокам'яних утворень Жовтоводської та Алферівської синкліналей. В північно-західній частині Демуринського куполу виділяють Райпольська, Саєвська антиклінальні та Мар'ївська синклінальні структури [294]. В південній частині П'ятихатського валу розрізняють Грушеватський та Вільнохутірський куполи другого порядку [100].

Дніпропетровський блок виділяється в північній частині Середньопридніпровського мегаблоку. Південною його межею є Девладівський, східною – Синельниківський розломи, на заході блок відмежовується від Демуринсько-П'ятихатського блоку Верхівцевською ЗКС. В центральній частині блоку знаходиться Сурська ЗКС, на північному заході – Криничанський, на півночі – Спаський, на південному заході – Грушівський куполи. В східній частині блоку виділяються менші за розміром Звонецько-Павлівський та Башмачкинський вали і Червонокам'янська антикліналь [294]. В південно-західній частині блоку між південними відгалуженнями Верхівцевської та Софіївською ЗКС виділяється Олександropільський купол (О.К. Малиновський, 2004).

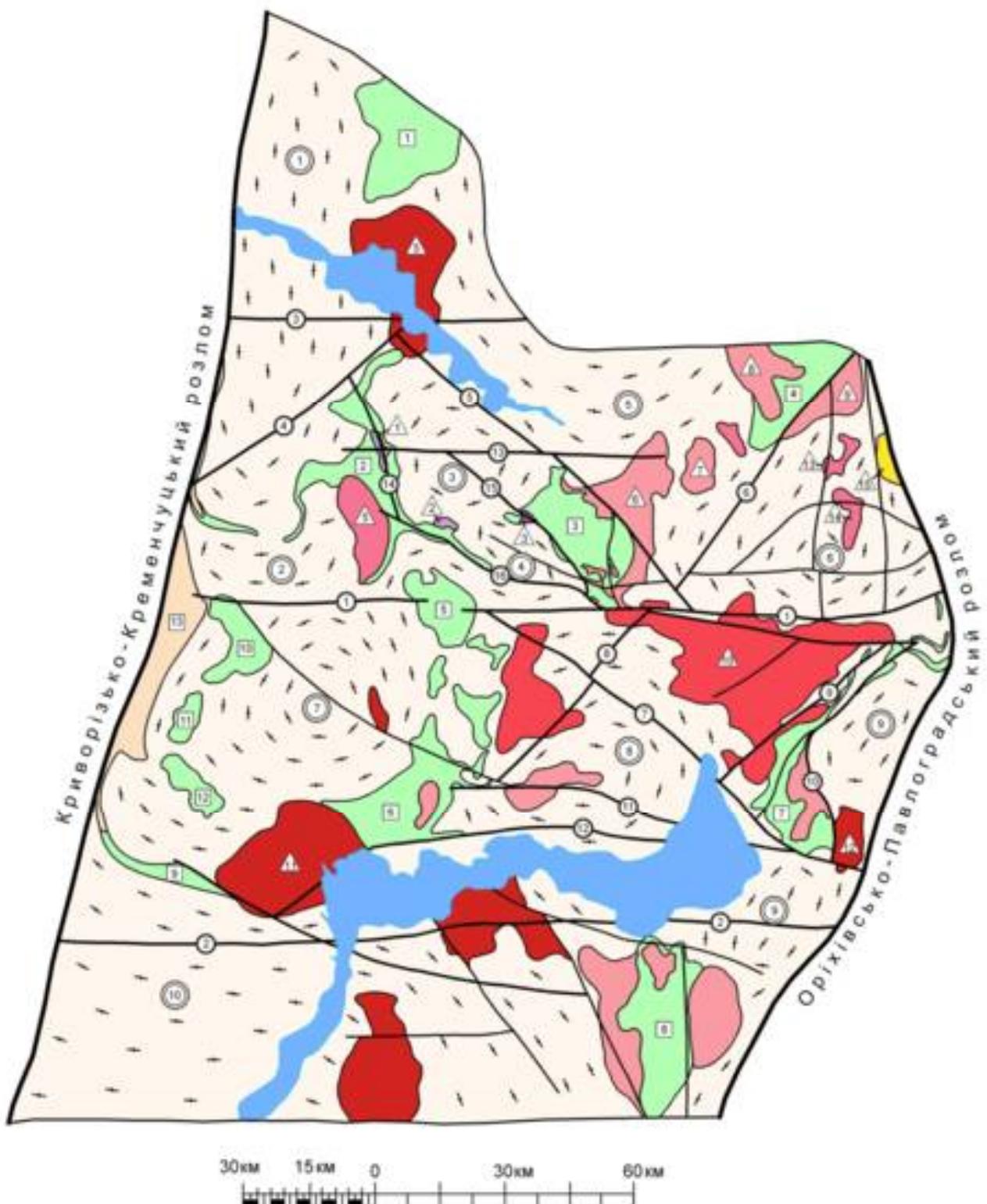


Рис. 3.5. Тектонічна схема Середньопридніпровського кратону. Умовні позначення див. на стор. 58.

Умовні позначення до рис. 3.5.

	Лужні та сублужні породи малотерсянського комплексу
	Сублужні граніти токівського комплексу
	Порфіробластичні граніти демуринського комплексу

- ▲ Масиви гранітoidних порід та їх назви (цифри у трикутниках): 4 - Орільський;
 5 - Кудашевський; 6 - Сурський; 7 - Ямбурзький; 8 - Знаменівський; 9 - Дерезуватський;
 10 - Мокромосковський; 11 - Токівський; 12 - Щербаківський; 13 - Калинівський;
 14 - Вишневецький; 15 - Малотерсянський

Тоналіт-зеленокам'яний структурно-формаційний комплекс

	Метаморфовані вулканогенні, вулканогенно-осадочні та осадочні утворення відповідно конкської та білозерської серій
	Метадуніти та метаперидотити верхівцівського комплексу
	Дуніти та гарцбургіти варварівського комплексу
	Плагіограніти та тоналіти сурського комплексу
	Метаосадові утворення криворізької серії

- ▲ Масиви ультраосновних порід та їх назви (цифри у трикутниках): 1 - Варварівський;
 2 - Сухохуторський; 3 - Правденський
- Зеленокам'яні структури та їх назви (цифри у квадратах): 1 - Кобелякська; 2 - Верхівцевська;
 3 - Сурська; 4 - Дерезуватська; 5 - Софіївська; 6 - Чортомлицька; 7 - Конкська;
 8 - Білозерська; 9 - Високопільська; 10 - Авдотіївська; 11 - Долгінцевська;
 12 - Олександрівська; 13 - Криворізька

Аульський структурно-формаційний комплекс

	Супракрустальні утворення аульської серії та ультраметаморфіти дніпронетровського комплексу
	Плагіограніт-мігматитові куполи та вали і їх назви (цифри в подвійних кружках): 1 - Пятихатський; 2 - Демуринський; 3 - Криничанський; 4 - Грушівський; 5 - Спаський; 6 - Новоолександрівський; 7 - Саксаганський; 8 - Томаківський; 9 - Камишувахський; 10 - Південний
	Геологічні границі



Річки та водосховища

	Розломи: а) регіональні; б) головні; в) другорядні
--	--

- ① Розломи та їх назви (в кружках): 1 - Девладовський; 2 - Конкський; 3 - Бородайський;
 4 - Комісарівський; 5 - Дніпродзержинський; 6 - Синельниківський; 7 - Хортицький;
 8 - Кужелова; 9 - Мокромосковський; 10 - Камишувахський; 11 - Новопавлівський;
 12 - Південно-Чортомлицький; 13 - Семенівський; 14 - Середньоверхівцевський;
 15 - Західносурський; 16 - Широківсько-Шмаківський

Славгородський блок розташований в північно-східній частині СПК. На сході він межує з Дніпропетровським блоком вздовж Синельниківського розлому, східною його межею є ОПГР, південною – Девладівський. В межах блоку виділяються Новоолександрівська куполоподібна структура та низка структур вищих порядків, які її ускладнюють, а також Микільська синкліналь на захід від неї [92, 98].

Запорізький блок знаходиться в центральній частині кратону. З півночі він відмежовується від Дніпропетровського блоку зоною Девладівського розлому, зі сходу від Комишуваського – Конкською ЗКС. В межах блоку виділяється Томаківська (Запорізька) антиформа та Вольнянська антикліналь [92].

Комишуваський блок виділяється вздовж східної межі кратону. З заходу його обмежує Конкська і Білозерська ЗКС, на півночі – Девладівський, зі сходу – Оріхівсько-Павлоградський зони розломів. В межах блоку виділяється Комишуваський вал, що видовжений в субмеридіональному напрямку [22].

Південний та Білозерський блоки знаходяться в південній, найменш вивчений частині СПК. Їх північною межею є Конкський глибинний розломом. Південний блок розташований західніше відносно Білозерського і відмежовується від нього масивом токівських гранітоїдів, який має видовжену в меридіональному напрямку форму.

3.4.2 Розривні порушення.

Диз'юнктивні структури характеризуються надзвичайною різноманітністю за масштабом, морфологією, значимістю та часом прояву. Серед них виділяються глибинні регіональні розломи мантійного закладення, що визначають блокування щита на мегаблоки; глибинні головні розломи, які розділяють мегаблоки на блоки; внутрішньоблокові розломи першого порядку та другорядні розломи, часто невизначені за морфологією та глибиною залягання. Закладення більшості регіональних та глибинних розломів відбулося в ранньому археї або на межі палеоархейського та мезоархейського етапів розвитку регіону, що знаменувався зародженням зеленокам'яних поясів.

За просторовим положенням виділяються наступні системи розломів:

1) субмеридіональна, що включає в себе Криворізько-Кременчуцький та Оріхівсько-Павлоградський регіональні глибинні розломи (або зони розломів), для яких припускається мантійне закладення; 2) субширотна система, до якої належать головні Девладівський та Конкський глибинні розломи, а також розломи першого порядку Бородайський, Семенівський, Південно-Чортомлицький; 3) діагональні – північно-західна та північно-східна системи. До першої відносяться Дніпродзержинський головний та Хортицький, Західносурський, Широківсько-Шмаківський розломи першого порядку, до другої – Кужелова, Мокромосковський, Синельниківський головні розломи та Комісарівський розлом першого порядку.

Більшість розломів, які перелічені в складі виділених систем, докладно висвітлені в опублікованих роботах та виробничих звітах [46, 98–100, 106, 131, 294, 344 та ін.], тому нижче наведено їх стислий опис.

Криворізько-Кременчуцький глибинний розлом разом із ОПГР в геотектонічному відношенні є відповідно західною і північною межами СПК. Він простежується далеко за межі УЩ: на півночі до Рильських і Крупецьких магнітних аномалій на ВКМ, а на півдні – вздовж Херсонських аномалій [73]. В зоні розлуки виділяється Західний насув, Саксаганський, Діагональний та Східний підкиди, площини зміщувачів яких падають на захід під кутом 60-80°.

Оріхівсько-Павлоградський глибинний розлом простежується за смugoю тектонітів, ширина якої зазвичай становить 0,6 км, а на південному фланзі – сягає 2,0 км. Результати щільнісного моделювання та геоелектричні спостереження [72] показують, що розлом має загальне падіння на схід. Кут нахилу площини зміщувача змінюється від 80° біля поверхні фундаменту до 40–60° в низах кори та верхньої мантії. На карті ізопахіт поверхні Мохо розлом підкреслюється уступом у 6-10 км. Східний борт структури відносно західного насунутий та піднятий на 4-5 км і зміщений на північ на 10-12 км. На кожному глибинному рівні розлом представляє собою не одну магістральну площину зміщення, а складається зі структур більш високих порядків.

До головних розломів регіону відносяться: Девладівський, Конкський, Дніпродзержинський, Кужелова, Синельниківський, Мокромосковський.

Девладівський глибинний розлом (зона розломів) перетинає СПК в центральній його частині в широтному напрямку. На заході та сході він утикається відповідно у Криворізьку структуру та Оріхівсько-Павлоградську шовну зону, що свідчить про його ранньоархейське закладення. Розлом добре простежується за матеріалам аерофотозйомок та відображується в геофізичних полях за лінійними негативними аномаліями, які спричинені інтенсивно катаklазованими та мілонізованими породами. В плані зона розлому нагадує віяло, яке широкою стороною (завширшки до 4-5 км) спрямоване до сходу і утикається в Оріхівсько-Павлоградський розлом. Ймовірно, закладення розлому відбулося до накопичення зеленокам'яних утворень, тому потужна смуга катаklазитів відсутня в межах Софіївської ЗКС, де проявлені дрібні кулісоподібно розміщені розриви. Розлом зазнавав декілька етапів активізації, речовинним підтвердженням одного із яких є укорінені вздовж нього мафіт-ультрамафітових дайкових тіл девладівського комплексу.

Конкський розлом проходить вздовж південних меж СПК паралельно Девладівському і за тектонічною природою і значенням є ніби близьким до нього. Проте на відміну від останнього його роль як блокоутворюального видається сумнівною: він січе північні фланги Південного та Білозерського блоків.

Дніпродзержинський розлом чітко фіксується за геолого-геофізичним даними вздовж північно-східного борту Сурської ЗКС і разом із Західносурським розломом належить до діагональної системи, вздовж якої відбувалося закладення цієї структури. Послаблена зона розлому визначила також місце впровадження plagiogranitів Сурського масиву. Результати аналізу сейсмічних матеріалів ЗГТ та щільнісного моделювання свідчать про південно-західне падіння розлому під кутами 60°–75° (П. Г. Пігулевський та ін., 1999).

Розлом Кужелова в діагональному північно-східному напрямку перетинає весь мегаблок, простягаючись вздовж південно-східного борту Чортомлицької,

південного флангу Сурської та через Дерезуватську ЗКС. Північно-східний його фланг виділяється як *Синельниківський (Дерезуватський) розлом*, вздовж якого проходить межа Славгородського та Дніпропетровського блоків. Синельниківський розлом з одного боку, перетинає зі зміщенням складчасті структури дозеленокам'яних утворень, а з другого – контролює закладення і розвиток Дерезуватської ЗКС [340].

Мокромосковський (Бекерівський) розлом простягається в південно-східному напрямку вздовж Конської ЗКС. Він простежується за зоною катаклазу та лужного метасоматозу у мокромосковських гранітах завширшки 200-300 м. У північно-східній частині розлом залікований дайкою перидотитів девладівського комплексу, що вказує на піздньоархейський вік його активізації [101].

До розломів першого порядку на території досліджень відносяться Хортицький, Бородайський, Комісарівський, Комишуvasький, Центральнoverхівцівський, Південно-Чортомлицький, Семенівський, Західносурський, Новопавлівський, Широківсько-Шмаківський. По всій території мегаблоку фіксуються чисельні другорядні розривні порушення різного віку, які виділяються за геофізичними даними та підтверджені в керні одиничних бурових свердловин або у природніх чи штучних відслоненнях

3.4.3 Будова купольних структур.

Головними складчастими одиницями аульського і славгородського СФК є Саксаганський, Криничанський, Новоолексandrівський, Томаківський, Спаський та Грушівський куполи, Пятихатський, Демуринський, Комишуvasький та Південний вали, які структурно укладаються у межі вище описаних структурних блоків та ускладнені куполами, валами та лінійними складками нижчого порядку. В гравітаційному полі куполам відповідають регіональні негативні аномалії (за виключенням Томаківського куполу). Магнітне поле над антиформами може бути як негативних, так і позитивних значень, причому в межах окремої структури – лише одного знаку.

Характеристика куполів найкраще розглянута у роботах Г.І. Каляєва [139, 140, 344].

П'ятихатський вал займає північну та центральну частину Демуринсько-П'ятихатського блоку. В плані має видовжену в меридіональному напрямку форму та розміри 120×30 км. Антиформу розсікає субмеридіональна Лихівсько-Токівська зона розломів з роями дайок діабазів та габбро-діабазів. Північна частина антиформи ускладнена системою скидів, по яких вона уступами занурюється в сторону Дніпровсько-Донецької западини, а південна – Грушеватським та Вільнохутірським куполами першого порядку, які розміщуються південніше Комісарівського розлому. Східне крило П'ятихатського валу ускладнене Орільським інтрузивним масивом токівських гранітів.

Криничанський купол розташований в межах Дніпропетровського блоку. Він має форму овала північно-західного видовження та розміри 35×40 км. Його морфологія чітко підкреслюється північно-східним Сурської та східним бортами Верхівцівської ЗКС. Магнітне поле над антиформою переважно від'ємне. В північно-західній частині куполу знаходяться Павлово-Новогригорівська та Семенівська овоїдні структури та Новомиколаївська антиформа першого порядку.

Спаський купол знаходиться в північній частині Дніпропетровського блоку. В межах щита розміщена лише південна частина куполу з розмірами 55×30 км, тоді як північна занурюється під осадовий чохол ДДЗ.

Томаківський (Запорізький) купол має розміри 50×55 км і розташовується в центральній частині Запорізького блоку. Із заходу та сходу він обмежений Софіївською, Чортомлицькою та Конською ЗКС, з півночі – Девладівським, а з півдня – Конським розломами. До Томаківського куполу приурочена одноіменна позитивна аномалія спостереженого гравітаційного поля. В західній частині купол ускладнений тілами двопольовошпатових гранітів, а східна – «зрізана» Мокромосковським масивом.

Комишуvasький вал складає однійменний блок і простягається в субмеридіональному напрямку між ОПГР і Конкською та Білозерською ЗКС. Його розміри складають 100×20 км. Приблизно посередині вал розділяється на дві структури першого порядку східним флангом Конкської ЗКС та Щербаківським гранітним масивом.

Демуринський вал знаходиться в крайній південній частині Пятихатсько-Демуринського блоку. Має витягнуту в субширотному напрямку та випуклу на південь форму з розмірами 40×15 км. В ядрі структури породи залягають порівняно полого, тоді як на крилах вони набувають досить крутого падіння. В південно-західній частині валу виділяються структури другого порядку: Райпільська та Саївська антикліналі і Мар'ївська синкліналі [294]. Між східним флангом валу і Верхівцевською ЗКС простягається Демуринський масив двопольовошпатових гранітів однійменного комплексу.

Далі більш детально розглянемо новітні тектонічні моделі найбільш виразних і типових представників купольних структур СГЗО – Саксаганської та Новоолексandrівської, що представляють відповідно аульський та славгородський СФК. Представлені моделі ґрунтуються на результатах виконаного автором аналізу, узагальнення та комплексної інтерпретації всього наявного геологічного, геофізичного та картографічного матеріалу.

Саксаганський купол (рис. 3.6) знаходиться в центральній частині однійменного блоку. До його південних меж примикає Токівський гранітний масив, який складений суттєво калішпатовими сублужними гранітами плутонічного СФК. Купол має форму видовженого в північно-східному напрямку еліпса з розмірами 42×60 км. Природними геологічними межами купола на заході є ланцюжок кільцевих ЗКС (Авдотівська, Долгінцевська та Олексandrівська), на сході – Софієвська і Чортомлицька ЗКС, на півночі – Девладівський розлом, на півдні – Токівський масив.

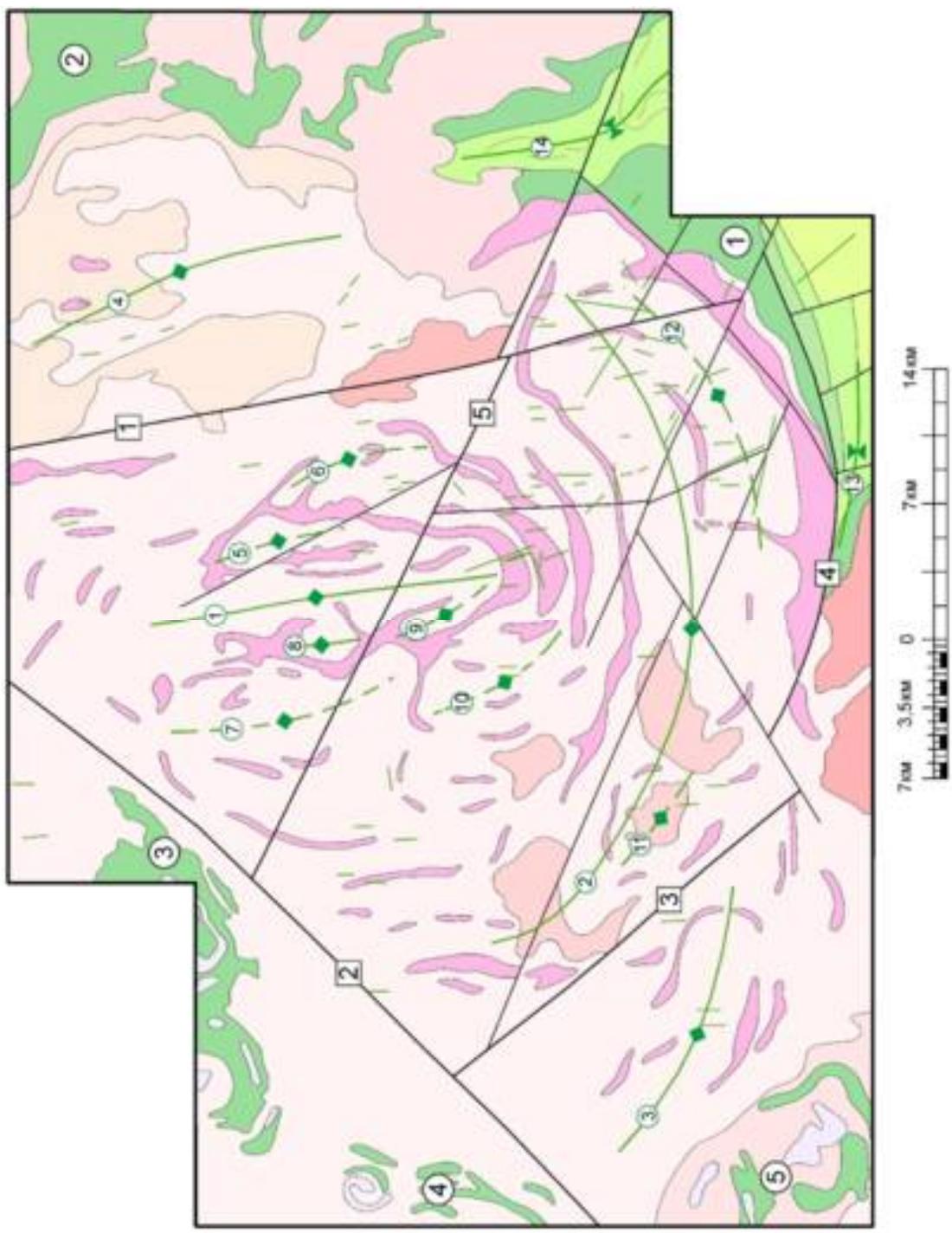


Рис. 3.6. Тектонічна схема Саксаганського куполу (умовні позначення див. на стор. 66)

Умовні позначення до рис. 3.6.

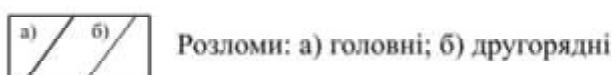
Середньо-придніпровський (зеленокам'яний) структурно-формаційний комплекс

	Дайки діабазів
	Гранітова формація
	Тоналіт-плагіогранітова формація
	Метадуніт-перидотитова формація
	Дацит-андезит-толеїтова формація
	Парагенерація КТ 3 (лініями показані пласти залізистих кварцитів)
	Парагенерація КТ 2
	Парагенерація КТ 1

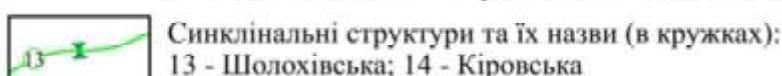
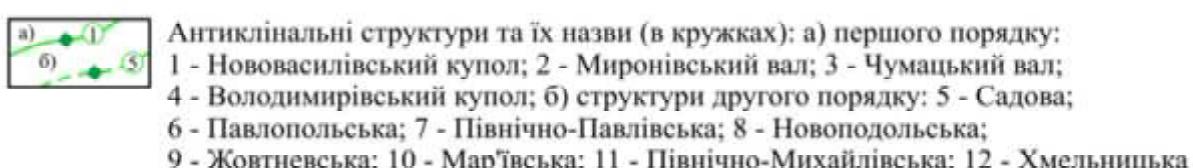
Аульський структурно-формаційний комплекс

	Формація апліт-пегматоїдних гранітів
	Плагіогранітова формація
	Формації граніт-плагіогранітових та діорит-плагіогранітових мігматитів
	Кристалосланцево-амфіболітова формація
	Кристалосланцево-гнейсова формація
	Геологічні граници

- ① Зеленокам'яні структури та їх назви (в кружках): 1 - Чортомлицька; 2 - Софіївська; 3 - Авдотьївська; 4 - Долгинцевська; 5 - Олександрівська



- 1 Головні розломи та їх назви (цифри у квадратах): 1 - Івановський; 2 - Новопетрівський; 3 - Михайлівський; 4 - Горняцький; 5 - Кіровський



Загальна структура купола порушена цілою низкою ймовірних різнорангових внутрішньоблокових розривів, які добре виділяються за геофізичними даними та подекуди підтвердженні буровими свердловинами. Головні розломи – це Іванівський, Новопетрівський, Михайлівський, Горняцький та Кіровський. Разом з другорядними вони формують три системи розривних порушень: субмеридіональну, діагональні північно-західну та північно-східну. Суперкрустальні утворення в складі куполу представлені смугами завширшки до 3,5 км і завдовжки до 40 км й окремими лінзо- та підковоподібними останцями або серіями зближених останців серед мігматитів і плагіогранітів. Найбільші фрагменти метаморфітів розташовані в центральній та південній частинах купола, за малюнком яких відтворюється його структура загалом та ускладнюючих його плікативних структур зокрема.

В межах купола раніше [294] виділялася низка субширотно орієнтованих антикліналей та синкліналей. Із них в центральній частині куполу виділялася крупна антиформна складка – Петрівська антикліналь, яка на півдні сполучалася із Шолохівською синкліналлю. Результати виконаних робіт, які включали вивчення відслонень вздовж р.Базавлучок та її приток, а також інтерпретацію геолого-геофізичних матеріалів, дають можливість виділити в складі куполу чотири антиформи першого порядку: Миронівський та Чумацький вали і Нововасилівський та Володимирівський куполи. Синклінальні структури, які відмічались в роботах Б. З. Берzenіна (1980, 1988), проявлені слабко та зрізуються крилами антикліналей.

Нововасилівський купол знаходиться в центральній частині Саксаганської антиформи, має овалоподібну форму (30×25 км), довга вісь якої орієнтована в субмеридіональному напрямку. На півночі він обмежується Девладівським розломом, на північному заході – Новопетрівським, на сході – Іванівським розломами, а на півдні зчленовується з Миронівським валом. Ядерна частина куполу складена ультраметаморфітами лише з дрібними останцями метаморфічних порід, тоді як на крилах суперкрустальні формациї мають значно більше поширення та утворюють суцільні смуги серед

гранітоїдів, за якими відтворюється будова реліктових нашарованих товщ і внутрішня структура купола. Остання характеризується тим, що в крилах Нововасилівського купола першого рангу виділяються структури другого порядку. Так, в його східному крилі виокремлюються Садова та Павлопольська антикліналі. Перша знаходиться ближче до ядра структури та північніше від другої. Складки мають приблизно однакові розміри 8×4 км та незначну випуклість осей на схід. На західному крилі Нововасилівського куполу виділяється щонайменше чотири ускладнюючі структури – це Новоподільська, Жовтнева, Північно-Павлівська та Мар'ївська антикліналі. Перші дві знаходяться в безпосередній близькості до ядра, інші в периферійній частині структури, причому перша і третя антиформи розташовані північніше останніх. Північно-Павлівська антикліналь найбільша за розмірами – 15×6 км, інші приблизно в 2 рази менші – $7-8 \times 3-5$ км. Осі складок витягнуті в північному та північно-західному напрямках.

Південне периклінальне замикання Нововасилівського купола добре проявлене широкими смугами суперкрустальних товщ. Падіння порід в цьому місці південне, кут падіння 60° . На півночі замикання проявлене нечітко у вигляді розрізних видовжених останців. В південній, добре відслоненій частині купола, фіксується серія субмеридіональних, рідше діагональних дайок діабазового складу.

Миронівський вал має дугоподібну форму випуклістю на південь, яка закономірно вписується у загальну конфігурацію Саксаганського куполу. Вал ніби обволікає південний фланг Нововасилівського куполу та утворює з ним складне структурне сполучення у формі перекинutoї букви «Т». На півдні та зі сходу вал контактує із зеленокам'яними утвореннями Чортомлицької ЗС, з південного заходу він відокремлюється від Чумацького валу Михайлівським розломом, на північному заході – утикається в Навопetrівський розлом. Розміри валу складають 45×15 км з тенденцією незначного звуження в напрямку зі сходу на захід.

Миронівський вал представляє собою ізоклінальну складку – північне і південне крила валу падають в одному напрямку – на південь. Кут падіння північного крила становить 60° , південного – $70-85^{\circ}$; падіння осьової поверхні валу – на південь. В порівнянні з Нововасилівським куполом вал характеризується більш інтенсивною ультратаморфічною переробкою та гранітизацією суперкрустальних порід. Лише в південному крилі, де воно безпосередньо контактує із Чортомлицькою ЗС, добре збереглися утворення кристалосланцево-амфіболітової формациї. Загальна морфологія валу більш проста ніж у Нововасилівського куполу. Лише південне крило валу ускладнене двома лінійними антикліналями другого порядку – Північно-Михайлівською та Хмельницькою. Перша, менша за розміром, знаходиться в західній частині валу, друга – в східній. Периклінальне замикання в західній частині валу інтенсивно деструктуроване тілами та масивами plagіогранітової формациї. Виділяється два більш крупних масиви видовженої форми, розміром в середньому 4×7 км, та два менших ізометричної форми, розміром в середньому $3,5 \times 4$ км. Східна частина структури насичена діабазовими дайками субмеридіональної та діагональної систем.

В центральній та південній частинах Саксаганського куполу, в межах Миронівського валу та Нововасилівського куполу серед plagiomigmatitів спостерігаються ділянки в значній мірі насичені апліто-пегматоїдним матеріалом.

Ще одна структура першого порядку – *Чумацький вал* – знаходиться на крайньому південному заході Саксаганського куполу. Вал має північно-західне видовження і розміри 25×10 км. На півночі та сході він обмежується Навопетрівським та Михайлівським розломами, на заході та півдні Олексandrівською ЗС та Токівським масивом. Породи валу суттєво гранітизовані; останці кристалосланцево-амфіболітової формациї серед гранітоїдів представлені видовженими переривчастими смугами, які добре підкреслюють крила валу та його периклінальне замикання в східній частині.

Володимирівський купол першого порядку знаходиться на крайньому північному сході головної структури. Він обмежується Іванівським розломом із заходу, масивом сурських плагіогранітідів з півдня, Софієвською ЗС зі сходу та Девладівським розломом на півночі. Купол має незначне субмеридіональне видовження та розміри 20×16 км. Характеризується високим ступенем ультраметаморфізму – фрагменти суперкрустальних товщ збереглися лише в північній частині складчастої структури. Визначені в їх межах елементи залягання сланцеватості (шаруватості ?) порід поблизу північного периклінального замикання купола свідчать про північ-північно-східне падіння під кутами від 40° до 15° . В межах структури серед плагіогранітів та мігматитів значні площи займають поля апліто-пегматоїдних гранітів (майже 40% площи куполу).

Новоолександрівський купол розташований в центральній частині Славгородської брили (рис. 3.7). На відміну від вище описаних структур він складений утвореннями славгородського СФК. Купол має близьку до круглої, овалоподібну форму північно-східного видовження з розмірами 25×30 км. Він ускладнений плікативними формами першого порядку: Барханівська, Котляревська, Миролюбівська, Тургенівська, Середньоторсянська антикліналі. В плані за серіями останців суперкрустальних порід діагностується кулісоподібне розташування та вигнуто-хвилястий характер цих складок.

Середньоторсянська антиклінал – найбільша структура II порядку в Новоолександрівському куполі. Простягається в субширотному напрямку за азимутом $80-90^\circ$ на відстань ~ 30 км при ширині до 6 км. Північне крило антикліналі ускладнене складкою III порядку, склепіння якої виповнене кварцовими діоритами.

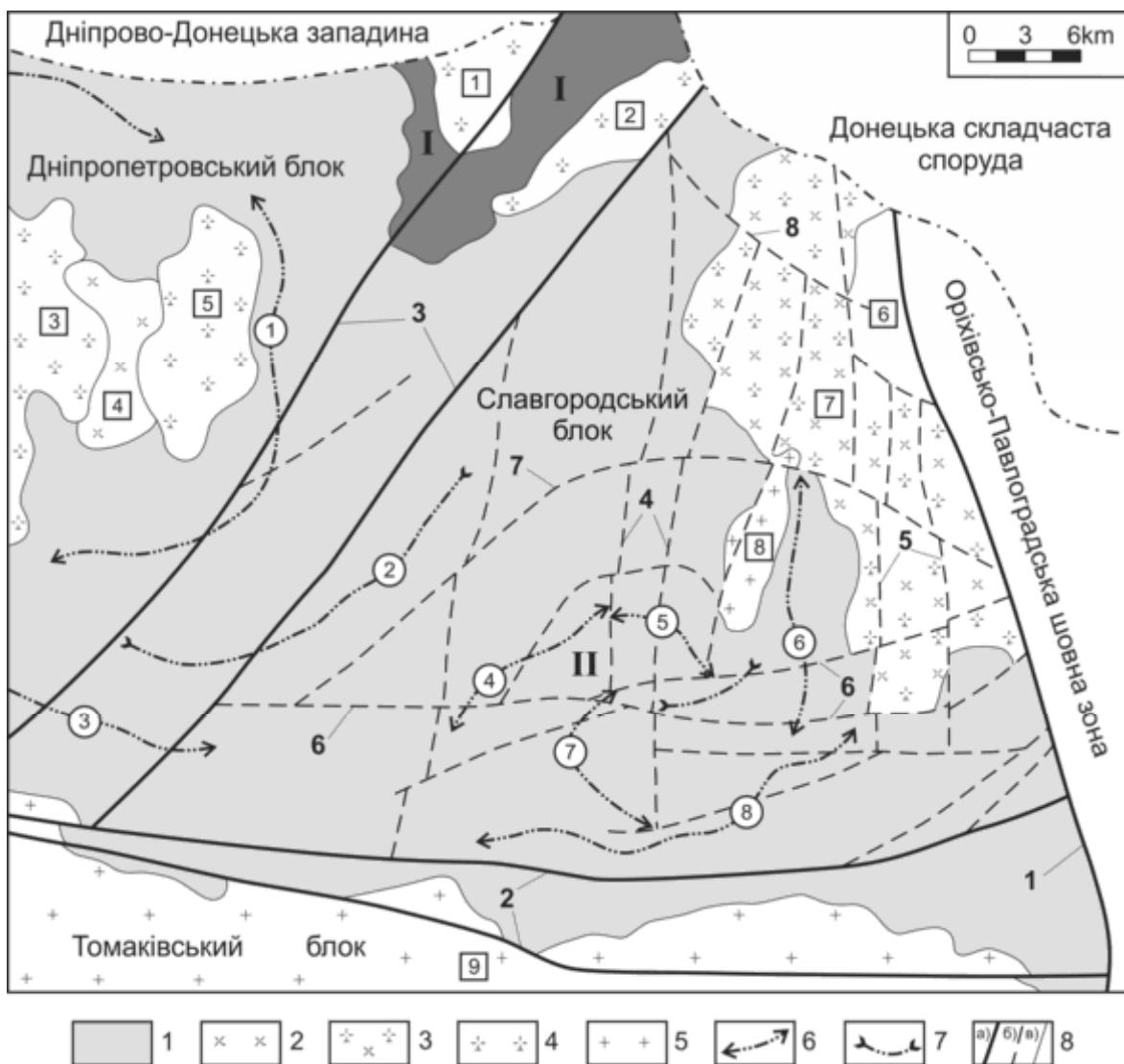


Рис. 3.7. Тектонічна схема Славгородського блоку (брили), 1 – плагіомігматити, ендербіти, 2 – діорити, 3 – кварцові діорити, 4 – плагіограніти, 5 – граніти, 6 – антикліналі, 7 – синкліналі, 8а – регіональні розломи, 8б – внутрішньоблокові розломи, 8в – геологічні граници. I – Дерезуватська ЗКС, II – Новоолександрівський купол. Розломи (зони розломів): I – Оріхівсько-Павлоградський, 2 – Девладівський, 3 – Синельниківський (Дерезуватський), 4 – Лубянська, 5 – Писарівська, 6 – Осокорівсько-Вербівська, 7 – Синельниківсько-Василівський, 8 – Зайцівський. Цифри в кружках: 1 – Звонецько-Павлівський, 3 – Башмачкинський вали, 4 – Барханівська, 5 – Котляревська, 6 – Миролюбівська, 7 – Тургенівська, 8 – Середньотерсянська антикліналі, 2 – Микільська синкліналь. Цифри в квадратах: 1 – Знаменівський, 2 – Дерезуватський, 3 – Сурський, 4 – Чернечий, 5 – Ямбурзький, 6 – Малотерсянський, 8 – Вишневецький, 9 – Мокромосковський масив, 7 – Калинівське поле гранітоїдів.

Барханівська антикліналь характеризується діагональним північно-східним простяганням. За морфологією вона подібна Середньотерсянській структурі, проте у два рази поступається їй за розмірами – 12×3 км. Південно-західна частина антикліналі деструктурована ультратаморфогенними плагіогранітідами.

Котляревська антикліналь серед структур первого порядку за овалоподібною формою і розмірами 10×8 км може ідентифікуватися як купол. За видовженням він орієнтований діагонально у північно-західному напрямку. Крила цього куполу ускладнені гранітідами демуринського комплексу.

Миролюбівська антикліналь має форму клина з розмірами $18 \times 6 - 2$ км, який субмеридіонально орієнтований гострим кінцем на північ. Відмітною особливістю антикліналі є те, що її південна частина закономірно вписується у вигляді дуги в структуру головного куполу, а північна – прямолінійно виходить за його межі, поступово зникаючи в Терсянському полі плагіогранітідів.

Тургенівська антикліналь характеризується дугоподібною формою, випуклою на захід, та розмірами 12×5 км. З північного та південного заходу вона кулісоподібно обрамляється відповідно Барханівською і Середньотерсянською складками. З простяганням південно-східного флангу цієї складки просторово узгоджується антикліналь III порядку, яка ускладнює Середньотерсянську антикліналь. До склепіння Тургенівської складки структурно приурочений плагіограніт-тоналітовий центр (ядро) всього Новолександрівського купола.

За розмірами (відношенням довжини до ширини $1 : 2 - 1 : 4$), морфологією периклінальних замікань, широкими замками і круто падаючими крилами їх можна віднести до типу коробчатих складок. Названі антикліналі розмежовуються між собою розривними порушеннями різного рангу. Синклінальні складки, які іноді сполучаються з антикліналями, є редуктованими, слабко розвиненими і діагностуються лише фрагментарно. В центральній частині Новолександрівського купола значне поширення мають

ендербіти; в напрямку до його крайових частин вони витісняються мігматитами і плагіогранітами. Північна частина головного купола ускладнена амебоподібними тілами порфіробластичних гранітів демуринського комплексу, що укорінилися конформно суперкрустальним товщам.

3.4.4 Тектонічні особливості зеленокам'яних структур.

Складчасті структури тоналіт-зеленокам'яного СФК представлениі синклінорними трогоподібними структурами, які часто розміщаються поміж описаних вище куполів та валів. Фактично кожна ЗКС може розглядатися як окремий зеленокам'яний пояс, хоча така термінологія, що повсюдно використовується в закордонній літературі, не набула відповідного поширення серед вітчизняних геологів. Разом з тим, деякі дослідники на основі приуроченості ЗКС до певного структурного напрямку формально об'єднують їх у пояси. Так виділяються субмеридіональні Криворізько-Кременчуцький, Базавлуцький (Верхівцевсько-Софіївсько-Чортомлицький), Сурський та Дерезоватсько-Консько-Білозерський пояси [46], що завжди є вправданим. Наприклад, останній представлений дискретними ЗКС, доволі відмінними за морфологією, упорядкованістю розрізу, характером метаморфізму, металогенією тощо, тому їх об'єднання видається вельми умовним. Більше того, існують варіанти ув'язки ЗКС в інших структурних напрямках, наприклад, у північно-східному, що знайшов своє відображення на Тектонічній карті України (С. С. Круглов, А. М. Лисак та ін., 2007). Тому об'єднання окремих ЗКС у пояси є дискусійним питанням. На думку автора, такі надструктурні тектонічні одиниці тоналіт-зеленокам'яного СФК доцільніше йменувати «суперпоясами», залишивши можливість застосування терміну «зеленокам'яний пояс» власне для ЗКС, що видається більш логічним.

На сьогоднішній день у межах СПК нараховується понад півтора десятка ЗКС, серед яких найбільш відомими та найкраще вивченими є Верхівцівська, Сурська, Софіївська, Чортомлицька, Білозерська, Конська. До цього переліку ми також відносимо Криворізьку та низку дрібних ЗКС, які розташовані на її

північному та південному флангах і в східному обрамленні: Високопільська, Авdotівська, Долгінцевська, Олексandrівська та нещодавно виявлене Комендантовська [35, 36]. В крайній північній частині СПК, що занурюється під відклади ДДЗ, розміщаються слабко вивчені Кобеляцька та Дерезуватська, а також передбачувана за геолого-геофізичними даними О.К. Малиновським (2006) Берзенінська ЗКС. Усі структури за морфологією в плані класифіковані на структури брахіального, лінійного та амебоподібного тектонотипу [46, 292]. До першого відносяться Сурська, Чортомлицька, Білозерська, Кобеляцька та Дерезуватська і до другого – Конкська, Високопільська, Комендантовська, до третього – Верхівцевська, Високопільська структури. Своєрідна кільцева морфологія відмічається для Авdotівської, Долгінцевської, Олексandrівської ЗКС. До групи останніх варто зарахувати і Софіївську ЗКС.

Тектоніка ЗКС доволі добре висвітлена у низці наукових праць [46, 118, 283, 285, 292, 294, 349, 344 та ін.]. Варто лише зупинитися на характеристиці тих ЗКС, уявлення про будову яких уточнено на основі нових матеріалів останніх років, в тому числі авторських даних – це Сурська [42, 318, 321, 322, 334 та ін.], Чортомлицька [165–167, 252, 253, 269] а також Комендантовська ЗКС [35, 36], нещодавно виявлені за результатами геолого-геофічної переінтерпретації матеріалів.

Сурська ЗКС розміщена в центральній частині СПК. Вона має форму видовженого в північно-західному напрямку прямокутника з розмірами 28 км × 16 км, а в розрізі – асиметричну синклінорну (трогоподібну) будову. Її південно-західний борт падає на північний схід під кутами 50-75°, а північно-східний характеризується субвертикальним падінням. За даними сейсмічних робіт і щільнісного моделювання днище структури фіксується на глибині майже 5 км. Із південного заходу та північного сходу вона обмежена відповідно Західносурським та Дніпродзержинським, а з півдня – Девладівським глибинними розломами (зонами розломів). У північній частині структура ускладнена Грушівською і Карнаухівською синклінальними відгалуженнями та

Пашенівської складчастою структурою, на півні - Широківською, а з південного заходу – Петрівсько-Миколаївською монокліналями.

За результатами геологозйомочних робіт останніх років (В. В. Сукач та ін., 1999; В. В. Шпильчак та ін., 2005; В. Я. Ганзя та ін., 2006) запропонована нова геолого-структурна модель Сурської ЗКС, згідно якої в загальному розрізі вирізняються нижній магматогенно-осадочний та верхній магматогенний структурно-речовинні яруси [318, 322, 334 та ін.]. Нижній ярус фіксується в прибортових частинах структури. Він представлений строкатим набором метаморфізованих магматичних, осадочних та вулканогенно-осадочних порід, який названий петрівським типом розрізу. Верхній ярус – центральносурський тип розрізу – утворений метаморфізованими основними та кислими магматичними породами, які складають слабко деформовану центральну та південно-східну частину Сурської ЗКС. Петрівський тип розрізу представляють сурська світа та верхівцевський комплекс, а центральносурський – аполлонівська і пашенівська товща та алферівська світа, асоціації сергіївських габроїдів і миколаївських інтрузивних базит-ультрабазитів та сурський комплекс.

Складчасті структури нижнього ярусу Грушівська та Карнаухівська синкліналі мають совкоподібну форму, яка відкрита до внутрішніх частин Сурської ЗКС. Карнаухівська синкліналь з розмірами $5,2 \times 2,8$ км є тектонічним вираженням однайменного північного відгалуження. Побудована складка за участю утворень петрівського типу розрізу (перша, друга, третя підсвіти сурської світи). За характером центриклінального замикання та будовою крил вона ідентифікується як симетрична коробчаста складка. Падіння її крил доволі круті і складає $70\text{--}80^\circ$. В західному крилі синкліналі розташований доскладчастий Карнаухівський масив верхівцевського комплексу. Центриклінальне замикання складки суттєво інтрудоване (асимільоване) плагіогранітами Орджонікідзевського масиву.

Грушівська синкліналь (7×4 км) розміщена у межах однайменного західного відгалуження Сурської ЗКС. На відміну від вищеописаної

Карнаухівської синкліналі вона відзначається складнішою будовою, спричиненою укоріненням Оленівського плагіогранітідного масиву, що призвело до значної асиміляції та деструкції центриклінального замикання синкліналі, її північного крила та спричинило формування антиклінального підняття в ядерній частині.

Петрівсько-Миколаївська монокліналь у вигляді дугоподібної смуги, випуклої на захід, простягається вздовж західного борту Сурської ЗКС. Її загальна довжина становить понад 20 км. Складена монокліналь, головним чином, утвореннями петрівського типу розрізу. В південній частині вона сполучена із крилом Основної, в північній – із крилами Грушівської та Карнаухівської синкліналей. По латералі з півдня на північ відмічається поступове зростання кута падіння порід монокліналі від 55-60° до 75-80°. Okрім цього, більш крутіші кути падіння спостерігаються біля борту зеленокам'яної структури, ніж на значній віддалі від нього. Напружена тектонічна обстановка Петрівсько-Миколаївської структури, яка викликана її розташуванням в прибортовій зоні Сурської ЗКС, проявляється розвитком декількох систем розсланцювання у породах, наявністю плойчастих текстур, катаклазованих порід тощо. Тому ймовірно, що доволі проста за будовою монокліналь ускладнюється флексурами або дрібними складками.

Пашенівська синкліналь має доволі складну звивисту морфологію у плані. В північній частині вона представлена ізометричною брахісинкліналлю, форма якої чітко маркується магнітоактивними тілами залізистих кварцитів, які входять у склад пашенівської товщі. В центральній частині брахіальні форми поступово набувають лінійності, а північно-східне крило змінює своє падіння з південно-західного на північно-східне (до 40-45°), тобто складка трансформується у перекинуту. В південній частині синкліналь плавно вигинається до сходу та північного сходу, утикаючись в Дніпродзержинський розлом. В цьому ж напрямку відмічається поступове здіймання шарніру Пашенівської складки та зростання кутів падіння її крил від 45° до 75-85°.

Слабо деформовані породи верхнього ярусу, що складені центральносурським типом розрізу формують своєрідні вулкано-тектонічні структури, серед яких умовно можна виділити Аполлонівську, Золотобалкінську і Сергіївську, виділені та описані автором у виробничих та тематичних звітах (1999, 2005, 2006 та ін.). Необхідно відзначити, що в межах вулкано-тектонічних структур виявлені однайменні родовища й рудопрояви золота.

Слабо деформовані породи верхнього ярусу, що складені центральносурським типом розрізу формують своєрідні вулкано-тектонічні структури, серед яких умовно можна виділити Аполлонівську, Золотобалкінську і Сергіївську. Зазначимо, що в їх межах відомі однайменні родовища й рудопрояви золота.

Аполлонівська вулкано-тектонічна структура розташовується східніше с. Аполлонівка. Це полого падаюча на захід монокліналь ($20\text{-}30^\circ$), яка складена різними структурно-текстурними різновидами метабазальтів. Монокліналь ускладнена круті падаючими протяжними дайковими тілами порфірових метадацитів (перша фаза сурського комплексу) загального з метабазитами субмеридіонального простягання. Із заходу вона обмежується лінійно-витянутим тілом метагабро-долеритів сергіївського комплексу, впровадження якого пов'язане з ослабленою субмеридіональною зоною розсланцювання, що супроводжує Аполлонівський розлом. Зруденіння золота (Аполлонівський й Східноаполлонівський рудопрояви) приурочені саме до таких ослаблених зон, за умови, що в їхніх межах локалізовані дайки рудогенеруючої дацит-тоналіт-порфірової формациї.

Золотобалкінська вулкано-тектонічна структура є більш складною тектонічною спорудою. Вона приурочена до області накладення езоконтактових зон двох великих суббулканічних тіл дацит-тоналіт-порфірової формациї: Солонянського – із заходу й Східносолонянського – зі сходу. Тіла проривають насичені метадацитовими дайками, субгоризонтально залягаючі метабазальтові потоки й крутопадаючі тіла метагабро-долеритів

субмеридіонального північно-західного простягання. Описувана структура істотно ускладнена тектонічними системами: субширотної і субмеридіональної. Вони створюють чітко виражену блокову будову ділянки. Виділяється два структурно-металогенічних блоки: Західний і Східний. Західний блок характеризується конформним розташуванням контактів інтрузивних тіл габро-долеритів і Солонянського суббулканічного тіла метадацитів, а також серії кулісоподібних дайок того ж складу. Всі ці утворення мають загальний північно-західний структурний план. Східний блок характеризується переважною субширотним структурним планом з тенденцією утворення складних зон у місцях його зчленування з порушеннями субмеридіонального напрямку. У субширотній тектонічній системі локалізовані Західне та Східне штокоподібні тіла метатоналіт-порфірів.

Сергіївська вулкано-тектонічна структура представляє собою вузол перетину структур субмеридіонального плану, утвореного інтрузивним тілом габро-долеритової формaciї, із субширотним Сергіївським суббулканічним тілом дацит-тоналіт-порфірової формaciї. При цьому, інтрузивні метагаброїди формують описане вище в розділі складне по морфологiї силоподiбне тiло, у якому видiляються кiлька структурних «поверхiв». Для комагматичних їм лав метабазальтiв вiдзначається загальне моноклiнальне падiння на пiвнiч пiд кутом 20-35°. Зруденiння золота локалiзується, головним чином, в екзоконтактових частинах Сергiївського суббулканічного тiла кислого складу.

У формуванні тектонічного ансамблю Сурської ЗКС важлива роль належить plagiогранiтoidам сурського комплексу, які представленi суббулканічними та інтрузивними тiлами, масивами, дайками. Серед них особливо слiд вiдмiтити Сурський, Оленiвський та iн. масиви другої фази, вторгнення яких остаточно визначило конфiгурацiю Сурської ЗКС [17, 27, 33] та характер проявленої в її межах метаморfичної зональностi.

У вiдноснiй вiковiй послiдовностi вiд раннiх до пiзнiх видiляються наступнi системи розломiв: 1) субширотна; 2) рання пiвнiчно-захiдна;

3) сполучені північно-західна й північно-східна; 4) субмеридіональна; 4) пізня північно-східна.

Рання субширотна система представлена найбільш древніми розривними порушеннями, з якими пов'язується розвиток дозеленокам'яного структурного ярусу. До неї відносяться Широківсько-Шмаківський, Нікольський і Грушівський головні та більш дрібні оперяючі до них розломи. Система північно-західного простягання представлена зонами регіональних Дніпродзержинського, Західносурського, Центральносурського розломів, вздовж яких відбувалось закладення та розвиток Сурської ЗКС.

Чортомлицька ЗКС характеризується близькою до ізометричної формою, що визначається просторовим орієнтуванням систем діагональних зон глибинних розломів. Довгу вісь структури визначає система північно-східних, коротку – система північно-західних розломів. Наявність хвостоподібних відгалужень також контролюється сполученням взаємно ортогонально орієнтованих розломних зон. Наприклад, меридіонально орієнтоване північне Бекентівське (Кіровське) і широтно орієнтоване південне Олексіївське хвостоподібне відгалуження контролюються системою взаємно ортогональних меридіонально і широтно орієнтованих розломів. Утворені в такий спосіб хвостоподібні відгалуження представляють собою синклінальні форми 2-го порядку, що ускладнюють досить просто побудовану основну брахісинкліналь зеленокам'яної структури. Незначно виражені хвостоподібні відгалуження синклінальної будови фіксуються також на заході (Шолохівське) і південному-заході структури. Вони ніби обволікають зі сходу інтрудуючий Чортомлицьку ЗКС Токівський гранітний масив.

Осьова лінія основної структури фіксується в її центральній (ядерній) частині, яка маркується виходами порід нижньої коматітової формації. По обидва боки від неї (з півночі і півдня) відзначаються два локальних складчастих ускладнення антиклінального характеру, викликані апікальними частинами сателітних інтрузій, що сполучаються з Чкаловським масивом і складені, як і він сам, тоналіт-плагіогранітною формацією. Зазначені частини

масиву на значному відрізку свого простягання (не менш 10 км) не виведені на рівень ерозійного зрізу докембрійських утворень, але їх покрівля поступово здіймається в схід-північно-східному напрямку, приводячи до зменшення потужності покрівлі зеленокам'яних товщ аж до виходу на сучасний рівень ерозійного зрізу в місцях замикання двох (північно-західної і південно-західної) "ніжок підкови" Чкаловського масиву.

Ще одне антиклінальне ускладнення основної синкліналі Чортомлицької ЗКС фіксується в її східній частині й обумовлене аналогічним вищеописаному, але більш значно проявленим інтрудуванням зеленокам'яних товщ масивом тоналіт-плагіогранітної формациї, що обрамляє структуру зі сходу. Покрівельна частина розглянутої інtrузії занурюється в північ-північно-західному напрямку, дугоподібно вигинаючись уздовж зверненої до сходу опуклої частини Чкаловського масиву і фрагментів лавово-субвулканічних полів ріодакит-плагіогранітної ВПА. Таким чином, тектонічна будова Чортомлицької ЗС характеризується порівняно простою будовою. Формації, що приймають участь у будові розрізу структури, в силу своєї стратиграфічної позиції розподілені в її межах зонально.

Серед виділених структур другого порядку найбільш крупною являється Солонівська синкліналь, яка займає значну частину площини і представляє собою витягнуту брахіскладку коритоподібної форми з розмахом крил на півдні 11 км, на півночі в районі Кіровської ділянки – 5 км. Її вісь співпадає з осьовою лінією Чортомлицької ЗКС і вигнута дугоподібно: на північному фланзі вона має субмеридіональне простягання, південніше – південно-західне, а в ядовій частині – субширотне. Замкова частина брахісинкліналі ускладнена антиклінальним перегином. Північно-західне крило Солонівської синкліналі має південно-східне падіння під кутами 50-75°.

Нормальне залягання порід з падінням їх до ядерної частини синкліналі властиво і для південного і південно-західного крил структури. На північно-західному фланзі в межах Кіровської ділянки Солонівська синкліналь має

симетричну відносно осьової лінії будову з крутопадаючими до ядра крилами і в замковій частині ускладнена антиклінальним перегином.

На схід від Чкаловського масиву виділяється Східно-Чортомлицька синкліналь, ускладнена низкою поздовжніх вузьких сильно стиснутих (до ізоклінальних) антиклінальних складок третього і більш високих порядків з субпаралельною орієнтацією осьових ліній. До однієї із них, крайньої західної, приурочене родовище золота Балка Широка, локалізоване в межах Східно-Чортомлицької зони розломів.

Групою геологів на чолі з В.М. Петъком у 1990-2000 рр. в складі робіт з вивчення золотоносності Чортомлицької ЗКС були виконані вулкано-плутонічної реконструкції, які дали підставу авторам представити нову структурну модель структури. Відповідно до неї в межах ЗКС виділено низку палеовулканічних апаратів та пов'язаних з ними полів вулканітів. За комплексом геолого-геофізичних ознак та методу аналогії виділені найбільш крупні палеовулканічні споруди. Серед них вирізняються палеовулкани лінійного (з тріщинним характером магмопідвідних каналів) та осередкового (з одним або декількома магмопідвідними каналами трубковидної форми) типів.

Тріщинні палеовулканічні апарати виявлені в південній, східній та північній частинах Чортомлицької ЗС. Вони діагностуються в межах Південно-Чортомлицької, Олекіївської, Східно-Чортомлицької та Кіровської зон розломів [252, 253], що характеризуються різким збільшенням ролі інтрузивних комагматів – дайок та плитовидних тіл порід, переважно ультраосновного та основного складу, іноді середнього і, рідко, кислого складу. Зазначені дайки, вірогідніше всього, є денудованими утвореннями жерлових фацій, що трасують собою структури лінійного палеовулканізму. Залігання цих дайок, по відношенню до залігання вулканітів, є незгідним, січним. Якщо дайки залігають майже вертикально, то для вулканітів, що встановлено у перекритих глибокими похиленими свердловинами перерізах, спостерігається достатньо пологе залігання, хоча розсланцювані вони згідно до залігання дайкових тіл.

У межах Кіровської та Олексіївської ділянок найбільш крупні лінійно-тріщинні палеовулкани трасуються по поверхні позитивними лінійновитягнутими геомагнітними аномаліями різної інтенсивності.

Магматизм лінійних палеовулканів носив переважно ультраосновний-основний характер, про що свідчить склад як інтузивних, так і ефузивних комагматів. Останні формують лавові (лавово-пірокластичні) поля порід, які відносяться до сурської, чортомлицької та алферівської світі.

Палеовулканічні споруди осередкового типу виділені на основі комплексної інтерпретації геолого-геофізичної інформації. Найбільш крупними структурами подібного типу є Широкобалківський, Північно-Чкалівський, Південно-Чкалівський, Гірняцький та Західний палеовулкани.

Найкраще вивченим з них є Широкобалківський палеовулкан, з південно-західним та західним сегментом дуги пограничної зони якого пов'язане родовище золота Балка Широка. Широкобалківський палеовулкан добре проявлений в геофізичних полях – в магнітному та трохи гірше в гравітаційному. Це чітко виражена кільцева структура з еліпсоодібною формою. Власне кільцева аномалія створюється крайовою частиною палеовулканічної кальдери. Це система кільцевих конічних дайок та розломів, що була утворена на завершальному етапі розвитку палеовулкану, у стадії згасання магматичної активності та просідання блоків гірських порід (кальдероутворення) над осередком магматичного розплаву. Жерла палеовулкану "закорковані" інтузіями порід основного-ультраосновного складу. Два таких масиви встановлені в центральній частині палеовулканічної кальдери і знаходяться дещо на захід від її центру.

Власне палеокальдера Широкобалківського вулкану виповнена ефузивними породами лавової, зрідка пірокластичної фазій. Серед порід лавової фазії найбільш часто фіксуються метабазальти, метаандезито-базальти та метаандезити. У північно-східній частині палеокальдери окремими свердловинами розкриті породи більш кислого складу – метаандезито-дацити та навіть дацити, а також їх туфи. Враховуючи, що серед системи кільцевих

конічних дайок Широкобалківського палеовулкану (в т.ч. і на родовищі Балка Широка) виявлені інтрузивні комагмати кислого складу, слід припустити його активізацію в період вулканічної діяльності сусідніх Північно-Чкалівського та Південно-Чкалівського палеовулканів.

Тіла залізистих кварцитів поширені в південно-західному та західному сегментах дуги пограничної зони палеовулкану. В північному її сегменті залізисті кварцити трапляються вкрай рідко, утворюючи тут малопотужні (до декількох дециметрів) жили та лінзи в ендо- та екзоконтактах тіл кислих інтрузивних порід. В інших частинах палеовулкану тіл залізистих кварцитів не виявлено. Таким чином, присутня різка асиметрія в розміщенні залізистих кварцитів в межах палеовулкану з максимальною їх проявленістю на ділянках, що тяжіють до центрів кислого магматизму. Це опосередковано вказує на їх можливий генетичний зв'язок. Такий же висновок можна зробити і при розгляді всієї Чортомлицької ЗС.

У межах Широкобалківської палеовулканічної побудови виявлене родовище Балка Широка [166], вивчені потенційні родовища Гвардійське та Східне; виявлені численні пункти мінералізації та аномалії золота.

На південний схід від Широкобалківської палеовулканічної споруди відокремлюється ще одна подібна структура – палеовулкан Західний. Вивченість його вкрай недостатня, тому він виділяється на основі результатів площинних геофізичних зйомок методом аналогії з еталонним Широкобалківським палеовулканом. Система кільцевих конічних дайок та розломів Західного палеовулкану проявлена достатньо яскраво, серед дайок цієї системи переважають дайки основного складу (метадіабази), трапляються також дайки кислого складу (кварцові порфіри). Жерло палеовулкану "заліковане" екструзією кварцових порфірів видовженої (овальної) форми. Палеокальдера виповнена в центрі вулканітами кислого та середнього складів, а по периферії – вулканітами середнього та основного складів.

Північно-Чкалівський та Південно-Чкалівський палеовулкани сформовані декількома крупними жерловими апаратами-екструзіями (масивами плагіограніт-порфірів) з рядом дрібних паразитичних магмопідвідних каналів та погано вираженою системою дайок, які облямовують палеовулканічні споруди. Встановлено, що серед цих дайок є не лише тіла кислого складу, а й основного та навіть ультраосновного (в північній та східній частинах Північно-Чкалівського палеовулкану). Максимум активності цих палеовулканів припадає на завершальні стадії розвитку ЗС.

Найкраще вивченою є північна частина Північно-Чкалівської палеовулканічної споруди [252]. Саме ця частина палеовулкану, як найкраще вивчена, виступає еталоном для розшифровки геологічної будови споріднених геолого-структурних ситуацій, наприклад, в межах Південно-Чкалівської палеовулканічної споруди.

У центральній частині Чортомлицької ЗКС, де за результатами геолого-зйомочних робіт [252, 253], встановлені обширні поля ефузивних вулканітів пластоподібної форми, виділяється ще одна крупна палеовулканічна споруда – Гірняцький палеовулкан. Він є найбільш складно побудованим. Цей палеовулкан за своїми лінійними розмірами значно перевищує Широкобалківську палеовулканічну споруду та дещо поступається сумарному розміру Північно-Чкалівського та Південно-Чкалівського палеовулканів. Як вже згадувалося, геологічна вивченість його вкрай слабка. Однак, майже через всю споруду пройшов один із структурних профілів глибокого буріння [185]. Ним розкрита вулкано-плутонічна асоціація порід різного складу – від кислого до ультраосновного, при провідній ролі інтрузивних комагматів. Враховуючи результати площинних геофізичних зйомок, цю інформацію можна поширити на весь Гірняцький палеовулкан.

Інтрузивні породи створюють тут або більш-менш ізометричні масиви, або видовженої форми серповидні тіла. Серед інтрузивних порід провідна роль належить утворенням основного складу – базальтам та габро, у північній частині палеовулкану виявлені інтрузії гіпербазитів. Породи кислого складу (переважно кварцові порфіри) тяжіють до південної та південно-західної частин палеовулканічної споруди, де утворюють потужні плитовидні тіла та видовженої форми масиви. Вікові взаємовідношення (древніші-молодші) дайок порід різного складу неоднозначні. Так, в одних випадках, дайки кислого складу проривають дайки та масиви порід основного складу, проте в інших випадках останні інтрудують породи кислого складу. Гірняцька палеовулканічна споруда має значний потенціал для локалізації тут родовищ різних корисних копалин, в першу чергу, золота.

Комендантівська ЗКС виділена як геолого-структурний аналог відомих структур хвостоподібної морфології (Жовторіченська, Високопільська та ін.), що кулісоподібно примикають до ККГР. На сучасному ерозійному зрізі вона складається з двох основних фрагментів, які в геофізичних полях добре виділяються за переривчастими смугами видовжених позитивних гравітаційних та магнітних аномалій. Західний фрагмент виділяється як ймовірний; він проявленій лише в гравітаційному полі та не підтверджений геологічними даними. Східний фрагмент складається із двох флангів. Північний фланг представляє собою смугу довжиною 8,5 км і ширину до 0,5 км, яка примикає до Галіцинської синкліналі. За даними бурових свердловин смуга складена амфіболітами з прошарками сланців амфіболових. Вона має чітко витримане північно-західне простягання. На південно-східному виклиненні цього флангу структури в plagiomigmatites дніпропетровського комплексу фіксується потужна розломна зона катаклазованих та брекчійованих порід. Ця розломна зона простежується в тому ж напрямку на протязі 3,5 км і перекривається південним флангом Комендантівської структури, який представляє собою еродовану ізометричну синклінальну брахіскладку. За простяганням складка простежується на відстань до 6 км за ширини в центральній частині 2,5 км.

В геологічній будові району Комендантівської ЗКС беруть участь породи, які можна об'єднати у п'ять структурно-речовинних породних асоціацій, що, в свою чергу, формують різні структурно-тектонічні поверхі району.

Ультраметаморфічна мігматитова асоціація в незначних обсягах розповсюджена в межах близького гранітоїдного облямування Комендантівської структури. Головну роль в складі асоціації відіграють мігматити різноманітних структурно-текстурних типів, які, без сумніву, належать до дніпропетровського ультраметаморфічного комплексу. Вони представлені невеликими (перші десятки метрів) ксенолітами, що локалізовані серед пізніших плутонічних плагіогранітів сурського комплексу. У мігматитах, в свою чергу, подекуди трапляються невеликі останці потужністю 1,5-3,0 м типових порід аульської серії: амфіболітів та плагіогнейсів біотитових і біотит-амфіболових, подекуди мікроклінізованих.

В структурно-геологічному відношенні в районі робіт головна роль належить *сланцево-амфіболітовій асоціації*, породи якої складають власне Комендантівську структуру. Геологічний розріз центральної частини структури в основному представлений амфіболітами, а в крайових частинах брахіскладки з'являються амфіболові та амфібол-біотитові сланці, які набувають значного поширення у західному та південному крилах складки. В розрізі товщі відзначаються прошарки ульраосновних порід: карбонат-талькових сланців і серпентинітів. Товща зазначених вище порід інтенсивно прорвана гранітоїдами сурського та токівського комплексів. Загалом зазначена асоціація представлена амфіболітами (до 90 %) з прошарками сланців кварц-амфіболових, кварц-хлоритових, амфібол-біотитових, амфібол-хлорит-біотитових та ультраосновних порід (карбонат-серпентин-талькових, тальк-карбонатних, tremolіt-талькових сланців в серпентинітів). Амфіболіти за присутністю серед них окремих інтервалів зі збереженими реліктовими офітовими структурами діагностуються як базальти і долерити.

До *плутонічної плагіогранітної асоціації* нами віднесені плагіограніти біотитові, які мають домінуюче розповсюдження в гранітоїдному облямуванні структури. Серед плагіогранітів присутні також біотит-амфіболові та амфіболові (10-15 % рогової обманки) різновиди, проте вони мають обмежене поширення і виявлені лише поодинокими свердловинами. Наявні оцінки віку плагіогранітів ізохронним уран-свинцевим методом за цирконом (3030 млн років, Кічурчак, 1979), відповідають часу становлення сурського комплексу.

Граніт-пегматитова асоціація визначає металогенічну значущість Командантівської структури. Товща сланців прорвана низкою дрібних тіл біотитових дрібнозернистих гранітів, які ми умовно віднесли до токівського комплексу. На південному фланзі структури карчується більш крупний масив біотитових гранітів, який на жаль є практично не вивчений. За попередніми даними граніти, що складають цей масив, можна також віднести до токівського комплексу. Не виключено, що зазначені дрібні гранітні тіла мають безпосередній зв'язок з цим масивом. Східніше структури розташований добре вивчений, площею близько 250 км^2 , Орільський масив гранітів цього комплексу.

Дайкова асоціація представлена, на нашу думку, лише неметаморфізованими утвореннями, які перетинають всі без винятку вище описані комплекси порід, характеризуються діабазовими структурами та містять незмінений піроксен.

Таким чином, тектонічна зона, що контролює Командантівське поле рідкіснометалевих пегматитів є фрагментом еродованої зеленокам'яної структури, яка за аналогією із Жовторіченською, Вископільською та ін. оперяє Криворізько-Кременчуцький розлом зі сходу.

На існування Командантівської ЗКС, подібної до зазначених, вказує наступне: а) від південного замикання Галіцинської синкліналі у південно-східному напрямку чітко простежуються позитивні гравімагнітні аномалії, які розташовані згідно із простяганням тих, що відповідають іншим аналогічним ЗКС Криворізько-Кременчуцького району. Слід зазначити, що утворюване

гравітаційне поле над Комендантівською структурою за конфігурацією та інтенсивністю локальних аномалій подібне до полів, що відображають хвостові частини Верхівцівської ЗКС; б) за глибинним геолого-геофізичним моделюванням Комендантівська структура володіє характерним для типових зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я блоком високоощільних порід, що розташовується під її днищем; в) породний комплекс, що складає зазначену структуру, представлений амфіболітами, сланцями основного і ультраосновного складу (амфіболові, амфібол-біотитові, кварц-амфіболові, кварц-хлоритові, амфібол-хлорит-біотитові, тремоліт-хлоритові, карбонат-талькові та серпентиніти), які метаморфізовані у амфіболітовій фації метаморфізму. Перелічений породний парагенезис є типовим для сурської світи конкської серії; г) утворення Комендантівської структури прорвані великою кількістю жил та невеликих тіл plagіогранітів сурського комплексу, меншою мірою, гранітів токівського комплексу. На відміну від утворень аульської серії, які зазнали інтенсивного ультраметаморфізму, процеси мігматизації для породного комплексу даної структури достовірно не виявлені. Більше того власне мігматити відмічаються лише в одиничних свердловинах, що не перевищує 10 % від загального обсягу гранітоїдів; д) Комендантівська структура розглядається нами як грабеноподібна западина зеленокам'яного типу, яка сформувалась внаслідок просідання протокори (кори) континентального типу, після становлення ультраметаморфітів дніпропетровського комплексу; е) побічним, але з нашої точки зору також досить суттєвим доказом трогової будови структури є присутність в її межах пегматитів рідкіснометалевої формaciї, які в архейських блоках розміщуються в межах вузьких трогових структур, досить часто виповнених зеленокам'яним комплексом.

3.4.5 Глибинна будова.

За матеріалами праць В.Б. Соллогуба [301] та комплексними геофізичними моделями В.І. Старostenка, О.Б. Гінтора, І.К. Пашкевича, П.Г. Пігулевського [254] та ін. головна особливість глибинної будови СПК полягає в існуванні мантійного виступу в його центральній частині, де потужність кори зменшується до 30 км. В напрямках від центру до ККШЗ на заході та ОПШЗ на сході кора нарощується до 50 км. Відмічений мантійний виступ приблизно відповідає лінії Сурська ЗКС – Томаківський купол – Білозерська ЗКС, що не зовсім узгоджується з північ-північно-східним видовженням Середньопридніпровського мегаблоку. Просторово мінімальна потужність кори відповідає Сурській ЗКС, а над Томаківським куполом спостерігається відомий однайменний гравітаційний максимум.

Середня потужність кори СПК оцінюється у 46 км (рис. 3.8), тоді як сусідні Інгульський та Приазовський мегаблоки володіють менш потужною корою – 39-40 км. Варто відмітити, що збільшення потужності кори відносно суміжних територій характерно і для Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ, який також складений переважно архейськими породними комплексами.

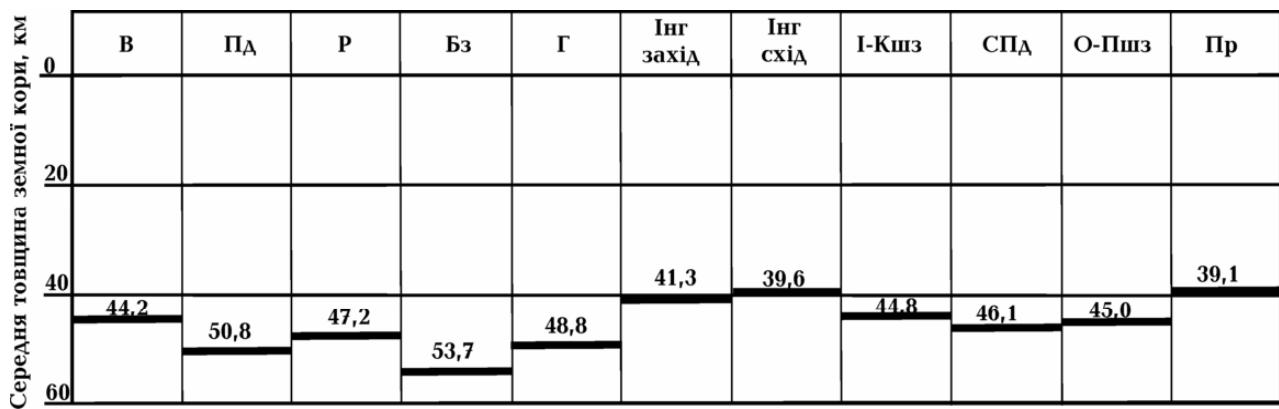


Рис. 3.8. Потужність земної кори Українського щита (В.І. Старостенко та ін., 2009). Мегаблоки: В – Волинський, Пд – Подільський, Р – Росинський, Бз – Бузький, Інг – Інгульський, Спд – Середньопридніпровський, Пр – Приазовський; шовні зони: Гшз – Голованівська, I-Кшз – Інгулецько-Криворізька, О-Пшз – Оріхово-Павлоградська.

Зниження потужності кори в центральній частині СПК спричинене, головним чином, стоншенням базальтового шару до 5 км. За даними роботи [154] має місце повний його розрив, ширина якого близько 20 км. Припускається, що він утворився до формування зеленокам'яних структур, а його наслідком стало підсування базальтового шару під Приазовський та Інгульський мегаблоки, завдяки чому виникли відповідно ОПШЗ та ККШЗ. У напрямку до останніх потужність базальтового шару зростає відповідно до 10 і 20 км.

Вище базальтового виділяється діоритовий шар, найбільш витриманий за потужністю, яка становить 15-25 км. Дещо виділяється південно-західна частина СПК, для котрої характерні більш вищі значення потужності – 20-25 км. Гранітний шар за потужність шару варіє в широких межах: від 5 до 22 км. СПК умовно можна поділити на три частини: західну з потужністю гранітного шару 5-12 км, центральну – 10-20 км та східну – 15-22 км

Мантія під СПК за сейсмічними даними простежується одиничними протяжними горизонтальними або слабко нахиленими відбиваючими площинами. Під зеленокам'яними структурами у вигляді локальних виступів

вона залягає на глибинах 28-35 км, між ними – опускається до відміток 45-55 км і має горбкувату або субгоризонтальну поверхню. Західніше Верхівцевської, Дерезуватської, Софіївської та Чортомлицької ЗКС в сторону ККГР поверхня мантії поступово занурюється до глибин 50–60 км.

Згідно з щільнісною моделлю (П.Г. Пігулевський та ін., 2006), що ґрунтуються на даних обчислення спостереженого гравітаційного поля з урахуванням геолого-геофізичної і петрологічної інформації на зрізі верхньої мантії 50 км, ККГР та ОПГР відхиляються від їхньої поверхневої проекції. Перший – у бік Інгульського мегаблоку на відстань від 5 до 20 км, другий – в південно-східному напрямку на 40-65 км. В цей же час, за даними сейсморозвідки, ККГР на цій глибині має хвилясту форму з відхиленнями його південного і північного флангів східніше на 20-40 км і 10-17 км відповідно, а центральної частини на 10-20 км у західному напрямку.

Девладівський субширотний глибинний розлом на зрізі - 50 км зміщується на 10-15 км південніше; Конкський – в цьому ж напрямку на 2,5-7,5 км. Для Дніпродзержинського та Хортицького розломів відмічаються зміщення у північно-східному напрямку на 5-10 км і 7,0-10 км відповідно. Слід зазначити, що Девладівський, Хортицький і Дніпродзержинський розломи на зрізі - 50 км простежуються за межі ККГР, що не фіксується на поверхні кристалічного фундаменту.

Глибини залягання нижньої границі ЗКС становлять 5,5–7 км. Для Конкської, Сурської та Софіївської ЗКС нижче цих глибин прогнозується наявність крупних тіл лінзоподібної форми, складених високоощільними породами – габро, габро-піроксенітами.

3.5 Геологічна будова типових архейських кратонів

Аналіз та узагальнення літературних даних з геології ранньодокембрійських ділянок кристалічних щитів, які виділяються як архейські кратони, засвідчили про однотипність їхньої будови. У межах

кожного із них діагностовано породні комплекси, подібні до СФК Середнього Придніпров'я: - гранулітовий (славгородський чарнокіт-ендербітовий), амфіболітовий (аульський плагіограніт-амфіболітовий), зеленокам'яний (середньопридніпровський тоналіт-зеленокам'яний), теригенний (криворізько-білозерський теригенно-хемогенний) та плутонічний (двопольовшпатових гранітів). В наведеному нижче огляді головна увага приділена добре відомим та вивченим архейським кратонам.

На Канадському щиті виділяється три архейські кратони: Сюперіор, Слейв і Північно-Атлантичний (Нейн). Головною рисою будови кратону Сюперіор [399, 417, 464] є лінійний структурний план розташування породних комплексів, який підкреслюється серією паралельних субширотних розломів, що їх розмежовують (рис. 3.9). Зі сходу на захід він простягається більш ніж на 2400 км.

Гранулітові комплекси представлені підняттям Капускейсінг, субпровінцією Пікуітоней, комплексом Міннесота Рівер Валей та одними з найбільшими на Землі масивами високометаморфізованих утворень: блоком Мінто і комплексом Ашуаніпі. Підняття Капускейсінг розглядається як тектонічний клин, що виведений з горизонтів нижньої кори на поверхню фундаменту вздовж субмеридіонального розлому. Він розташований в центральній частині поясу і ніби поділяє його на східну та західну половини. Підняття складене метаморфізованими в амфіболітовій та гранулітовій фазіях парагнейсами, основними кристалосланцями і анортозитами. Деякі автори [441] гранулітовий метаморфізм пов'язують за віком та генетично з процесами формування золотоносних кварцових жил у сусідньому зеленокам'яному поясі Абітібі.

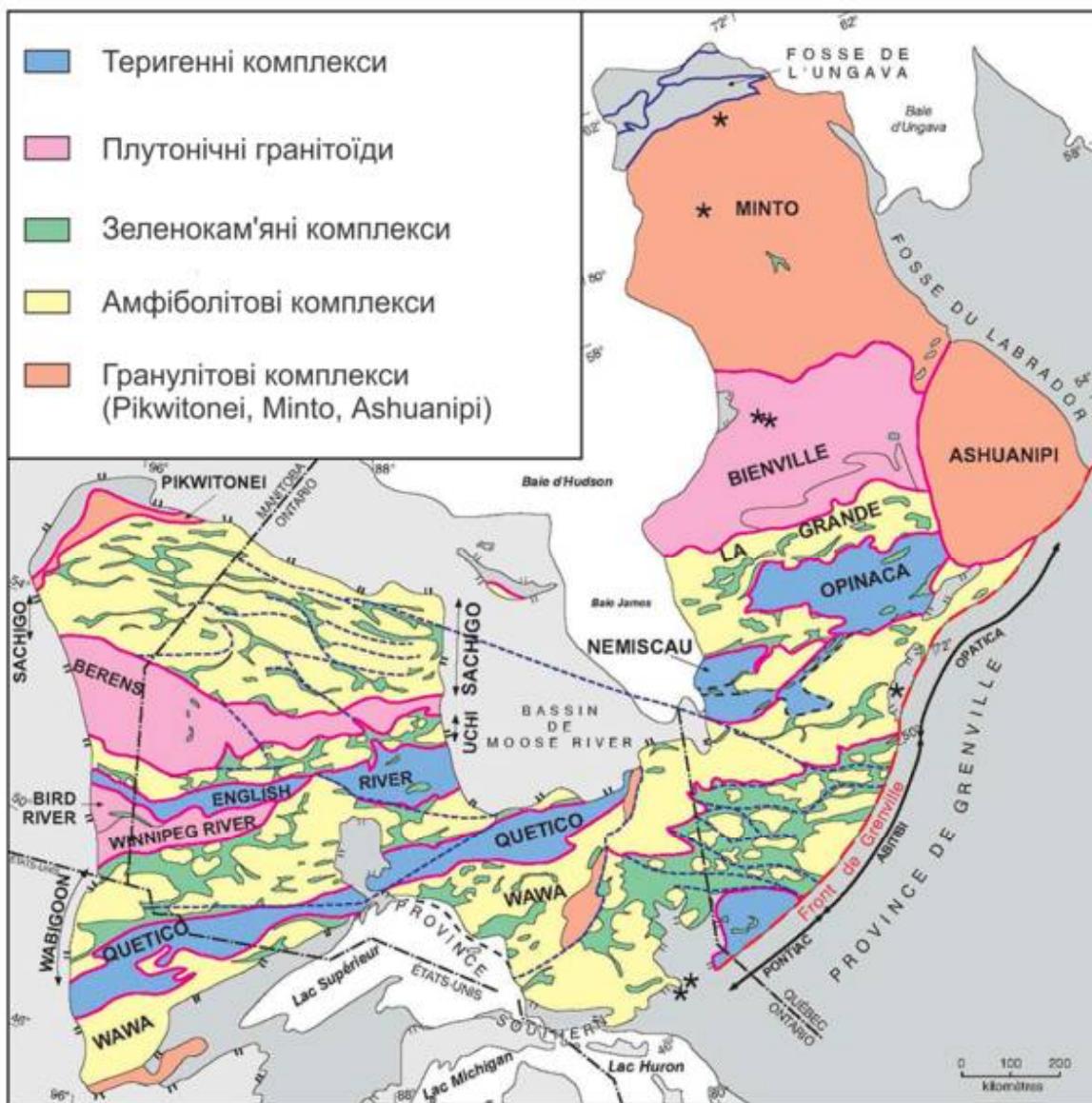


Рис. 3.9. Геолого-структурна схема кратону Сюперіор [465].

Інші ділянки поширення гранулітових комплексів розташовуються по периферії кратону. Так, на північному сході знаходяться великі блоки Мінто і Ашуаніпі, які складені первинно-осадовими, вулканічними та plutонічними породами тоналіт-діоритового складу, метаморфізованими в гранулітовій фазії. Пізніше вони були мігматизовані та інтрудовані гранітними, гранодіоритовими і сіенітовими plutонами. В блоці Мінто також виявлені піроксенівмісні plutонічні породи (ендербіти) та великі масиви чарнокітів, а в суперкрустальному поясі Нуввюгіттук – гнейси з віком понад 3,8 млрд років. Субпровінція Пікуітоней, як і підняття Капускейсінг, представляє собою

ексгумовану нижню кору. Гнейсовий комплекс Міннесота Рівер Валей утворився в результаті переробки в гранулітовій фації значно більш ранніх (~ 3,6 млрд років) ортогнейсів та кристалосланців.

Амфіболітові комплекси представлені плагіоклазовими гранітоїдами, які за складом відповідають тоналітам, трондьєсмітам і гранодіоритам (ТТГ асоціація), та останцями суперкрустальних порід. Серед останніх переважають плагіогнейси первинно осадового походження, а кристалосланці та амфіболіти, протоліти яких представлені вулканогенно-осадовими (туфіти) і вулканогенними (лави і туфи) утвореннями, відмічаються рідше. Амфіболітовий комплекс картону Сюперіор можна розглядати як фундамент зеленокам'яних поясів, про що однозначно свідчить аналіз даних геохронологічного датування [464]. Відповідно вони складають великі поля в межах зеленокам'яних провінцій (або доменів) Вава, Вабігун, Сачіго, Гранде, Абітібі та ін. В провінціях Вінніпег Рівер, Беренс і Байенвіль комплекс представлений переважно plutонічними гранітоїдами.

Зеленокам'яні комплекси складають низку поясів, які найбільш розвинені в субпровінціях Абітібі, Вава, Вабігун, Сачіго та ін. Їхня дендроподібна конфігурація та зональний метаморфізм сформовані під впливом укорінення гранітоїдних plutонів тоналіт-, а також граніт-гранодіоритового складів. В розрізах зеленокам'яних поясів виділяється нижній суттєво вулканогенний рівень, що належить до власне зеленокам'яного комплексу. На ньому з незгідністю залягають утворення верхнього осадового рівня, які по аналогії із ЗКС СПК відносяться до самостійного метатеригенного комплексу. В розрізі утворень поясу Абітібі зеленокам'яний комплекс розчленований щонайменше на шість [434, 484] стратиграфічних підрозділів (груп), представлених основними, а також середніми, кислими, ультраосновними (коматітами) вулканітами, рідше осадками і залізистими кварцитами (знизу доверху): Пакауд, Делоро, Стоутон-Роквімавр, Кід-Манро, Тісдейл, Блейк Рівер. Абітібі добре відомий своєю високою рудоносністю, в першу чергу, родовищами золота, мідно-цинкових і сульфідних руд, нікелю.

Теригенний комплекс виділяється в обсязі верхнього, осадового рівня зеленокам'яних поясів, а в субпровінціях Інгліш Рівер, Опінака, Понтіак та Куєтіко часто формує самостійні пояси-структури. Комплекс складений парагнейсами і кристалосланцями (аргіліти, алевроліти, пісковики, конгломерати), які за віком дегритових цирконів $< 2,7$ млрд років беззаперечно є пізнішими за породи зеленокам'яного комплексу [464] і, вірогідно, утворилися за їхній рахунок. Породи метаморфізовані в амфіболітовій до гранулітової фазіях: $T=750\text{-}850^{\circ}\text{C}$ і $P=6\text{-}7$ кбар. Внаслідок цього вихідні осадки зазнали часткового плавлення і подекуди перетворені у мігматити або граніти. В зеленокам'яному поясі Абітібі в складі комплексу виділяється дві групи: нижня Порк'юпайн і верхня Тіміскамінг. До складу першої входять турбідітові метаосадки (аргіліти, алевроліти, пісковики, конгломерати), подекуди з кислими пірокластичними породами в підошві, до другої – полімікторіві конгломерати і пісковики, зрідка лужні вулканіти.

Плутонічні утворення граніт-гранодіоритового розглядаються як структурно-формаційний аналог плутонічного комплексу двопольовошпатових гранітів у СПК. Вони укорінилися $\sim 2,68$ млрд років тому після становлення масивів тоналіт-гранодіоритового складу з порівняно невеликою віковою перервою, що зазвичай складає менше 50 до 10 млн років. Мають повсюдне поширення в різних субпровінціях. Відмічаються деякі відмінності за складом: у субпровінціях максимальної концентрації зеленокам'яних поясів розміщуються plutoni вапнисто-лужних, а в осадових регіонах – високоглиноземистих гранітів.

Кратон Слейв (рис. 3.10) за розмірами наближається до СПК, але все ж таки суттєво є більшим – 700×480 км. Він відомий родовищами алмазів та золота, а також в його межах виявлені одні з найдревніших порід – гнейси Акаста віком 4,03 млрд років [396]. Вони входять до складу поліметаморфічного комплексу основи Центральний Слейв, який представлений плагіогнейсами від тоналітового до діоритового складу, зрідка метагаброїдами. Okрім суперкрустальних утворень до нього відносяться також

гранітоїди ТТГ асоціації [387]. Загалом комплекс основи може корелюватися з аульським комплексом СПК. Разом з тим, не виключено, що найдревніші утворення є діафторованими в амфіболітовій фації гранулітами. Структурно самостійний гранулітовий комплекс не виділяється, проте вірогідні його фрагменти фіксуються за мінеральними парагенезисами серед граніто-гнейсів основи в террейнах Снаре Рівер, Контвойто і Хакет Рівер [429].

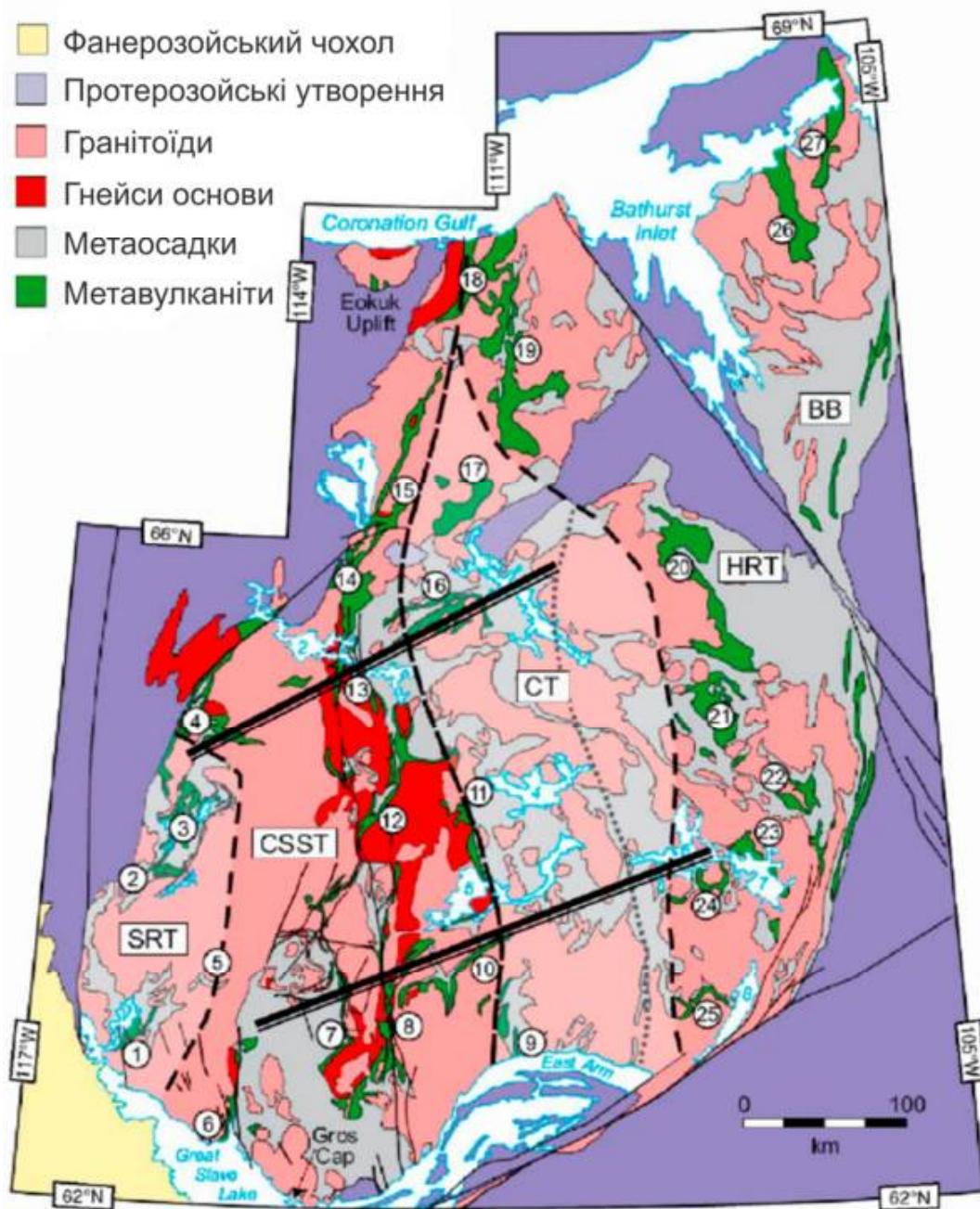


Рис. 3.10. Схематична геологічна карта кратону Слейв [429].

Вище комплексу Центральний Слейв залягають зеленокам'яні утворення супергрупи Єлоунайф, в основі якої відмічаються фукситові кварцити і смугасті залізисті породи (banded iron formation – BIF). Вони перекриваються потужними товщами толеїтових базальтів, серед яких подекуди заявляються коматіти і ріолітові туфи. Такі розрізи типові для зеленокам'яних поясів західної половини кратону, тоді як на сході частіше відмічається домінування ріодацитів, що перешаровуються з туфітами і базальтами. Вище з базальними конгломератами в основі залягають пісковики, чорні аргіліти (сланці) та пачки поліміктових конгломератів, які відносяться до теригенного комплексу. Повсюдне укорінення плутонів калієвих гранітів S-типу знаменувало собою кратонізацію даної ділянки земної кори. Необхідно відмітити про наявність інtrузій карбонатитів, які укорінилися субсинхронно зі становленням плутонічного гранітоїдного комплексу.

В межах Західної Австралії виділяється три архейські кратони: Пілбара, Йілгарн і Голер. Кратон Пілбара (рис. 3.11) розташований на північному заході, має розміри 530×230 км і поділяється на супертеррейн Західна Пілбара і террейни Східна Пілбара і Куруана. Кратон складений трьома головними структурно-речовинними елементами [417], які формувалися від палео- до неоархею: 1) зеленокам'яний комплекс – слабко метаморфізовані вулканогенно-осадові утворення, які виповнюють зеленокам'яні пояси; 2) гранітоїди, які формують куполо- та валоподібні структури, які ніби охоплені зеленокам'яними поясами. Серед них виділяються більш ранні утворення амфіболітового комплексу, що представлені переважно plagio-granitoidами та plagio-gneissами ТТГ серії і більш пізні гранодіорит-діоритові і гранітові плутони, які зіставляються з плутонічним комплексом двопольовошпатових гранітів СПК. Характерними є також масиви монцогранітів; 3) теригенний комплекс – басейнові, переважно грубозернисті відклади. Всі названі вище утворення перекриваються вулканогенними і осадовими породами групи Фортеск'ю архей-протерозойського басейну Хамерслі.

Наявність дозеленокам'яного сіалічного фундаменту передбачається за наявністю древніх за віком включень трондьємітів (3,65 млрд років), габрових анортозитів (3,58 млрд років), а також наслідуваного дегритового циркону (3,72 млрд років) в більш молодих суперкрустальних і гранітоїдних породах. Такі дані опосередковано вказують на існування ймовірного гранулітового комплексу.

За даними [492] кислі та основні вулканіти з прошарками залізистих сланців групи Кунтеруна незгідно перекриваються типовими зеленокам'яними утвореннями групи Варравуна. Не виключено, що вони належать більш раннього суперкрустального комплексу, який відповідає амфіболітовому рівню.

Зеленокам'яний комплекс у Східній Пілбарі представлений супергрупою Пілбара, що підрозділяється на низку груп різних за складом та віком вулканогенно-осадових утворень, метаморфізованих від низькотемпературної зеленосланцевої до гранулітової в крайових частинах поясів фацій. Супергрупа Варравуна залягає внизу розрізу і переважно складена толеїтовими базальтами, з підпорядкованою роллю коматітів, дацитів і поодинокими прошарками туфітів, які розділяють періоди активних лавових виливів, які призвели до утворення потужних покровів. Уверх по розрізу розташовані групи Келлі, Салфер Спрінгс, Соансвіль, в яких поступово зростає кількість вулканогенно-осадових і осадових утворень, які витісняють в першу чергу коматіти, а також базальти.

Теригенні утворення супергрупи Ді Грей у складі п'яти груп виповнюють п'ять самостійних басейнів. Вони представлені осадками, кислими туфами і порфіритами, залізистими кварцитами, високомагнезіальними базальтами, бонінітоподібними породами і габроїдами та ультраосновними інтузіями.

За складом і структурою Пілбара може розглядатися як аналог СПК. Найважливіші відмінності полягають у відсутності типового гранулітового комплексу та більш раннім, палеоархейським, закладенням зеленокам'яних поясів.

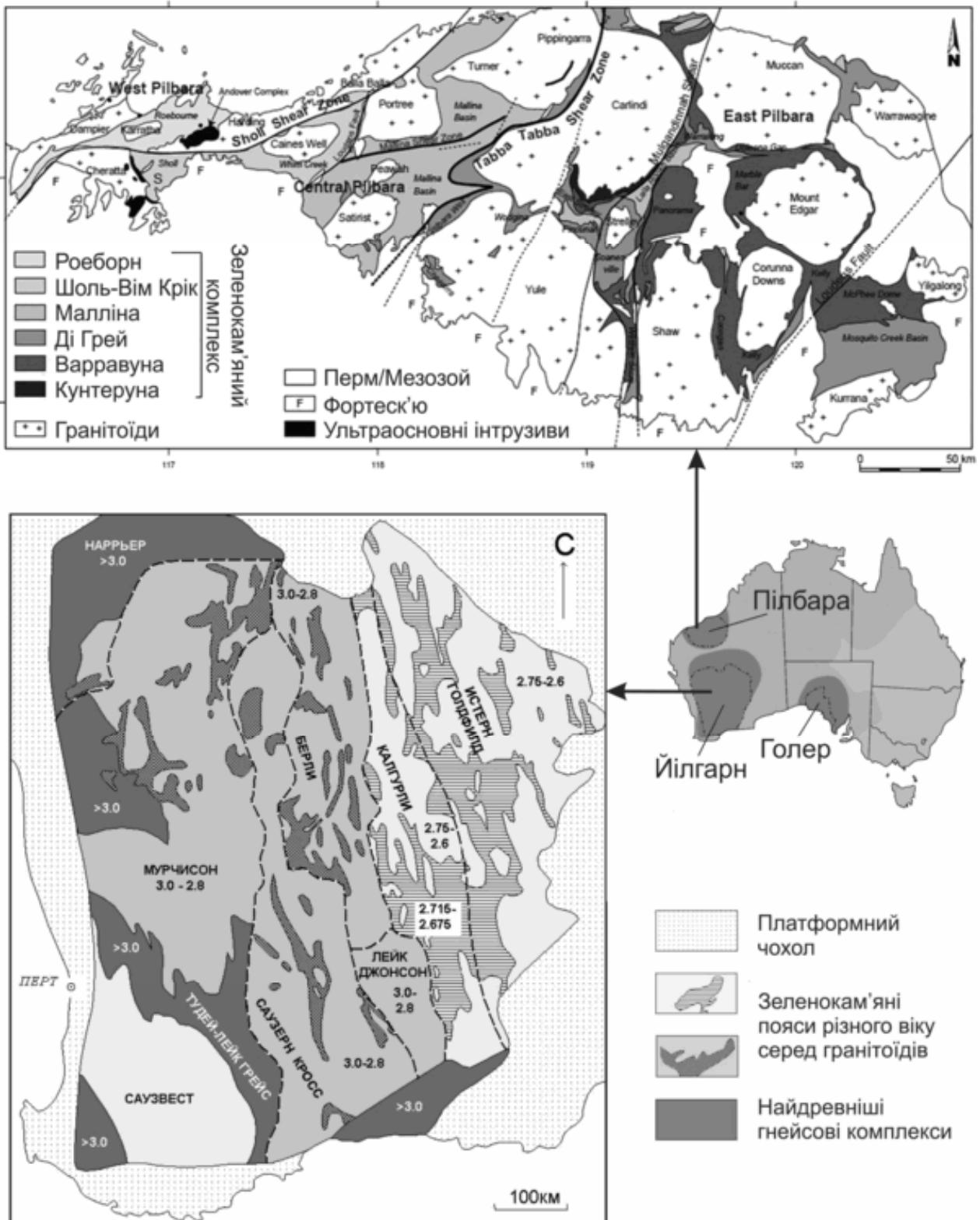


Рис. 3.11. Схематичні геологічні карти кратонів Пілбара та Йілгарн [417, 453, 158].

Кратон Йілгарн (1000×900 км) розташований на південному заході Західної Австралії (рис. 3.11) та добре відомий крупними родовищами золота, нікелю, танталу, заліза, цинку та міді. За віком і особливостями складу в його межах виділяється [401, 453, 482] Істерн Голдфільдз і Саусерн Крос супертеррейни та Мурчісон, Сауз Вест і Нарраєр террейни. Два останні представлені типовими гранулітовими комплексами, в складі яких домінують мігматити, серед яких локалізовані суперкрустальні породи – переважно гнейси, кварцити осадового походження, а також BIF і подекуди карбонатні породи. Вони прориваються гранітоїдами різного складу, в тому числі чарнокітоїдами. В межах террейну Нарраєр виявлені гнейси віком 3,7 млрд років, а також найдревніший детритовий циркон – 4,4 млрд років.

Амфіболітовий комплекс у порівнянні з іншими кратонами має дещо менше поширення і в складі гранітоїдного обрамлення зеленокам'яних поясів поступається більш пізнім двопольовошпатовим гранітам. Граніто-гнейси і плагіогранітоїди ТТГ асоціації суттєво переважають над суперкрустальними утвореннями.

Зеленокам'яний комплекс має найбільше поширення в террейні Істерн Голдфільдз, де утворює серію вузьких, видовжених у північ-північно-західному напрямку поясів. Загалом, в напрямку зі сходу на захід кратону відмічається поступове зменшення обсягу зеленокам'яних утворень, відтак на крайньому заході знаходяться лише поодинокі пояси. Для найбільш молодих зеленокам'яних поясів спостерігається їх залягання на амфіболітовому комплексі. Зазвичай в нижній частині розрізу залягають толеїтові базальти та коматіти: базальти Ланнон, коматіти Камбалда та ін. Їх перекривають туфи, вулканіти ріоліт-дацитового складу, інтрузії та зрідка вулканіти основного складу (група Блек Флег).

Утворення теригенного комплексу, які залягають стратиграфічно вище зеленокам'яної послідовності, представлені басейновими відкладами: полімікові конгломерати, пісковики з прошарками залізистих кварцитів (BIF).

Плутонічний комплекс має значне розповсюдження серед гранітoidного обрамлення зеленокам'яних поясів. В районі Норсмен після становлення гранодіорит-гранітових масивів укорінилися в незначному обсязі лужні гранітoidи.

На Індійському щиті виділяється ціла низка архейських кратонів (рис. 3.12): Дхарвар, Бастер, Сінгбум та ін. Найбільш відомий серед них кратон Дхарвар (або Карнатака), який розміщується на південні щита [425]. Грануліти представлені широко розвиненими на південні кратону чарнокітами і суперкрустальними утвореннями, а в західній частині – гранулітовим комплексом Кург. До складу останнього входять гнейси, кристалосланці, мігматити, основні-ультраосновні інтузії.

Амфіболітовий комплекс – це «сірі гнейси» (мігматити і плагіогранітoidи), які складають понад 35 % території кратону і виділяються в складі древнішого на заході і молодшого на сході гнейсовых комплексів. За геолого-структурним положенням до цього комплексу мали б належати і найдревніші суперкрустальні породи представлені групою Саргур [425, 442], яка об'єднує ультраосновні-основні вулканіти (коматійт-толеїтова серія) та інтузиви, пеліти, кварцити, залізисті кварцити. Проте асоціація таких утворень все ж таки є типовою для зеленокам'яних поясів, до найбільш ранньої генерації яких вони, ймовірно, належать.

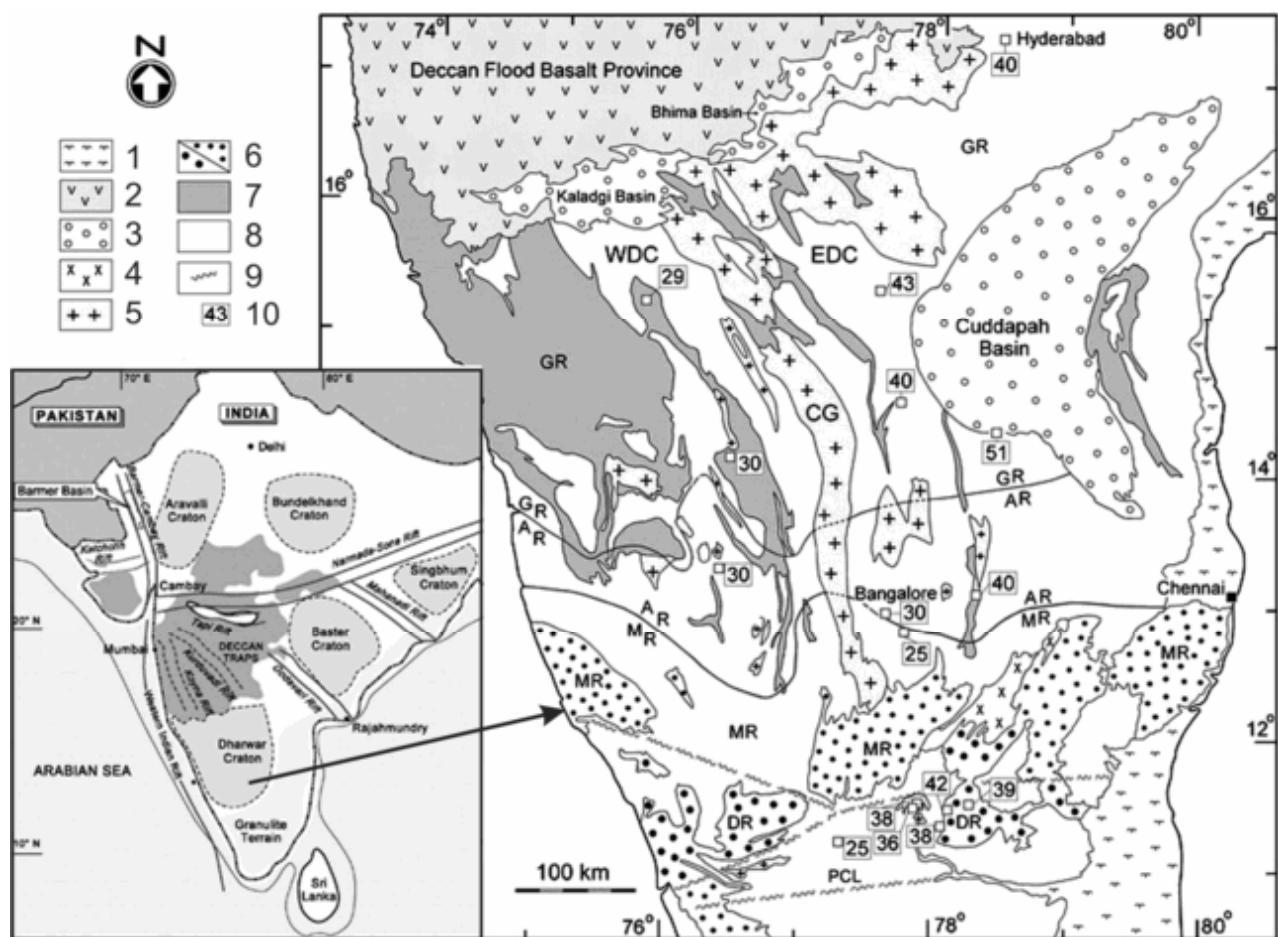


Рис. 3.12. Схематична геологічна карта кратону Дхарвар та його положення в структурі Індійського щита [442]: 1 – алювіальні відклади, 2 – базальти Декан, 3 – осадові відклади протерозою, 4 – сієніти, карбонатити, 5 – граніти, 6 – грануліти, 7 – зеленокам'яні пояси, 8 – гнейси, 9 – зони розланцювання, 10 – величина теплового потоку ($\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$).

Зеленокам'яний комплекс представлений: 1) тип Колар (пояси золотоносних сланців), до якого приурочене відоме родовище золота. Серед них домінують виверженні породи, а осадові наявні в підпорядкованому обсязі; 2) тип Дхарвар (великі сланцеві пояси), які складені одноїменною супергрупою. Представлена вона переважно базальтами толеїтової, з трендом до вапнисто-лужної серій у верхній частині розрізу. Осадові породи супергрупи – це BIF, конгломерати, оркози, грауваки, карбонатні сланці, фукситові кварцити та ін. За комбінаціями породного набору виділяються групи Бабабудан (вулканогенно-осадова), Чітрадурга (конгломерати, рідко основні

вулканіти і BIF). Зеленокам'яні пояси зонально метаморфізовані від амфіболітової, подекуди гранулітової фацій в крайових до зеленосланцевої – у внутрішніх частинах.

Теригенний комплекс за наявними чітко не виділяється. Можливо до нього відноситься частина розрізу групи Чітрадурга, яка представлена грубозернистими осадками. Плутонічний комплекс виділяється в обсязі гранітів Клозепет, які складають витягнутий в субмеридіональному напрямку на 500 км масив, що розділяє кратон на східну і західну половини. Особливістю гранітів є крупнозерниста порфірова структура; порфіробласти складені рожевим і сірим кальцієвим польовим шпатом.

На Африканському континенті ділянки консолідований архейської кори представлені кратонами Каапвааль, Зімбабве і Танзанія (рис. 3.13). Перші два формують єдине континентальне ядро Південної Африки, яке розділене рухливим поясом Лімпопо на два окремі фрагменти архейської кори: південніше Каапвааль [383, 395], північніше – Зімбабве [378].

Пояс Лімпопо складений [471] утвореннями гранулітового комплексу, в складі якого суперкрустальна складова представлена двопіроксеновими основними кристалосланцями і амфіболітами, амфібол-біотитовими гнейсами магматичного походження та високоглиноземистими парагнейсами, рідко магнетитовими кварцитами (BIF), мармурами. За особливостями складу і територіального поширення вони виділяються в обсязі низки комплексів, світ або груп (наприклад, групи Сенд Рівер, Бейтбрідж та ін.). Плутонічні породи – це ендербіти тоналіт-гранодіоритового складу, чарнокіти, мігматити, габро, анортозити.

Амфіболітовий комплекс кратону Каапвааль представлений комплексом так званих «древніх гнейсів» та плутонічними плагіогранітоїдами декількох різновікових ТТГ серій. Серед суперкрустальних порід найпоширенішими є плагіогнейси тоналітового і тоналіт-трондьємітового складу. Амфіболіти, кристалосланці, гнейси, що мають первинно вулканогенне і осадове походження, розповсюджені значно менше.

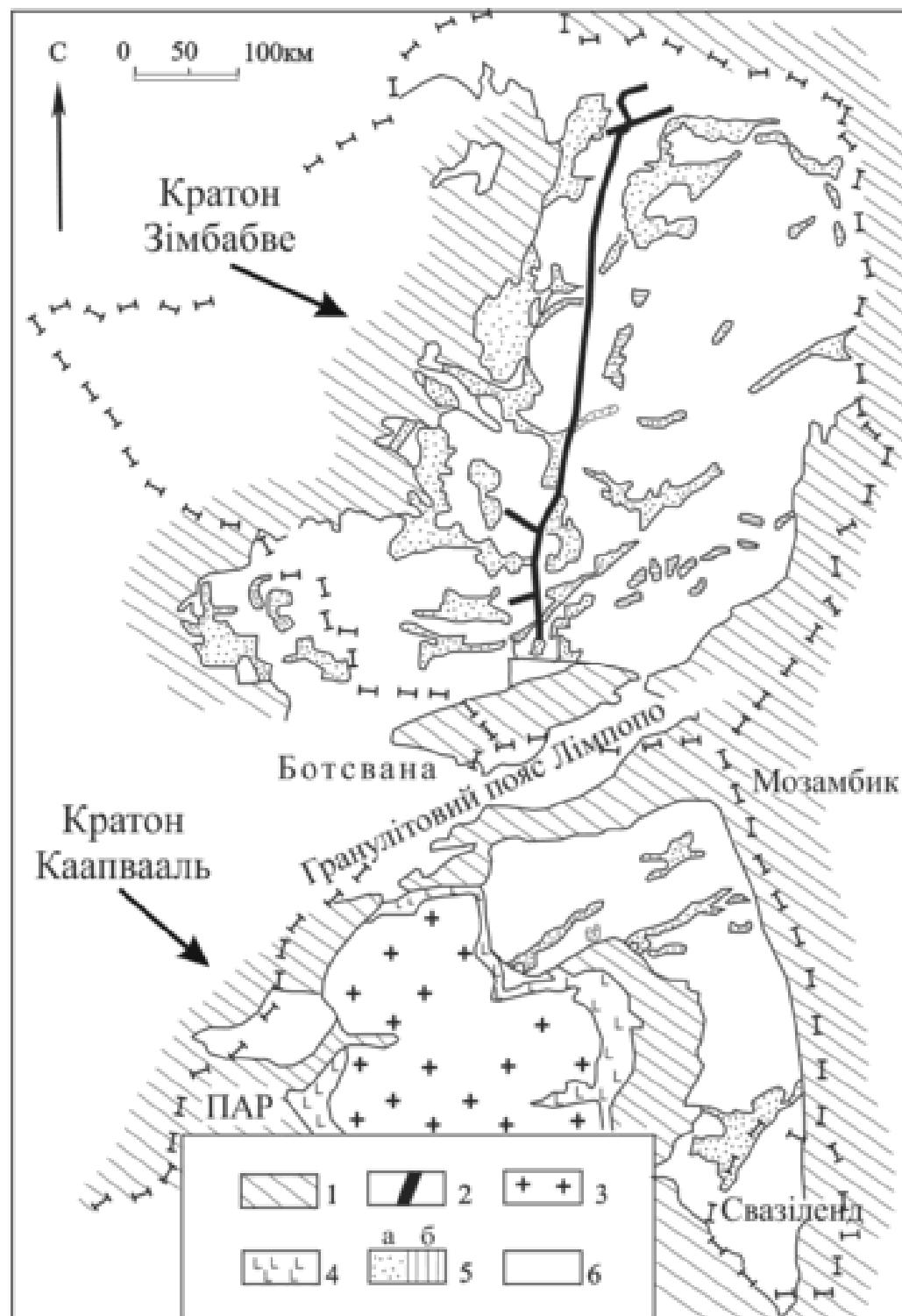


Рис. 3.13. Схематична геологічна карта Каапвальського і Зімбабве кратонів [389]:
 1 – платформний чохол; 2 – Велика Дайка; 3 – Бушвельдський масив; 5 – зеленокам'яний (а) і теригенний (б) комплекси; 6 – амфіболітовий і гранулітовий комплекси.

Зеленокам'яний комплекс незгідно залягає на описаних вище утвореннях амфіболітового комплексу, що достовірно доведено у сусідньому кратоні Зімбабве, де в основі зеленокам'яного розрізу виявлені конгломерати з галькою тоналітів ТТГ асоціації. Вулканогенно-осадові віком 3,6–3,2 млрд років виділяються в складі надгрупи Свазіленд, яка поділяється на декілька груп. В розрізах зеленокам'яних поясів (Барбертон, Мурчісон, Пітерсбург та ін.) знизу доверху розміщаються: - група Онвервахт, яка складена багатокілометровими (до 8-9 км) товщами коматітів і толеїтових базальтів, серед яких у середній і верхній частині послідовності з'являються кислі вулканіти і туфи, залізисті кварцити (BIF); - група Фіг-Трі (аргіліти, сланці, грауваки, BIF, рідше конгломерати, туфи і трахіандезитові лави); - група Мудіс (пісковики, кварцити, грауваки, конгломерати, рідше кварцити й основні вулканіти).

Моласові басейнові відклади супергруп Понгола і Вітватерсранд незгідно перекривають всі більш ранні утворення та паралелізуються із відкладами криворізько-білозерського теригенного комплексу. Ще вище них залягає вулканогенно-осадова група Венстердорп, яка сформувалась в грабенах одночасно з укоріненням молодих гранітних плутонів.

Плутонічні комплекси представлені гранодіоритами і адамелітами. Серед них в гранулітовому поясі Лімпопо наявні порфіроподібні граніти з мегакристами К-польового шпату розміром до 5 см. Їхніми ймовірними аналогами в межах Славгородської брили є порфіроподібні граніти Вишневецького масиву.

Кратон Каапвааль відомий великими та гігантськими родовищами алмазів, золота, урану та елементів платинової групи. Останні, щоправда, пов'язані з епікратонним масивом Бушвельд.

Висновки. Поширені у межах СПК структурно-формаційні комплекси за їхнім набором, складом і структурою є типовими для фактично для всіх архейських кратонів, що виділяються в кристалічному фундаменті древніх щитів. Серед найважливіших особливостей поширення того чи іншого комплексу необхідно відмітити такі: - гранулітові комплекси зазвичай

складають окремі ексгумовані блоки (брили) найнижчих шарів кори і розташовані в крайових частинах кратонів; - відсутність гранулітових блоків в кратонах Пілбара і Слейв вказує на те, що вони або не були підняті або залишилися не еродованими до рівня сучасного зразу кристалічного фундаменту; - суперкрустальні утворення амфіболітового комплексу та нижні частини розрізу зеленокам'яних поясів часто є ідентичними за складом, ступенем метаморфізму, що може ускладнювати їхню ідентифікацію; - вікові параметри формування одного і того ж комплексу в різних кратонах можуть мати значні варіації, тому кореляція за геохронологічними даними можлива лише в межах одного кратону.

РОЗДІЛ 4

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА АРХЕЙСЬКИХ
ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ

4.1 Славгородський чарнокіт-гранулітовий комплекс

Утворення славгородського СФК поширені в північно-східній частині СПК, в межах однойменного блоку (брили), відомого також як район Славгород-Синельниківських магнітних аномалій [18]. Інтенсивність магнітного поля сягає 300-1500 нТл поля, воно має характерну мозаїчну структуру, а поле сили тяжіння описується низькими значеннями. Ділянки розвитку останців суперкрустальних утворень характеризуються зростанням інтенсивності магнітних аномалій до 1,8 тис. нТл. Загалом, в магнітному полі дуже виразно проявляється форма Славгородської брили у вигляді рівностороннього трикутника. Разом з тим, аналогічне за структурою та інтенсивністю магнітне поле спостерігається західніше цього трикутника, яке у вигляді широкої смуги, сполученої із західною частиною Славгородської брили, простягається в північно-західному напрямку вздовж Дніпра по обидва його береги. Це дає підставу припускати й аналогічний породний склад цієї ділянки. Підтвердженням цьому стало виявлення характерних петротипів славгородського комплексу в кар'єрах на лівобережжі Дніпра, що буде розглянуто нижче. В літературних джерелах є також згадки про породи гранулітової фациї північно-західніше Білозерської ЗКС [182, 184] та у межах Томаківського гравітаційного максимуму [246].

В складі гіперстенової гнейсово-кристалосланцевої формації переважають кристалосланці амфіболові, піроксен-амфіболові, часто з біотитом. Менш поширеними є плагіогнейси амфібол-біотитові, піроксен-біотитові та амфіболіти піроксенвміщуючі [18, 32, 43, 44, 90]. Припускається, що плагіогнейси мали найбільше поширення у первинній метаморфічній товщі, проте внаслідок процесів ультраметаморфізму перетворились на різноманітні

гранітоїди, в тому числі ендербітоїди. Від гранітизації збереглися лише окремі дрібні (від см до перших м, рідко до десятків м) лінзо- та пластоподібні останці або їх скupчення у вигляді смуг.

Склад гнейсо-ендербітової формaciї визначається асоціацією ендербітів (подекуди чарнокітів), кварцових діоритів, плагіогранітів, часто гнейсоподібних, плагіомігматитів. Ділянки розвитку ендербітів та кварцових діоритів характеризуються гравімагнітними полями, близькими за інтенсивністю таким, що створюються породами суперкрустальної формaciї.

4.1.1 Кристалосланці та амфіболіти

Кристалічні сланці – це дрібнозернисті масивні, інколи слабо сланцюваті породи темно-сірого, сіро-чорного кольору (рис. 4.1). Під мікроскопом найчастіше діагностується гранобластова, рідше нематогранобластова, лепідогранобластова структури. Від 45 до 70 % породи складає плагіоклаз. Амфібол характерний для всіх петрографічних різновидів і присутній у кількості 15-40 %. Повсюдно виявляється біотит декількох генерацій; його кількість в середньому складає 2-3 % і не перевищує 7 %. Піроксен характеризується варіаціями вмісту від однічних зерен до 10-15 %, інколи до – 30 %. Часто відмічається кварц в кількості до 5 %. Аксесорна мінералізація представлена апатитом, магнетитом, титано-магнетитом, ільменітом, рутилом, сfenом, цирконом. Серед вторинних мінералів окрім біотиту діагностуються актиноліт, хлорит, епіidot, карбонат, мікроклін, мусковіт.

Амфіболіти утворюють поступові переходи з меланократовими різновидами кристалосланців. При вельми близьких структурно-текстурних особливостях та ідентичному якісному мінеральному складі для перших притаманна масивна текстура, понад 45-50 % темноколірних мінералів, серед яких домінує амфібол, інколи відмічається незначне збільшення розміру зерен. Тому нижче виконано спільній опис мінерального складу кристалосланців та амфіболітів з акцентом уваги на тих нечисленних петрографічних особливостях, які є притаманними лише для одного із петротипів.

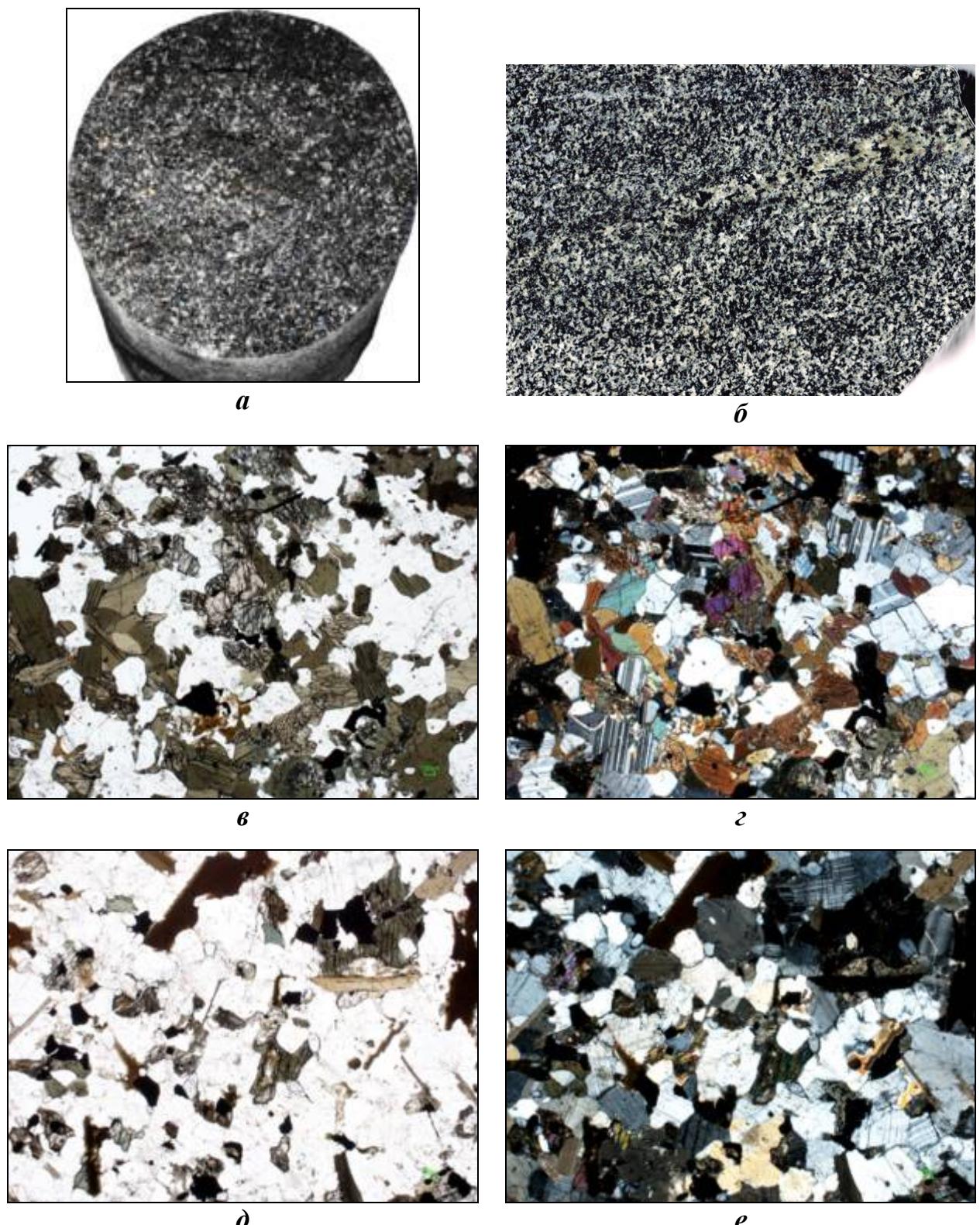


Рис. 4.1. Кристалосланці біотит-піроксен-амфіболові в зразках (*a*, *б*) та під мікроскопом (*в-г*): *a*, *в*, *г* – св. 3, гл. 192,9 м; *б*, *д*, *е* – св. 6, гл. 195,5 м. Збільшення у шліфах 20, *в*, *д* – ніколі -; *г*, *е* – ніколі +.

Таблиця 4.1

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти плагіоклазів із гранулітів славгородського СФК

Порода	Кристалосланці (Славгородська брила)												Ендербіти (Славгородська брила)					Кристалосланці (Рибальський кар'єр)			
	Зразок	1/77,5	1/77,5	3/124,0	3/124,0	3/124,0	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	2/177,8	4/136,6	5/87,6	5/105,0	5/105,0	5/105,0	529	529	529	529	
№ аналізу	19	64	12	50	60	9	21	62	70	63	50	11	2	20	26	2	8	13	17		
SiO ₂	62,57	61,32	61,52	60,97	61,17	61,45	61,36	60,72	59,87	62,05	62,68	61,11	59,90	66,63	64,51	56,02	55,59	55,42	56,24		
Al ₂ O ₃	22,97	23,14	25,15	25,22	26,18	23,79	23,90	23,60	24,59	24,13	24,18	24,04	25,87	20,96	22,87	24,75	26,94	23,99	24,65		
CaO	5,45	4,71	6,46	6,08	1,29	5,45	6,07	5,11	7,62	5,34	5,04	7,14	6,23	1,71	0,75	8,25	5,41	7,34	7,58		
Na ₂ O	9,01	10,82	6,87	7,73	8,06	9,31	8,67	10,58	7,92	8,48	8,10	7,71	8,01	10,70	9,04	8,31	8,25	8,92	8,89		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	3,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,92	0,19	0,74	0,39	0,19		
Si	2,78	2,74	2,72	2,70	2,72	2,73	2,73	2,72	2,67	2,75	2,76	2,72	2,66	2,92	2,85	2,54	2,51	2,53	2,55		
Al	1,20	1,22	1,31	1,32	1,37	1,25	1,25	1,24	1,30	1,26	1,26	1,26	1,36	1,08	1,19	1,32	1,43	1,29	1,32		
Ca	0,26	0,23	0,31	0,29	0,06	0,26	0,29	0,24	0,36	0,25	0,24	0,34	0,30	0,08	0,04	0,40	0,26	0,36	0,37		
Na	0,77	0,94	0,59	0,66	0,69	0,80	0,75	0,92	0,69	0,73	0,69	0,66	0,69	0,91	0,77	0,73	0,72	0,79	0,78		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,04	0,02	0,01		
X(Ab)	0,75	0,81	0,66	0,70	0,74	0,76	0,72	0,79	0,65	0,74	0,74	0,66	0,70	0,92	0,84	0,64	0,70	0,67	0,67		
X(An)	0,25	0,19	0,34	0,30	0,07	0,24	0,28	0,21	0,35	0,26	0,26	0,34	0,30	0,08	0,04	0,35	0,25	0,31	0,32		

Примітки (тут і далі). мікрозондові аналізи виконано в УкрДГРІ на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-102-02.

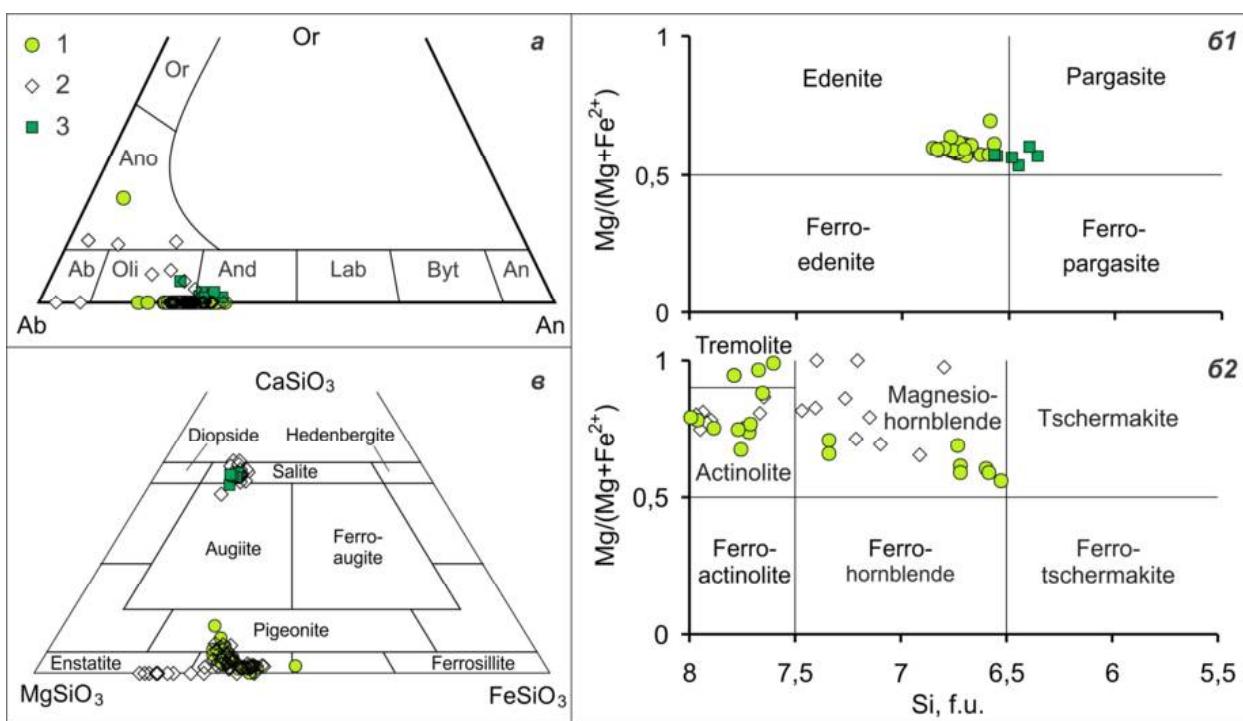


Рис. 4.2. Діаграми хімічного складу мінералів із кристалосланців (1) і ендербітів (2) Славгородської брили та кристалосланців Рибальського кар'єру (3): *a* – Ab-Or-An для плагіоклазів; *б* – Si–Mg/(Mg+Fe²⁺) для амфіболів (Leake et al., 1997), які задовольняють умови (*б1*) C_{AB}≥1,5; (Na+K)_A≥0,5; Ti<0,5 і (*б2*) C_{AB}≥1,5; (Na+K)_A<0,5; Ti<0,5; *в* – трикутна діаграма для піроксенів.

Наявність діагностованого під мікроскопом за кутами симетричного згасання лабрадору [44] не заперечується, проте виконані мікрозондові дослідження його не виявили. Плагіоклаз подекуди містить антипертитові включення ортоклазу, які утворюють слабко виражені закономірні проростання. Слід згадати, що в амфіболітах і меланократових різновидах кристалосланців плагіоклаз може бути представленим ще однією генерацією – порфіробластовими включеннями ізометричної форми і розміром 2 мм. Як правило, вони тяжіють до контактів реліктів суперкрустальних порід з ендербітідами. Інколи порфіробласти плагіоклазу проростають кварцом.

Амфібол добре діагностується у шліфах за досконалою спайністю та зеленим забарвленням. За хімічним складом він відповідає еденіту (табл. 4.2, рис. 4.3). Як вторинні мінерали у вигляді кайм або дрібних зерен спорадично відмічаються актиноліт і магнезіальна рогова обманка (табл. 4.3).

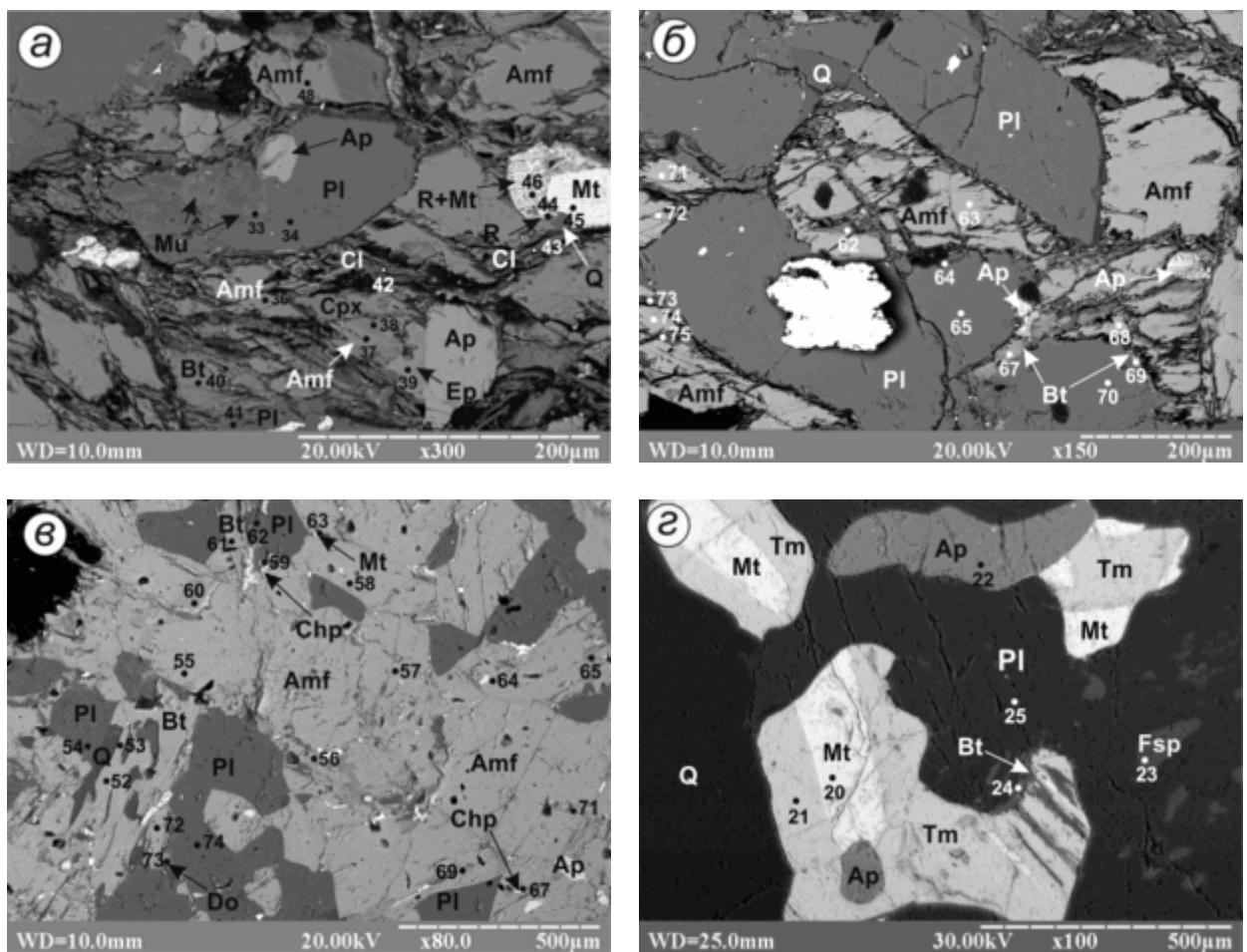


Рис. 4.3. Особливості локалізації амфіболів в кристалосланцях (*а, б, в*) та рудних (титано-магнетиту і магнетиту) в ендербітах (*г*): *а, б* – св. 1, гл. 77,5 м, *в* – св. 3, гл. 192,2 м, *г* – св. 2, гл. 165,5 м.

Виділення еденіту мають переважно неправильну, зрідка ізометричну, таблитчасту та близьку до ромбовидної форму та розмір в середньому 0,5-0,8 мм. При наявності піроксену еденіт утворює з ним тісні агрегатні зростання, інколи його «обростає». Подекуди спостерігається ситуація, коли ідіоморфне зерно піроксену розміщується в середині немати амфіболу. Рогова обманка відмічаються у вигляді поодиноких дрібних (0,1-0,2 мм) або тонкої кайми, яка найчастіше розвивається вздовж спайності еденіту. В хімічному складі обох мінералів виявлені вмісті TiO_2 на рівні 1,5-2 %. Актиноліт зазвичай виявляється у крайових частинах або у складі тонкозернистого агрегату вторинних мінералів. Зрідка фіксуються його мікропроростання в зернах еденіту паралельно спайності.

Таблиця 4.2

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти еденітів в кристалосланцях славгородського комплексу

Зразок	1/77,5							3/192,2												
	1	5	37	63	68	72	76	7	8	28	30	31	34	39	40	58	64	71	67	68
№ аналізу																				
SiO ₂	49,62	49,70	51,12	53,57	48,57	51,37	47,36	49,84	43,74	45,94	46,22	47,90	48,49	48,33	48,84	46,35	48,10	52,33	50,75	53,21
TiO ₂	1,72	1,97	1,74	1,69	1,77	1,89	1,86	1,89	1,89	2,14	1,73	1,92	1,65	1,87	2,00	1,85	1,94	1,99	1,68	1,58
Al ₂ O ₃	10,33	10,58	10,98	12,04	10,95	10,75	10,36	11,59	9,46	10,50	10,50	10,65	11,44	11,35	10,60	10,26	11,09	11,91	10,85	10,56
FeO	15,04	14,73	15,71	15,00	16,06	15,21	15,83	15,22	15,52	15,54	15,82	15,30	14,32	15,16	15,54	13,89	15,25	15,54	15,08	14,80
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	12,14	12,16	12,40	14,23	11,79	12,72	11,81	13,01	11,60	11,69	11,69	11,77	11,62	12,02	12,34	11,66	12,22	13,75	13,42	14,41
CaO	12,17	12,50	12,60	12,69	12,98	12,17	11,90	11,84	11,45	11,82	12,05	11,56	11,98	11,99	12,40	11,37	12,22	12,42	13,12	13,68
Na ₂ O	2,34	2,27	1,94	2,43	1,77	2,17	2,03	3,12	1,94	2,86	2,27	2,22	2,44	2,38	2,08	2,25	2,37	2,92	1,78	2,18
K ₂ O	1,35	1,42	1,45	1,51	1,42	1,42	1,33	1,43	1,18	1,23	1,27	1,41	1,22	1,19	1,37	1,38	1,20	1,49	1,26	1,34
Si	6,84	6,80	6,83	6,78	6,70	6,86	6,71	6,67	6,57	6,59	6,64	6,75	6,76	6,69	6,73	6,75	6,67	6,71	6,77	6,84
Al _{IV}	1,16	1,20	1,17	1,22	1,30	1,14	1,29	1,33	1,43	1,41	1,36	1,25	1,24	1,31	1,27	1,25	1,33	1,29	1,23	1,16
Al _{VI}	0,51	0,51	0,56	0,57	0,48	0,55	0,43	0,50	0,24	0,37	0,41	0,51	0,64	0,55	0,45	0,51	0,48	0,51	0,48	0,44
Ti	0,18	0,20	0,17	0,16	0,18	0,19	0,20	0,19	0,21	0,23	0,19	0,20	0,17	0,19	0,21	0,20	0,20	0,19	0,17	0,15
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,29	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,73	1,69	1,75	1,53	1,85	1,70	1,82	1,70	1,66	1,86	1,89	1,80	1,67	1,76	1,79	1,69	1,77	1,66	1,68	1,59
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,49	2,48	2,47	2,68	2,43	2,53	2,49	2,60	2,60	2,50	2,50	2,47	2,42	2,48	2,53	2,53	2,53	2,63	2,67	2,76
Ca	1,80	1,83	1,80	1,72	1,92	1,74	1,81	1,70	1,84	1,82	1,85	1,74	1,79	1,78	1,83	1,77	1,82	1,71	1,88	1,88
Na	0,63	0,60	0,50	0,60	0,47	0,56	0,56	0,81	0,56	0,80	0,63	0,61	0,66	0,64	0,56	0,64	0,64	0,73	0,46	0,54
K	0,24	0,25	0,25	0,24	0,25	0,24	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,25	0,22	0,21	0,24	0,26	0,21	0,24	0,21	0,22
(Na+K) (A)	0,66	0,68	0,55	0,56	0,64	0,54	0,60	0,75	0,63	0,84	0,72	0,60	0,67	0,63	0,63	0,67	0,67	0,68	0,55	0,65
Mg/Mg+Fe ⁺²	0,59	0,60	0,58	0,64	0,57	0,60	0,58	0,60	0,61	0,57	0,57	0,58	0,59	0,59	0,59	0,60	0,59	0,61	0,61	0,63
Al _{VI} +Fe ⁺³ +Ti	0,69	0,71	0,73	0,79	0,67	0,74	0,69	0,69	0,74	0,60	0,61	0,72	0,81	0,74	0,65	0,72	0,69	0,71	0,64	0,59
Na+K	0,86	0,85	0,75	0,84	0,72	0,80	0,80	1,05	0,79	1,02	0,86	0,86	0,88	0,85	0,80	0,89	0,85	0,97	0,67	0,76

Таблиця 4.3

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти рогових обманок в гранулатах славгородського комплексу

Порода	Кристалосланці								Ендербіти									
	Зразок	1-3/77,5	3/124,0	3/192,2	3/192,2				4/136,6				5/105,0					
№ аналізу	49	68	65	69	5	32	61	62	81	32	35	41	44	48	8	11	35	43
SiO ₂	60,78	42,68	56,51	55,84	61,34	60,35	61,96	63,40	55,39	42,90	45,65	50,15	47,66	43,21	50,31	56,38	47,57	45,05
TiO ₂	1,78	1,33	0,00	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	14,30	9,53	4,83	7,05	5,84	2,62	2,00	3,64	3,40	4,94	5,36	3,04	4,17	6,79	2,30	4,06	9,27	3,75
FeO	17,02	14,22	10,39	12,00	10,50	8,57	8,92	9,66	9,65	11,25	11,37	9,98	10,14	11,14	8,32	9,19	13,11	10,94
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00	0,60	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	16,26	10,58	16,30	16,34	17,70	18,39	18,49	16,93	17,91	12,90	13,37	15,07	14,41	12,12	15,31	15,34	14,46	13,90
CaO	13,26	11,60	12,89	13,03	13,41	12,83	13,30	13,23	12,21	7,92	9,87	11,23	11,08	10,23	10,93	11,76	9,68	8,30
Na ₂ O	2,93	0,72	0,00	1,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	0,00
K ₂ O	1,77	1,11	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00
Si	6,73	6,72	7,72	7,34	7,71	7,99	8,06	8,07	7,65	7,21	7,26	7,67	7,47	7,15	7,90	7,95	6,79	7,40
Al _{IV}	1,27	1,28	0,28	0,66	0,29	0,01	0,00	0,00	0,35	0,79	0,74	0,33	0,53	0,85	0,10	0,05	1,21	0,60
Al _{VI}	0,59	0,49	0,49	0,43	0,58	0,40	0,31	0,55	0,20	0,18	0,27	0,21	0,24	0,47	0,32	0,63	0,36	0,12
Ti	0,15	0,16	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,36	0,12	0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,54	1,58	1,01	0,44	0,58	0,76	0,10	0,00	1,49	1,50
Fe ²⁺	1,22	1,75	1,17	1,32	1,01	0,95	0,97	1,03	0,57	0,00	0,50	0,83	0,75	0,78	0,99	1,08	0,07	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,68	2,48	3,32	3,20	3,32	3,63	3,59	3,21	3,69	3,23	3,17	3,43	3,37	2,99	3,58	3,23	3,08	3,40
Ca	1,57	1,96	1,89	1,84	1,81	1,82	1,85	1,80	1,81	1,43	1,68	1,84	1,86	1,81	1,84	1,78	1,48	1,46
Na	0,63	0,22	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00
K	0,25	0,22	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
(Na+K) (A)	0,45	0,40	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
Mg/(Mg+Fe ²)	0,69	0,59	0,74	0,71	0,77	0,79	0,79	0,76	0,87	1,00	0,86	0,80	0,82	0,79	0,78	0,75	0,98	1,00
Al _{VI} +Fe ³⁺ +Ti	1,10	0,77	0,51	0,48	0,67	0,40	0,31	0,55	0,74	1,76	1,32	0,66	0,81	1,23	0,42	0,63	1,85	1,63

Піроксен представлений ромбічною та моноклінною відмінами (рис. 4.4).

Вони утворюють типові для піроксенів ізометричні багатокутні або таблитчасті зерна зі згладженими кутами. Їхній розмір зазвичай становить 0,2-0,5 мм. Для обох відмін характерний нерівномірний розподіл у породі, тому не в кожному зразі (шліфі) одного зразка піроксенових кристалосланців вони можуть виявлятися. В більшості випадків ортопіроксени інтенсивно або повністю заміщені вторинними мінералами, що утворюють тонкозернистий агрегат амфіболу, хлориту, біотиту, епідоту, магнетит, сферу. При цьому контури первинного зерна розмиваються і лише в загальному вигляді таке скupчення вторинних мінералів нагадує первинну «піроксенову» морфологію. За хімічним складом у добре збережених зернах ортопіроксен діагностується як гіперстен ($Fs_{33} - Fs_{43}$) (табл. 4.4). Клінопіроксен за хімічним складом відповідає саліту (табл. 4.5). Для нього характерні менш інтенсивні вторинні зміни у порівнянні з гіперстеном; часто він взагалі має «свіжий» вигляд. Навіть у випадку заміщень саліт зберігає первинну огранку виділень і по ньому розвиваються, головним чином, актиноліт, карбонат, хлорит, кварц.

За петрографічними ознаками (рис. 4.1) та хімічним складом (табл. 4.6) виділяється дві головні генерації *біотиту*. Перша – це видовжені луски (до 0,8-1 мм) коричнево-бурого кольору з виразним плеохроїзмом або дрібні неправильні форми з ледь помітним плеохроїзмом. Зазвичай такий біотит знаходиться в асоціації з еденітом або гіперстеном. Його видовжені луски часто «врізаються» в крайові частини немат амфіболу або їх перетинають. Вздовж контакту між ними інколи виявляються тонкі кайми, що складаються з плагіоклазу та кварцу. Середній мінальної склад біотиту у молекулярних відсотках: анніт – 37, флогопіт – 57, мусковіт – 6, парагоніт і крихкі слюди практично відсутні. Біотит другої генерації представлений дрібними (0,1-0,2 мм) безформними лусками, що мають буре із зеленим відтінком забарвлення. Вони розвиваються по роговій обманці, інколи вздовж спайності; фіксуються серед тонкозернистого агрегату «розпаду» піроксену; часто асоціюють з магнетитом і титано-магнетитом. Для другої генерації відмічається

зростання вмісту магнію (вміст міналу флогопіту сягає 65 %), калієвих міналів (мусковіт – 12 %) на фоні зниження кількості заліза (анніт – 23 %).

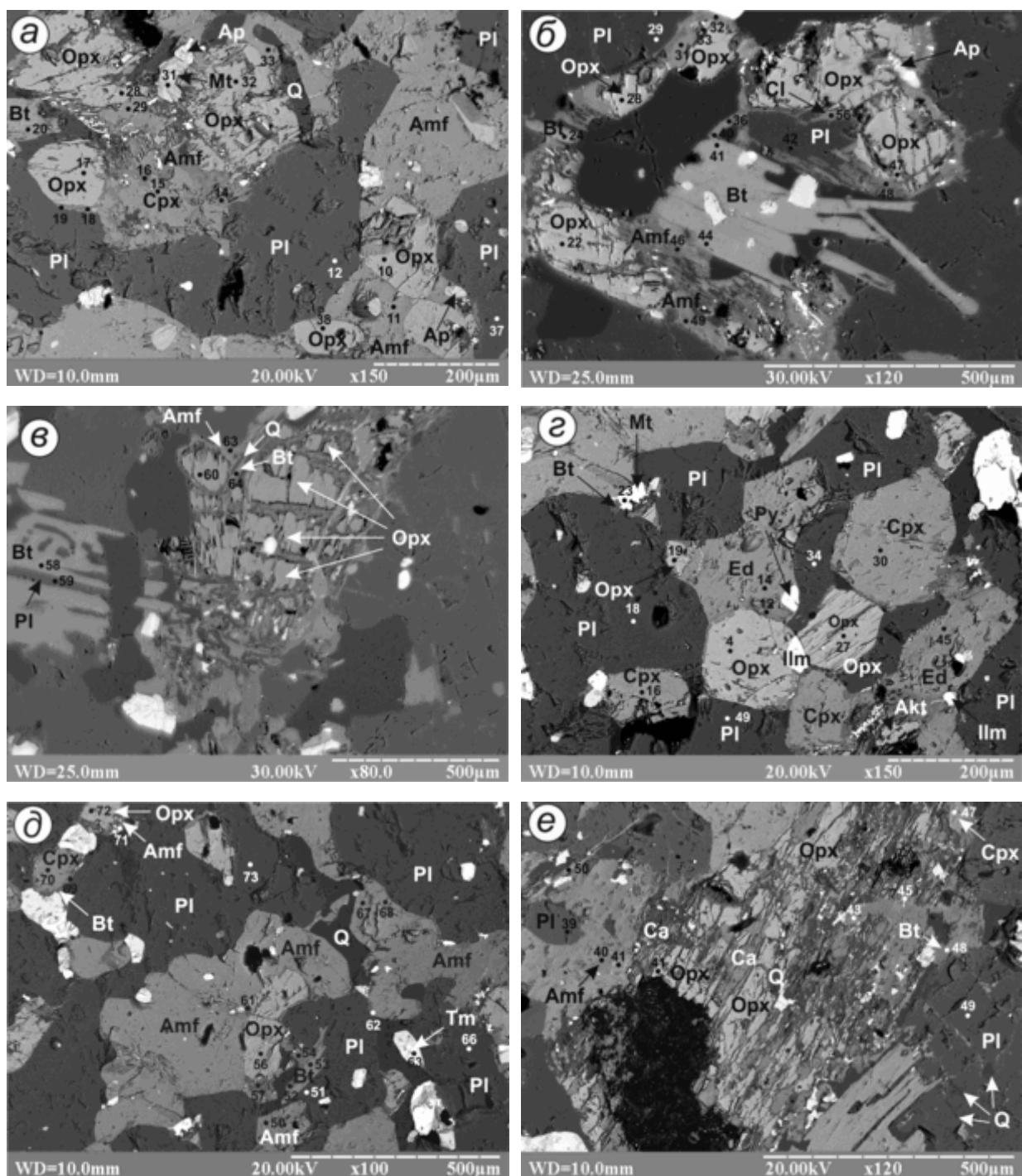


Рис. 4.4. Піроксени в кристалосланцях (*a, c, d, e* – св. 3, гл. 192,2 м) та ендербітах (*b, e* – св. 2, гл. 175,1 м): *a* – зерна гіперстену в асоціації з еденітом, *b* – гіперстен в асоціації з біотитом, *c* – частково розкладене зерно гіперстену, *c, d* – саліт-гіперстен-еденітовий парагенезис, *e* – гіперстен та продукти його розпаду.

Таблиця 4.4

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти гіперстенів із гранулітів славгородського СФК

Породи	Кристалосланці								Ендербіти														
	Зразок				3/192,2				4/132,0		6/173,5		2/165,5		2/175,1				3/296,5		4/136,6		5/87,6
№ аналізу	9	19	37	42	56	72	76	49	57	7	8	22	28	60	66	2	23	42	3	28			
SiO ₂	56,75	53,67	54,72	59,40	52,39	54,15	54,11	57,09	57,35	60,24	54,13	52,12	53,26	53,53	55,08	59,81	57,98	56,02	63,04	60,48			
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Al ₂ O ₃	0,00	1,79	0,00	0,00	1,74	1,32	0,00	1,19	1,81	2,43	1,38	0,00	0,00	0,00	0,00	1,16	0,68	1,35	2,07	1,43			
FeO	24,44	24,23	24,05	18,62	25,53	24,80	25,03	18,90	18,50	14,57	18,38	26,05	25,09	25,34	23,33	18,79	20,53	20,52	11,83	17,78			
MnO	0,00	1,07	1,18	1,05	1,00	0,00	0,92	2,56	2,28	1,22	4,61	1,28	1,52	1,27	1,28	1,41	1,06	2,04	0,00	0,00			
MgO	18,81	18,73	19,44	19,11	18,80	19,15	19,23	17,46	18,39	16,53	19,86	19,69	19,52	19,09	20,31	17,86	19,13	18,82	23,05	20,30			
CaO	0,00	0,49	0,61	1,82	0,54	0,58	0,71	1,38	0,96	4,34	1,42	0,86	0,61	0,77	0,00	0,98	0,62	1,25	0,00	0,00			
Si	2,16	2,04	2,08	2,24	1,99	2,05	2,06	2,14	2,18	2,28	2,04	1,98	2,02	2,04	2,08	2,26	2,19	2,12	2,30	2,25			
Al _{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Al _{VI}	0,00	0,08	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,05	0,08	0,11	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,06	0,09	0,06			
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe ²⁺	0,78	0,77	0,76	0,59	0,81	0,79	0,80	0,59	0,59	0,46	0,58	0,79	0,80	0,81	0,74	0,59	0,65	0,65	0,36	0,55			
Mn	0,00	0,03	0,04	0,03	0,03	0,00	0,03	0,08	0,07	0,04	0,15	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,03	0,07	0,00	0,00			
Mg	1,07	1,06	1,10	1,07	1,07	1,08	1,09	0,98	1,04	0,93	1,11	1,12	1,11	1,08	1,14	1,01	1,08	1,06	1,25	1,13			
Ca	0,00	0,02	0,02	0,07	0,02	0,02	0,03	0,06	0,04	0,18	0,06	0,04	0,02	0,03	0,00	0,04	0,03	0,05	0,00	0,00			
Wo	0,00	1,07	1,32	4,24	1,17	1,24	1,51	3,41	2,33	11,20	3,27	1,81	1,29	1,63	0,00	2,41	1,43	2,88	0,00	0,00			
En	57,84	57,32	58,25	61,92	56,09	57,20	56,93	60,10	62,43	59,42	63,67	57,51	57,35	56,38	60,81	61,37	61,52	60,26	77,64	67,06			
Fs	42,16	41,61	40,42	33,84	42,74	41,56	41,56	36,49	35,24	29,38	33,06	40,69	41,36	41,99	39,19	36,22	37,04	36,86	22,36	32,94			

Таблиця 4.5

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти салітів із гранулітів славгородського СФК

Породи	Кристалосланці Славгородської брили							Ендербіти Славгородської брили							Кристалосланці Рибальського кар'єру				
	Зразок				3/192,2			6/166,4	2/175,1			2/177,8				3/217,6		529	
№ аналізу	16	24	30	70	94	96	7	36	40	70	77	78	79	89	3	10	1	4	11
SiO ₂	53,32	53,19	53,44	53,82	53,93	53,83	53,87	55,84	54,14	52,70	54,08	54,01	53,09	53,79	52,69	53,57	51,58	50,98	51,79
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,31	2,64	2,57	2,70	2,19	2,49	1,43	0,00	1,84	2,47	0,00	0,00	2,52	0,00	2,58	2,39	2,84	3,49	3,00
FeO	9,81	9,45	10,31	9,75	9,25	9,81	8,96	8,95	8,84	10,38	9,09	8,49	10,02	10,39	10,98	9,97	9,09	9,08	8,85
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,56	0,00	0,00	0,17	0,27	0,23	
MgO	12,21	12,06	12,50	12,02	12,34	12,19	12,15	12,88	12,35	11,58	12,77	12,77	11,66	11,99	12,26	12,27	12,92	11,86	12,40
CaO	22,36	22,66	21,18	21,71	22,30	21,69	23,59	22,33	22,83	22,17	24,06	24,73	22,71	23,27	21,49	21,80	20,21	21,31	21,18
Si	2,00	2,00	2,01	2,02	2,03	2,02	2,02	2,10	2,03	1,99	2,03	2,03	2,00	2,03	1,98	2,01	1,99	1,97	1,99
Al _{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01
Al _{VI}	0,10	0,12	0,11	0,12	0,10	0,11	0,06	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,11	0,00	0,10	0,11	0,12	0,13	0,13
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,31	0,30	0,32	0,31	0,29	0,31	0,28	0,28	0,28	0,33	0,29	0,27	0,32	0,33	0,35	0,31	0,29	0,29	0,28
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,68	0,68	0,70	0,67	0,69	0,68	0,68	0,72	0,69	0,65	0,71	0,71	0,65	0,68	0,69	0,69	0,74	0,68	0,71
Ca	0,90	0,91	0,85	0,88	0,90	0,87	0,95	0,90	0,92	0,90	0,97	0,99	0,92	0,94	0,87	0,88	0,84	0,88	0,87
Wo	47,58	48,41	45,43	47,15	47,77	46,84	49,68	47,28	48,67	47,80	49,18	50,34	48,58	48,42	45,61	46,72	44,63	47,46	46,72
En	36,13	35,83	37,30	36,32	36,76	36,62	35,59	37,93	36,62	34,73	36,31	36,17	34,70	34,71	36,20	36,59	39,70	36,75	38,05
Fs	16,29	15,77	17,27	16,52	15,46	16,54	14,73	14,79	14,71	17,47	14,50	13,49	16,73	16,87	18,19	16,68	15,67	15,79	15,24

Таблиця 4.6

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти біотитів із гранулітів славгородського СФК

Порода	Кристалосланці						Ендербіти						Чарнокіт-ендербіти Побузького комплексу				
Зразок	1/77,5	3/124,0		3/192,2		2/175,1		2/177,8	3/296,5	4/136,6		5/87,6	766	25/56	46/56	44/56	
№ аналізу	69	20	40	3	43	52	41	64	21	16	23	39	7				
SiO ₂	42,88	39,94	38,23	42,04	43,11	41,44	39,74	41,38	37,03	41,76	38,95	39,40	43,84	38,10	34,70	37,66	36,83
TiO ₂	1,90	4,28	5,54	4,14	0,00	3,68	5,52	4,96	6,17	0,00	2,05	3,04	3,81	5,08	3,75	3,88	4,14
Al ₂ O ₃	16,32	16,77	16,21	14,63	16,98	14,24	14,91	14,81	14,82	17,83	16,35	16,82	15,03	13,55	16,89	13,60	17,03
FeO	14,31	16,39	16,69	13,71	11,87	14,80	16,36	15,93	18,22	14,40	19,36	16,13	12,55	13,12	19,89	21,99	20,65
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,23	0,17	0,19
MgO	14,23	12,24	12,78	15,40	17,85	15,68	13,51	12,67	13,21	15,17	17,50	14,63	16,24	18,29	11,33	10,83	9,03
CaO	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,85	0,00	0,00	0,00	0,22	0,28	0,03	0,50
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,23	0,22	0,40
K ₂ O	10,21	10,38	10,55	10,07	10,19	10,16	9,96	10,25	10,55	7,99	5,79	9,98	8,53	9,45	8,62	9,13	8,20
Si	6,00	5,69	5,49	5,89	5,96	5,85	5,67	5,87	5,39	5,82	5,50	5,60	6,02	5,50	5,28	5,68	5,51
Al _{IV}	2,00	2,31	2,51	2,11	2,04	2,15	2,33	2,13	2,54	2,18	2,50	2,40	1,98	2,31	2,72	2,32	2,49
Al _{VI}	0,69	0,50	0,23	0,31	0,72	0,22	0,17	0,34	0,00	0,75	0,22	0,42	0,46	0,00	0,31	0,09	0,51
Ti	0,20	0,46	0,60	0,44	0,00	0,39	0,59	0,53	0,68	0,00	0,22	0,32	0,39	0,55	0,43	0,44	0,47
Fe	1,67	1,95	2,00	1,61	1,37	1,75	1,95	1,89	2,22	1,68	2,29	1,92	1,44	1,58	2,53	2,77	2,58
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
Mg	2,97	2,60	2,74	3,22	3,68	3,30	2,87	2,68	2,87	3,15	3,68	3,10	3,33	3,94	2,57	2,43	2,01
Ca	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,08
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,07	0,06	0,12
K	1,82	1,88	1,93	1,80	1,80	1,83	1,81	1,85	1,96	1,42	1,04	1,81	1,49	1,74	1,67	1,76	1,56
Al _{tot}	2,69	2,81	2,74	2,42	2,76	2,37	2,51	2,48	2,54	2,93	2,72	2,82	2,43	2,31	3,03	2,42	3,00
Fe/Fe+Mg	0,36	0,43	0,42	0,33	0,27	0,35	0,40	0,41	0,44	0,35	0,38	0,38	0,30	0,29	0,50	0,53	0,56
Mg/Mg+Fe	0,64	0,57	0,58	0,67	0,73	0,65	0,60	0,59	0,56	0,65	0,62	0,62	0,70	0,71	0,50	0,47	0,44

На діаграмі відношення Al^{VI} до магнезіальності $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ фігуративні точки обох генерацій розміщені поблизу лінії розділу біотит-флогопіт (рис.4.5,а). При цьому перша генерація класифікується як біотит, а друга – як флогопіт. Зазначені мінералогічні відміни добре розмежовуються за вмістом титану. У біотиті концентрація TiO_2 перевищує 3 % і сягає 5-5,5 % ($\text{Ti}=0,3\text{-}0,6$ ф. о.), що є типовим для гнейсів і кристалосланців гранулітового ступеня метаморфізму [53]. Флогопіт має нижчий вміст TiO_2 – 1-2,5 % ($\text{Ti}<0,3$ ф. о.) і розглядається як вторинний мінерал ретроградних змін гранулітових парагенезисів. Також за вмістом титану можна виділити по дві окремі відміни біотиту і флогопіту: біотит-1 – максимальна концентрація титану 0,5-0,6 (у формульних одиницях). Найчастіше представлений неправильними формами і широкими короткими лусками (рис. 4.4, б) з коефіцієнтом видовження не більше 1:2; біотит-2 – вміст титану від 0,3 до 0,5. Найпоширеніша відміна біотиту, яка характеризується ідіоморфними лусками з видовженням 1:5 і більше; флогопіт-1 з титаном на рівні 0,2 представляє головний обсяг слюди другої генерації; флогопіт-2 не містить TiO_2 , діагностований лише у двох зернах і потребує додаткового підтвердження мікрозондовими дослідженнями. У будь-якому випадку, з високою імовірністю можна припустити поетапну послідовність формування ланки біотит-1 → біотит-2 → флогопіт-1 → флогопіт-2, що була реалізована в умовах гранулітової фації регіонального метаморфізму з наступними поступовими діафторичними змінами.

Хлорит є одним із найбільш поширених вторинних мінералів, розвиток якого пов’язується із процесами низькотемпературних заміщень піроксенів, в першу чергу його моноклінного різновиду. В окремих зразках такі заміщення набувають значної інтенсивності, як наприклад в св. 4 на глибині 274,5 м (рис. 4.6), де відмічається значний розвиток хлориту в асоціації з карбонатом (кальцит, сидерит ?). Найчастіше хлорит утворює скupчення дрібних лусок до 0,1 мм, рідше окремі індивіди. Характеризується порівняно однорідним хімічним складом, за яким класифікується як пікнохлорит (табл. 4.7, рис. 4.5,б).

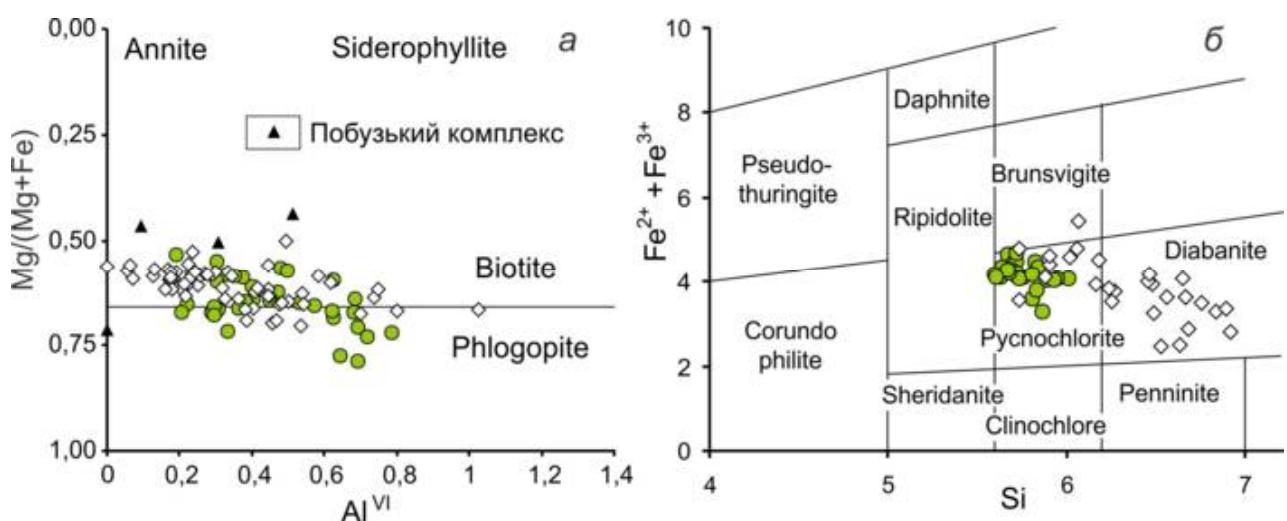


Рис. 4.5. Біотити (а) та хлорити (б) гранулітів славгородського комплексу на класифікаційних діаграмах. Умовні позначення див. на рис. 4.2.

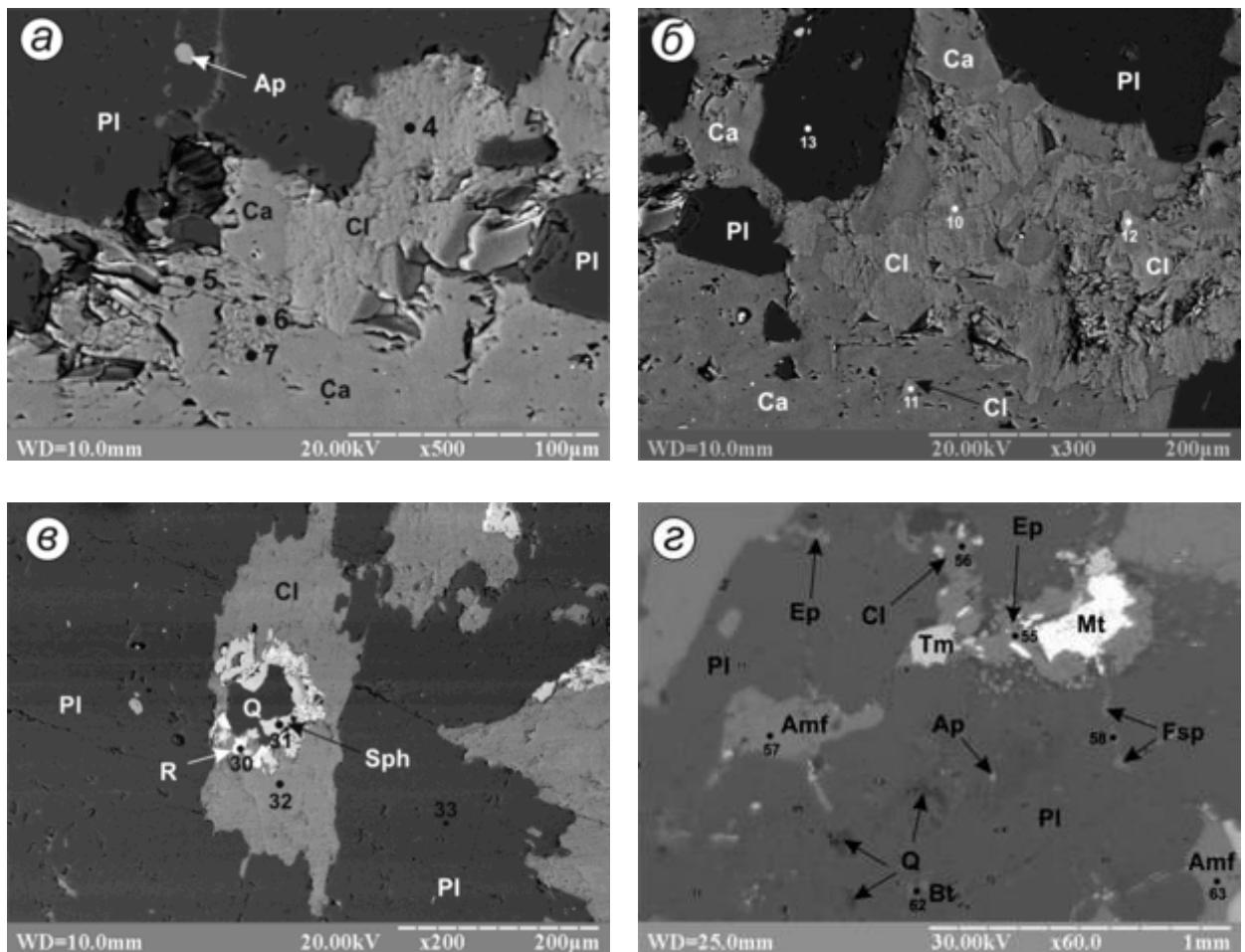


Рис. 4.6. Хлорити в кристалосланцях славгородського комплексу: а, б, в – св. 4, гл. 274,5 м, г – св. 3, гл. 124,0 м.

Таблиця 4.7

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти хлоритів із гранулітів славгородського СФК

Порода	Кристалосланці										Ендербіти							
	Зразок		1/77,5	3/124,0	4/274,5						5/87,6			5/105,0				
№ аналізу	4	56	4	5	6	7	10	11	12	32	18	19	38	7	16	34	37	46
SiO ₂	31,79	32,79	31,79	31,14	31,91	32,70	31,11	30,69	32,78	32,12	38,36	37,22	38,77	32,79	32,83	36,14	32,11	33,88
TiO ₂	0,00	3,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,16	0,00	1,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,40	19,38	25,40	25,33	23,99	23,46	25,82	24,32	24,94	22,97	16,50	18,40	16,00	19,95	24,71	19,54	21,19	19,78
FeO	27,58	21,90	27,58	27,10	27,26	26,83	28,68	27,28	25,47	28,63	19,81	24,52	22,35	30,88	27,48	26,70	29,99	29,54
MnO	0,00	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,00	0,00
MgO	15,23	18,42	15,23	14,78	15,72	16,11	14,39	15,05	16,43	16,27	16,79	19,86	15,49	15,39	14,98	17,01	16,71	16,79
CaO	0,00	4,03	0,00	0,57	0,39	0,91	0,00	1,41	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,69	0,73	0,00	0,00	0,94	0,00	0,00	2,31	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,08	0,00	4,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	5,72	5,87	5,72	5,63	5,76	5,89	5,64	5,60	5,83	5,84	6,69	6,57	6,84	6,06	5,88	6,46	5,90	6,18
Al _{IV}	2,28	2,13	2,28	2,37	2,24	2,11	2,36	2,40	2,17	2,16	1,31	1,43	1,16	1,94	2,12	1,54	2,10	1,82
Al _{VI}	3,15	1,99	3,15	3,08	2,92	2,90	3,19	2,87	3,11	2,79	2,19	2,43	2,27	2,43	3,16	2,62	2,51	2,46
Ti	0,00	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,28	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,48	0,45	0,48	0,28	0,26	0,44	0,46	0,11	0,52	0,35	0,07	0,56	0,24	0,28	0,57	0,60	0,23	0,36
Fe ²⁺	3,67	2,83	3,67	3,81	3,85	3,60	3,89	4,05	3,27	4,00	2,82	3,06	3,06	4,50	3,54	3,39	4,38	4,15
Mn	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Mg	4,09	4,91	4,09	3,98	4,23	4,32	3,89	4,09	4,36	4,41	4,36	5,23	4,07	4,24	4,00	4,53	4,58	4,57
Ca	0,00	0,77	0,00	0,11	0,07	0,17	0,00	0,27	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,49	0,51	0,00	0,00	0,66	0,00	0,00	1,56	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,82	0,00	2,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe/Fe+Mg	0,50	0,40	0,50	0,51	0,49	0,48	0,53	0,50	0,47	0,50	0,40	0,41	0,45	0,53	0,51	0,47	0,50	0,50

Епідот також є типовим вторинним мінералом, що розвивається по еденіту і гіперстену. Найчастіше він утворює ідіоморфні таблитчасті виділення, рідше – безформні землисті скupчення. За хімічним складом епідот близький типовим епідотам Фінляндії та Швеції під номерами 9 і 10 [104].

Мікроклін утворює антипертитові проростання в plagіоклазі (рис. 4.3,г) або окремі ізометричні виділення. *Мусковіт* виявлений у дрібних лусках-включеннях в plagіоклазі, в контактowych зонах біотиту з plagіоклазом. *Апатит* повсюдно діагностується в кристалосланцях у вигляді типових для нього округлих зерен. Вони розміщуються як включення в середині видіlenь інших мінералів або локалізовані в міжзерновому просторі головних породоутворюючих мінералів. Загалом відмічається більш-менш рівномірне розсіяння апатиту в породі.

Магнетит (рис. 4.3,г) є найпоширенішим акцесорним мінералом, вміст якого подекуди може сягати перших відсотків. Відмічається його певна приуроченість до біотиту та реліктових зерен ортопіроксену. Поряд з магнетитом часто діагностуються зерна титано-магнетиту, ільменіту, часто вони утворюють спільні зерна-зростки. *Сфен* представлений витягнутими або ізометричними кристалами розміром до 0,5 мм, які інтенсивно проростають рутилом (рис. 4.3,в; рис. 4.6,в). Вростки останнього мають скалкоподібну морфологію, розташовуються системно вздовж спайності мінералу-хазяйна.

Циркон за даними [90] представлений двома типами-генераціями. Перший тип - це рожеві голчасті з округленими контурами кристали з видовженням 3-6 і більше, другий тип – бурувато-рожеві кристали. Для другого типу характерні значні варіації їхньої форми, від ізометричних до голчастих.

Кристалосланці Рибальського кар'єру. За результатами дисертаційних робіт до славгородського СФК віднесені також останці піроксенових кристалосланців та амфіболітів у відслоненнях вздовж р. Дніпро в інтервалі між Запоріжжям і Дніпром та в керні бурових свердловин, пройдених в районі сіл Вовніги, Ілларіоново та кургану Могила-Майорова (А.І. Некряч, 2004). За даними Б.Г. Яковлєва та В.О. Орси [231] в Рибальському кар'єрі біля

Дніпропетровська зустрінуті форстеритвміщуючі кальцифіри та діопсидити, що також зараховані до гранулітового комплексу. В цьому ж кар'єрі нами вивчені окремі останці амфіболітів, які за наведеними далі мінеральним складом, структурно-текстурними ознаками є аналогічними породам славгородського та різко відмінними від амфіболітів аульського СФК.

Найкрупніші виходи суперкрустальних утворень славгородського СФК задокументовані в південно-західних уступах Рибальського кар'єра, де вони представлені декількома пластоподібними останцями потужністю від 2-3 м до 10 м (рис. 4.7). Інколи такі тіла мають яскраво виражену агматитову текстуру і можуть розглядатися як мігматити гнейсо-ендербітової формaciї.



Рис. 4.7. Пластоподібні останці кристалосланців і амфіболітів в південно-західних уступах Рибальського кар'єра.

Один із монолітних лінзоподібних останців задокументований в західній частині кар'єру. На сірому, світло-сірому фоні вміщуючих мігматитів він добре вирізняється за темно-сірим до чорного забарвленням. В стінці кар'єру

відслонюється його верхня частина, ширина якої складає близько 1,2 м (рис. 4.8). Останець облямовується практично суцільною смugoю пегматоїдного граніту завширшки 5-30 см, яка має поступові розпливчасті контакти зі вміщуючими мігматитами. Такі контактovі взаємовідношення характерні для більшості зустрінутих в межах кар'єру останців суперкрустальних утворень (рис. 4.3). Іноді на вивітрлій поверхні метаморфічних порід чітко проявляється сланцевата текстура, яка за напрямком не співпадає зі смугастістю мігматитів, що дає підставу в таких випадках ідентифікувати суперкрустальні релікти як ксеноліти.

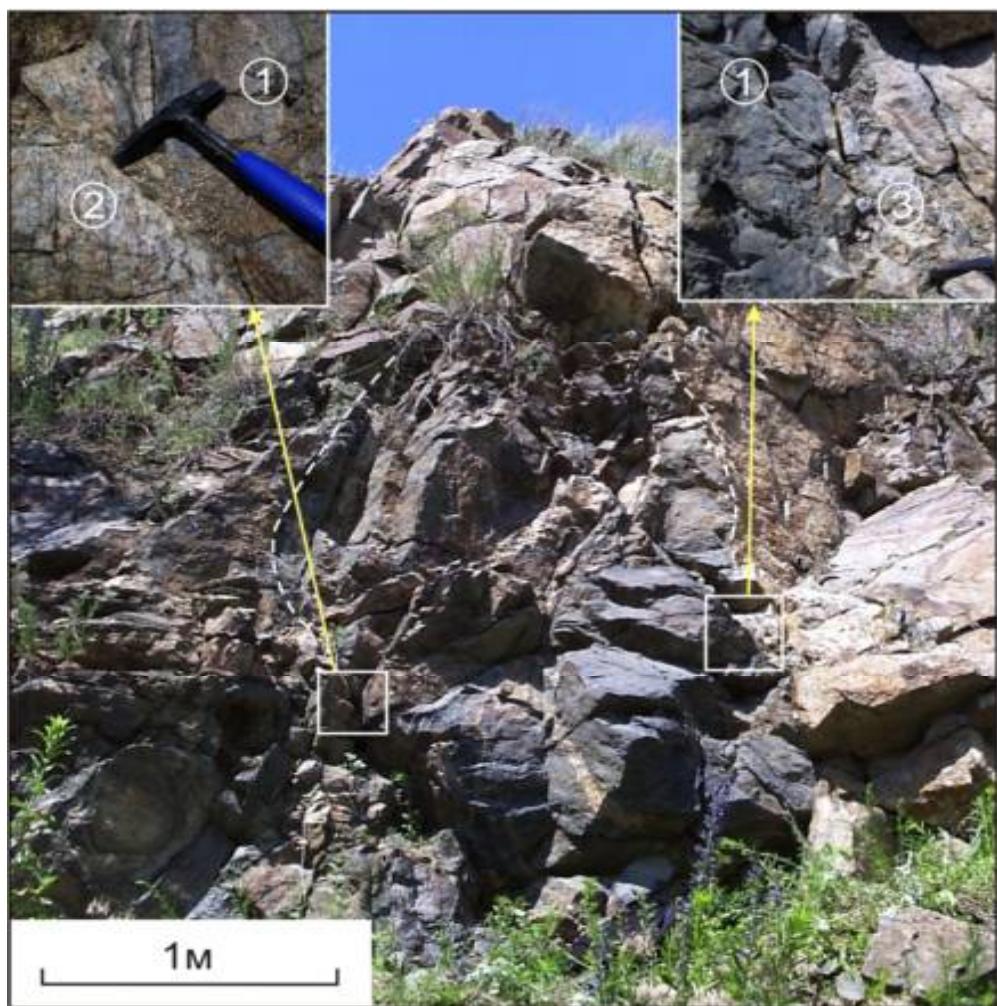


Рис. 4.8. Лінзоподібний останець піроксенових амфіболітів в кар'єрі Рибальський (південні околиці м. Дніпропетровськ, лівий берег Дніпра) 1 – амфіболіт; 2 – пегматоїдний граніт; 3 – смугастий пегматоїдний граніт.

Метаморфічні породи в Рибальському кар'єрі представлені кристалосланцями амфіболовими, амфібол-діопсидовими та амфіболітами, подекуди з біотитом. За зовнішнім виглядом, структурно-текстурними особливостями названі різновиди порід є ідентичними, тому макроскопічно вони важко розрізняються між собою. Це темно-сірі до чорних із зеленим відтінком дрібнозернисті, масивні або сланцеваті породи. Переходи між відмінами носять поступовий характер, внаслідок чого певний петрографічний різновид достовірно діагностується лише під мікроскопом. Головні породоутворюючі мінерали амфіболітів та кристалосланців – це плагіоклаз, амфібол, піроксен, біотит, іноді кварц. Під мікроскопом породи мають рівномірнодрібнозернисту нематогранобластову, гранобластову структуру, яка іноді нагадує мікрогаброву. Кристалосланці (рис. 4.9) характеризуються домінуванням плагіоклазу (40% і більше) та зростанням ролі діопсиду (до 30 %) на фоні зниження вмісту амфіболу, інколи до 5 %. Для амфіболітів вміст темноколірних мінералів загалом і амфіболу зокрема складає 50-70 %, плагіоклазу – 30-50%, піроксену (саліту) – 0-10 %. Біотит частіше трапляється в амфіболітах.



Рис. 4.9. Кристалосланці діопсидові з Рибальського кар'єру: 1 – плагіоклаз, 2 – піроксен, 3 – амфібол.. В шліфі збільшення 25. Ніколі -.

Плагіоклаз за складом відповідає олігоклаз-андезину – №28-35 (табл. 4.1) зі зміщенням більшості фігуративних точок в область андезину (рис. 4.2,а).

Форма зерен ізометрична, їх розмір складає 0,3-0,8 мм. Мінерал слабо серицитизований, подекуди окремі зерна гранульовані по краях.

Амфібол утворює виділення коротко-призматичної, шестикутної та ізометричної неправильної форми, серед яких видовжені індивіди можуть розміщуються невпорядковано або узгоджено з напрямком генеральної сланцюватості в породі. Мінерал плеохроює від зеленого з буруватим відтінком по Ng до світло-жовтого кольору по Nr; кут загасання дорівнює 18-23°. За хімічним складом амфібол класифікується як еденіт-паргасит (рис.4.2,б); знаходитьться в зростаннях із виділеннями піроксену; подекуди в крайових частинах зерен заміщується актинолітом.

Співвідношення *саліту* (табл. 4.5) з еденіт-паргаситом носять складний характер. Найчастіше амфібол розвивається в крайових зонах зерен клінопіроксену, в результаті чого контури першого набуваютьувігнутої форми півмісяця. Зазвичай саліт володіє типовою для нього ізометричною формою виділень з добре помітним ідіоморфізмом. Ймовірно має місце як заміщення клінопіроксену, так і його обростання еденіт-паргаситом. Мало розповсюджену є зворотна ситуація, коли по краях зерен амфіболу розвивається саліт. Безпосередні контакти між мінералами, як правило, різкі та чіткі, лише подекуди вони маркуються вузькою світло-зеленою реакційною смужкою. *Біотит* утворює правильні ідіоморфні луски коричневого кольору завдовжки до 2 мм.

Аналогічні кристалосланці задокументовані в покинутій кам'яній виробці північніше с. Діброво (рис. 4.10), яка розташована у 18 км на південь від Рибальського кар'єру. Вони виявлені у крупному смугоподібному останці суперкрустальніх порід завширшки 25 м серед мігматитів. Це темно-сірі, сірі, середньодрібнозернисті масивні та слабко сланцюваті амфіболові кристалосланці, в яких амфібол та плагіоклас присутні приблизно в рівних кількостях. Піроксен присутній в кількості не більше 1-2 %, Породи володіють нематогранобластовою і гранобластовою структурами.

Плагіоклас (20-60%) утворює полісинтетично здвійниковані зерна

ізометричної форми розміром до 1 мм. За складом він відповідає олігоклазандезину. Амфібол (до 50%) за складом відповідає еденіт-паргаситу. Спорадично трапляються зерна, що мають сині відтінки в забарвленні. Виділення мінералу найчастіше мають неправильну форму, іноді трапляються короткопризматичні та шестикутні кристали. Подекуди по амфіболу розвиваються дрібні луски біотиту. Піроксен представлений моноклінним різновидом – салітом. Дрібні зерна розміром до 0,1 мм мають ізометричну форму, світло-зелене забарвлення та найчастіше розташовуються в крайових частинах зерен рогової обманки. Подекуди рогова обманка облямовує зерна піроксену.

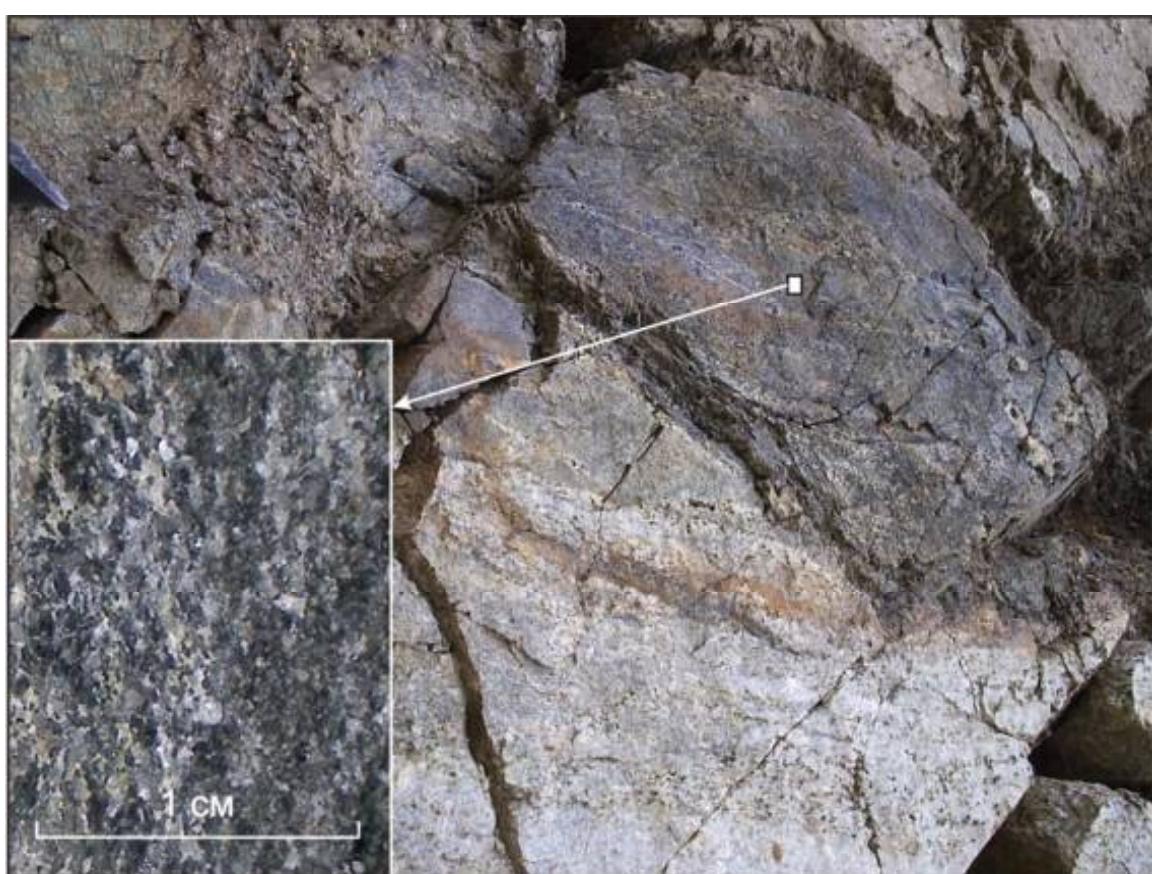


Рис. 4.10. Останець кристалосланців амфіболових в кар'єрі північніше с. Діброво.

Амфіболіти біотитові району 6. Башмачка (рис. 11). На правобережжі Дніпра раніше відмічалися у багатьох відслоненнях. Так, в процесі

геологозйомочних робіт масштабу 1:50000, виконаних під керівництвом О.А. Зайцева у 1958-63 рр., в районі б. Башмачка було описано чотири відслонення біотитових амфіболітів. Два з них тепер закриті ґрунтово-рослинним шаром, третє – до підйому рівня води в Дніпрі простягалось вздовж його правого берега. І тільки четверте збереглося як корінний брилоподібний

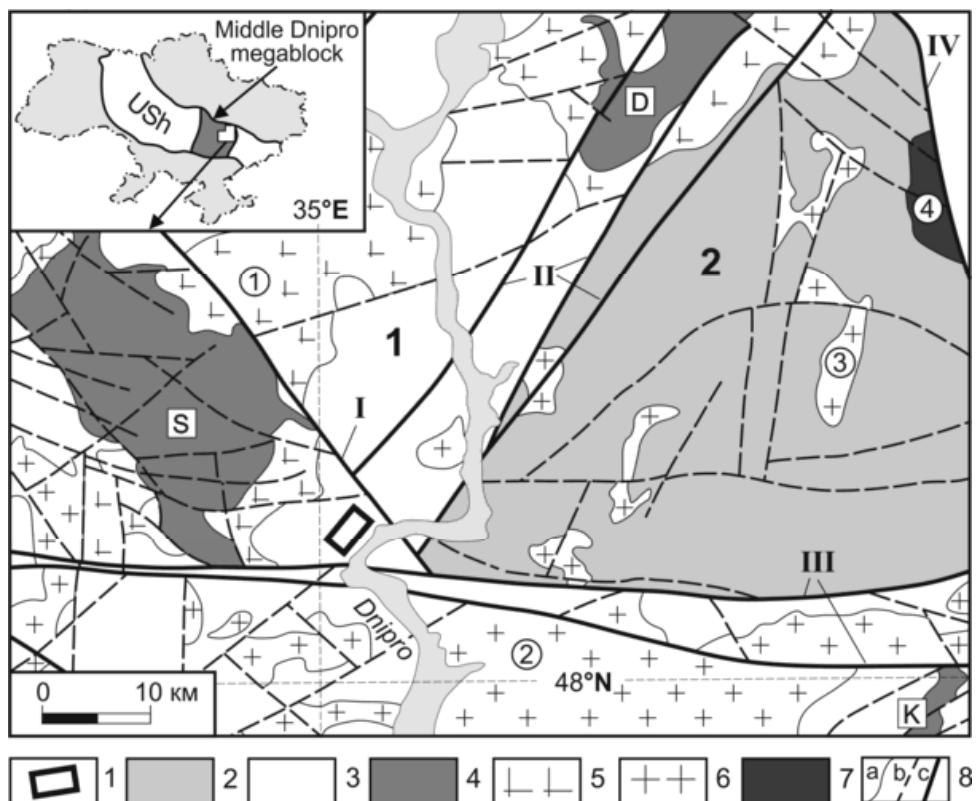


Рис. 4.11. Геолого-структурне положення району б. Башмачка: 1 – відслонення біотитових амфіболітів; 2 – славгородський комплекс; 3 – аульський комплекс; 4,5 – середньопридніпровський комплекс: 4 – конкська серія (S – Сурська, D – Дерезуватська, K – Конкська ЗКС); 5 – ТТГ асоціація (1 – Сурський масив); 6 – двопольовошпатові граніти (2 – Мокромосковський, 3 – Вишневецький масиви); 7 – лужні та нефелінові сіеніти (4 – Малотерсянський масив); 8а – геологічні граници, 8 – розломи: b – локальні, c – регіональні. Розломи (римські цифри): I – Дніпродзержинський, II – Дерезуватський, III – Девладівський, IV – Оріхово-Павлоградський. Геологічні блоки (арабські цифри): 1 – Дніпропетровський, 2 – Славгородський блоки.

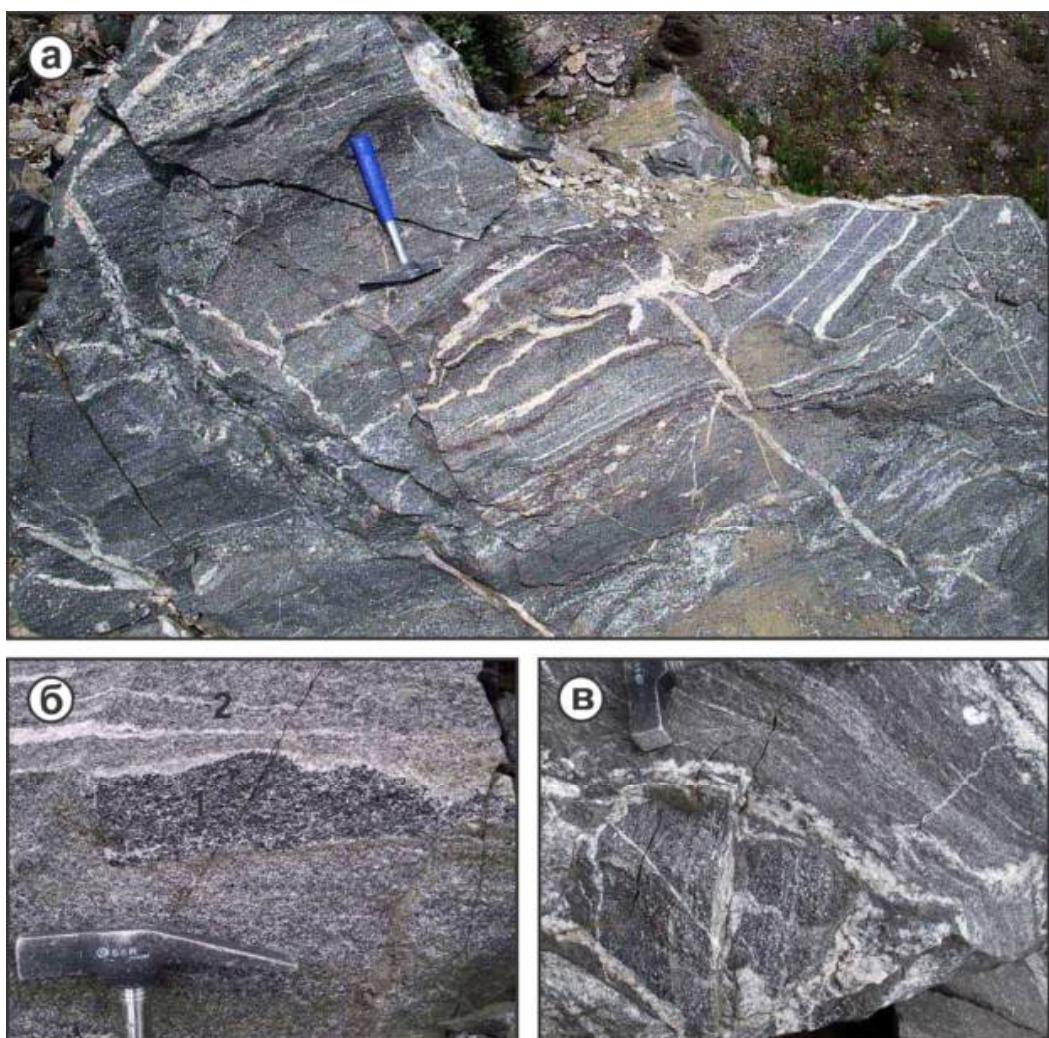


Рис. 4.12. Біотитові амфіболіти в гирлі б. Башмачка: а – загальний вигляд; б – клиноподібний ксеноліт (1) в мігматитах (2); в – агматитові мігматити.

виступ (рис. 4.12,а) розміром близько 5 м, що знаходиться у кам'яній виїмці біля старої пристані у гирлі Б. Башмачки ($48^{\circ}7'29,5''$ N, $35^{\circ}3'20''$ E). 50 років тому розріз амфіболітів тут розкривався на протязі близько 70 м. Амфіболіти простягаються за азимутом 150° і падають на південний захід під кутом 75° . У «полотні» виїмки у вигляді «вікон» (до 1 m^2) серед вивітрилих порід спостерігаються також корінні виходи плагіомігматитів аульського СФК, в яких виявлені дрібні ксеноліти (до перших десятків см) біотитових амфіболітів (рис. 4.12). Останні на сірому, світло-сірому фоні мігматитів добре виділяються за темно-сірим забарвленням, переважно середньозернистою структурою та масивною або слабкосланцеватою текстурою. Безпосередній контакт між

головним тілом (останцем) біотитових амфіболітів і мігматитами не розкритий у виїмці. Припускається його складна, криволінійна морфологія з поступовими переходами, як це можна спостерігати на окремих локальних ділянках відслонення. Кількість ксенолітів біотитових амфіболітів зростає поблизу контакту. За видовженням вони переважно узгоджуються з простяганням мігматитів і мають лінзо-, овало- або клиноподібну форму та розміри 20-50 см (рис. 4.12,б). Подекуди вони дезорієнтовані відносно смугастості мігматитів з утворенням агматитової текстури (рис. 4.12,в).

На рис. 4.12 добре видно, що біотитові амфіболіти пронизані гранітоїдними прожилками потужністю 0,5-5 см, серед яких умовно можна виділити ранню і пізню системи. Рання узгоджується зі звивистим структурним планом порід і надає їм мігматитоподібний вигляд, подекуди з утворенням птигматитової текстури. Пізня система практично під прямим кутом перетинає ранню і поступається їй за кількістю прожилків. Ділянки найбільшого насичення порід гранітоїдними прожилками (до 10 %) січуться пегматитовими жилами потужністю від 5 см до 1 м, в яких відмічаються біотитові «гнізда» розміром до 1-2 см. Власне біотитові амфіболіти характеризуються неясно вираженою смугастістю, яка створюється за рахунок її структурно-текстурної та мінералогічної неоднорідності. За структурними ознаками виділяються смуги від дрібно-до середньо- і, навіть, крупнозернистих різновидів, а за текстурними – від порід з чіткою директивною будовою за рахунок видовжених немат амфіболу до масивних порід з візуально однаковим ідіоморфізмом плагіоклазу і амфіболу. За співвідношенням салічних і фемічних мінералів смуги диференційовані від лейкократових різновидів з переважання плагіоклазу над амфіболом до “типових” амфіболітів з приблизно однаковим вмістом цих мінералів та меланократових порід – плагіоклазових амфібололітів. Зі зростанням лейкократовості порід зростає їх зернистість. Смуги завжди характеризуються плавними переходами між собою, а їхня ширина змінюється від перших см до 10 см.

Під мікроскопом амфіболіти біотитові це переважно середньозернисті породи з варіаціями від дрібно- до крупнозернистих габроподібних. Вони складаються з плагіоклазу (35-60%), амфіболу (30-60%), біотиту (5-8%) і незначної кількості кварцу та епідоту. Вміст темноколірних мінералів зменшується пропорційно зростанню зернистості порід. Серед акцесорних мінералів присутні апатит, сфен, зрідка діагностуються циркон і ортит. Породи характеризуються масивною текстурою та нематогранобластовою структурою, яка за ступенем ідіоморфізму амфіболу і плагіоклазу може діагностуватися як габрова.

Амфібол представлений короткопризматичними формами розміром від 0,5 мм до 5 мм з неправильними, звивистими краями (рис. 4.13). Мінерал плеохроює від темно-зеленого кольору з синім відтінком по Ng до жовто-зеленого по Nr. За хімічним складом (табл. 4.8) – це кальцієвий амфібол еденіт-паргаситової серії з розміщенням більшості фігуративних точок в області еденіту (рис. 4.14) з трендом в область рогової обманки. Відмічається певний зв'язок варіацій хімічного складу мінералу в залежності від структурно-текстурних особливостей породи. Так, близькі до рогової обманки амфіболи зазвичай виявляються в лейкократових крупнозернистих, а еденіт-паргасит – в найпоширеніших мезократових середньозернистих амфіболітах. За діаграмою розподілу $\text{Al}_{\text{IV}} - \text{Al}_{\text{VI}}$ (рис. 4.14,б) визначається утворення обох мінеральних різновидів переважно в умовах амфіболітової фації регионального метаморфізму з трендом складів еденіт-паргаситу в область гранулітів.

Плагіоклаз утворює полісинтетично здвійниковані зерна (2-4 мм) ізометричної, близької до округлої форми з нерівними краями (рис. 4.13). За хімічним складом (табл. 4.9) добре виділяється дві його генерації: олігоклаз-андезинова An_{28-32} та олігоклазова An_{17-22} . Можна припустити, що перша генерація перебуває в парагенезисі з амфіболами, а друга утворилася в процесі мігматизації. Аналогічний за складом олігоклаз відмічається у вміщуючих мігматитах.

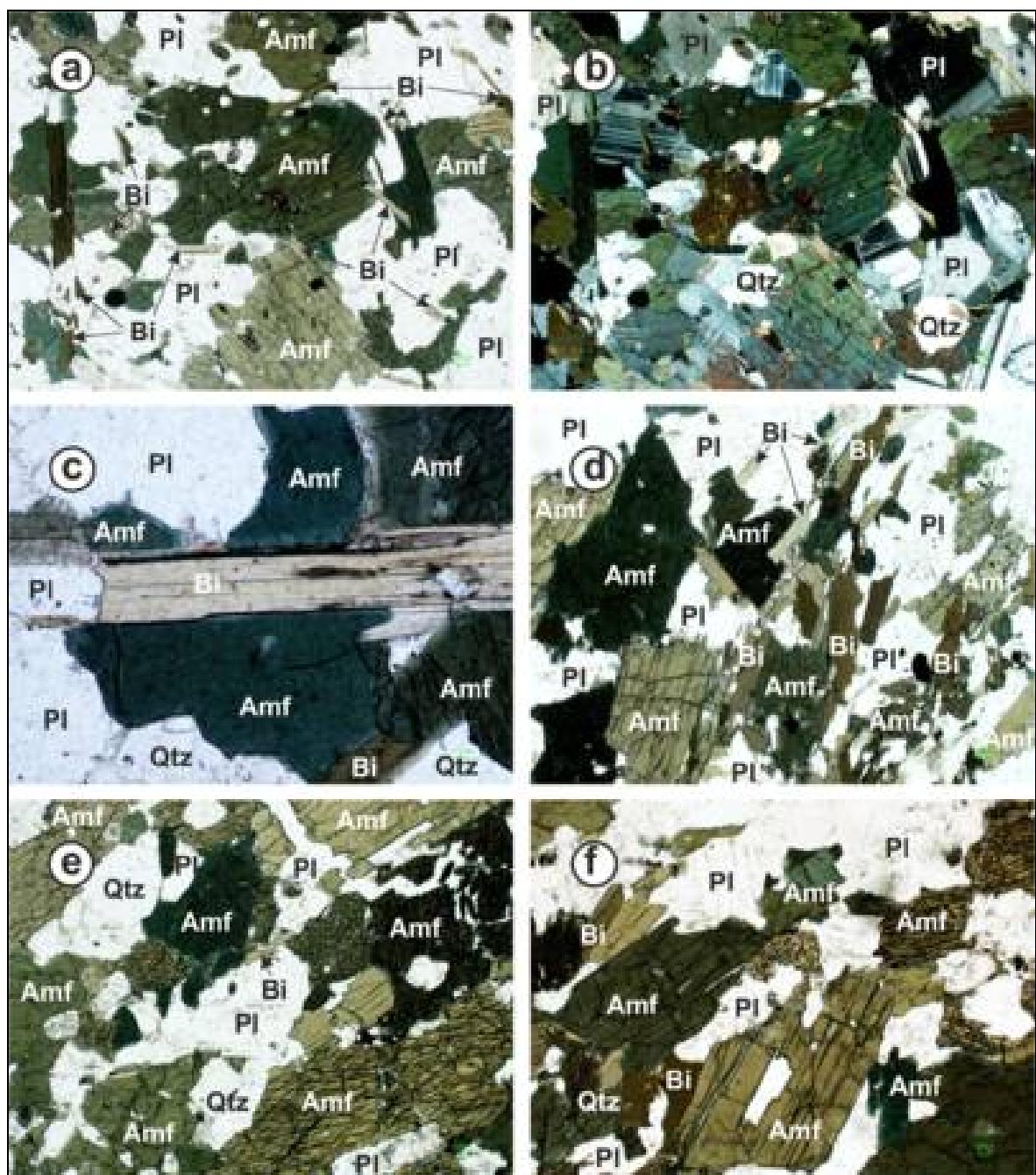


Рис. 4.13. Біотитові амфіболіти під мікроскопом: шліф 580/1: а – ніколі -; б – ніколі +; с – луска біотиту у лівій частині шліфа, ніколі -; д – шліф 580/2, ніколі -; е – шліф 581/1, ніколі -; ф – шліф 581/2, ніколі -.

Хімічний склад та формульні коефіцієнти амфіболів із біотитових амфіболітів.

Точка аналізу	181/6	181/9	181/12	581/7	581/9	581/5	581/12	581/14	181/3
Мінерал	Еденіт	Еденіт	Еденіт	Еденіт	Еденіт	Паргасит	Паргасит	Паргасит	Рогова обманка
SiO_2	45,33	46,49	48,09	46,01	47,39	44,31	44,18	44,27	49,08
TiO_2	0,69	0,27	0,39	0,25	0,48	0,74	0,68	0,64	0,23
Al_2O_3	10,23	10,15	8,51	11,39	12,63	12,11	11,1	11,65	8,44
FeO^*	16,24	15,32	14,77	14,76	13,56	15,32	16,59	16,14	14,08
MgO	11,75	12,31	13,35	12,05	10,98	11,55	11,2	11,81	13,42
MnO	0,15	0	0	0,15	0,01	0,16	0,13	0,06	0
CaO	11,9	12,38	12,33	11,85	10,68	11,54	12,3	11,52	12,35
Na_2O	2,5	2,21	1,93	2,33	2,99	2,77	2,56	2,6	1,77
K_2O	1,21	0,87	0,62	1,23	1,29	1,51	1,26	1,3	0,61
Сума	100	100	99,99	100,02	100,01	100,01	100	99,99	99,98
Si	6,61	6,73	6,90	6,64	6,78	6,45	6,49	6,42	7,01
Al^{IV}	1,39	1,27	1,10	1,36	1,22	1,55	1,51	1,58	0,99
Al^{VI}	0,37	0,46	0,33	0,58	0,91	0,53	0,42	0,41	0,43
Ti	0,08	0,03	0,04	0,03	0,05	0,08	0,08	0,07	0,02
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,22	0,13	0,25	0,18	0,00	0,20	0,10	0,48	0,12
Mn	1,77	1,72	1,52	1,60	1,62	1,67	1,94	1,48	1,56
Mg	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00
Ca	1,86	1,92	1,89	1,83	1,64	1,80	1,94	1,79	1,89
Na	0,71	0,62	0,54	0,65	0,83	0,78	0,73	0,73	0,49
K	0,23	0,16	0,11	0,23	0,24	0,28	0,24	0,24	0,11

Біотит представлений видовженими лусками до 2 мм з коефіцієнтом видовження 4-6, які практично завжди мають «січне» положення по відношенню до зерен амфіболу (рис. 4.13а). Відмічається добре виражений плеохроїзм від коричневого кольору з зеленим відтінком по Ng до світлового по Nr. На класифікаційній діаграмі фігуративні точки мінералу розташовані вздовж лінії розділу біотитів і флогопітів (рис. 4.15). Вміст флогопітового міналу складає 50-58.

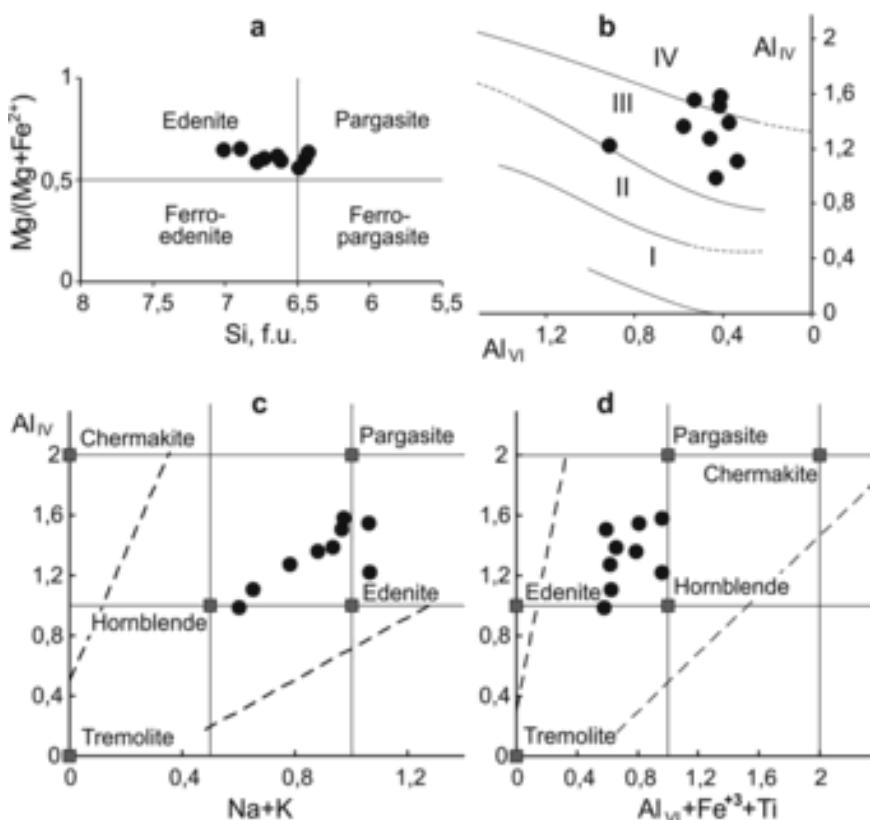


Рис. 4.14. Положення фігуративних точок хімічних складів амфіболів на діаграмах: а – класифікація кальцієвих амфіболів за умов $C_{AB} \geq 1,5$, $(Na+K)_A \geq 0,5$, $Ti \leq 0,5$ (Leake et al., 1997); б – фації метаморфізму за розподілом Al_{IV} – Al_{VI} (В.В. Закруткин, 1968): I – зеленосланцева, II – епідот-амфіболітова, III – амфіболітова, IV – гранулітова; в і д – варіації хімічного складу кальцієвих амфіболів (У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж.Зусман, 1963)

Таблиця 4.9

Хімічний та мінальний склад плагіоклазів із біотитових амфіболітів

Точка аналізу	181/1	181/5	181/10	181/13	581/1	581/6	581/11	581/13
SiO ₂	60,16	60,20	59,14	62,30	61,26	59,58	59,22	58,97
TiO ₂	0,08	0,00	0,09	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,86	24,46	24,93	22,76	22,79	24,53	24,21	24,34
FeO*	0,00	0,14	0,00	0,00	0,19	0,00	0,08	0,06
CaO	6,83	6,86	6,68	4,73	5,18	7,00	6,72	7,03
Na ₂ O	8,01	8,13	9,15	10,22	10,24	8,71	9,54	9,32
K ₂ O	0,06	0,21	0,00	0,00	0,18	0,18	0,22	0,28
Сума	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
An	0,32	0,31	0,29	0,20	0,22	0,30	0,28	0,29
Ab	0,68	0,67	0,71	0,80	0,77	0,69	0,71	0,70
Kfs	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01

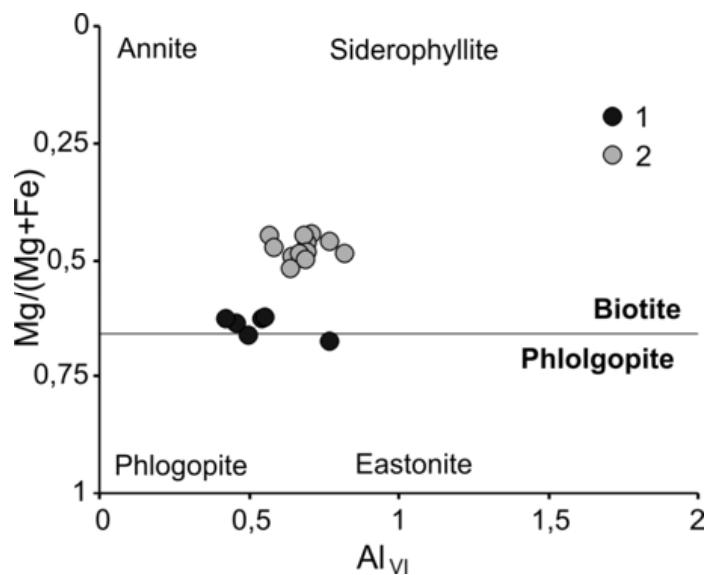


Рис. 4.15. Положення фігуративних точок хімічних складів слюд району б. Башмачка із біотитових амфіболітів (1) і мігматитів (2) на класифікаційній діаграмі Al_{VI} – Mg/Mg+Fe.

Кварц присутній у вигляді невеликих (до 0,3 мм) округлих включень у плагіоклазі та амфіболі. Епідот утворює агрегати неправильної форми розміром до 0,3 мм. Іноді в середині виділення епідоту може знаходитись дрібний кристал ортиту ізометричної форми. Апатит представлений скупченнями 0,3-0,5 мм округлих та овальних зерен розміром близько 0,1 мм або окремими кристалами розміром до 0,5 мм.

4.1.2 Ендербіти.

Плutoно-метаморфічна гнейсо-ендербітова формація в складі славгородського СФК різко переважає над суперкрустальними породами. Склад формації визначається асоціацією ендербітів, кварцових діоритів, плагіогранітів, часто гнейсоподібних, плагіомігматитів [45, 152]. Ці гранітоїди характеризуються низькою щільністю (2,68-2,70 г/см³) та мінливою магнітністю від 300 до 12000 χ ($4\pi \times 10^{-6}$ од СІ), тому над ними спостерігаються низькі за значеннями поля сили тяжіння і мозаїчні магнітні поля інтенсивністю до 1500 нТл. За їхнім характером вони подібні таким, що створюються породами суперкрустальної формації.

В межах Славгородської брили відмічається деяка закономірність щодо розповсюдження головних породних членів гнейсо-ендербітової формaciї. Ендербіти достовірно діагностовані за даними робіт Б.З. Берзеніна [18] та О.Б. Боброва [32, 43, 44] лише в центральній частині Славгородської брили, в межах Новоолександрівської купольної структури. В тісній асоціації з ними перебувають кварцові діорити і плагіограніти. В периферійних частинах брили поряд з кварцовими діоритами домінуючого поширення набувають мігматити та гнейсоподібні плагіограніти.

Погоджуючись із висновками Б.З. Берзеніна [18], можна припустити, що зазначені утворення перебувають в генетичному зв'язку з гіперстеновою гнейсово-кристалосланцевою формациєю, утворюючи наступний плутоно-ультраметаморфічний ряд: піроксенвмісні кристалосланці і амфіболіти \Rightarrow ендербіти \Rightarrow кварцові діорити \Rightarrow тоналіти \Rightarrow плагіограніти. Мігматити займають невизначене місце в цьому ряду. Не виключено, що вони разом із трьома останніми членами ряду пов'язані з більш пізнім етапом ультраметаморфізму та відносяться до аульського СФК. Утворення славгородського комплексу при цьому можуть виступати в ролі реліктового діафторованого субстрату. Ймовірно, така геологічна ситуація спостерігається в Рибальському кар'єрі, де суперкрустальні останці складені породами гіперстенової гнейсово-кристалосланцевої формациї, а ультраметаморфіти представлені мінеральними та структурними різновидами гранітоїдів, типовими для аульського СФК. Так, в стінках кар'єра відслонюються мігматити смугастої й агматитової текстур (рис. 4.16) та переходні між ними різновиди. Палеосома агматитів представлена піроксенвмісними кристалосланцями й амфіболітами (1), які складають непереміщені кутасті брилоподібні „уламки” розміром в середньому близько 30 см. Гранітний матеріал (неосома), що їх розмежовує – це дрібнозернисті гнейсоподібні плагіограніти (2) та мікроклін-плагіоклазові апліт-пегматоїдні граніти (3). У випадку, коли зростає валовий обсяг неосоми в породі, „уламки” амфіболітів зазнають переміщення та переорієнтації в просторі, вони ніби плавають в гранітоїдному матриксі. Такий споріднений із

агматитами тип текстур часто ідентифікується як брилевий. Смугасті різновиди мігматитів є аналогічними таким в складі аульського СФК, при описі якого й будуть охарактеризовані.



Рис. 4.16. Відслонення агматитів славгородського СФК в Рибальському кар'єрі.

Ендербіти – це породи темно-сірого кольору, масивні, середньо- до крупнозернистих, головні породоутворюючі мінерали яких представлені плагіоклазом, моноклінним та ромбічним піроксенами, амфіболом, біотитом, кварцом (рис. 4.17). Серед другорядних та акцесорних – мусковіт, хлорит, карбонат, епіidot, магнетит, ільменіт, апатит. Темноколірні мінерали загалом характеризуються рівномірним розподілом у породі та представлені окремими виділеннями або ізометричними і видовженими скupченнями розміром до 1 см, які складаються із дрібніших зерен різних мінералів.

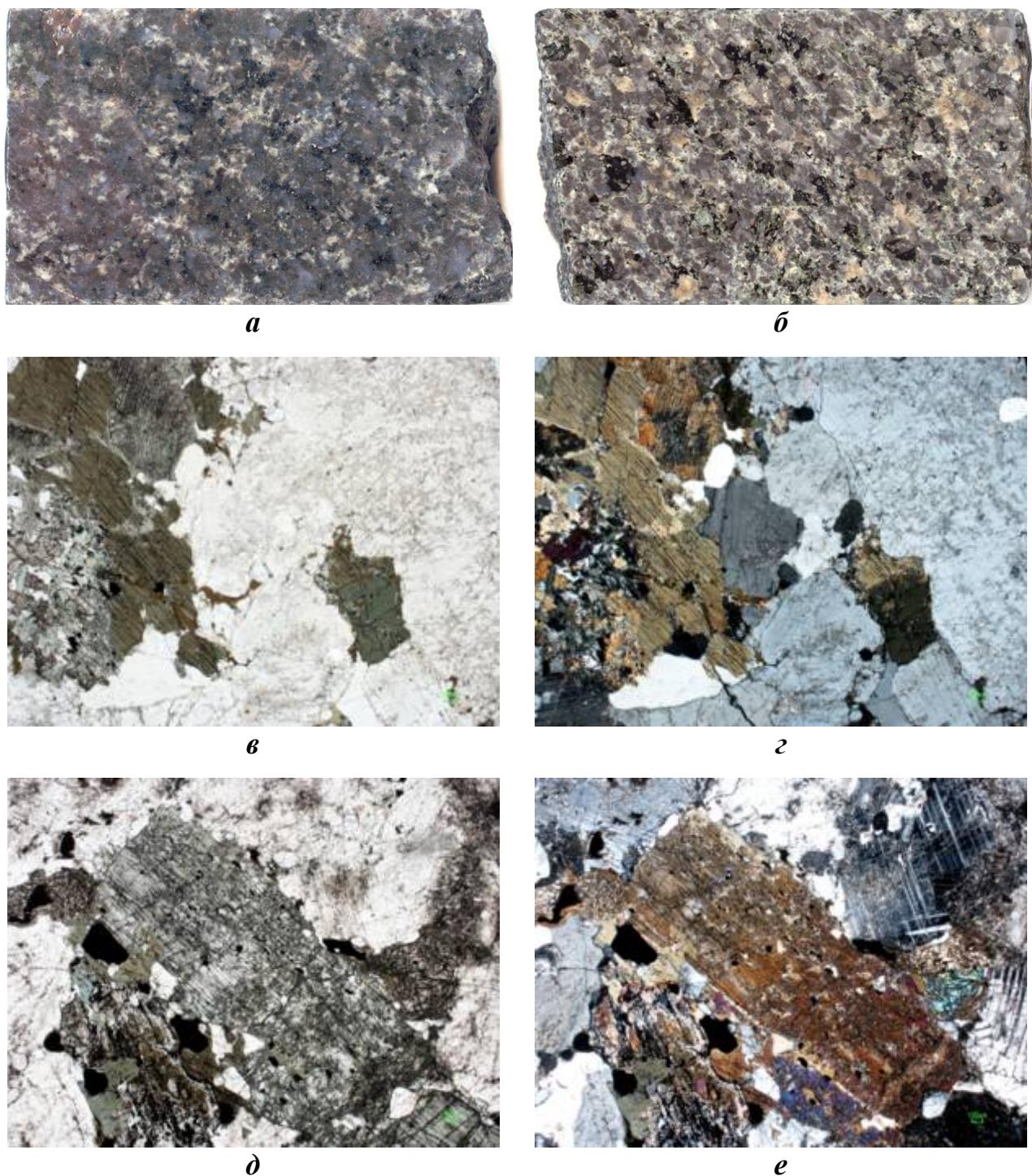


Рис. 4.17. Ендербіти у зразках (*a*, *b*) та під мікроскопом (*в-е*): *а* – з голубим кварцом (св. 2, гл. 240,9 м); *б* – з димчастим кварцом і мікрокліном (св. 1, гл. 188,0 м); *в*, *г* – псевдоморфно заміщений піроксен, який окаймляється еденітом (св. 1, гл. 213,1 м); *д*, *е* – «кородоване» зерно гіперстену (св. 5, гл. 86,0 м). Зразки – керн діаметром 76 мм; збільшення у шліфах 20; *в*, *д* – ніколі -; *г*, *е* – ніколі +.

Плагіоклаз (70-80 %) утворює зерна таблитчастої форми розміром 2-4 мм до 8 мм. Містить багато антипертитових вростків переважно прямокутної форми, хоча окремих видіlenь К-шпату не спостерігається. Плагіоклаз в ендербітах має альбіт-олігоклазовий склад з варіаціями його номерів в інтервалі 3-30 (рис.4.2,а). Відмічається також наявність ортоклазового міналу до 11, завдяки чому окремі зерна класифікуються як анортоклаз.

Піроксен (3-5 %) приблизно в рівних кількостях представлений ромбічною та моноклінною відмінами (табл 4.4, 4.5). Ортопіроксен плеохроює від блідо-зеленого по Ng до рожевуватого по Nr, загасання пряме. Він утворює ізометричні зерна з округлими краями розміром 2-3 мм. Характерною петрографічною ознакою є його інтенсивні вторинні зміни та повні ізоморфні заміщення амфіболом, карбонатом, а в крайових частинах зерен – тальком та магнетитом. В межах деяких зерен відмічаються ділянки розвитку серпентину. За хімічним складом реліктові зерна ортопіроксену діагностується як гіперстен (рис. 4.2,в). Клінопіроксен представлений салітом. Він має „свіжий” вигляд, світло-зелений колір та ізометричну форму з неправильними кристалографічними обмеженнями; кут загасання для них становить 40-50°. Розмір виділень саліту складає 1-2 мм.

Амфібол (2-3 %) представлений двома генераціями. Найбільш поширений різновид – це еденіт (табл. 4.2, рис. 4.2), що утворює видовжено-призматичні виділення розміром до 2 мм. В крайових частинах зерен відмічається утворення вузької кайми більш світлого забарвлення – актиноліту, який подекуди цілком заміщує еденіт. Друга генерація амфіболу розвивається по окремим зернам піроксену в напрямку до їх центральних частин та з різною інтенсивністю: від кайми до повного заміщення. При цьому процес заміщення піроксену амфіболом часто супроводжується утворенням окремих дрібних зерен магнетиту та їх скupчень. За світло-зеленим жовтуватим забарвленням амфібол другої генерації наближається до актиноліту, проте за хімічним складом (табл. 4.3) він визначається як магнезіальна рогова обманка (рис. 4.2,б).

Біотит (2-3%) подібно такому у кристалосланцях утворює щонайменше дві генерації, які також контролюються вмістом у них титану. Перша – це добре оформлені луски коричневого кольору розміром до 2 мм і вмістом TiO_2 3-6 %. Присутні симплектитові зростання з кварцом, які є типовими для чарнокітіїдів. Іноді відмічаються заміщення біотиту хлоритом. Друга генерація зазвичай представлена безформними дрібними лусками поблизу виділень першої генерації. Вміст оксиду титану складає 1-2 %, а в окремих зернах й зовсім не зафікований. Фігуративні точки хімічних складів біотитів цієї генерації на класифікаційній діаграмі (рис. 4.5,а) розташовані в зоні розділу біотит-флогопіт.

Вміст *кварцу* в породі становить 5-15 %. Він представлений двома генераціями, головна із яких – це неправильні, часто ізометричні зерна з округлими контурами, іноді виділення близької до трикутної або прямокутної форми розміром 2-3 мм. окремі сполучені ксеноморфні виділення ніби цементують таблитчасті зерна плагіоклазу. Друга генерація кварцу утворює симплектитові зростки серед скupченъ темноколірних мінералів та магнетиту і має розмір зерен 0,1-0,3 мм.

Для плутоно-метаморфічних порід гнейсо-ендербітової формації характерна повсюдна мікроклінізація з деякими коливаннями інтенсивності по площі та в залежності від порід, на які вона накладається. Так, для ендербітів типовим є формування антипертитів, для кварцових діоритів, тоналітів, плагіогранітів – утворення окремих метасоматичних дрібних зерен та порфіробластичних виділень мікрокліну.

Висновки. Утворення гранулітового комплексу окрім типового району свого поширення – тектонічно обмеженої Славгородської брили – виявлені південно-західніше від неї у низці фрагментів інших брил. По обидва береги Дніпра в районі сс. Башмачка, Ясинувате, Діброво, у Рибальському кар'єрі тощо задокументовані типові для розрізу цього комплексу двопіроксенові та піроксенівмісні кристалосланці та амфіболіти.

4.2 Аульський плагіограніт-амфіболітовий комплекс

Стратиграфічним еквівалентом метаморфічних формацій в складі комплексу виступає базавлуцька товща аульської серії, яку А.О. Сівороною та ін. у 1989 р. пропонували розчленувати на верхню петрівську (кристалосланцево-гнейсову) та нижню слов'янську (кристалосланцево-амфіболітову) світи. Проте аналогічний породний склад, спільні риси будови для обох підрозділів, наскрізна закономірна зміна породних парагенезисів, відсутність чіткої границі між ними не дають змоги достовірно ідентифікувати ці підрозділи у відслоненнях і керну свердловин. Томаківська товща ймовірно також відноситься до аульського комплексу. Слід зазначити, що для цього підрозділу не виділяється формаційний еквівалент в загальній схемі СПК. Більше того, стратиграфічне та вікове положення томаківської товщини залишається проблематичним, тому існування цього підрозділу ставиться під сумнів, в тому числі автором С.І. Переверзевим [246, 245]. Плутоно-метаморфічні та плутонічна формації об'єднуються у складі дніпропетровського комплексу.

За результатами проведених нами досліджень з'ясовано, що перехід між метаморфічними та плутоно-метаморфічними формаціями потребує виділення проміжного метаморфічно-ультраметаморфічного формаційного класу [324]. В табл. 4.10 відображені кореляційні співвідношення авторської формаційної схеми з розробленими раніше.

Головний район поширення суперкрустальних утворень кристалосланцево-гнейсової і кристалосланцево-амфіболітової формацій – це басейни р. Базавлук і його правого притоку р. Базавлучком. Окрім цього, вони вивчені та закартовані [145] в басейні р. Саксагань, східніше Конкської, в облямуванні Сурської [67, 317] та Білозерської ЗКС [182]. Раніше, до затоплення берегів Дніпра водами Дніпродзержинського водосховища, стратотип суперкрустального розрізу, що тепер відноситься до аульської серії, знаходився біля с. Аули, де вперше його описав у 1948 р. М.П. Семененко.

Метаморфічні породи у складі формацій представлені доволі простою парагенетичною асоціацією: амфіболіти, кристалосланці та плагіогнейси. Їх кількісні співвідношення в складі суперкрустальних формацій показані в табл. 4.11. Ці головні породні члени утворюють дво- та трикомпонентні породні парагенетичні сполучення, що ритмічно чергуються в розрізі. Вперше така структурно-речовинна внутрішня упорядкованість стратифікованих утворень була детально задокументована групою науковців Львівського університету під керівництвом А.О. Сівороноva (1972, 1981, 1989). Створений цими авторами розріз [205] прийнятий в якості базового в процесі дисертаційних досліджень.

Таблиця 4.11

Кількісні співвідношення* головних видів порід кристалосланцево-гнейсової та кристалосланцево-амфіболітової формацій

Назва формації	Амфіболіти	Кристалосланці	Плагіогнейси*
Кристалосланцево-гнейсова формація	15	40	45
Кристалосланцево-амфіболітова формація	80	15	<5

*Примітка. В таблиці наведений сумарний вміст суперкрустальних та ультраметаморфічних (коінцидентних) плагіогнейсів.

Таблиця 4.10

Кореляція схем формаційного розчленування аульського комплексу різних років.

1972 р., А.М. Лисак, А.О. Сівороно [205]		1981 р., А.О. Сівороно та ін.	1989 р., А.О. Сівороно, В.Д. Колій, Г.М. Яценко та ін.	2006 р., авторська схема [324, 343]	
Метаморфічна гнейсо-амфіболітова формація	Верхня амфіболітова товща	Метаморфічні (суперкустальні) формації	Верхня кристалосланцево- амфіболітова формація	Кристалосланцево- амфіболітовий формаційний ряд	Метаморфічна (суперкустальна) кристалосланцево-амфіболітова формація
	Середня кристалосланцево- амфіболітова товща		Нижня кристалосланцево- гнейсова формація		Метаморфічно-ультраметаморфічна кристалосланцево-гнейсова формація
	Нижня гнейсо- амфіболітова товща				
Ультраметаморфічні та плутонічні формації біотитових і біотит-роговообманкових граніто-гнейсів і плагіограніто-гнейсів		Плутоно- метаморфічні (ультраметаморфічні) формації	Гнейсо-діорит- плагіогранітова формації	Плутоно-метаморфічні (ультраметаморфічні) формації граніт-плагіогранітових і діорит-плагіогранітових мігматитів	
			Гнейсо-граніт- плагіогранітова формація	Плутонічні формації	Плагіогранітова формація
		Плутонічна плагіогранітова формація			Формація апліт-пегматоїдних гранітів

Згідно з Петрографічним кодексом України та робіт [151, 155, 159, 216, 343 та ін.] і дисертації використовується нижче наведена термінологія метаморфічних порід аульського СФК. Амфіболіти – це породи основного складу, які складаються з амфіболу (більш як на 50 %) і основного плагіоклазу, володіють масивною, сланцеватою текстурою, нематогранобластовою структурою та метаморфізовані в амфіболітовій, рідше епіот-амфіболітової фазії. Кристалосланці представлені породами амфіболітової (та гранулітової) фазії метаморфізму, складаються з кольорових мінералів, плагіоклазу та кварцу й за хімічним складом належать до групи середніх порід. Плагіогнейси за мінеральним і хімічним складом є ідентичними плагіоклазовим гранітоїдам (гранодіоритам, тоналітам, плагіогранітам). Ідентифікація глибокометаморфізованих первинно осадових порід, які серед вивчених утворень мають різко підлегле поширення, базується на класифікації А.А. Маракушева. Виділені в ній основні гнейси, що обмежені інтервалом вмісту SiO_2 52-60 %, розглядаються як кристалосланці.

За даними геохронологічного датування [307, 278] первинне накопичення базавлуцької товщі відбувалося на межі палеархею і мезоархею 3 230-3 180 млн. років тому. Після цього породи товщі зазнали впливу щонайменше п'яти етапів тектоно-термальних перетворень: 3,18 млрд. років тому (ймовірно, початкові фази метаморфізму); 3,12 млрд. років тому (вкорінення інтрузивних тіл тоналітів); 3,08 млрд. років (метаморфізм амфіболітової фазії та мігматизація); 3,01 млрд. років тому (вкорінення плагіогранітоїдів плутонічної формaciї); 2,97 млрд. років тому (інтрузивний магматизм післязеленокам'яних плагіогранітоїдів).

4.2.1 Амфіболіти.

Амфіболіти відіграють головну роль у складі суперкрустальних формаций. Головний обсяг досліджень був зосереджений в межах Новоіванівської ділянки (рис. 4.18), що знаходиться в басейні рр. Базавлук-Базавлучок в районі сс. Новоіванівка, Тарасо-Григорівка, Петропавлівка, яка вперше була виділена

М.П. Семененком [283]. Дрібнозернисті тонкосмугасті амфіболіти Шолохівської ділянки [331], про що йшлося в розділі 3, відносяться до зеленокамяного комплексу, тому їх мінералого-petрографічний опис буде наведено в наступному підрозділі 4.3.

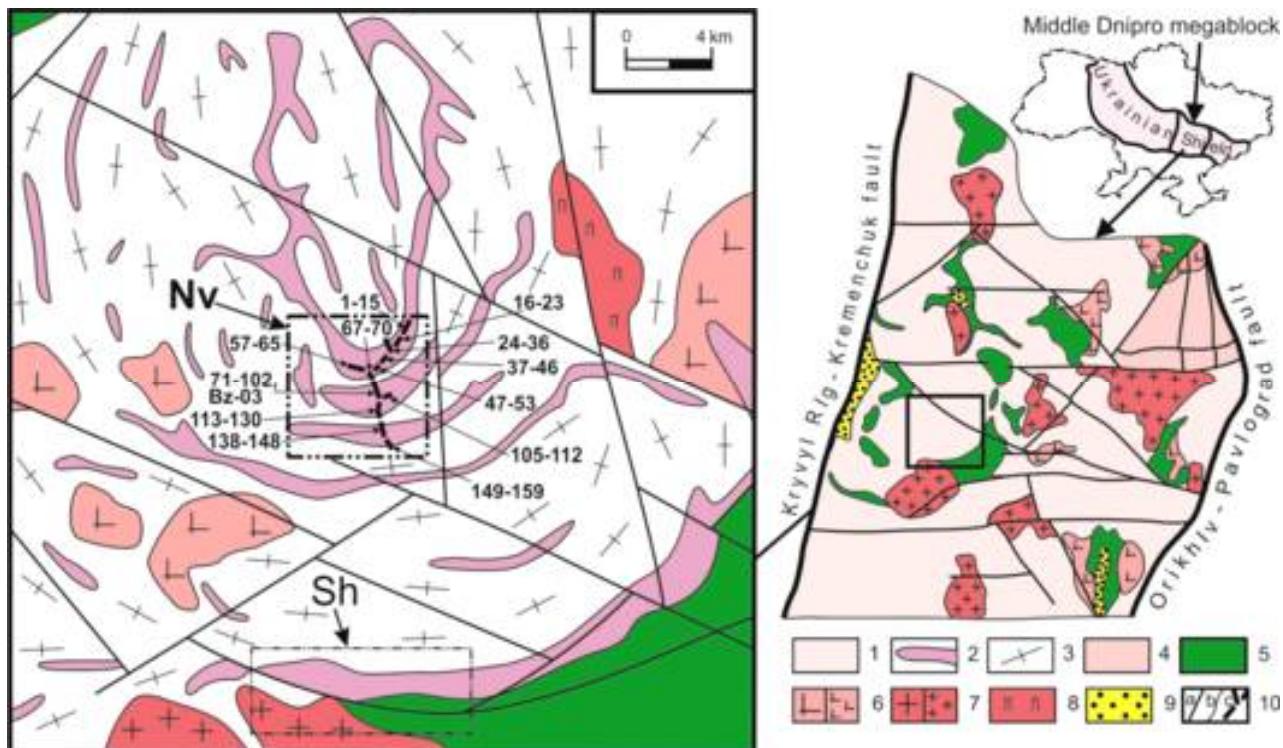


Рис. 4.18. Геологічна карта району Новоіванівської ділянки (Nv): 1 – аульський СФК (на схемі СПК), 2 – останці аульської серії (амфіболіти, кристалосланці, плагіогнейси), 3 – мігматити 4 – славгородський СФК (на схемі СПК), 5 – зеленокам'яні утворення, 6 – ТТГ асоціації, 7 – двопольовошпатові граніти, 8 – пегматити, 9 – криворізько-білозерський СФК, 10а – геологічні граници, 10б – розломи, 10с – лінії геологічних маршрутів (стрілками показано положення проб з 1 по 159 і Bz-03), Sh – Шолохівська ділянка.

Амфіболіти – це сірі, темно-сірі до чорних із зеленуватим відтінком породи масивної або сланцеватої текстури, середньодрібно- або середньозернистої, інколи порфіробластичної структури (рис. 4.19, рис. 4.20). У відслоненнях вони мають грубошарувату будову та утворюють плитчасту, щебенисту або дрібнобрілову відокремленість. За структурно-текстурними ознаками добре

впізнаються в розрізах два головні петротипи амфіболітів: а) однорідні середньодрібнозернисті (рис. 4.19,а); б) порфіробластичні (рис. 4.19,б). На жаль, морфологія утворюваних ними геологічних тіл і контактові взаємовідношення внаслідок недостатньої відслоненості залишаються нез'ясованими.



Рис. 4.19. Фрагмент відслонень амфіболітів Новоіванівської ділянки (басейн рр. Базавлук-Базавлучок) [283] і головні петрографічні типи амфіболітів: а – однорідні середньодрібнозернисті (зр. 57), фото шліфа без аналізатора; б – порфіробластичні середньозернисті (зр. 94), фото шліфа в схрещених ніколях.

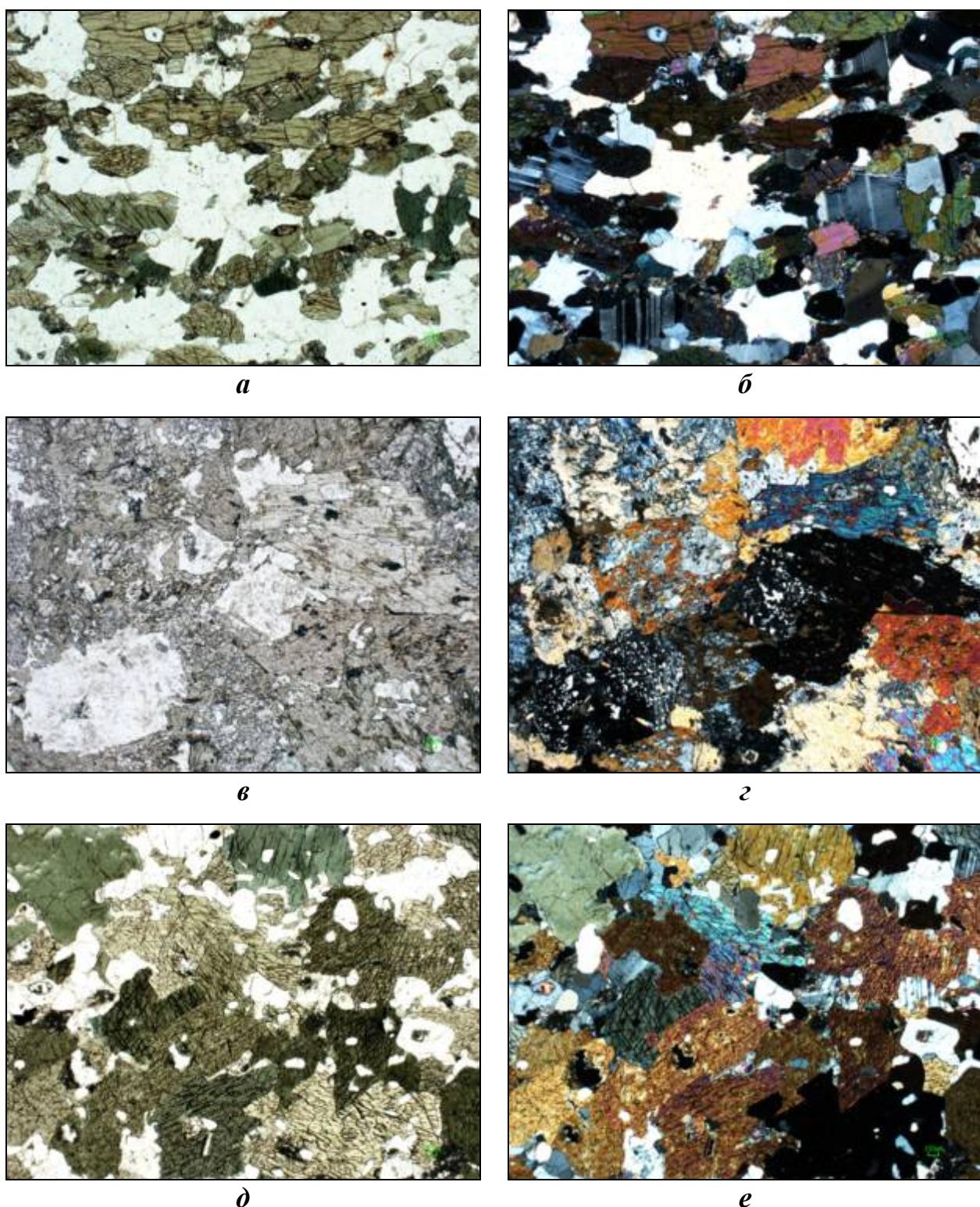


Рис. 4.20. Амфіболіти аульської серії в шліфах: *a, б* – однорідні середньодрібнозернисті (зр. 35); *в, г* – з реліктовими фенокристалами плагіоклазу (зр. 91); *д, е* – середньозернисті, інколи порфіробластичні.

Амфіболіти однорідні середньодрібнозернисті (рис. 4.19,а) – це слабосланцюваті та масивні породи однорідної середньодрібнозернистої

нематобластової структури з деякими варіаціями вмісту породоутворювальних мінералів, %: амфібол – 50–80, плагіоклаз – 10–40, кварц – 1–5, епідот – 1–5, біотит – 0–5, гранат – 0–3. Амфібол представлений кальцієвими різновидами (табл. 4.12), фігуративні точки хімічного складу яких утворюють компактне скупчення на межі областей еденіту та паргаситу, збагачених залізом (рис. 21,а). Іноді по краях зерен еденіт-паргасит заміщується актинолітом, а також дрібними лусками біотиту і хлориту вздовж тріщин спайності. Форма зерен переважно видовжена (1–5 мм) неправильна; поширеними є також добре сформовані кристали призматичної форми з чіткими бічними гранями та зазубреними краями. В поперечних перетинах вони мають ізометричну, іноді шестикутну або ромбоїдну форму з чіткими лініями спайності. Еденіт-паргасит може містити включення кварцу.

Таблиця 4.12.

Середній хімічний склад та формульні коефіцієнти амфіболів із амфіболітів аульського комплексу

Номер проби	61	157	61	157
Мінерал	Еденіт-паргасит	Актиноліт	Амфібол (рогова обманка)	
SiO ₂	45,40	44,41	54,14	50,37
TiO ₂	0,60	0,59	0,00	0,14
Al ₂ O ₃	12,30	12,42	4,19	7,19
FeO*	15,43	17,85	10,35	15,08
MgO	11,04	9,67	17,23	13,09
MnO	0,16	0,00	0,02	0,00
CaO	11,77	12,57	11,77	12,54
Na ₂ O	2,46	2,17	2,06	1,45
K ₂ O	0,83	0,34	0,23	0,15
Si	6,57	6,50	7,53	7,19
Al ^{IV}	1,43	1,50	0,47	0,81
Al ^{VI}	0,67	0,64	0,22	0,40
Ti	0,07	0,06	0,00	0,02
Fe ³⁺	0,15	0,11	0,14	0,12
Fe ²⁺	1,72	2,07	1,06	1,68
Mn	0,02	0,00	0,00	0,00
Mg	2,38	2,11	3,57	2,79
Ca	1,82	1,97	1,75	1,92
Na	0,69	0,61	0,56	0,40
K	0,15	0,06	0,04	0,03
n	5	4	2	1

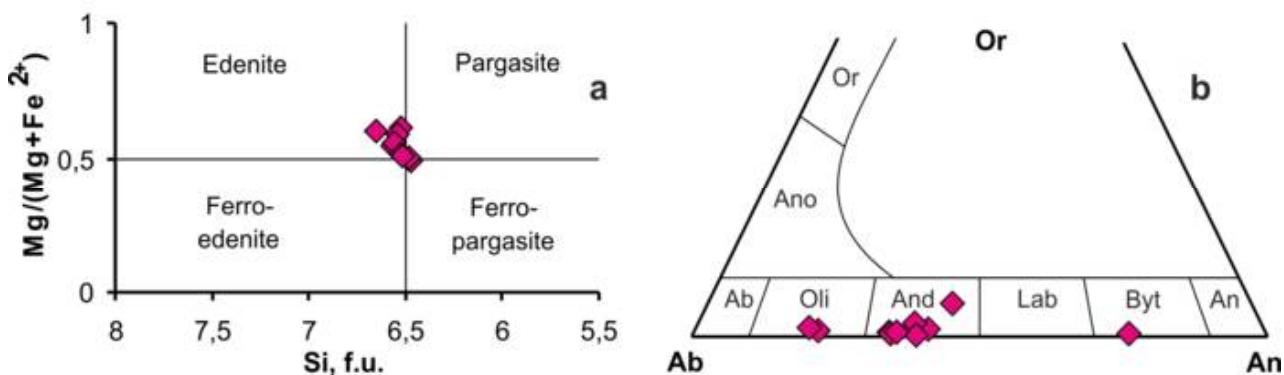


Рис. 4.21. Положення амфіболів і плагіоклазів із амфіболітів аульської серії на класифікаційних діаграмах: *a* – для амфіболів, які задовольняють умови $CAB \geq 1,5$, $(Na + K)A < 0,5$, $Ti < 0,5$ (Leake et al., 1997); *b* – для плагіоклазів в координатах Ab – Or – An.

Плагіоклас представлений андезином, рідше олігоклазом (табл. 4.13, рис. 4.21,*b*) і одиничними зернами бітовніту. Останній відмічається лише в реліктових виділеннях розміром до 2 мм, які мають слабко виражену двійникову штриховку. Широкі двійники мало помітні, частіше зовсім не проглядаються. Натомість олігоклаз-андезиновий плагіоклас (зерна розміром 0,5–1, зрідка до 2 мм) має чіткі тонкі двійники. Інколи зерна бітовніту вміщують більш "свіжі" неправильної форми виділення плагіоклазу андезинового складу.

Мінерали групи *епідотому* представлені власне епідотом і кліноцититом. Вони спостерігаються у вигляді діабластичних зростань з кварцом, що оточують зерна амфіболу; псевдоморфно заміщують амфібол; розвиваються у вигляді дрібних включень у плагіоклазі; виповнюють мікропроявки. Іноді в епідоті містяться включення кристалів ортиту.

Гранат розглядається як метасоматичний мінерал, який з'являється поблизу магнетит-гранат-кварцових лінзоподібних метасоматичних зон в амфіболітах. Інколи поодинокі зерна гранату приурочені до зальбандів плагіогранітоїдних прожилків. Виділення гранату мають ізометричну, іноді близьку до шестикутної форму і розмір 0,5–1 мм, зазвичай оточені каймою дрібних зерен плагіоклазу.

Біотит, як зазначено, спостерігається як вторинний мінерал вздовж ліній спайності амфіболу. Розмір виділень близько 0,5, подекуди – до 2 мм.

Таблиця 4.13

Середній хімічний та мінальний склад плагіоклазів із амфіболітів аульського комплексу

Номер проби	61	157	61	157
Мінерал	андезин	олігоклаз	бітовніт	
SiO ₂	56,01	57,25	61,63	45,81
TiO ₂	0,00	0,02	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	26,59	25,76	22,59	33,05
FeO*	0,17	0,04	0,19	0,01
CaO	9,06	8,54	4,95	17,94
Na ₂ O	7,70	8,28	10,34	3,10
K ₂ O	0,46	0,09	0,24	0,09
Сума	100,00	100,00	100,00	100,00
An	38,49	36,15	20,68	75,81
Ab	59,16	63,41	78,15	23,73
Kfs	2,36	0,44	1,17	0,46
n	5	3	2	2

Амфіболіти порфіробластичні (рис. 4.19, 4.20) у порівнянні з однорідними середньодрібнозернистими є менш поширеними. Начастіше відмічені у відслоненнях західніше с. Петропавлівка. Макроскопічно це масивні, середньо-, іноді крупнозернисті порфіробластичні породи, що складаються з, %: амфіболу – 40–80, плагіоклазу – 20–60, епідоту – 0–5, інколи є кварц у кількості до 1–3. Незважаючи на суттєві коливання вмісту амфіболу, всі відміни, зокрема лейкократові (амфіболу менше 50 %) за хімічним складом (табл. 4.10) належать до основних порід. Порфіробласти складають 40–70 % об’єму породи, представлені амфіболом і мають розмір до 5–6 мм. Часто вони утворюють зростання двох-трьох окремих зерен. Основна маса утворена головним чином агрегатом зерен плагіоклазу; епідот і амфібол наявні у підпорядкованій кількості. Поряд із порфіробластами амфіболу інколи

виділяються поодинокі епідотизовані зерна плагіоклазу розміром до 1 см, які можуть розглядатися як реліктові порфірові вкраплення магматичних порід. Вони задокументовані в центральній частині Новоіванівської ділянки на відрізку відслонень між залізничним мостом та автодорогою Новоіванівка – Тарасо-Григорівка.

За хімічним складом *амфібол*, аналогічний такому у середньодрібнозернистих амфіболітах, – це збагачений залізом еденіт-паргасит (рис. 4.21,а). Проте заміщення актинолітом відмічається частіше і з більшою інтенсивністю. Він розвивається не тільки у краївих частинах еденіт-паргаситу, але й утворює подекуди повні псевдоморфози по ньому. Зрідка фіксується також амфібол, близький за хімічним складом до рогової обманки (табл. 4.12). *Плагіоклаз* має андезиновий склад (табл. 4.13, рис. 4.21) і представлений зернами розміром 0,5–1 мм неправильної, часто ізометричної форми. Чіткі двійники трапляються рідко, найчастіше вони помутнілі, слабко проявлені. Плагіоклаз різною мірою серицитизований, епідотизований та сосюритизований. Інколи спостерігається значна грануляція зерен плагіоклазу основної маси. *Епідот* (і кліноцоїзит) як вторинний мінерал входить до складу реліктових порфірових вкраплень, що складають його основний обсяг, та в меншій кількості – до складу основної маси. окремі вкраплення плагіоклазу повністю заміщені епідотом.

Акцесорні мінерали в обох різновидах амфіболітів представлені сfenом і апатитом, зрідка присутні ортит, циркон і монацит. Кількість та розмір виділень сfenу зростає від лейко- до меланократових різновидів. Він представлений зернами сочевицеподібної форми розміром від 0,1–0,2 до 0,6 мм, які можуть утворювати скupчення. Дрібні скupчення мають ізометричну форму, більші (1–2 мм) витягуються паралельно сланцеватості порід. Для апатиту характерні округлі або злегка видовжені біпіраміdalні зерна розміром 0,1–0,4, іноді до 1,3 мм. Циркон утворює видовжені кристали завбільшки від 0,005 до 0,07 мм.

4.2.2 Кристалосланці.

Виділяється такі головні відміни кристалосланців: 1) амфіболова лейко- і меланократова та 2) амфібол-епідотова. Амфібол-епідотові відміни розглядаються нами як епідотизовані амфіболові кристалосланці, крайні члени яких представлені метасоматитами плагіоклаз-кварц-епідотовими. В групі кристалосланців виділяються також малопоширені амфібол-біотитові та гранатвмісні різновиди. Останні розміщені в ореолах впливу магнетит-гранат-кварцових лінзоподібних метасоматичних тіл, зазвичай приурочених до амфіболітів [330], які чергуються з кристалосланцями в складі суперкустальної товщі.

Типовою для відслонень кристалосланців є шарувата будова, яка виразно підкреслюється у зачеплених вивітрованням породах (рис. 4.22). Найкраще збереженими є різновиди, які мають максимальний вміст кварцу та епідоту, а найшвидше дезінтегруються меланократові відміни. Елементи шаруватості та смугастості створюються також за рахунок субзгідних гранітоїдних тіл та наявністю вищезгаданих метасоматично змінених епідотових відмін кристалосланців.



Рис. 4.22. Відслонення кристалічних сланців біля с. Петропавлівка: *а* – виходи вивітрілих амфіболових кристалосланців шаруватої будови, *б* – шароподібний останець кристалосланців серед пегматоїдних гранітів.

Кристалосланці амфіболові лейкократові та меланократові

(рис. 4.23) у відслоненнях мають поступові, непомітні переходи між собою, тому доцільно їх розглянути разом. Це породи світло-сірого, сірого, до темносірого, іноді з буруватим відтінком кольору, сланцеватої або масивної текстури з лускувато-плитчастою, плитчастою та крупно-плитчастою відокремленістю. Петрографічні межі між цими різновидами нечіткі, а при плавному зростанні вмісту амфіболу спостерігається відповідне збільшення розміру зерен мінералів. Тому лейкократові різновиди, як правило, дрібнозернисті, середньодрібнозернисті, а меланократові – переважно дрібносередньозернисті.

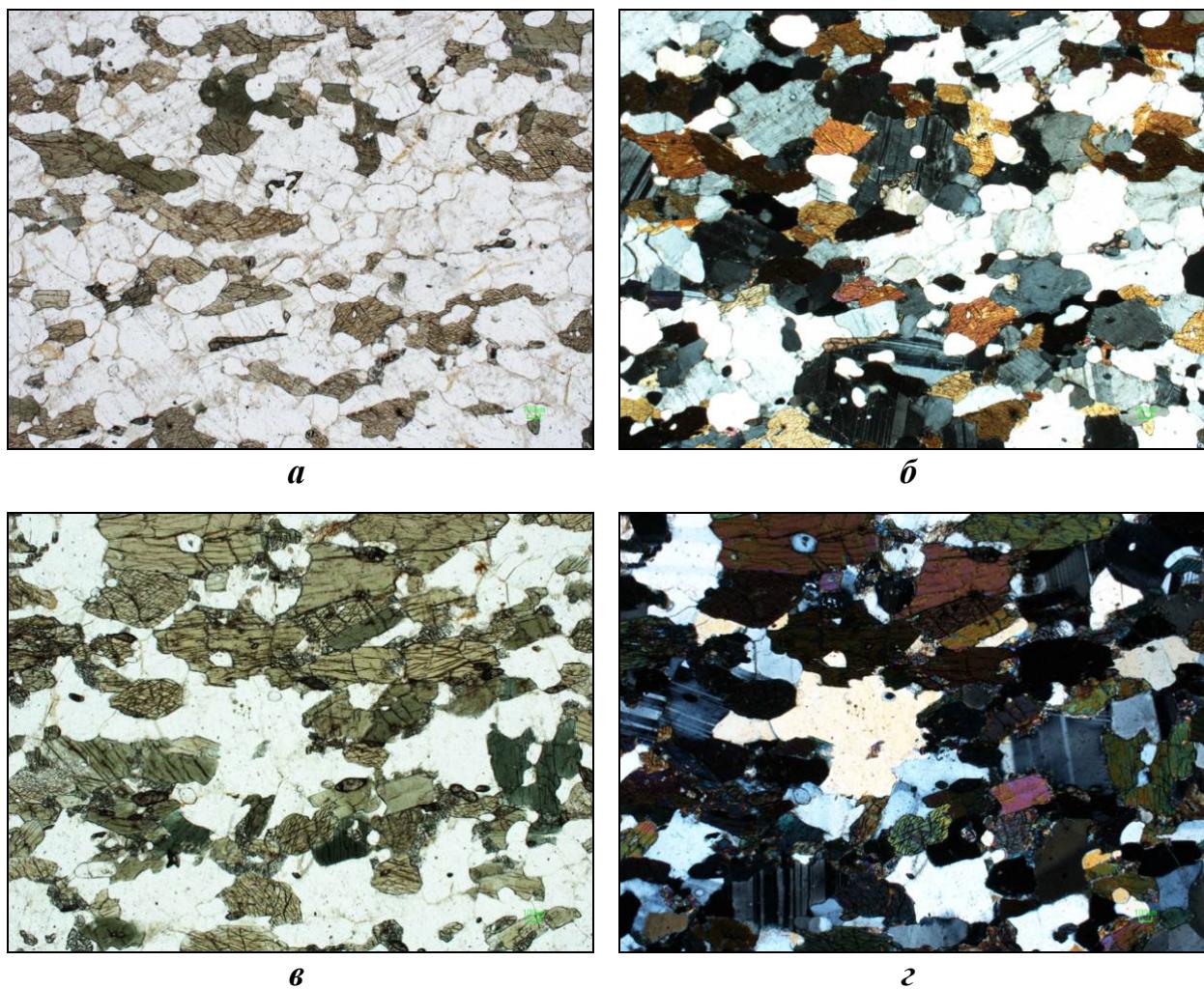


Рис. 4.23. Кристалосланці амфіболові: *a*, *б* – лейкократовий дрібносередньозернистий (азимутальний хід 1, зр. 14); *в*, *г* – меланократовий середньозернистий (аз. хід 3, зр. 35). Збільшення в шліфах – 20; *a*, *в* – ніколі -; *б*, *г* – ніколі +.

Вміст породоутворюючих мінералів у кристалосланцях такий (у %): плагіоклаз – 30-80, амфібол – 10-40, кварц – 1-15, епідот – 0-5, біотит, гранат – одиничні зерна. Головний темноколірний мінерал кристалосланців представлений кальцієвим амфіболом еденіт-паргаситової серії (табл. 4.14) з розміщенням більшості фігуративних точок хімічного складу в області еденіту (рис. 4.24,б). Інколи по ньому розвивається вторинний амфібол групи актиноліту, який добре відрізняється від первинного мінералу за світло-зеленим забарвленням. *Еденіт* частіше утворює призматичні зерна низького ступеню ідіоморфізму з нерівними, зазубреними краями та розміром 0,2-2 мм. Значно рідше спостерігаються більш досконалі видовжено-призматичні та ромбічні форми. Мінерал плеохроює від темно-зеленого, іноді з синім відтінком кольору по Ng до майже безбарвного по Nr. Подекуди відмічаються включення зерен плагіоклазу, кварцу, сfenу.

Актиноліт розвивається по краях зерен едініту. В залежності від інтенсивності заміщень найчастіше утворюються вузькі переривчасті кайми або практично повні псевдоморфози актиноліту з реліктами первинного мінералу в середині зерен. Проте такі випадки спостерігається рідко. Також актиноліт може виявлятися у вигляді самостійних поодиноких голчастих зерен завдовжки до 2 мм. Найбільш інтенсивно актинолітизація амфіболу характерна для кристалосланців, вивчених азимутальними ходами № 2, 3, 5, 6 (рис. 4.18).

Плагіоклаз представлений зернами неправильної та ізометричної форми, що розподілені в породі рівномірно. Полісинтетичних двійників мало, частіше вони слабко виражені, «помутнілі». Для плагіоклазу з'ясований олігоклазовий склад (табл. 4.15, рис. 4.23,а), який є доволі витриманим в інтервалі номерів 20-25.

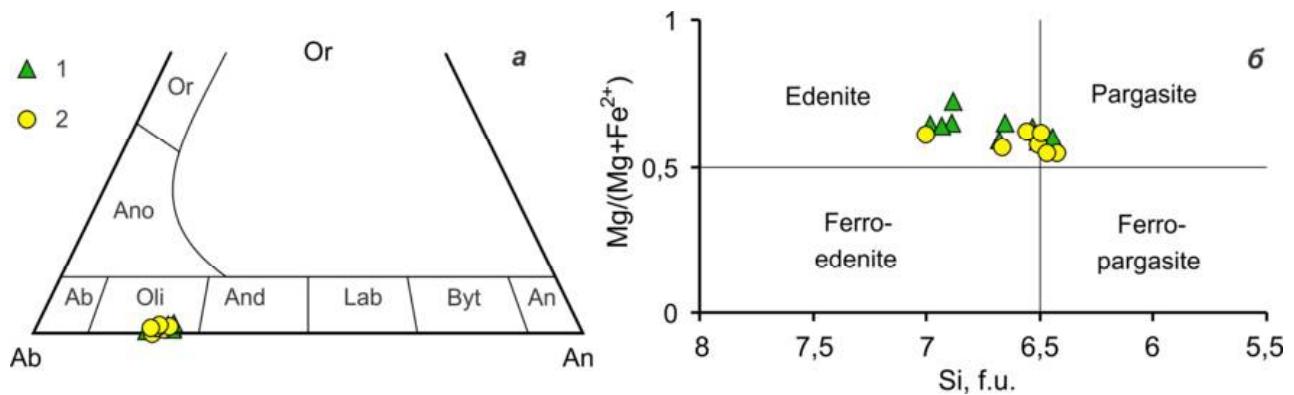


Рис. 4.24. Діаграми хімічного складу для мінералів із кристалосланців аульського комплексу: *a* – Ab-Or-An для плагіоклазів; *б* – Si-Mg/(Mg+Fe²⁺) для амфіболів (Leake et al., 1997, C_{AB}≥1,5; (Na+K)_A≥0,5; Ti<0,5); 1 – зр. 14, 2 – зр. Бз-1.

Таблиця 4.14

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти амфіболів із кристалосланців аульської серії

Зразок	14					Бз-1						716		
	1	3	4	5	9	5	5a	12	12a	14	1	11	12	
№ аналізу	1	3	4	5	9	5	5a	12	12a	14	1	11	12	
SiO ₂	45,04	48,74	46,46	48,92	45,51	45,32	44,71	44,26	44,80	48,75	43,48	43,95	52,49	
TiO ₂	0,84	0,23	0,25	0,23	0,49	0,71	0,55	0,85	0,63	0,27	0,29	0,19	0,02	
Al ₂ O ₃	13,15	9,82	11,28	9,32	12,54	11,49	12,22	12,57	11,33	9,10	12,2	11,67	4,49	
FeO	14,22	12,33	14,97	12,89	14,78	14,86	15,77	15,88	16,17	14,22	18,47	17,86	13,23	
MnO	0,05	0,09	0,22	0,21	0,12	0,21	0,07	0,28	0,14	0,23	0,00	0,00	0,00	
MgO	11,29	14,21	12,18	13,17	11,7	11,96	11,12	10,51	11,66	12,48	9,54	9,91	14,82	
CaO	11,13	10,32	11,18	11,41	10,51	11,00	11,12	11,28	11,11	11,59	12,79	12,81	12,88	
Na ₂ O	3,23	3,82	2,89	3,29	3,65	3,46	3,48	3,20	3,39	2,57	1,9	2,38	1,71	
K ₂ O	1,04	0,44	0,57	0,57	0,7	0,98	0,98	1,17	0,77	0,80	1,32	1,23	0,36	
Si	6,51	6,88	6,65	6,99	6,53	6,56	6,51	6,47	6,50	7,00	6,44	6,51	7,46	
Al _{IV}	1,49	1,12	1,35	1,01	1,47	1,44	1,49	1,53	1,50	1,00	1,56	1,49	0,54	
Al _{VI}	0,75	0,52	0,55	0,56	0,65	0,52	0,60	0,64	0,43	0,54	0,57	0,54	0,21	
Ti	0,09	0,02	0,03	0,02	0,05	0,08	0,06	0,09	0,07	0,03	0,03	0,02	0,00	
Fe ³⁺	0,01	0,30	0,40	0,00	0,33	0,21	0,15	0,04	0,39	0,00	0,07	0,00	0,00	
Fe ²⁺	1,71	1,15	1,39	1,54	1,44	1,59	1,77	1,90	1,58	1,71	2,22	2,21	1,57	
Mn	0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	
Mg	2,43	2,99	2,60	2,80	2,50	2,58	2,41	2,29	2,52	2,67	2,11	2,19	3,14	
Ca	1,72	1,56	1,71	1,75	1,62	1,70	1,73	1,77	1,73	1,78	2,03	2,03	1,96	
Na	0,91	1,05	0,80	0,91	1,02	0,97	0,98	0,91	0,95	0,72	0,55	0,68	0,47	
K	0,19	0,08	0,10	0,10	0,13	0,18	0,18	0,22	0,14	0,15	0,25	0,23	0,07	
(Na+K) (A)	0,82	0,69	0,62	0,76	0,76	0,86	0,90	0,89	0,82	0,65	0,80	0,92	0,50	
Mg/(Mg+Fe ₂)	0,59	0,72	0,65	0,65	0,63	0,62	0,58	0,55	0,62	0,61	0,49	0,50	0,67	
Al _{VI} +Fe ³⁺ +Ti	0,85	0,84	0,99	0,58	1,04	0,80	0,81	0,78	0,89	0,57	0,67	0,56	0,22	

Примітка. Місце відбору проб: 14, Бз-1 – середня течія р. Базавлучок, с. Петропавлівка; 716 – с. Шолохове.

Таблиця 4.15

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти плагіоклазів із кристалосланців аульської серії

Зразок	14						Бз-1						
	10	11	12	13	14	15	2	2а	3	4	11	13	
№ аналізу	SiO ₂	60,05	59,98	60,03	59,74	60,17	59,77	62,12	60,75	60,29	61,06	61,09	60,85
Al ₂ O ₃	23,49	22,88	23,88	24,14	23,39	23,31	23,08	23,89	22,70	23,35	22,74	22,87	
FeO	0,67	1,14	0,14	0,11	0,48	0,61	0,00	0,09	1,34	0,28	0,21	0,28	
CaO	5,64	5,88	5,98	5,42	4,94	6,01	4,97	5,40	5,23	5,57	5,36	5,18	
Na ₂ O	9,79	9,67	9,81	10,37	10,57	9,96	9,83	9,72	10,18	9,51	10,21	10,56	
K ₂ O	0,31	0,38	0,15	0,22	0,11	0,23	0,00	0,15	0,20	0,24	0,33	0,19	
Si	2,70	2,70	2,69	2,68	2,70	2,69	2,76	2,71	2,72	2,73	2,74	2,73	
Al	1,24	1,22	1,26	1,28	1,24	1,24	1,21	1,26	1,21	1,23	1,20	1,21	
Fe	0,03	0,04	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	
Ca	0,27	0,28	0,29	0,26	0,24	0,29	0,24	0,26	0,25	0,27	0,26	0,25	
Na	0,85	0,85	0,85	0,90	0,92	0,87	0,85	0,84	0,89	0,82	0,89	0,92	
K	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	
X(Ab)	0,75	0,73	0,74	0,77	0,79	0,74	0,78	0,76	0,77	0,75	0,76	0,78	
X(An)	0,24	0,25	0,25	0,22	0,20	0,25	0,22	0,23	0,22	0,24	0,22	0,21	

Кварц утворює округлі та овальні зерна розміром від 0,1 мм і менше, а найчастіше – виділення неправильної форми із заокругленими границями розміром 0,3-0,4 мм, іноді до 4-5 мм. Він з однаковою імовірністю трапляється як у вигляді включень в інших мінералах, так і в міжзерновому просторі. Деяким зернам притаманне слабко проявлене хвилясте згасання. Морфологія та співвідношення кварцу з іншими мінералами вказують на те, що значний його обсяг має накладений характер. Наприклад, у зразку 17 (аз. хід 2, зр. 2) кварц у вигляді смужки із дрібних зерен виразно перетинає плагіоклаз-амфіболову «матрицю».

Епідот найчастіше виявляється в каймі зерен амфіболу в складі діабластичних зростань. Подекуди спостерігаються виділення неправильної форми розміром 0,5-1 мм та дрібніші (<0,5 мм) ромбічні кристали епідоту.

Біотит відмічається дуже рідко. Найчастіше він розвинений по амфіболу вздовж ліній спайності, подекуди утворює самостійні слабовидовжені луски коричневого кольору довжиною близько 0,1-0,2 мм до 0,4 мм.

Гранат в амфіболових кристалосланцях присутній як акцесорний мінерал. Він утворює дрібні ізометричні зерна розміром до 0,1 мм.

Кристалосланці амфібол-епідотові мають значне поширення в кристалосланцево-гнейсовій та нижній частині кристалосланцево-амфіболітової формації. Поява цього різновиду пов'язується з кварц-епідотовим метасоматозом, який найчастіше проявляється у внутрішніх частинах прошарків амфіболових кристалосланців (рис. 4.25). Припускається, що метасоматичні перетворення відбувалися під флюїдно-термальних впливом гнесоподібних плагіогранітів, що субзгідно укорінюються у товщі кристалосланців (1). Утворені таким чином метасоматичні тіла інколи володіють добре вираженою симетрично-зональною будовою та простягаються субпаралельно контактам прошарків незмінених порід. Зональність зумовлена поступовим зростанням вмісту епідоту і кварцу за рахунок заміщення амфіболу від країв до центру метасоматичного ореолу. Його осьова частина складена метасоматитами кварц-епідотовими (4), по обидва боки від якої симетрично розташовані кристалосланці роговообманкові амфібол-епідотові (3). Інколи в центрі метасоматичного ореолу відмічаються епідозити. Продемонстрована метасоматична зональність спостерігається у відслоненнях рідко; потужність смуг метасоматично змінених порід невитримана і складає від перших см до 10-15 см і більше; контакти з незміненими кристалосланцями поступові, але іноді між ними спостерігається збагачена амфіболами реакційна (фронтальна) смужка (2) завширшки 0,1-0,5 см.

Кристалосланці амфібол-епідотові – це дрібнозернисті масивні породи світло-сірого, зеленувато-сірого, жовтувато-зеленого до світло-зеленого кольору. Інтенсивність зеленого відтінку зростає зі збільшенням вмісту епідоту, в напрямку від кристалосланців амфіболових незмінених через епідотмісні і амфібол-епідотові до кварц-епідотових метасоматитів. У відслоненнях вони утворюють щебенисту та дрібнобрилову відокремленість, яка іноді нагадує полігонально-стовбчасту. Кристалосланці амфібол-епідотові та метасоматити кварц-епідотові ідентичні за мінеральним складом та різняться лише за їх

співвідношенням. Перші містять (у %) епідот – 20-40, амфібол – 15-40, плагіоклаз – 20-40, кварц – 5-20; в других суттєво зростає вміст кварцу – 20-50, епідот може сягати 50, вміст амфіболу різко зменшується до 1-5 або зовсім зникає, а плагіоклаз варіює від 0 до 20.

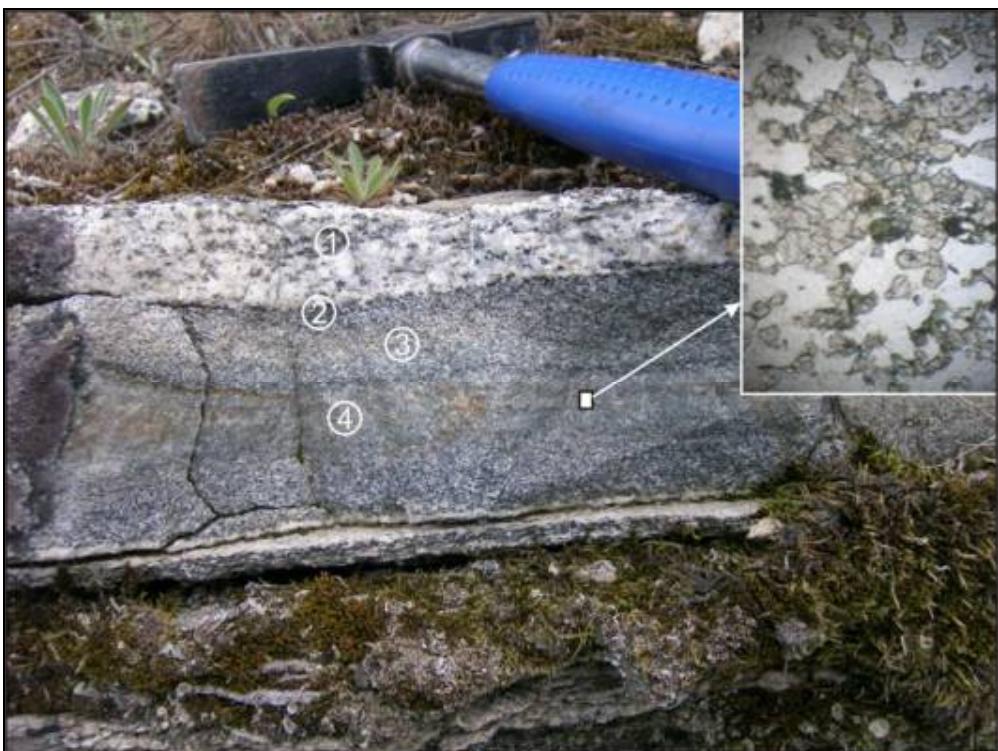


Рис. 4.25. Епідотизований останець суперкрустальних порід серед гранітоїдів. Пояснення в тексті.

Епідот присутній у вигляді діабластичних зростань та окремих зерен неправильної форми розміром 0,5-1,5 мм, які заміщують амфібол і плагіоклаз. Для метасоматитів характерна наявність епідоту ізометричної та видовжено-призматичної форми (рис. 4.25) з проявленими лініями спайності.

Амфібол при порівняно низьких вмістах епідоту представлений еденіт-паргаситом та актинолітом з переважанням першого. Зі зростанням вмісту епідоту суттєво знижується загальна кількість амфіболів, причому серед них переважаючим стає актиноліт. Форма зерен амфіболів неправильна видовжена,

розмір – в середньому 0,5-1 мм до 2 мм. Як правило, виділення амфіболу іноді повністю заміщені епідотом та зберігаються лише у вигляді реліктів.

Вміст кварцу зростає від 5 % у епідотизованих кристалосланцях до 50% у метасоматитах. Розподіл кварцу в епідотових різновидах нерівномірний; спостерігаються мономінеральні епідотові та кварцові смуги. Серед зерен епідоту виділення кварцу мають неправильну форму та розмір 0,2-1 мм. В мономінеральних кварцовых прошарках зерна кварцу видовжені та більші за розміром (1-2,5 мм).

Плагіоклаз в інтенсивно змінених породах може повністю заміщуватись епідотом та кварцом, але місцями спостерігаються ділянки, де збереглись його первинні виділення. Вони мають переважно ізометричну форму та розмір 0,2-0,5 мм, іноді до 1,2 мм.

Кристалосланці амфібол-біотитові є малопоширеним породним різновидом аульського СФК. Вони виявлені лише у верхах розрізу кристалосланцево-гнейсової та низах кристалосланцево-амфіболітової формаций (азимутальний хід №8) в асоціації з амфіболітами. Макроскопічно – це дрібнозернисті породи сірого кольору, сланцеватої текстури. Під мікроскопом спостерігається характерна ячеисто-лепідобластова структура, що створюється короткими лейстами plagіоклазу, які окаймлюються видовженими лусками біотиту та нематами амфіболу. Головними породоутворюючими мінералами є plagіоклаз (60%), біотит (20%), амфібол (15%), кварц (5%); в незначних кількостях присутні апатит, п'ємонтит, хлорит, рутил, а також серицит і пеліт, що розвинуті по plagіоклазам.

Плагіоклаз утворює полігональні, ксеноморфні, місцями слабовидовжені зерна, розміром 0,3-1 мм, має олігоклазовий склад. Виділення plagіоклазу серицитизовані та пелітизовані по периферії. *Біотит* темно-коричневого кольору, утворює видовжені луски розміром до 0,4-0,8 мм, які іноді утворюють променисті агрегати. Іноді спостерігається зрошення по спайності зерен біотиту та п'ємонтиту. Подекуди біотит заміщується хлоритом. *Амфібол* представлений призматичними видовженими виділеннями коричнево-бурого

кольору (рогова обманка ?) розміром до 1 мм, що по периферії заміщується світло-зеленим різновидом (рогова обманка або актиноліт). *Кварцу* в породі невелика кількість, він утворює неправильної форми зерна розміром 0,1-0,3 мм. Іноді спостерігаються пророшення кварцу з біотитом. *П'ємонтит* має характерну для нього схему плеохроїзму (жовто-оранжевий по Ng та малиново-червоний по Nr) та високі показники заломлення і двозаломлення. Форма зерен мінералу призматична з негативним видовженням.

4.2.3 Плагіогнейси.

За результатами проведеного вивчення утворень аульського СФК встановлено, що значний обсяг плагіогнейсів (вміст $\text{SiO}_2 > 64\%$) в розрізах нашарованих метаморфічних утворень зазнали різного ступеня переплавлення в процесі ультраметаморфізму [324]. В першу чергу це стосується біотитових, дещо меншою мірою – амфіболових і біотит-амфіболових різновидів. У відслоненнях вздовж берегів річок Базавлук, Базавлучок, Солона задокументовано цілу низку ін’єкційних шароподібних тіл плагіогнейсів потужністю від сантиметрів до перших десятків метрів, які мають як субзгідні, так і січні взаємовідношення з кристалосланцями і амфіболітами (рис. 4.26, 4.27). Подекуди найбільш пізні шари «плагіогнейсів» перетинають мігматити (рис. 4.28). Варто згадати, що припущення про ультраметаморфічне походження певної частини плагіогнейсів ще в кінці 70-х років ХХ ст. висловлював у своїх роботах Б.З. Берзенін [18 та ін.]. Проте зазвичай у відслоненнях такими визнавалися породи в тілах явно січної морфології, а при згідному чи субзгідному розташуванні вони традиційно відносилися до суперкрустальних утворень.

Слід відзначити, що ця точка зору узгоджується з експериментальними даними та теоретичними розрахунками, наведеними в роботах [57, 107, 266 та ін.]. Вони підтверджують, що в РТ-умовах амфіболітової фазії регіонального метаморфізму кварц-плагіоклаз-біотит \pm мусковітовий мінеральний парагенезис пара- або ортогнейсів за присутності води найперше зазнає часткового або

повного плавлення. Враховуючи масштабність ультраметаморфічних перетворень в межах СПК суперкрустальні плагіогнейси, не зачеплені процесами часткового плавлення, могли фрагментарно зберегти лише в окремих реліктових фрагментах вихідної метаморфічної товщі. Саме тому вірогідні метаморфічні плагіогнейси задокументовані тільки в одиничних випадках (район с. Петропавлівка, аз. хід № 1, зразки 1, 2, 10, 12), які в розрізі приурочені до нижньої частини кристалосланцево-гнейсової формaciї.

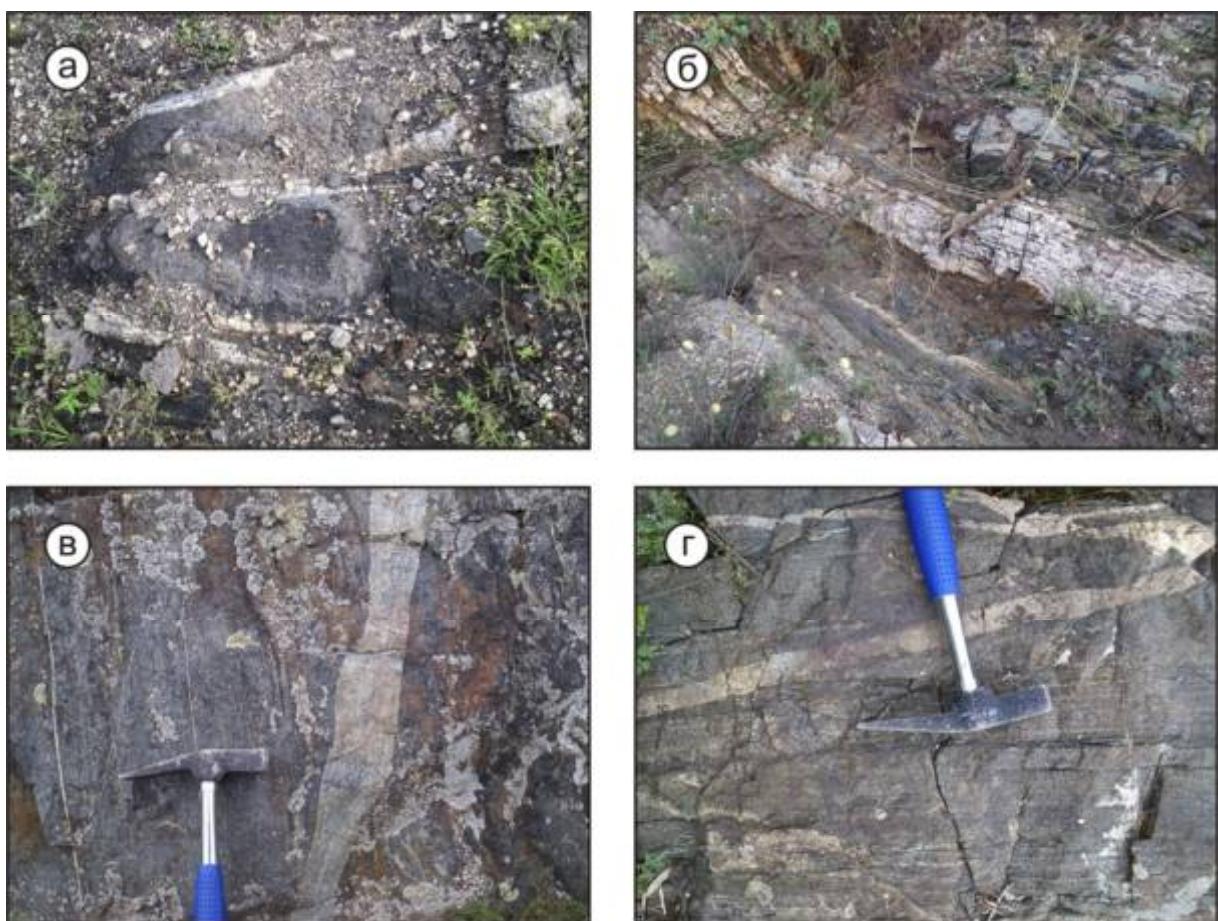


Рис. 4.26. Січні спiввiдношення гнейсоподiбних плагiогранiтiв з кристалосланцями i амфiболiтами: а – правий борт р. Базавлучок захiднiше с. Петропавлiвка; б – балка – правий приток р. Базавлучок, схiднiше с. Тарасов-Григорiвка; в – правий борт р. Солона в районi с. Шолохово; г – лiвий борт р. Солона в районi с. Шолохово

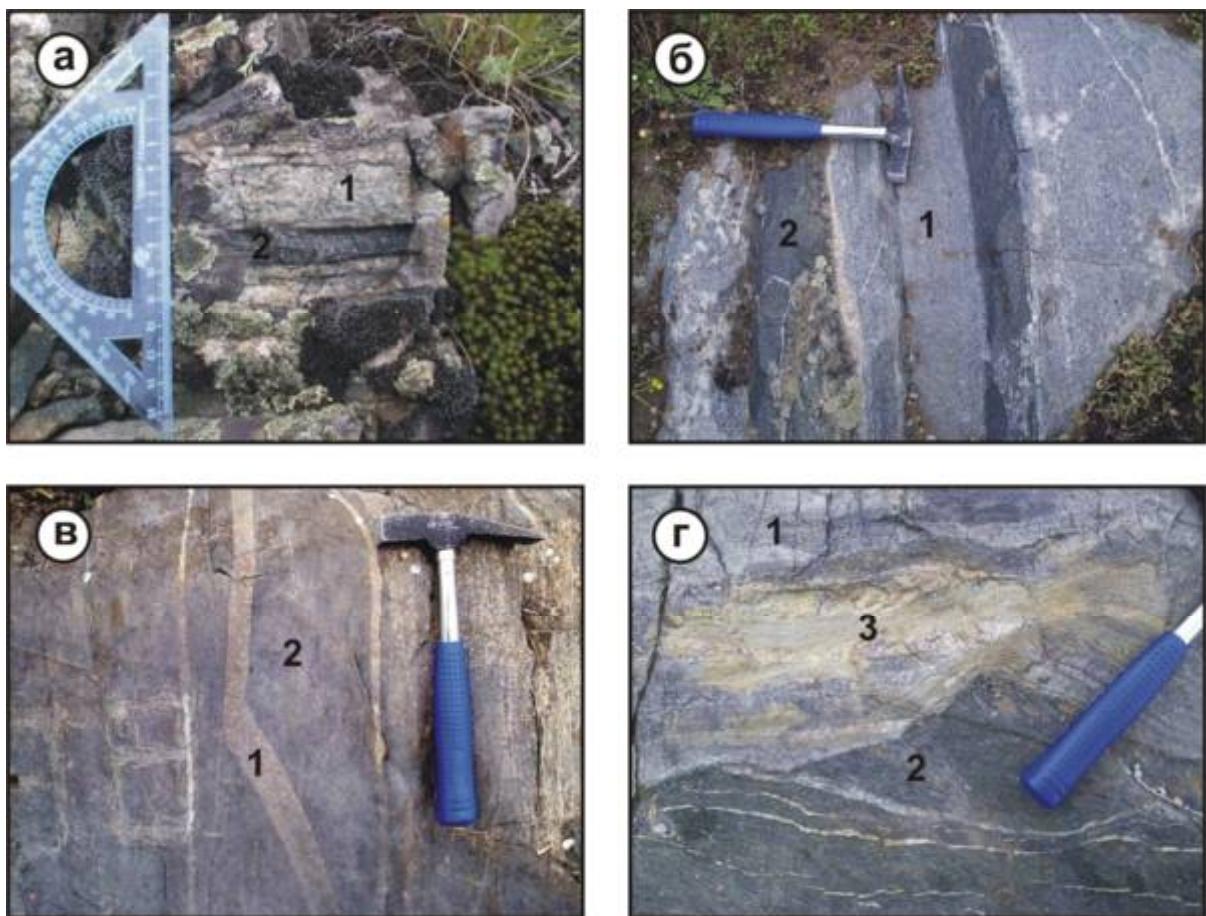


Рис. 4.27. Згідні та субзгідні тіла гнейсоподібних плагіогранітів: а – західна околиця с. Петропавлівка; б, в, г – район с. Шолохово. 1 – гнейсоподібні плагіограніти, 2 – амфіболіти та кристалосланці, 3 – пегматоїдний граніт.



Рис. 4.28. Ін’єкційна жила гнейсоподібних плагіогранітів перетинає мігматити (західний берег Шолохівського водосховища).

Отже, породи кислого складу гнейсової текстури в розрізах суперкрустальних утворень, які виявляють ознаки інтрузивної природи, слід віднести до плутоно-метаморфічних утворень та ідентифікувати їх як гнейсоподібні plagio-graniti. У зв'язку з цим виникають певні питання щодо особливостей формаційного та стратиграфічного розчленування метаморфічних порід аульського СФК. Згідно методичних зasad формаційного аналізу [194, 216] в разі присутності серед метаморфічних порід плутонічної складової до 25-35 %, яка суттєво не порушує характерну для первинних товщ упорядкованість, формація може ідентифікуватися як метаморфічна. В.П. Кирилюк та А.М. Лисак [149, 151, 153] відносять такі формації до коінцидентного (співпадаючого) типу. При цьому тіла плутонометаморфічних утворень розглядаються як другорядні члени формації. При вмісті плутонічної складової від 35 % до 60 % виділяються ультраметаморфічні (мігматитові), а вище 60 % – плутонометаморфічні формаційні одиниці. Останні належать до дизінцидентного (не співпадаючого) типу, для котрого вже стає неможливим виявлення первинних структурних та речовинних критеріїв метаморфічної товщі. Перші можуть бути представленими як дизінцидентним, так і коінцидентним типами формацій. Коінцидентні геологічні формації, в яких суперкрустальні породи є вміщуючими (>50 %), а ультраметаморфічна складова суттєво не порушує загальної структури та хімічного складу первинної товщі, на нашу думку, можна віднести до своєрідного проміжного метаморфічно-ультраметаморфічного класу [324]. Разом з тим, при дизінцидентній будові розрізів, навіть при високому вмісту метаморфічних породних членів (до 65 %), формації слід ідентифікувати як плутонометаморфічні (ультраметаморфічні).

Гранітоїдний матеріал, кількість якого може сягати 50 % і вище, утворився за рахунок анатектичного плавлення пара- та ортогнейсів і, ймовірно, незначної кількості кристалосланців з ознаками деякого переміщення субзгідно первинного нашарування, рідко – поперек нього. При цьому новоутворені тіла гнейсоподібних plagio-granitів в більшості випадків є субзгідними і загалом

зберігають свою доультраметаморфічну пластову морфологію, що дає змогу відтворити внутрішню будову метаморфічної формaciї.

Плагiогнейси як типовi метаморfічнi породи найбiльш поширенi в складi кристалосланцево-гнейсової формaciї, особливо її нижньої частини, та рiдше вiдмiчаються серед утворень кристалосланцево-амfibолiтovoї формaciї. Породи мають сiрий, свiтло-сiрий iнодi з бурим вiдтiнком колiр. У вiдслоненнях спостерiгаються поступовi переходи до кристалосланцiв лейкоократових. Структура plagiогнейсiв дрiбнозерниста, середньодрiбнозерниста нематогранобластова, текстура гнейсова, сланцювата. За мiнеральним складом можна видiлити два головнi петрографiчнi рiзновиди: амfibоловий та бiотитовий. Вважається, що перший iз них є менш гранiтизованим, тодi як другий – зазнав найбiльш глибоких ультраметаморfічних перетворень, кiнцевий продукт яких представлений гранiтоїдами, в тому числi вiдмiченими вище гнейсоподiбними plagiогранiтами.

Плагiогнейси амfibоловi найбiльш поширенi в складi кристалосланцево-гнейсової формaciї (район с. Петропавлiвка, аз. ходи 1, 2, 3). Породи мають сiрий, свiтло-сiрий iнодi з бурим вiдтiнком колiр, дрiбнозернисту структуру, гнейсовидну текстуру. У вiдслоненнях вони утворюють плитчасту, лускувато-плитчасту окремiсть. Пiд мiкроскопом (рис. 4.29) вiдмiчається нематогранобластова, гранобластова структури i такий мiнеральний склад (у %): plagiоклаз – 50-70, кварц – 20-30, амfibол – 5-10, епiдот – 5, бiотит – 0-1, сfen, апатит – одиничнi зерна. До цiєї групи вiдносяться також бiотитвмiснi рiзновиди, якi iнодi видiляються як самостiйний бiотит-амfibоловий петрографiчний рiзновид.

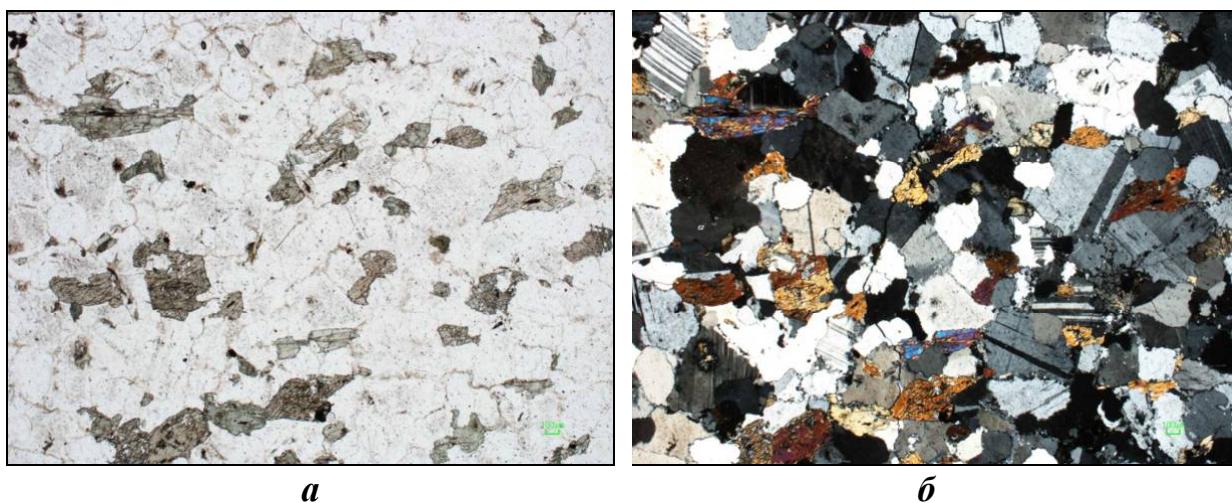


Рис. 4.29. Плагіогнейс амфіболовий середньодрібнозернистий (аз. хід 2, зр. 17).
Збільшення – 20; *а* – ніколі -; *б* – ніколі +.

Амфібол утворює видовжені призматичні зерна розміром 0,2-0,8 мм, які орієнтовані субпаралельно в зразках уздовж напрямку гнейсоватості. Дуже рідко довжина окремих немат сягає 1,5 мм. Ідіоморфізм виділень рогової обманки значно порушений іншими мінералами, особливо кварцом. Включення кварцу сягають розміру 0,2 мм. За класифікаційною діаграмою Leake et al., 1997 амфібол відноситься до еденіт-паргаситової серії зі зміщенням складу у бік еденіту (табл. 4.16, рис. 4.30). По амфіболу часто розвивається епіidot, який може утворювати безформні скupчення в крайових частинах немат.

Плагіоклаз утворює ізометричні, рідко видовжені лейсти розміром 0,4-0,8 мм, інколи – до 1 мм. Прості та полісинтетичні двійники виявляються у незначній кількості зерен. Мінерал має переважно олігоклазовий склад в діапазоні номерів 15-25 (табл. 4.17, рис. 4.30).

Кварц представлений округлими або зернами неправильної форми з характерним хвилястим загасанням. Їхній розмір змінюється від 0,1 мм у до більш крупних, які сягають 1-1,5 мм. Мінерал розподілений нерівномірно і формує невеликі скupчення.

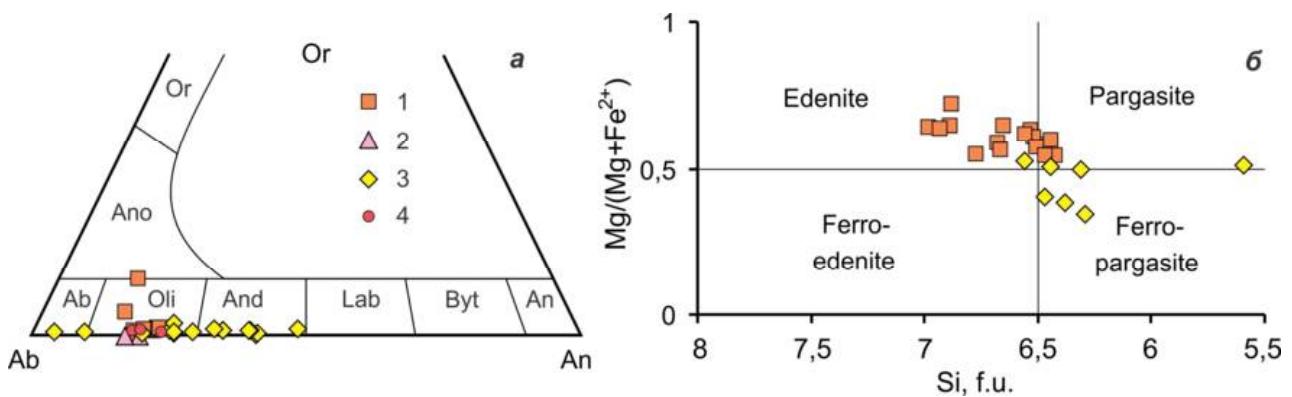


Рис. 4.30. Діаграми хімічного складу для мінералів із порід аульського комплексу: *a* – Ab-Or-An для плагіоклазів; *б* – Si-Mg/(Mg+Fe²⁺) для амфіболів (Leake et al., 1997, C_{AB}≥1,5; (Na+K)_A≥0,5; Ti<0,5). 1 – плагіогнейси (зр. Бз-2, 700); 2 – мігматити (зр. 589); 3 – гнейсоподібні плагіограніти (зр. 167, 664); 4 – плагіограніти (зр. 162, 512, 647).

Плагіогнейси біотитові, які не зазнали в тій чи іншій мірі переплавлення в умовах регіонального метаморфізму амфіболітової фації, практично не збереглися серед фрагментів суперкрустального розрізу, про що наголошувалось вище. Вони складають окремі шари, для котрих спостерігаються «нормальні» стратиграфічні контакти та відсутні січні або реакційні взаємовідношення з амфіболітами і кристалосланцями. Кінцевим продуктом гранітизації плагіогнейсів є середньо-крупнозернисті біотитові плагіограніти, які укорінюються у метаморфічну товщу у вигляді порівняно невеликих, у тому числі пластоподібних субзгідних тіл. До біотитових плагіогнейсів метаморфічної природи відносяться спорадично виявлені дрібно-, середньодрібно-, а частіше нерівномірнозернисті породи з гранобластовою, лепідогранобластовою структурою і таким породним складом (у %): плагіоклаз – 50-70, кварц – 20-30, біотит – 3-5, амфібол – 0-1, епіidot – до 3, сфен, апатит – одиничні зерна. Нерівномірнозерниста структура створюється за рахунок появи виділень кварцу та плагіоклазу розміром до 1,5-2 мм, які можуть свідчити про початкові стадії гранітизації плагіогнейсів. Плагіоклаз за складом відповідає олігоклазу з номером близько 20 (рис. 4.30).

Таблиця 4.16

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти амфіболів в плагіогнейсах і плагіогранітах аульського СФК

Зразок	Плагіогнейси								Гнейсоподібні плагіограніти					
	Бз-2								664			167		
№ аналізу	10	12	12a	17	20	21	27	29	1	5	13	1	3	8
SiO ₂	48,74	48,92	46,42	45,51	45,88	45,03	46,63	44,26	42,91	44,96	43,97	43,55	42,59	41,7
TiO ₂	0,23	0,23	0,32	0,49	0,47	0,53	0,24	0,85	0,26	0,5	0,31	0,35	0,4	0,36
Al ₂ O ₃	9,82	9,32	12,23	12,54	11,34	11,79	10,96	12,57	13,54	11,87	13,02	13,56	13,4	13,75
FeO	12,33	12,89	14,69	14,78	15,53	15,36	15,66	15,88	19,38	18,29	18,21	19,65	20,52	22,11
MnO	0,09	0,21	0,23	0,12	0,23	0,14	0,17	0,28	0	0	0	0	0	0
MgO	14,21	13,17	11,28	11,7	11,19	11,73	10,84	10,51	8,83	9,75	9,32	7,41	7,17	6,35
CaO	10,32	11,41	11,1	10,51	11,17	11,52	11,65	11,28	12,05	12,11	12,02	11,65	12,3	12,06
Na ₂ O	3,82	3,29	3,05	3,65	3,30	2,99	3,01	3,20	1,77	1,6	1,81	2,44	2,14	1,9
K ₂ O	0,44	0,57	0,68	0,7	0,89	0,90	0,84	1,17	1,28	0,94	1,34	1,39	1,47	1,77
Si	6,88	6,99	6,68	6,53	6,67	6,52	6,77	6,47	6,31	6,56	6,45	6,47	6,38	6,29
Al _{IV}	1,12	1,01	1,32	1,47	1,33	1,48	1,23	1,53	1,69	1,44	1,55	1,53	1,62	1,71
Al _{VI}	0,52	0,56	0,75	0,65	0,61	0,53	0,65	0,64	0,65	0,60	0,70	0,84	0,75	0,74
Ti	0,02	0,02	0,03	0,05	0,05	0,06	0,03	0,09	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04
Fe ³⁺	0,30	0,00	0,10	0,33	0,05	0,25	0,00	0,04	0,44	0,33	0,25	0,00	0,00	0,09
Fe ²⁺	1,15	1,54	1,66	1,44	1,84	1,61	1,90	1,90	1,94	1,90	1,98	2,44	2,57	2,70
Mn	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,99	2,80	2,42	2,50	2,42	2,53	2,35	2,29	1,94	2,12	2,04	1,64	1,60	1,43
Ca	1,56	1,75	1,71	1,62	1,74	1,79	1,81	1,77	1,90	1,89	1,89	1,85	1,97	1,95
Na	1,05	0,91	0,85	1,02	0,93	0,84	0,85	0,91	0,50	0,45	0,51	0,70	0,62	0,56
K	0,08	0,10	0,12	0,13	0,17	0,17	0,15	0,22	0,24	0,17	0,25	0,26	0,28	0,34
(Na+K) (A)	0,69	0,76	0,69	0,76	0,83	0,79	0,82	0,89	0,64	0,52	0,65	0,82	0,88	0,85
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,72	0,65	0,59	0,63	0,57	0,61	0,55	0,55	0,50	0,53	0,51	0,40	0,38	0,35
Al _{VI} +Fe ³⁺ +Ti	0,84	0,58	0,89	1,04	0,71	0,84	0,68	0,78	1,12	0,98	0,98	0,88	0,79	0,87

Таблиця 4.17

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти плагіоклазів в плагіогнейсах, плагіогранітах і мігматитах аульського СФК

Зразок	Плагіогнейси			Гнейсоподібні плагіограніти						Плагіогнейси		Мігматити		Плагіограніти						
	Бз-2*			664			167			700		589		162		647		512		
№ аналізу	7	13	16	6	7	10	4	7	5	5	9	2	9	19	20	2	5a	4	1	8
SiO ₂	58,51	59,86	59,18	53,6	56,54	65,89	57,43	58,04	63,84	63,84	57,6	61,18	60,95	62,75	63,27	59,55	59,49	61,92	62,45	60,68
Al ₂ O ₃	21,98	22,30	22,16	27,73	26,02	19,64	25,49	25,23	20,86	20,86	25	22,77	22,89	23,01	22,59	23,33	23,66	22,7	22,81	22,73
MgO	2,43	2,36	2,55	1,19	1,01	1,32	1,05	0,95	1,18	1,18	0,95	1,03	0,98	0	0	0,83	1,24	0,71	0,71	0,99
CaO	5,48	3,21	5,09	10,72	8,8	0,93	7,73	7,64	2,23	2,23	7,57	4,6	4,41	4,41	3,87	6,17	5,78	4,55	4,92	4,37
Na ₂ O	10,08	9,13	9,93	6,25	7,33	12,06	7,98	7,94	11,53	11,53	8,39	9,95	10,31	9,83	10,27	9,68	9,47	9,89	8,78	10,87
K ₂ O	0,33	1,86	0,22	0,24	0,21	0,13	0,17	0,18	0,15	0,15	0,25	0,24	0,09	0	0	0,08	0,17	0,09	0,14	0,21
Si	2,65	2,70	2,67	2,44	2,55	2,91	2,58	2,61	2,83	2,83	2,60	2,73	2,73	2,78	2,80	2,68	2,67	2,76	2,77	2,72
Al	1,18	1,19	1,18	1,49	1,38	1,02	1,35	1,34	1,09	1,09	1,33	1,20	1,21	1,20	1,18	1,24	1,25	1,19	1,19	1,20
Ca	0,27	0,16	0,25	0,52	0,43	0,04	0,37	0,37	0,11	0,11	0,37	0,22	0,21	0,21	0,18	0,30	0,28	0,22	0,23	0,21
Na	0,89	0,80	0,87	0,55	0,64	1,03	0,70	0,69	0,99	0,99	0,73	0,86	0,89	0,85	0,88	0,84	0,82	0,85	0,76	0,94
K	0,02	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
X(Ab)	0,76	0,75	0,77	0,51	0,59	0,95	0,65	0,65	0,90	0,90	0,66	0,79	0,81	0,80	0,83	0,74	0,74	0,79	0,76	0,81
X(An)	0,23	0,15	0,22	0,48	0,39	0,04	0,35	0,34	0,10	0,10	0,33	0,20	0,19	0,20	0,17	0,26	0,25	0,20	0,23	0,18

*Примітка. Місця відбору проб: Бз-2 – середня течія р. Базавлучок, с. Петропавлівка; 700 – середня течія р. Базавлук, с. Болтишка; 589 – район б. Башмачка, мігматитовий кар’єр; 162, 167, 647 – р. Базавлук, с. Шолохове, 664 – балка Камянуватая, біля с. Кірове; 512 – кар’єр біля с. Мірушін Ріг.

Біотит представлений видовженими до 0,6 мм або короткими (0,1-0,2 мм) коричневими лусками з прямолінійними боковими гранями та ніби обламаними кінцями. У разі присутності амфіболу він знаходиться з ним у зростаннях.

Аксесорні мінерали в обох різновидах плагіогнейсів представлені сfenом та апатитом. Сfen утворює видовжені або ізометричні зерна розміром від 0,1-0,3 мм до 1 мм, які зібрані у невеликі скupчення. Апатит виявляється в зернах округло-ізометричної, рідко призматичної форми з розмірами від 0,05-0,08 мм до 1 мм. Часто він знаходиться у вигляді включень у плагіоклазі, іноді – у амфіболі.

4.2.4 Плагіомігматити

Плагіомігматити складають великі поля, які в структурному відношенні є різного рівня еродованими антиформами типу куполів та валів, між якими розташовуються ЗКС.

Як зазначалося раніше, кристалосланцево-гнейсова формація заміщується граніт-плагіогранітовими, а кристалосланцево-амфіболітова – діорит-плагіогранітовими мігматитами. Таке заміщення логічно відображає характер гранітизації суперкрустальних порід: за рахунок гнейсової складової утворюються мігматити плагіогранітового, тоналітового складу, а за рахунок кристалосланців та амфіболітів – діоритового та кварцових діоритів. В геофізичних полях мігматити виражені “спокійними” гравітаційними та магнітними полями, які ускладнюються локальними додатніми аномаліями, що пов’язані із ксенолітами амфіболітів суперкрустальних формацій.

Все різноманіття плагіомігматитів можна розділити на дві групи [332]: а) мігматити з чіткими обмеженнями палеосоми, для якої впевнено встановлюється первинний склад, іноді реліктові структури і текстири доультраметаморфічної породи. За визначенням Седерхольма – це „arteriti”, тобто такі, що утворилися в результаті інтрузії або ін’екції ультраметаморфічного розплаву. Типовими та найбільш поширеними

представниками цієї групи є породи з верствуватою, агматитовою текстурами; б) мігматити з розплівчастими обмеженнями палеосоми, яка має в різній мірі змінений склад. Холмквіст припускає їх утворення внаслідок перерозчинення на місці і називав „венітами”. Для цих порід характерна тіньова та смугаста лінійна або складчасти (хвиляста) текстури.

Виділені на основі класифікації К. Менерта [215] та робіт [18, 39 та ін.] головні структурно-текстурні типи ультраметаморфітів можна розмістити у вигляді ідеалізованого ряду, який відображає поступове зростання інтенсивності гранітизації суперкрустальних порід: (1) агматити → (2) мігматити строматолітової (верствуватої) текстури → (3) мігматити смугастої текстури → (4) мігматити небулітової (тіньової) текстури → (5) гнейсоподібні плагіограніти → (6) середньозернисті плагіограніти і тоналіти → (7) середньозернисті масивні плагіограніти. Перші два члени ряду належать до мігматитів групи *a*, третій, четвертий і п'ятий – до групи *b*, а шостий і сьомий є кінцевими продуктами ультраметаморфічних перетворень, які входять до складу плутонічної формaciї.

За результатами вивчення відслонень аульського СФК найбільш поширеними різновидами мігматитів є смугастий, менш розповсюджений строматолітовий різновид та агматити, ще рідше трапляються небуліти (тіньові мігматити). По кристалосланцево-гнейсовій (кристалосланцевій) формaciї розвиваються переважно смугасті та близькі до них строматолітові мігматити з паралельним розташуванням мелано- та лейкосоми. Серед ультраметаморфогенних аналогів кристалосланцево-амфіболітової формaciї найбільш поширені строматолітові та агматитові мігматити.

В мігматитах *stromatolitovoї текстури* (рис. 4.31) чергування палеосоми та неосоми створює вигляд шаруватої породи. Неосома представлена гнейсоподібними плагіогранітами та апліт-пегматоїдними гранітами. Потужність суперкрустальних та неосомних „шарів” складає від мм до перших см, іноді сягає десятків см – 1 м. Спiввiдношення мiж

виділеннями різної за складом лейкосоми чітко вказують на раннє формування гнейсоподібних плагіогранітів по відношенню до пізніх аплітів і пегматоїдних гранітів.



Рис. 4.31. Строматолітові мігматити басейну р. Базавлучок (зліва – с. Петропавлівка, азимутальний хід №1, справа – біля с. Тарасо-Григорівка).

Мігматити *смугастої текстури* від близьких за виглядом порід строматолітової текстури відрізняються зміненим первинним складом меланосоми, який наближується до гранітоїдного (кварцових діоритів, тоналітів), та її нечіткими, поступовими межами із лейкосомою. В більшості випадків якісний мінеральний склад обох частин породи одинаковий, різним є лише вміст окремих мінералів. За морфологією смугаста текстура може бути лінійною, лінзовидно-, тонко- або грубосмугастою, хвилястою тощо. Найбільш повно смугасті мігматити вивчені на північних околицях с. Шолохово, на правому березі Дніпра у Кам'янозубилівському, Башмачкинському кар'єрах (рис. 4.32). Смугасті мігматити на лівому березі р. Базвлук (с. Шолохово) утворюють цікаві структурно-марфологічні взаємовідношення (рис. 4.32,б), які нагадує типову для осадових відкладів косу шаруватість.

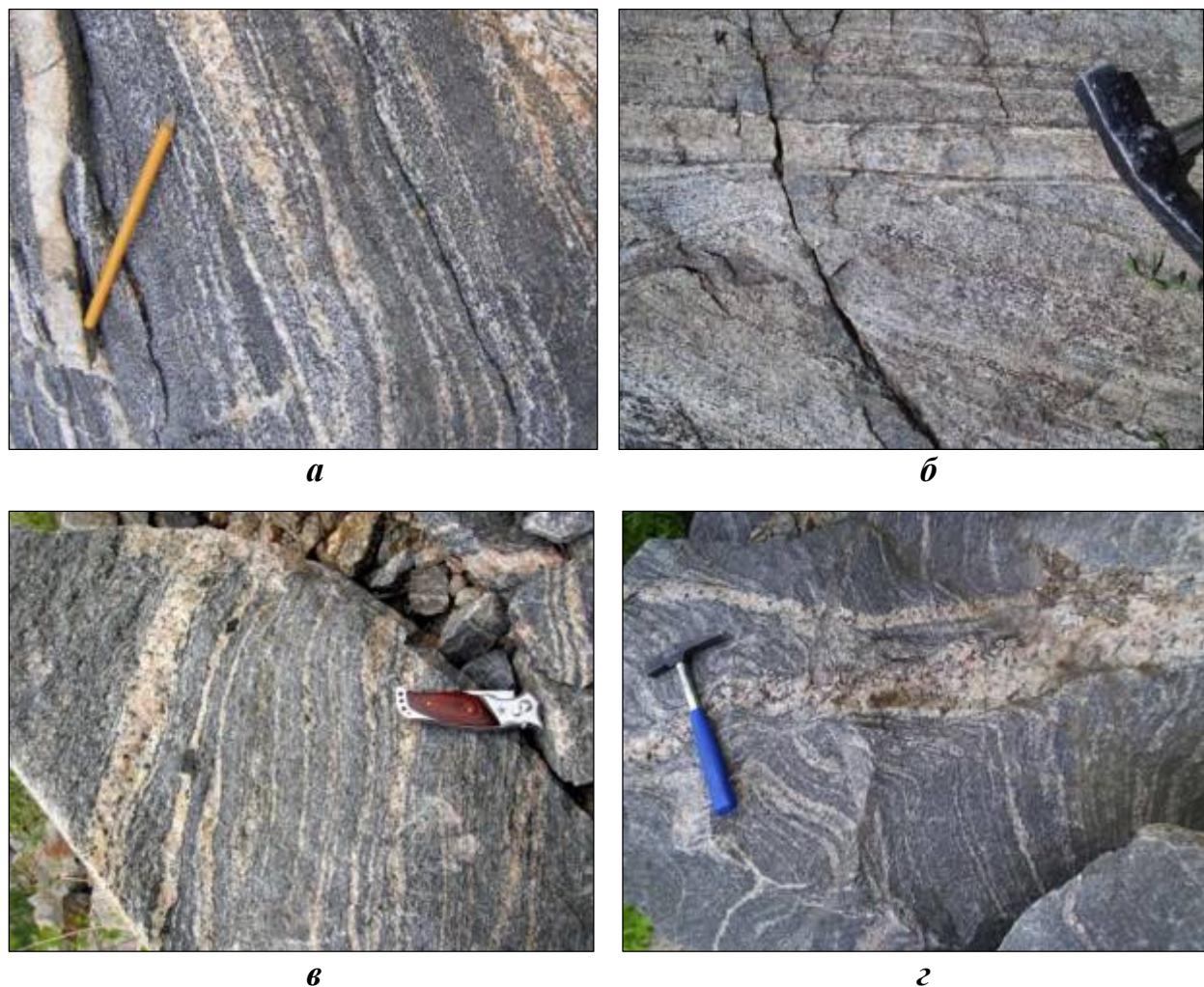


Рис. 4.32. Мігматити різних текстурних типів: *а, б* – лінійно-смугасті на північних околицях с. Шолохово; *в, г* – смугасто-лінзовидні та хвилясті в кар’єрах біля с. Башмачка.

В Башмачкинському кар’єрі часто трапляються мігматити, що складаються з трьох породних частин, які добре розрізняються між собою за інтенсивністю відтінків сірого кольору (рис. 4.33). Меланосомна частина таких мігматитів представлена смугами та лінзами сірого, темно-сірого кольору потужністю від 1-5 мм до перших см. При зменшенні потужності смуги стають більш меланократовими і відповідно зростає інтенсивність їхнього забарвлення. Можна зробити припущення, що темно-сіра меланосома – це рестити або мобілізати світлозабарвлених її різновидів. Новоутворені складові мігматитів представлені лейкосомою 1 і 2. Лейкосома-1 за світло-сірим забарвленням добре відокремлюється від палеосоми. Макроскопічно

(дрібнозерниста структура, гнейсоподібна текстура) вона має вигляд гнейсів. Смуги лейкосоми-1 потужністю 0,5-3 см разом з меланосомою складають до 80 % загального об'єму мігматитів. Лейкосома-2 (20 %) представлена ін'єкціями світло-сірих апліт-пегматоїдних гранітів, інколи дрібносередньозернистих плагіогранітів потужністю 0,3-1,5 см.

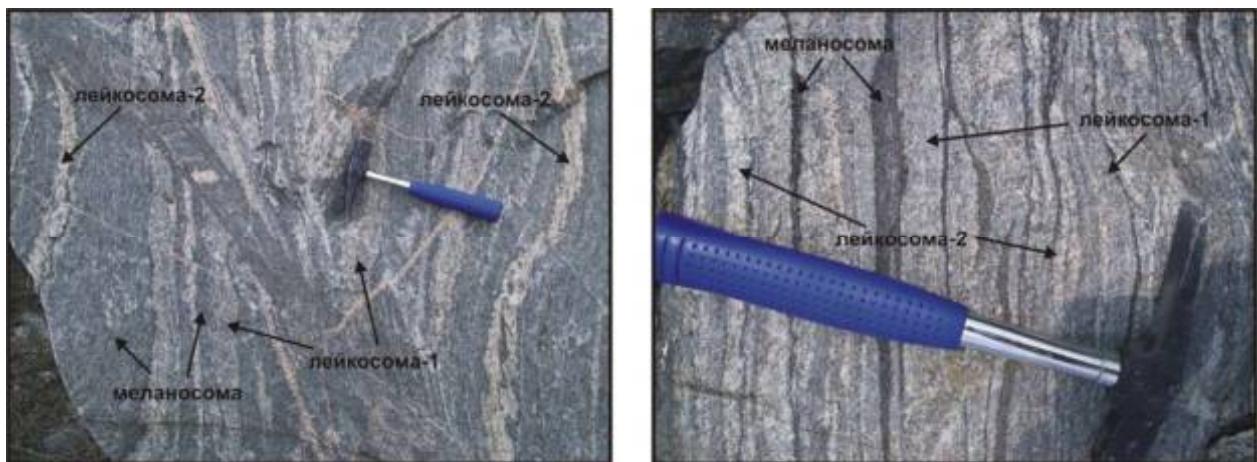


Рис. 4.33. Смугасті мігматити, що складаються з трьох породних частин (Башмачкинський кар'єр).

Мігматити Кам'янозубилівського кар'єра характеризуються сірим, рожево-сірим кольором та доволі однорідною лінзо-смугастою текстурою, яка створюється чергуванням близьких за потужністю смужок (в середньому 0,5-1 см) меланосом і лейкосом. Між собою вони мають розпливчасті дифузні контакти, внаслідок чого смужки тої чи іншої складової частини мігматитів не завжди вдається чітко простежити (рис. 4.34). Рожевий відтінок породам надає присутністю мікрокліну, який приурочується до лейкосоми мігматитів та прожилків січних пегматоїдних гранітів. Причому лейкосомні смужки з мікрокліном мають прямі сполучення з прожилками січних пегматоїдних гранітів потужністю від 0,5 см до перших десятків см. Характерні структурні форми мігматитів на контакті з прожилками вказують на те, що формування лейкосоми гранітного складу (з К-шпатом) проходило в пластичному, неконсолідованиму плагіогранітоїдному матриксі. Ці спостереження дають підставу зробити припущення про двостадійність

єдиного процесу ультраметаморфізму в Середньому Придніпров'ї: рання (головна) стадія – це утворення плагіокласових мігматитів, пізня (заключальна) – двопольовошпатових порід, які раніше часто називалися полімігматитами.



Рис. 4.34. Мігматити лінзо-смугастої текстури в кар'єрі Кам'янозубилівський. На фото правіше спостерігають структурні співвідношення мікроклінізації плагіомігматитів із жилою пегматоїдних гранітів з елементами пластичних деформацій.

Під мікроскопом мігматити Кам'янозубилівського кар'єра мають дрібнозернисту лепідогранобластову структуру, слабовиражену смугасту, іноді масивну текстуру. Породи складаються з ізометричних виділень плагіоклазу завбільшки 0,5-1 мм (60-70%), неправильної форми зерен кварцу розміром до 1,5 мм (20%), слабко видовжених лусок біотиту (2-5%), мусковіту (до 1 %), накладеного мікрокліну (10-15%), виділень епідоту (до 1 %) та акцесорних апатиту, сфену, циркону. Меланосомні смуги збагачені біотитом і містять мало мікрокліну. Завдяки цьому вони добре виділяються макроскопічно за сірим забарвленнями на фоні світло-сірої та світло-рожевої лейкосоми, незважаючи на розплівчасті обмеження між ними. Мікроклін представлений декількома структурно-морфологічними типами: разом з кварцом формує мікрогранобластовий агрегат в міжзерновому просторі; обростає лейсти плагіоклазу утворюючи навколо нього кайму з

проникненням всередину зерен по тріщинам спайності; в найбільш мікроклінізованих різновидах, де мікрокліну не менше 15%, окрім заміщаючих кайомок він представлений окремими ксенобластами.

Представницькі відслонення ультраметаморфітів *агматитової текстури* задокументовані на лівому березі р. Базавлучок біля дороги, що сполучає села Тарасо-Григорівка і Новоіванівка (аз. хід №9). У невеликій кам'яній виїмці товща амфіболових кристалосланців січеться густою мережею різнонаправлених гранітоїдних прожилків. При цьому релікти суперкрустальних порід уособлюються у вигляді лінзоподібних останців розміром від перших см до 1 м. В разі, якщо кількість гранітоїдного матеріалу (гнейсоподібні і апліт-пегматоїдні плагіограніти) не перевищує 50 %, ксеноліти за видовженням узгоджуються з елементами сланцеватості первинної метаморфічної товщі. Якщо ж лейкосома домінує над палеосомою, «брили» кристалосланців можуть зазнавати переорієнтації в рухомому гранітоїдному матриксі. Подекуди палеосома агматитів представлена «уламками» у формі трикутника (рис. 4.35).



Рис. 4.35. Мігматити агматитової текстури (р. Базавлучок, с. Новоіванівка).

Мігматити *небулітової текстури*, на відміну від вищеописаних типів, характеризуються більш глибоким ступенем гранітизації. Це виражається у метасоматичному збагаченні палеосоми гранітофільними елементами та наближенні її мінерального і хімічного складу до гранітоїдного. В даному

випадку вона діагностується як меланосома. Незважаючи на істотну втрату ознак первинної породи, меланосома зберігає свої обриси. Небулітова текстура часто називається тіньовою, а мігматити відповідно іменуються як „тіньові”. Даний тип порід поширений в межах с. Кам’янка (рис.4.36) на лівому березі одноіменної річки, де вони розміщаються в зоні поступового переходу від plagio-granitoidів plutonічної формациї до мігматитів смугастої та строматолітової текстури.



Рис. 4.36. Мігматити небулітової (тіньової) текстури в с. Кам’янка на лівому березі одноіменної річки.

4.2.5 Гнейсоподібні plagio-graniti.

Окрім описаних головних структурно-текстурних типів мігматитів серед ультраметаморфітів групи *б* слід окремо відмітити раніше згадані гнейсоподібні plagio-graniti, що утворилися за рахунок plagio-klastovих паралі (або) ortogneissів, склад яких близький гранітоїдному. Подекуди вони нагадують тіньові мігматити з ледь помітними палеосомою та неосомою, проте найчастіше вони є однорідними, гомогенними. В останньому випадку

вони помилково можуть ідентифікуватися як суперкрустальні плагіогнейси. Проте співвідношення з вміщуючими кристалосланцями і амфіболітами дає змогу впевнено встановлювати їх ультраметаморфічну природу. Діагностичні геолого-структурні критерії цих специфічних утворень були розглянуті вище та проілюстровані на рис. 4.26–4.28.

Гнейсоподібні плагіограніти – це світло-сірі переважно однорідні, інколи мігматитоподібні породи дрібнозернистої та середньодрібнозернистої структури, гнейової, лінзовидно-гнейової, смугастої текстури. Темноколірні мінерали представлені біотитом і амфіболом. За структурно-текстурними особливостями та мінеральним складом їх можна умовно розділити на три головні петрографічні різновиди: 1) середньодрібнозернистий біотитовий; 2) дрібнозернистий біотит-амфіболовий; 3) дрібнозернистий амфіболовий.

Відмічені різновиди складають окремі субзгідні та сікучі пластоподібні тіла потужністю від перших см до перших десятків м. Завдяки добре вираженій лінзовидно-смугастій текстурі перший різновид (рис. 4.37,а,б) доволі добре діагностується макроскопічно. Його найбільш потужні виходи спостерігаються на правому березі р. Базавлук в с. Шолохово та в Кам'янозубилівському кар'єрі біля с. Башмачка. З близькими за будовою лінзовидно-смугастими мігматитами, що є найпоширенішими в кар'єрі, описані ультраметаморфіти мають поступові переходи та відрізняються більш гомогенним гнейсоподібним виглядом. Макроскопічно масивна основна тканина біотит-амфіболового різновиду (рис. 4.37,в) порушується поодинокими паралельними світло-сірими кварц-плагіоклазовими смужками завширшки 0,2-0,5 см, які надають їй шаруватого вигляду. У відслоненнях виявлені лінзи-ксеноліти амфіболітів (рис. 4.37,г) із зазубреними обмеженнями по видовженню, що переконливо свідчить на користь інтрузивної природи біотит-амфіболового різновиду. Такий висновок підтверджується також наявністю таблитчастих зерен плагіоклазу, які найчастіше утворюються в магматичних породах. Амфіболовий різновид

зазвичай має слабопомітну «тіньову» лінзо-смугасту текстуру, яка обумовлена нерівномірним розподілом фемічних та салічних мінералів.

Мінеральний склад гнейсоподібних плагіогранітів усіх трьох різновидів наступний: плагіоклас (35-50%), кварц (20-40%), амфібол (0-15%), біотит (0-15%), епідот (0-10%), мікроклін (0-5 %), хлорит, карбонат, серицит, циркон, апатит, сфен.

Плагіоклас в амфіболових різновидах представлений дрібними (0,05-0,4 мм) неправильної форми зернами, в біотит-амфіболових – таблитчастими виділеннями та видовженими агрегатами розміром до 2,5 мм в лейкократових смугах біотитових мігматитів.

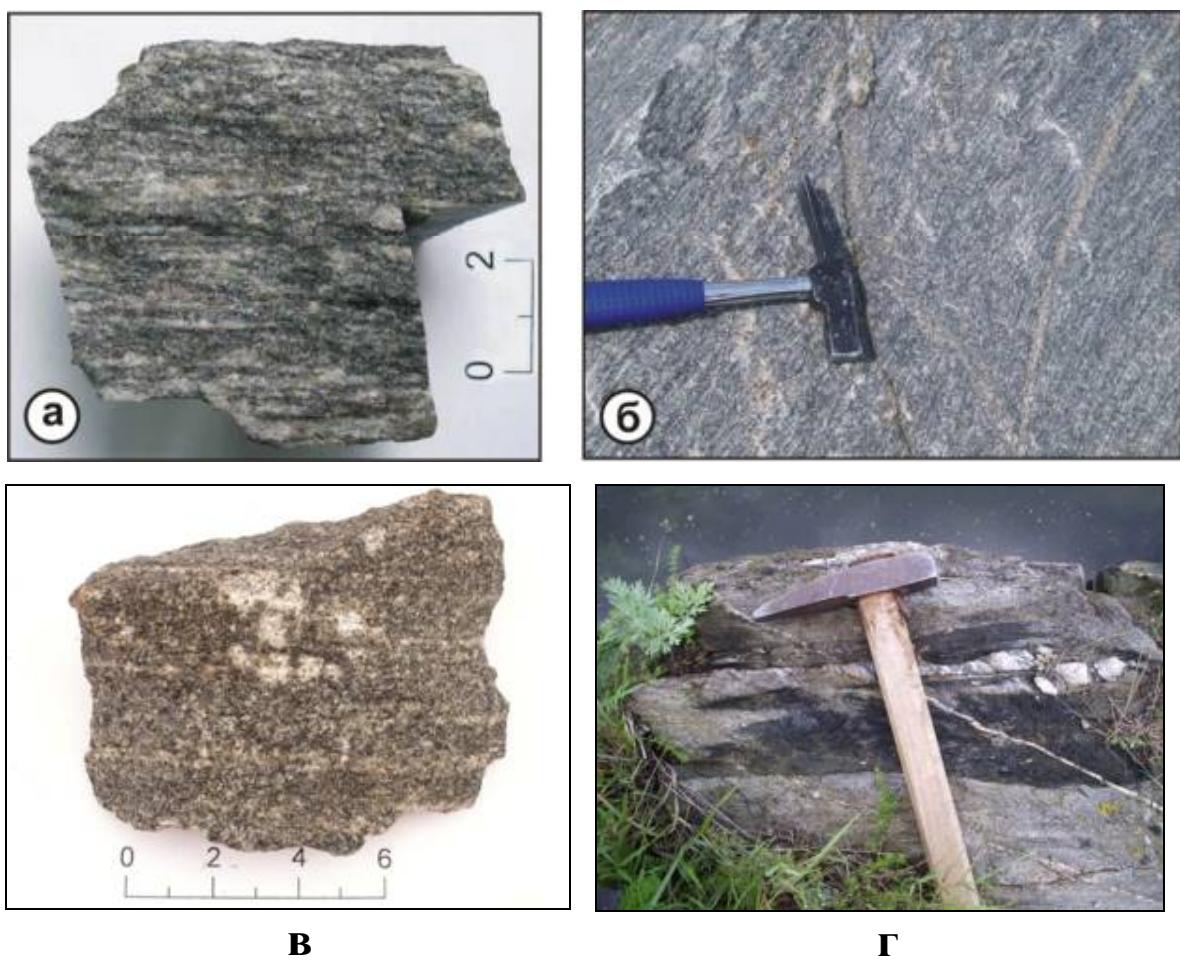


Рис. 4.37. Гнейсоподібні плагіограніти: а – біотитові (зр. 162, с. Шолохово); б – відслонення, кар’єр Кам’янозубилівський; в – біотит-амфіболові, г – з ксенолітом амфіболітів.

За складом виділяється дві генерації плагіоклазу: рання представлена переважно ідіоморфними таблицями андезину (табл. 4.17, рис. 4.30,а), в біотитовому різновиді – олігоклазом з номером 17-30; пізня – це альбіт, який найчастіше спостерігається у ксеноморфних виділеннях. Розвиток альбіту пов’язується з процесами ультраметаморфізму та мігматизації суперкрустальних утворень. Для обох генерацій характерні чіткі полісинтетичні двійники, що іноді затушовані вторинними мінералами. Заміщується плагіоклаз серицитом, пелітом, іноді епідотом. В біотитових мігматитах полісинтетичні двійники відмічаються порівняно рідко; подекуди плагіоклаз проростає мікрокліном (антипертитові вrostки).

Кварц утворює ізометричні, часто видовжені зерна, які концентруються в субпаралельних лінзочках. Їх розмір становить 0,05-0,3 мм в амфіболових та 0,2-1 мм (до 3 мм) в біотитових різновидах.

Амфібол має блакитно-зелене забарвлення з плеохроїзмом до блідо-буруватого по Ng. Зерна неправильної, іноді призматичної та ромбічної форми розміром 0,1-0,4 мм, іноді до 2,5 мм. За хімічним складом (табл. 4.16) амфібол відноситься до еденіт-паргаситової серії з трендом у бік складу феропаргаситу (рис. 4.30,б).

Біотит наявний у вигляді неправильних, іноді видовжених лусок світло-коричневого кольору із зеленуватим відтінком завдовжки до 1 мм. Часто утворюються зростання двох-трьох лусок, до яких можуть додаватися окремі виділення амфібулу та епідоту. Інколи вздовж спайності біотиту розвивається вторинний мусковіт, що утворює тонкі луски завдовжки 0,3-0,5 мм. Подекуди біотит заміщується мусковітом, хлоритом, мінералами групи епідоту. Останні представлені власне епідотом і цоїзитом.

Плутонічна плагіогранітова формація характеризується тісними просторово-генетичним зв’язком з ультраметаморфічними утвореннями формацій граніт-плагіогранітових і діорит-плагіогранітових мігматитів. Границі між ними є нечіткими, розпливчастими, внаслідок чого плутонічні тіла не завжди чітко оконтурюються безпосередньо у відслоненнях або,

більше того, за керном свердловин. Це ускладнюється й тим, що в закритій місцевості над аналогічними за фізичними властивостями плагіогранітідами різних формацій формуються близькі за значеннями гравітаційні ($\Delta G_{\text{ост.}} = -1,5\text{-}0$ мГал) та магнітні ($\Delta T_a = -200\text{-}+50$ нТл) поля. При цьому все ж таки відмічається тенденція незначного підвищення інтенсивності гравімагнітних полів при переході від плутонічних до ультраметаморфічних формацій.

Серед утворень аульського СФК повсюдно трапляються **пегматитові й апліт-пегматоїдні** тіла, які за будовою, речовинним складом, віком формування належать до аульського та двопольовошпатових гранітів СФК. Жили та тіла рожевих мікроклінових аплітів і пегматитів з чіткими контактами та зональною будовою відносяться до плутонічних комплексів двопольовошпатових гранітів. Світло-сірі, рожево-сірі плагіокласові та мікроклін-плагіокласові апліт-пегматоїдні граніти та пегматити, які представлені переважно лінзоподібними та неправильної морфології видовженими тілами з розпливчастими, нечіткими контактами, без характерної для пегматитів внутрішньої зональності зараховуються нами [324] до аульського комплексу. За зазвичай позначені утворення ширені в купольних структурах, особливо в їх центральних частинах, наприклад, Базавлуцьке пегматитове поле, яке знаходиться в міжріччі рр. Базавлук і Базавлучок. Воно утворене серіями шліроподібних безформних тіл та субзгідних загальній сланцюватості жил, які насичують вмісні супракрустальні та ультраметаморфічні породи пегматоїдною складовою до 50% і більше. В районі с. Крутій Берег виділяється своєрідний масив апліт-пегматоїдних гранітів, який відслонюється вздовж правого берега р. Базавлук у кам'яних виробках більш ніж на 100 м. У загальному ряду плутонічних утворень апліт-пегматоїдна формація, ймовірно, знаменує рубіж зміни "плагіогранітоїдного" плутонічного магматизму "гранітоїдним" і латерально пов'язана як із проявом першого, так і з продуктами початкових стадій другого [145]. Питання структурного положення, речовинного складу,

петрогенезису та рудоносності апліт-пегматоїдних гранітів СПК детально висвітлені у роботах Л.В. Ісакова та ін. [130–134].

Типові plutonічні plagio-graniteoids аульського СФК розглядаються в окремому розділі 4.4 як складова частина ТТГ асоціації.

4.3 Середньопридніпровський тоналіт-зеленокам'яний комплекс

Тоналіт-зеленокам'яний комплекс представлений переважно ефузивними магматичними породами (до 80-85 % загального обсягу). Серед них різко домінують вулканіти основного складу: базальти і долерити. Породи ультраосновного, середнього і кислого складу, навіть разом взяті, значно поступаються базитам за поширеністю. Ультраосновні вулканіти – коматіти – наявні у розрізах усіх ЗКС. Для порід кислого складу притаманне поширення ефузивних та інтрузивних (субвулканічних) фаций, які представлені ідентичними за виглядом породами: дацитами, ріодацитами, андезидацитами, ріолітами. Частка осадочних і хемогенно-осадочних (залізистих кварцитів) та змішаних вулканогенно-осадочних відкладів в різних структурах неоднакова і складає від 5 до 15 %, а з урахуванням теригенних відкладів білозерської серії може сягати 25-30 %. Плутонічного вигляду plagio-graniteoids, що розміщені в бортах ЗКС (сурський та певною мірою саксаганський комплекси) також відносяться до зеленокам'яного СФК [39, 308] як інтрузивні аналоги кислих вулканітів. В цій роботі вони розглядаються окремо, в єдиній групі plagio-graniteoidних формacій, які відомі як ТТГ асоціація [315, 451, 446]. Серед інших plutonічних утворень важливу роль відіграють ультрабазити (дуніти, перидотити), що складають серію масивів в межах ЗКС, як правило, в їхніх бортових частинах. Основні plutonічні породи представлені невеликими інтрузивними тілами габродолеритів, габро, піроксенітів.

4.3.1 Базальти і долерити.

Обсяг базальтоїдів в Сурській, Софіївській та низці дрібних ЗКС в районі Кривого Рогу сягає 85-90 %, тоді як в інших структурах дещо знижується до 60-70 %. В загальному розрізі стратифікованих утворень (рис. 4.38) відмічається зменшення їхнього обсягу від підошви до покрівлі: в конкській серії вони розподілені більш-менш рівномірно, але вже починаючи від верхів та в білозерській серії їхня частка різко зменшується. У напрямку знизу доверху відмічається також зростання ролі туфової фації, туфтів і змішаних вулканогенно-осадових порід на фоні загального домінування лавової фації. Ефузиви представлені характерними для базальтів покровами і окремими потоками, характерною особливістю яких у порівнянні з молодшими виливами палеопротерозою і фанерозою є підвищена потужність, про що наголошував у своїй роботі К. Конді [415]. Так, у межах Сурської, Верхівцевської, Чортомлицької ЗКС середні значення потужності потоків складають 50-60 м з максимальними значеннями до 120 м. В складі потоків виділяються горизонти подушкових лав, покривної і донної лавобрекчії, загартованих, порфірових, мигдалекам'яних порід. У найбільш потужних потоках простежується плавний перехід від прихованозернистих, склуватих порід у краївих зонах до повнокристалічних дрібно-, середньозернистих, а іноді крупно- і гігантозернистих долеритів у центральних частинах [318, 336].

Розглянемо спочатку слабкометаморфізовані, «типові зеленокам'яні» породи внутрішніх частин, а потім – метаморфізовані в епіidot-амфіболітовій та амфіболітовій фації метабазити краївих частин ЗКС та порівняємо їх між собою і амфіболітами базавлуцької товщі. Адже не виключається ймовірність того, що базавлуцька товща і сурська світа, принаймні її суттєво базитова нижня частина, є стратиграфічними одиницями, які за уявленнями А.В. Самсонова та ін. [278] сформувалися в різних геологіко-структурних обстановках.

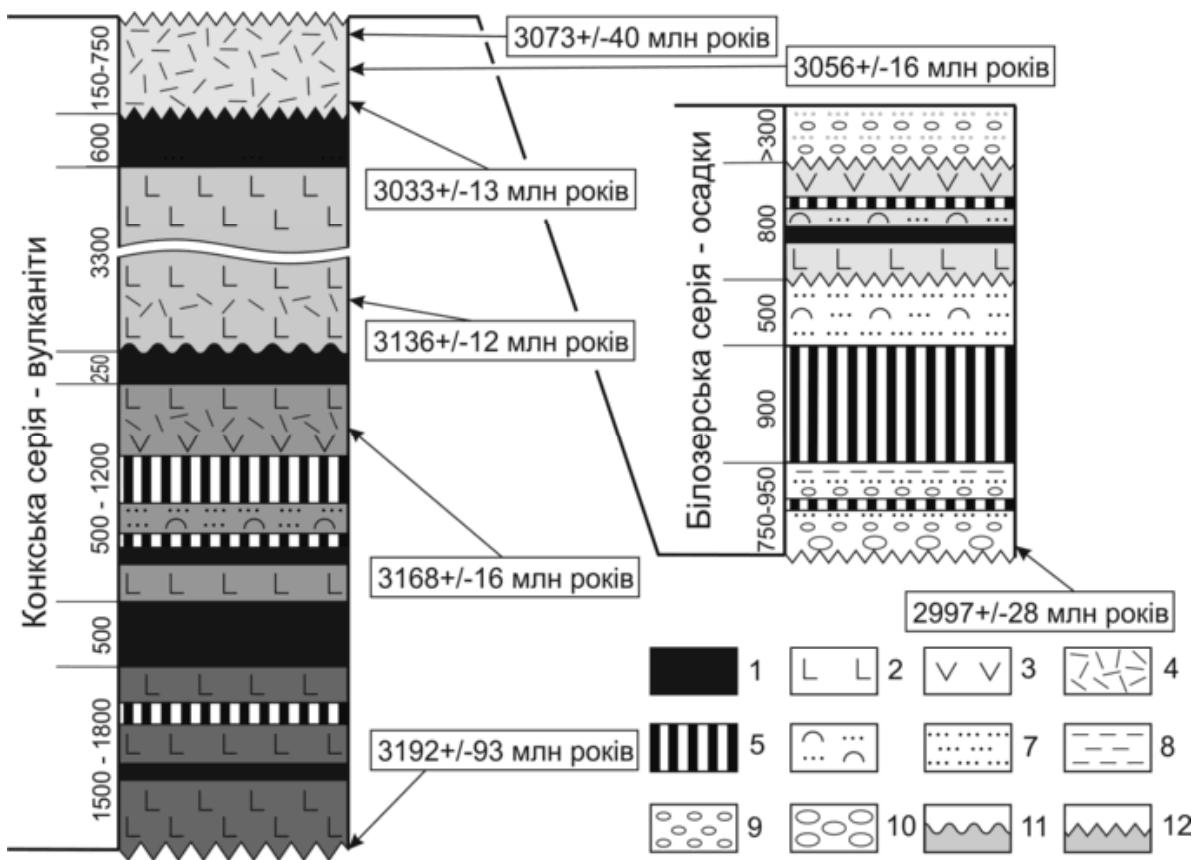


Рис. 4.38. Зведений розріз зеленокам'яних структур СПК: 1 – коматіїти, 2 – базальти, 3 – андезити, 4 – ріодацити, дацити, ріоліти, 5 – залізисті кварцити, 6 – вулканогенно-осадові породи, 7 – пісковики, 8 – алевроліти, аргіліти, 9 – гравеліти, 10 – конгломерати, 11 – стратиграфічні і 12 – кутові незгідності. Використані матеріали М.П. Щербака та ін., 2005.

Базальти – це сіро-зелені, зелено-сірі, темно-сірі тонко- і дрібнозернисті породи, зазвичай різною мірою розсланцьовані або масивні, інколи плямистого вигляду. Внаслідок метаморфізму зеленосланцевої фазії вони перетворені в сланці, представлені асоціаціями таких мінералів: актиноліт, хлорит, плагіоклаз, епідот, карбонат, незначна кількість (1-15 %) кварцу. Завдяки переважанню у їхньому складі забарвлених у зелені відтінки темноколірних мінералів, раніше при польовому описі вони йменувалися «зеленими сланцями» відповідного складу. Okрім цього, в залежності від співвідношень вищезазначених мінералів, використовувалися такі терміни як епідозити, празиніти, пропліти, порфірити тощо. Проте в більшості випадків

вони містять різною мірою збережені мінералого-петрографічні ознаки вихідних вулканітів: порфірову (рис. 4.39,а), мигдалекам'яну, офітову (рис. 4.39,б), толеїтову, долеритову, мікролітову, інтерсертальну (рис. 4.39,в), пілотакситову структури і текстури, поодинокі релікти або псевдоморфози піроксенів, олівіну, основного плагіоклазу. Завдяки цьому вдається відтворити петрографічне різноманіття первинних порід та застосувати до них відповідну дометаморфічну термінологію. Усереднений мінеральний склад базальтів (%): актиноліт – 35-65; хлорит – 5-20; плагіоклаз (альбіт) – 10-35; епідот і кліноцоїзит – 5-40; кварц – 3-15; біотит – 0-5; карбонат – 5-10; акцесорні – сферен з реліктами ільменіту;rudні – магнетит, титано-магнетит, лейкоксен, пірит.

В порфірових різновидах фенокристали мають таблитчасту форму (рис. 4.39,а) і складені більш основним плагіоклазом, ніж в основній масі. Подекуди відмічається реліктове скло, яке заміщується хлоритом або тонкозернистим агрегатом хлориту, епідоту, магнетиту (рис. 4.39,б). Інколи воно заповнює проміжки між видовженими лейстами альбітизованого плагіоклазу, утворюючи так звану толеїтову структуру. Зі збільшенням розміру зерен однорідні та, головним чином, масивні базальтоїди з реліктовими офітовими, долеритовими структурами ідентифікуються як долерити.

Базальтові туфи мають переважно плямисту або лінзо-смугасту текстуру, подекуди діагностується реліктора літокристалокластична структура, що створюється уламками базальтів та їхніми пордоутворюючими мінералами пісамітової (рис. 4.39,д) та дрібнопсефітової розмірності (0,25–4 мм). Уламки базальтів часто мають бластоофітову структуру (рис. 4.39,г). Мінеральний склад порід: хлорит – 20-45; альбіт – 15-30; актиноліт – 0-10; кварц – 5-15; епідот – 5-20; карбонат – 5-15; акцесорні – сферен, магнетит, пірит.

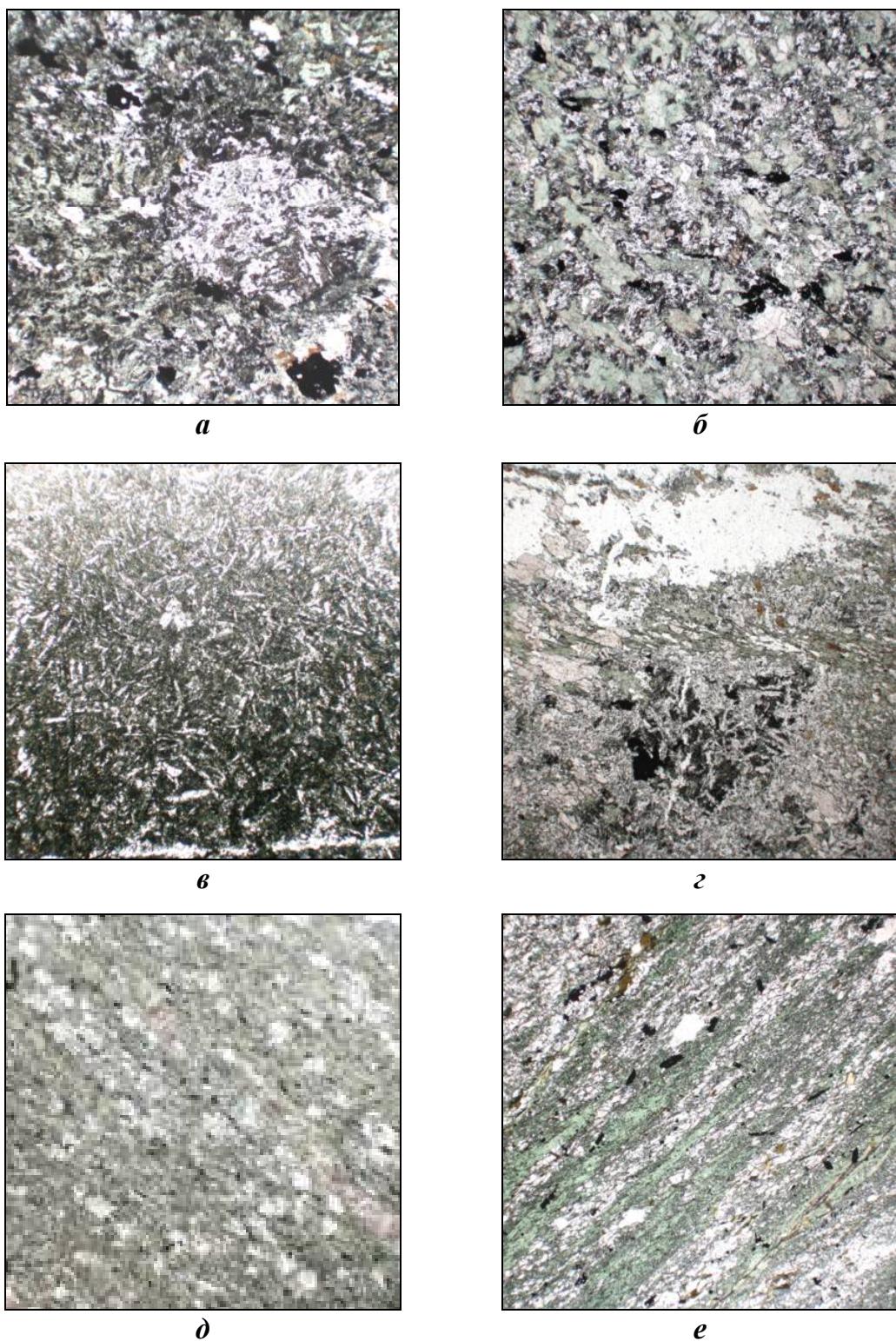


Рис. 4.39. Реліктові структури і текстури у базальтах: *а* – порфірова, шліф 644/20, гл. 257,0 м; *б* – офітова, шл. 10068/38а, гл. 144,0 м; *в* – інтерсерталльна, шл. 605/26, гл. 118,0 м. Туфи базальтів: *г* – літокристалокластичний, в уламках породи – офітова структура, шл. 644/19, гл. 255,4 м; *д* – псамітовий, шл. 10081, гл. 305,7 м. Туфіт: *е* – алевро-псамітовий, шл. 23358/4, гл. 150,3; збільшення 15, ніколі паралельні. Використані шліфи з колекції А.С. Станкіна.

З появою у базальтових туфах осадового матеріалу (до 50 % обсягу породи) вони утворюють поступові переходи до *туфітів*. В зв'язку з тим, що теригенний матеріал представлений продуктами ефузивних вивержень без суттєвого перемивання і переміщення, туфіти за складом практично не відрізняються від лав і туфів базальтів. Вони мають сірувато-зелений, сірувато-темно-зелений колір та вирізняються тонкозернистою структурою, чітко сланцюватою і шаруватою (1-10 мм) текстурою, завдяки пошаровому розподілу породоутворюючих мінералів. Зазвичай вони описуються як сланці кварц-альбіт-карбонат-хлоритові або карбонат-кварц-хлоритові. Під мікроскопом спостерігається гранолепідобраста та реліктова алевро-пелітова структура (рис. 4.39,е), сланцювата і шарувата текстура. Мінеральний склад порід, (%): хлорит – 15-80; кварц – 5-40; карбонат – 5-30; альбіт – 0-30; серицит – 0-10; біотит – 0-5; акцесорні – сфен, магнетит, пірит.

Найповніші петрографічні описи основних вулканітів як метаморфічних утворень містяться у низці робіт І.С. Усенка, М.П. Семененка, В.Д. Ладієвої, В.Л. Бойка, С.М. Рябоконя, І.М. Бордунова, В.С. Монахова, В.О. Стульчикова та ін. [52, 68, 186, 283, 350 та ін.]. З позиції кайнотипних магматичних утворень, природа яких встановлюється на основі реліктових структурно-текстурних і мінеральних ознак вихідних порід, вони охарактеризовані в роботах О.Б. Боброва, А.О. Сівороно娃, М.В. Кушинова В.М. Петька та ін. [40, 45, 124 та ін.]. Найкраще та найбільші обсяги первинних базальтоїдів діагностуються у Сурській, Білозерській, Чортомлицькій ЗКС, в яких виділяються найбільш потужні зони зеленосланцевої фазії метаморфізму. Найменше таких утворень містяться у Верхівцевській та Конській ЗКС, які метаморфізовані більш інтенсивно з переважанням зони епіidot-амфіболітової фазії.

Основні магматичні породи в крайових частинах структур незалежно від їхньої хроностратиграфічної приналежності та положення у розрізі внаслідок в умовах амфіболітової фазії перетворені в амфіболіти. В складі сурської світи, яка знаходитьться в основі зеленокам'яного розрізу, вони за зовнішнім

виглядом та відсутністю виразних ознак первинних порід схожі з амфіболітами аульського СФК. Базальтоїди ж вищого стратиграфічного рівня, які подекуди розміщаються в бортах ЗКС, незважаючи на аналогічні метаморфічні перетворення, містять добре діагностовані текстири і структури вихідних вулканітів.

Як зазначалося вище, базальтоїди різних стратиграфічних рівнів у крайових частинах ЗКС дуже подібні до амфіболітів аульської серії. Це питання набуває особливого значення у зв'язку з проблемою структурно-формаційної приналежності амфіболітів Шолохівської ділянки [331, 333], а відтак і геологічної інтерпретації геохронологічних даних, отриманих А.В. Самсоновим та ін. [278] і Л.М. Степанюком та ін. [307] у відслоненнях вздовж цього відрізу р. Базавлук і вище по течії, на берегах Базавлучка.

Шолохівська ділянка. Поширені в межах ділянки дрібнозернисті тонкосмугасті амфіболіти (рис. 4.40) складаються з амфіболу (50-60%), плагіоклазу (40-50%) та незначної кількості кварцу, епіdotу. Типовим для них є витриманий вміст мінералів, однорідність структурно-текстурних особливостей та утворення плитчастої відокремленості.

Амфібол – магнезіальна рогова обманка (табл. 4.18, рис. 4.41,а) – утворює зерна розміром 0,5-1 мм видовжено-призматичної форми з нерівними зазубреними обмеженнями. Виділення рогової обманки, що мають зелений колір з блакитним відтінком, інколи облямовуються смужкою еденіту. На суттєве зростання у його вмісті натрового компоненту вказує більш яскравий блакитний відтінок. *Плагіоклаз* переважно має андезиновий склад (табл. 4.19, рис. 4.41,б) зі вмістом анортитового міналу 37-38, який в окремих зернах може зростати до 49, наближаючись до лабрадору. мінерал утворює неправильної форми видовжені або ізометричні зерна, які іноді повністю епідотизовані. Часто спостерігається грануляція виділень з утворенням агрегату дрібних зерен, для котрих відмічається вибіркова серицитизація та зональна будова. Між дрібними виділеннями міжзерновий

Таблиця 4.18

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти амфіболів із амфіболітів середньопридніпровського та аульського СФК

Зразок	165*		171		643			667		716		134			179		34	
№ аналізу	1	7	1	5	2	4	7	2	7	11	12	1	12	16	2	4	4	5
SiO ₂	47,73	46,68	46,83	46,25	46,21	48,03	47,60	47,63	48,52	43,95	52,49	51,77	49,59	51,90	52,12	44,76	48,60	52,85
TiO ₂	0,31	0,00	0,60	0,30	0,67	0,15	0,23	0,12	0,36	0,19	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00	0,39	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	9,98	10,77	11,94	12,61	12,88	11,30	11,66	10,79	10,06	11,67	4,49	5,97	8,37	6,25	8,25	12,57	10,32	5,93
FeO	17,67	19,08	13,89	14,14	17,07	16,70	16,24	15,86	14,39	17,86	13,23	12,05	13,28	11,75	12,41	16,05	12,45	10,69
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	10,40	9,27	12,33	12,22	9,46	10,44	10,18	11,40	11,81	9,91	14,82	15,56	13,75	15,00	13,64	10,85	14,66	16,64
CaO	11,79	12,20	12,11	12,04	11,74	12,12	11,51	12,14	12,28	12,81	12,88	12,55	12,75	12,92	12,87	12,48	11,52	12,39
Na ₂ O	2,12	2,00	1,97	2,05	1,46	0,91	2,10	1,73	2,26	2,38	1,71	1,78	1,88	2,00	0,35	1,67	2,44	1,50
K ₂ O	0,00	0,00	0,32	0,39	0,52	0,35	0,48	0,34	0,31	1,23	0,36	0,31	0,24	0,18	0,35	1,23	0,00	0,00
Si	6,89	6,81	6,66	6,58	6,65	6,86	6,85	6,83	6,95	6,51	7,46	7,31	7,07	7,33	7,31	6,50	6,79	7,34
Al _{IV}	1,11	1,19	1,34	1,42	1,35	1,14	1,15	1,17	1,05	1,49	0,54	0,69	0,93	0,67	0,69	1,50	1,21	0,66
Al _{VI}	0,59	0,66	0,67	0,69	0,84	0,76	0,83	0,65	0,65	0,54	0,21	0,30	0,47	0,37	0,68	0,66	0,49	0,31
Ti	0,03	0,00	0,06	0,03	0,07	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,20	0,16	0,25	0,36	0,23	0,31	0,04	0,23	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,17	0,61	0,25	
Fe ²⁺	1,93	2,17	1,41	1,33	1,82	1,68	1,92	1,68	1,72	2,21	1,57	1,37	1,58	1,39	1,46	1,78	0,85	0,99
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,24	2,02	2,62	2,59	2,03	2,22	2,19	2,44	2,52	2,19	3,14	3,27	2,92	3,16	2,85	2,35	3,05	3,45
Ca	1,82	1,91	1,85	1,84	1,81	1,86	1,78	1,86	1,88	2,03	1,96	1,90	1,95	1,95	1,94	1,94	1,72	1,84
Na	0,59	0,57	0,54	0,57	0,41	0,25	0,59	0,48	0,63	0,68	0,47	0,49	0,52	0,55	0,10	0,47	0,66	0,40
K	0,00	0,00	0,06	0,07	0,10	0,06	0,09	0,06	0,06	0,23	0,07	0,06	0,04	0,03	0,06	0,23	0,00	0,00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,54	0,48	0,65	0,66	0,53	0,57	0,53	0,59	0,59	0,50	0,67	0,70	0,65	0,69	0,66	0,57	0,78	0,78

*Примітка. Розшифровку зразків див. на рис. 4.41.

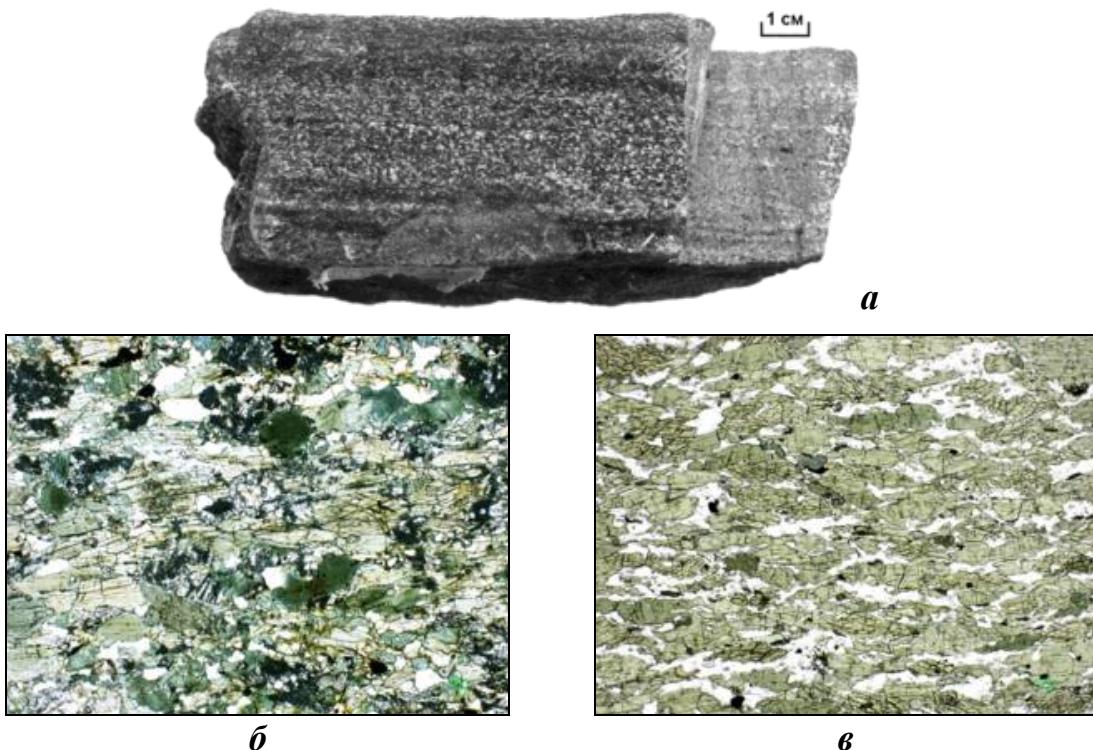


Рис. 4.40. Амфіболіти дрібнозернисті тонкосмугасті в с. Шолохове: *a* – в зразку 165, під мікроскопом; *b* – зр. 165, *c* – зр. 172; збільшення 20, ніколі паралельні.

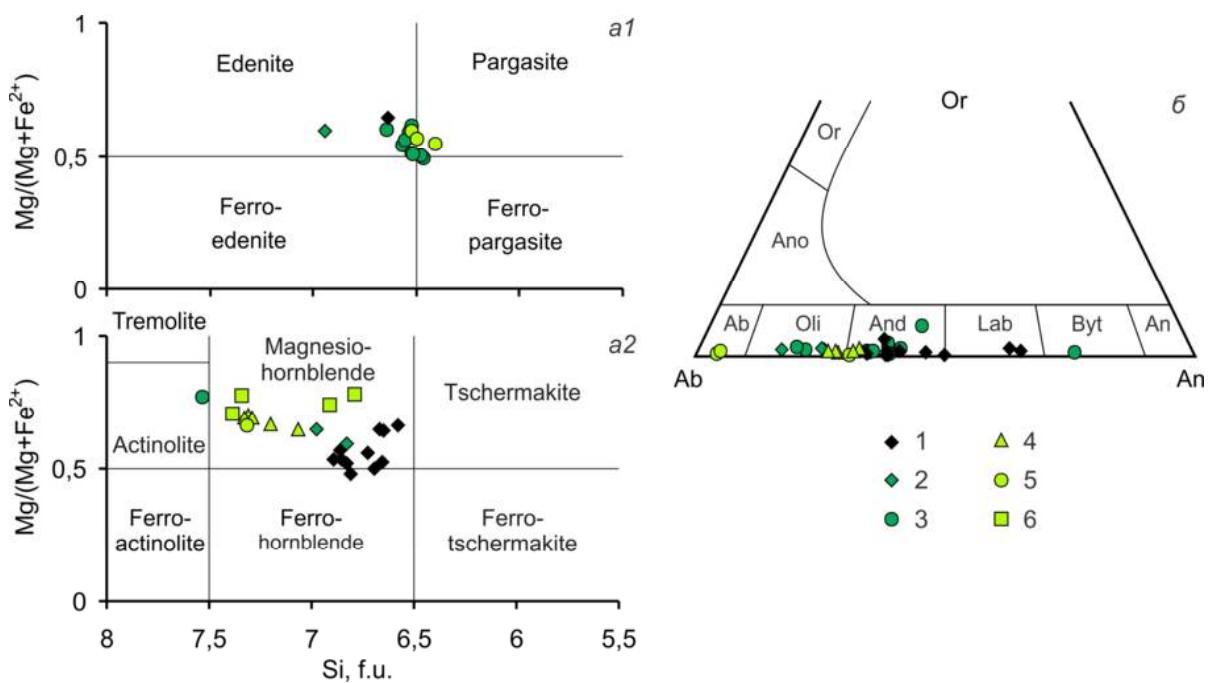


Рис. 4.41. Діаграми хімічного складу амфіболів (*a*) та плагіоклазів (*б*) із амфіболітів різних ділянок: 1 – Шолохівська (зр. 165, 171, 643), 2 – Кіровська (зр. 667), 3 – Новоіванівська (зр. 61, 157), 4 – Малософіївська (зр. 134), 5 – Калинова (зр. 179), 6 – Новомиколаївська (зр. 34); *a* – діаграми Leake et al., 1997: *a1* – $C_{AB} \geq 1,5$; $(Na+K)_A \geq 0,5$; $Ti < 0,5$; *a2* – $C_{AB} \geq 1,5$; $(Na+K)_A < 0,5$; $Ti < 0,5$; *б* – Ab-Or-An.

Таблиця 4.19

Представницькі хімічні аналізи та формульні коефіцієнти плагіоклазів із амфіболітів середньопридніпровського та аульського СФК

Зразок	165					171			643			667			179			716			134		
№ аналізу	3	6	8	2	8	3	6	8	3	6	8	6	7	10	3	6	9	3	8	17			
SiO ₂	55,79	54,57	57,45	50,09	54,57	58,12	57,17	56,48	58,98	61,95	59,27	58,41	67,09	66,57	55,52	57,94	56,10	57,47	58,95	59,06			
Al ₂ O ₃	24,18	27,89	26,37	29,76	26,37	26,39	25,66	26,51	23,87	21,93	23,66	24,93	19,95	19,86	25,94	24,78	25,72	25,35	23,95	24,24			
FeO	0,00	0,00	0,00	0,20	0,19	0,26	0,37	0,23	0,32	0,10	0,22	0,06	0,10	0,12	0,14	0,17	0,13	0,00	0,29	0,00			
CaO	8,21	11,28	8,55	14,08	9,73	8,90	7,41	8,26	6,00	3,99	5,83	6,96	0,89	1,05	9,60	7,29	8,86	7,55	6,56	6,20			
Na ₂ O	7,17	6,26	7,63	4,52	7,75	5,71	8,30	7,34	9,64	10,73	9,61	8,61	11,04	11,44	7,70	8,86	7,90	8,54	9,12	9,46			
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,23	0,17	0,10	0,13	0,14	0,18	0,22	0,23	0,00	0,05	0,12	0,26	0,08	0,17	0,25	0,09	0,13			
Si	2,60	2,47	2,58	2,30	2,48	2,60	2,58	2,54	2,65	2,77	2,66	2,62	2,94	2,93	2,52	2,61	2,54	2,59	2,65	2,65			
Al	1,33	1,49	1,40	1,61	1,41	1,39	1,36	1,41	1,27	1,15	1,25	1,32	1,03	1,03	1,39	1,32	1,37	1,35	1,27	1,28			
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00			
Ca	0,41	0,55	0,41	0,69	0,47	0,43	0,36	0,40	0,29	0,19	0,28	0,33	0,04	0,05	0,47	0,35	0,43	0,36	0,32	0,30			
Na	0,65	0,55	0,66	0,40	0,68	0,49	0,73	0,64	0,84	0,93	0,84	0,75	0,94	0,98	0,68	0,77	0,69	0,75	0,79	0,82			
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01			
X(Ab)	0,61	0,50	0,62	0,36	0,59	0,53	0,67	0,61	0,74	0,82	0,74	0,69	0,95	0,95	0,58	0,68	0,61	0,66	0,71	0,73			
X(An)	0,39	0,50	0,38	0,62	0,41	0,46	0,33	0,38	0,25	0,17	0,25	0,31	0,04	0,05	0,40	0,31	0,38	0,32	0,28	0,26			

простір виповнюється більш кислим плагіоклазом. Окрім того, в багатьох зернах плагіоклазу в крайових частинах спостерігаються нечіткі дрібні округлі, прямокутні або черв'якоподібні виділення кварцу (мірмекіти). *Кварц* має круглу, овальну або неправильну форму зерен зі згладженими краями. Розмір зерен становить в середньому 0,5 мм.

Амфіболіти середньопридніпровського СФК вивчалися в межах опорних ділянок, які розміщені крайових частинах ЗКС: 1) Кіровська – басейн р. Солона, район сс. Кірове, Високопіль, Кіровське відгалуження, Чортомлицька ЗКС; 2) Калинова – районі балок Холодова, Калинова, Овсієва, Халобудіна, Базавлуцьке відгалуження, Верхівцевська ЗКС; 3) Новомиколаївська – район с. Новомиколаївка, північно-східний борт Сурської ЗКС; 4) Малософіївська ділянка – південніше с. Малософіївка на лівобережжі Базавлуга, північно-східний фланг Софіївської ЗКС.

Кіровська ділянка. Досліджені амфіболіти цієї ділянки відносяться до субмеридіонально орієнтованого Кіровського відгалуження на півночі Чортомлицької ЗКС, відомого також як Бекентівське. Найбільше поширення мають зеленувато-сірі, темно-сірі тонкозернисті, подекуди зі склуватим зломом породи, які діагностуються базальтами. Серед них інколи виділяються дрібно-, дрібносередньозернисті різновиди з реліктовою офітовою структурою – долерити.

Базальти мають переважно сланцювату, рідше масивну текстуру. Подекуди можна спостерігати своєрідну лінзовидно-лінійну будову базальтів, яка нагадує сплюснені кульові лави. Під мікроскопом структура породи нематогранобластова, текстура паралельна, лінзовидно-смугаста. Головні мінерали – це нерівномірно розподілені в породі амфібол (50-80% зі зниженням вмісту до 20-30 % у лейкократових різновидах) і плагіоклаз (10-40%). Розмір зерен витриманий в інтервалі 0,05-0,2 мм. Амфібол представлений магнезіальною роговою обманкою (табл. 4.18, рис. 4.41,а), яка утворює виділення ромбічної та короткотризматичної форми, в орієнтуванні яких відмічається нечітке лінійне видовження. На ділянках розвитку лейкократових

базальтів вона має синьо-зелене забарвлення. Плагіоклаз майже повністю гранульований, місцями трапляються ізометричні скupчення розміром до 1 мм, які раніше утворювали, можливо, єдине зерно. За складом – це олігоклаз з номерами 17-26 (табл. 4.19, рис. 4.41, б). По plagіоклазу інтенсивно розвивається епідот, вміст якого може сягати 20 %. Кварц розповсюджений нерівномірно (від 1 до 5 %); найчастіше формує скupчення лінзовидної форми розміром 0,5-1,5 мм. В невеликій кількості (від однічних лусок до 5%) може виявлятися біотит. З акцесорних мінералів найпоширенішим є сфен, який зазвичай представлений окремими виділеннями. Іноді його вміст сягає 2-3% і в таких випадках для нього відмічається утворення скupчень розміром до 0,5-1 мм. В незначній кількості присутні апатит та циркон. Серед вторинних мінералів поширені хлорит, мусковіт, карбонат.

Долерити характеризуються більшим порівняно з базальтами розміром зерен та реліктою офітовою структурою. Амфібол утворює хаотично орієнтовані призми розміром близько 1 мм довжиною та тонкозернисті голчасті виділення. Разом з роговою обманкою трапляється актиноліт зі світло-зеленим забарвленням та низьким кутом загасання. Плагіоклаз майже повністю гранульований, але в окремих шліфах спостерігається добре збережені видовжені лейсти розміром 0,2-0,5 мм.

Калинова ділянка. Відслонення базальтоїдів цієї ділянки є одним із найзначніших виходів зеленокам'яних утворень загалом для Середнього Придніпров'я. Так, по обидва борти б. Калинова відкритий практично суцільний розріз на відстані понад 600 м. В складі основних вулканітів реставруються лавові та змішані лавово-пірокластичні фації. Серед лав виявлені [24] горизонти реліктових кульових (подушкових) та мигдалекам'яних порід. Кульові лави утворені ізометричними або деформованими, сплюснутими „кулями”. Кожна така форма обмежена по периферії скоринкою загартування, яка складена амфібололітом з невеликою кількістю альбіту до 10 % та епідоту до 5 %. Кулі поділяються на зональні та незональні. Мигдалини зазвичай характеризуються ізометричними формами і розмірами від 1-2 до 5 мм, зрідка –

більше. Виповнені вони переважно карбонатом. Деколи трапляються мигдалини, які представлені епідот-кварц-карбонатним агрегатом, їх кількість збільшується в верхніх частинах реставрованих потоків.

В межах відслонень найбільше поширення мають дрібно-середньозернисті породи, які за наявності реліктових субофітових (долеритових) структур діагностуються як долерити. Це зеленувато-темно-сірі, зеленувато-сірі породи масивної текстури, іноді слабо розсланцьовані. Під мікроскопом в них спостерігається дрібнозерниста (0,15-0,6 мм), гранобластова, бластодолеритова або гранонематобластова структури. Мінеральний склад порід доволі одноманітний: амфібол – 60-70 %, плагіоклаз – 30-40 %; вторинні (біотит, епідот-цизит, хлорит, кварц, карбонат) – 5-10 %; акцесорні – сфер (титаніт), апатит; рудні – ільменіт, титаномагнетит, магнетит, пірит. Амфібол представлений кальцієвими різновидами (табл. 4.18), фігуративні точки хімічного складу яких розміщені на межі областей еденіту та паргаситу (рис. 4.41,а). По периферії зерна еденіт-паргаситу заміщаються різновидом, який за складом наближується до актиноліту. Необхідно відзначити, що за даними робіт [311, 345] амфібол у високометаморфізованих (амфіболітова, епідот-амфіболітова фація) основних породах прибортових зон інших частин Верхівцевської ЗКС визначався як ферочермакітова і феропаргаситова рогова обманка і феропаргасит. За хімічним складом виділяється дві генерації плагіоклазу (табл. 4.19, рис. 4.41,б): головна первинна – андезин і другорядна вторинна – альбіт.

В зонах розсланцювання амфіболіти перетворені у сланці. Це породи зеленувато-темно-сірі, тонко-дрібнозернисті, з гранонематобластовою структурою, зі сланцоватою текстурою, іноді неясносмугасті. При мікроскопічному вивчені сланці відрізняються від амфіболітів наявністю сланцоватої або лінійно-паралельної текстури, більш високим вмістом кварцу (до 15 %) і плагіоклазу (40-50 %).

Новомиколаївська ділянка. Відслонення базальтоїдів вздовж берегів р. Мокра Сура біля с. Новомиколаївка є другим за масштабом виходами

зеленокам'яних утворень у СПК після описаних вище у межах Калинової ділянки. На лівому, менш відслоненому березі Мокрої Сури переважають дрібно- і тонкозернисті амфіболіти з реліктами лавової подушкової окремості, які діагностовано як базальти. Подушки мають овальну форму, іноді зі збереженими зонами гартування. В глибоподібному виході базальтів висотою близько 1 м на відпрепарованій поверхні добре проглядаються контури окремої подушки (рис. 4.42,а) розміром 50 см×30 см. Її обмеження представлене невитриманою за потужністю (до 2 см) смugoю світло-сіро-зеленого карбонат-хлоритового дрібнозернистого агрегату, який, очевидно, виповнює міжподушковий простір. Крайова частина подушки представлена темно-сірою зоною (1-2,5 см) прихованозернистих порід, які до центру подушки поступово змінюються зелено-сірими, світло-зелено-сірими тонко-дрібнозернистими базальтами. Подушкові базальти прориваються plagіогранітами Сурського масиву, який обмежує ЗКС з північного сходу. Фрагменти контакту у відслоненнях чіткі, різкі, прямолінійні. Спостерігається «зрізання» структурних елементів базальтів інtrузивними plagіогранітами. Зазвичай базальти дрібно- і тонкозернисті, темно-сірого кольору із зеленуватим відтінком, масивні. Мінеральний склад (у %): амфібол - 65, plagіоклаз - 30, кварц - 2, епіidot - 1, мікроклін, хлорит – од. зн., магнетит, сfen – 1-2. Амфібол представлений роговою обманкою, зрідка відмічається еденіт (табл. 4.18, рис. 4.41,а). По периферії їхніх зерен подекуди спостерігається кайма актиноліту.

Найпотужніші відслонення Новомиколаївської ділянки знаходяться на правому березі Мокрої Сури, де на протязі майже 700 м відслонюються дрібно- і середньозернисті амфіболіти, які за реліктовими структурно-текстурними ознаками діагностовані як долерити, подекуди габро-долерити; базальти присутні у незначному обсязі. Вони залягають у вигляді реставрованих потоків потужністю від 40 м до 100 м і більше. У відслоненнях можна чітко прослідкувати плавний перехід від дрібно- і тонкозернистих порід у крайових зонах до повнокристалічних дрібно-, середньозернистих, а іноді крупно-, до гігантозернистих долеритів у центральних частинах лавового потоку.

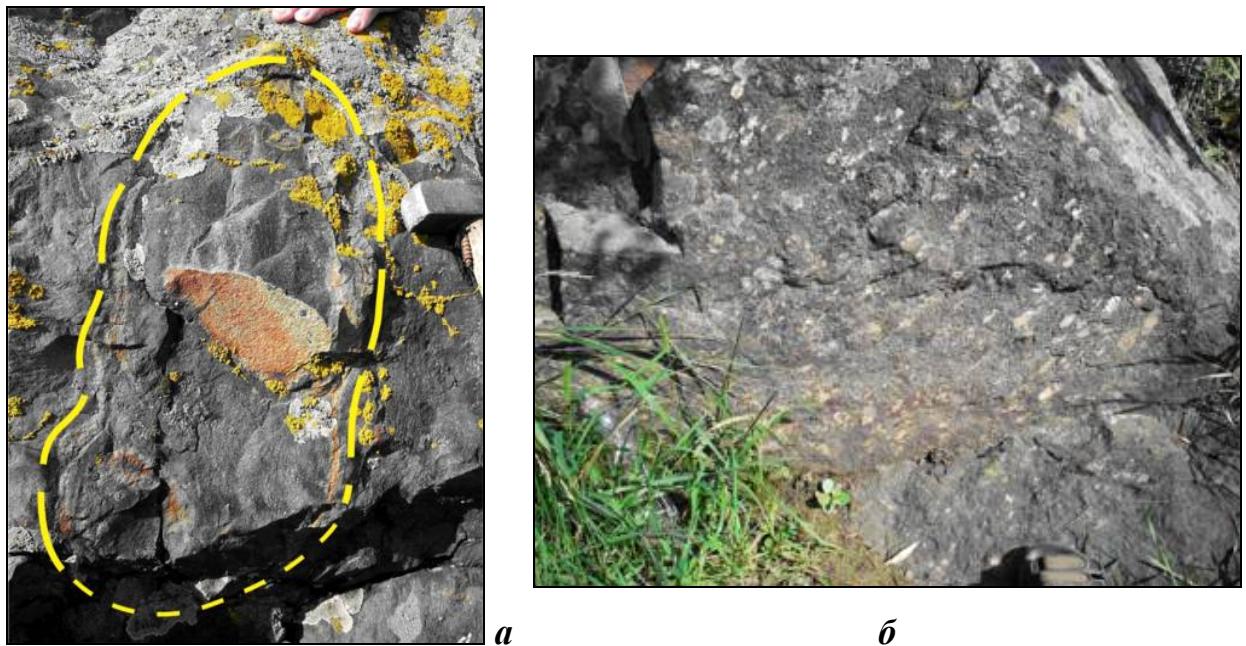


Рис. 4.42. Подушкова окремність в базальтах (а) та фрагмент потоку порфірових базальтів з вкрапленнями plagioclazu (б).

Метадолерити переважно масивні або зі слабко вираженими елементами лінійної текстури, яка підкреслюється видовженням немат амфіболу. Співвідношення салічних і фемічних мінералів нестійке. Під мікроскопом визначається гранобластова, реліктова долеритова, габро-долеритова структура. Мінеральний склад (у %): рогова обманка і актиноліт - 67-80, сосюритизований плагіоклаз - 5-30, епіidot-цоїзит - 3-6, титано-магнетит - 1-5. Виявлені декілька потоків порфірових базальтів, в напрямку від покрівлі до підошви яких поступово збільшується кількість та розмір вкраплень заміщеного епідотом плагіоклазу. В основі одного із таких потоків кількість вкраплень таблитчастої, овальної, прямокутної, трикутної форми сягає 20 % від обсягу породи (рис. 4.42, б).

За даними мінералого-петрографічного вивчення інтенсивно метаморфізованих базитів конкської серії в крайових частин ЗКС, амфіболітів Шолохівської ділянки та їх співставлення з типовими амфіболітами аульської серії в середній течії р. Базавлучок необхідно відмітити наступне:

1) амфібол-плагіоклазовий мінеральний парагенезис амфіболітів ЗКС найчастіше визначають олігоклаз-андезин та рогова обманка, склад якої іноді наближається до актиноліту. Разом з тим, в межах Калинової ділянки поширення має також амфібол паргасит-еденітового складу. Серед другорядних, які є як правило вторинними, майже повсюдно відмічаються альбіт, епіidot, хлорит, актиноліт у кількості 1-2 %, зрідка – до 10 %, а також поодинокі мікролуски біотиту;

2) в амфіболітах р. Базавлучок головний мінеральний парагенезис – це еденіт-паргасит з олігоклазом та андезином, до яких часто додається епіidot, кварц. Поодинокі зерна бітовніту [330] розглядаються як елементи ймовірних реліктових парагенезисів основних магматичних порід. Вторинні мінерали – це олігоклаз, подекуди в облямівках еденіт-паргаситу відмічається актиноліт, іноді з'являється гранат;

3) дрібнозернисті тонкосмугасті амфіболіти Шолохівської ділянки містять у своєму складі рогову обманку, фігуративні точки хімічного складу якою формують компактні поля класифікаційних діаграмах (рис. 4.41,а). Виявлено також підвищена основність плагіоклазу, завдяки чому він визначається як лабрадор або андезин-лабрадор (рис. 4.41,б). Серед вторинних мінералів відмічається епіidot, хлорит, актиноліт;

Як бачимо, амфібол в дрібнозернистих амфіболітах Шолохівської ділянки представлений роговою обманкою, яка подекуди обростає більш пізнім еденітом; серед вторинних мінералів часто відмічається хлорит; фігуративні точки хімічних складів амфіболів утворюють єдиний тренд з амфіболами крайових частин ЗКС. Таким чином, за мінералого-petрографічними даними їх можна віднести до зеленокам'яних утворень, які складають Шолохівське відгалуження Чортомлицької ЗКС. Необхідно звернути увагу на те, що до еденіт-паргаситової серії відноситься амфібол метабазитів Калинової ділянки, що зближує їх із амфіболітами аульського СФК, хоча вони безсумнівно належать до розрізу Базавлуцького відгалуження Верхівцевської ЗКС. Певною

мірою це можна пояснити більш високим рівнем метаморфізму цієї ділянки, що не було досягнуто в межах Шолохівського фрагменту Чортомлицької ЗКС.

4.3.2 Коматіти.

Коматіти присутні в розрізах усіх ЗКС [20, 97, 122, 209, 290, 335, 354 та ін.] , проте їхній обсяг від структури до структури змінюється в широких межах. Найбільше вони поширені у межах Верхівцевської та Сурської ЗКС, де їхній обсяг сягає 8-10 % загального розрізу, тоді як у Чортомлицькій і Білозерській – зменшується до 4-5 %, а в Конській, Софіївській – складає близько 1 %. Коматіти відмічаються по вертикалі усього розрізу зеленокам'яних утворень, розташовуючись на трьох головних стратиграфічних рівнях зі зменшенням обсягу знизу догори. Головний їхній обсяг зосереджений в нижній частині послідовності, а саме в сурській світі конської серії. Вище по розрізу розміщені розшаровані потоки в складі алферівської світи, яка і була виділена за визначальними у її складі (понад 60 % обсягу) коматітами [19, 20]. Найвищий стратиграфічний рівень займають ультраосновні вулканіти в складі теплівської товщі. Положення у розрізах з урахуванням синклінорної будови ЗКС визначає закономірне розташування коматітів в прибортових (сурська світа) та внутрішніх (алферівська світа, теплівська товща) частинах структур або їхніх відгалужень. У полях розвитку коматітів зазвичай виявляються їхні інтрузивні аналоги (піроксеніти, перидотити, дуніти верхівцевського та варварівського комплексів), які складають дайки, різного розміру лінзи, ізометричні тіла, сили або навіть масиви, формуючи ВПА ультраосновного складу [30]. В таких місцях смугоподібні виходи на поверхню кристалічного фундаменту вулканітів зазнають потовщення та роздувів, потужність яких прямо залежить від розміру інтрузивних тіл (масивів).

Однією із головних діагностичних ознак коматітів є наявність специфічних структур гартування типу «спініфекс», які зазвичай виділяються у верхніх частинах лавових потоків [377, 381, 382, 454, 455, 467, 490]. Структури

утворюються видовженими пластинчастими, голчастими кристалами олівіну або піроксену, які розташовуються віялоподібно, іноді нагадуючи пташині сліди, безсистемно або паралельно у вигляді своєрідних пакетів. Головні складнощі, які виникають при діагностиці таких структур, а відтак і коматіїтів, в першу чергу пов'язані з тим, що первинні спініфекс-структурні виділення олівіну і піроксену зазвичай заміщені серпентином, амфіболами, епіidotом, хлоритом, тальком. Це потребує ретельного вивчення серії шліфів під мікроскопом, суцільно відібраних із перетинів лавового потоку, з метою підтвердження псевдоморфних заміщень або ж метаморфічного росту (blastezу) кристалів вторинних мінералів. Більше того, спініфекс-структурна зона формується не у кожному потоці або не на усьому його протязі, разом з тим може виникати в контактах ультраосновних дайок і силів.

Коматіїти достовірно виявлені і описані у межах Верхівцевської, Сурської, Чортомлицької ЗКС [20, 290]. Найкраще вивченими є коматіїти Сурської ЗКС, які давно відомі в складі сурської (Правдинська, Карнаухівська, Петрівська ділянки) і алферівської (Сурськомихайлівська ділянка) світ. В процесі дисертаційних досліджень детальне петрографо-структурне дослідження ультрамафітів виконано в межах Петрівської [335] і Сурськомихайлівської ділянок. Також підтверджено існування розшарованої товщі коматіїтів на Карнаухівській ділянці, де у керні св. 0787 виявлено потік кульових лав (рис. 4.43). Розмір індивідуалізованих куль – 3-5 см. Гартівні зони (потужністю – 2-4 мм) відрізняються більш темним забарвленням, які зумовлені локальним скученням темноколірних амфіболів.



Рис. 4.43. Кульові лави метакоматітів в керні свердловини 0787 (інт. 116,8-138,0 м).

Петрівська ділянка розташована в південно-західному борту Сурської ЗКС. В другій половині ХХ ст. ця територія була об'єктом цілої низки пошуково-розвідувальних робіт на сульфідний та силікатний нікель (Г.Т. Лебідь, 1967, 1977, 1980). Саме високий рівень забезпеченості фактичними даними став вирішальним при виборі цієї ділянки серед інших для постановки детальних досліджень. В якості вихідних матеріалів слугували: первинна геологічна документація керну бурових свердловин, пробурених в різні роки, еталонні зразки порід, результати спектрального і хімічного аналізів та близько 1000 шліфів базит-ультрабазитів.

В результаті виконано фаціальне розчленування ультрабазитів та закартовано серію потоків і субвуликанічних магмопідвідних „канальних” тіл (рис.4.44). Останні складені дунітами, перидотитами полігональної структури, перетвореними в отальковані та карбонатизовані серпентиніти, часто з реліктами олівіну, рідко – ромбічного піроксену. Коматіти формують щонайменше 8 чітко відокремлених потоків, представлених серпентинітами, карбонат-тальк-хлорит-серпентиновими, серпентин-тальк-карбонатними, серпентин-актинолітовими породами і актинолітитами. Підстилаються ультраосновні вулканіти базальтами, серед яких переважають тонко -

дрібнозернисті порфірові лави з підпорядкованою кількістю туфів. Інколи відмічаються прошарки, які вирізняються розетко-подібними променевими структурами, що нагадують структури спініфекс. Не виключена можливість, що до коматітової серії потоків відноситься і ця підстилаюча товща. Тим паче, що між базальтами та коматітами фіксується потік, розшарування якого ідентичне типовим базальтовим коматітам. Перекривається коматітова серія вулканогенно-осадочними породами третьої підсвіти сурської світи.

Простягання порід у потоках та субвулканічному тілі субзгідне – північно-західне 310-320°. Падіння – на північний схід під кутами 40-60°. Потужність потоків збільшується уверх за розрізом і з півночі на південь від 30 м до 130 м. Субвулканічне тіло у південно-східному напрямку виклинюється, а на північ розширюється, досягаючи потужності в розрізах більше 300 м.

Кожен із виділених потоків розділяється на 2 зони: нижню кумулятивну і верхню зону структури спініфекс (рис. 4.45). Кумулятивна зона часто підстилається масивними брекчійованими порфіровими породами, котрі для деяких потоків можна виділяти у самостійну зону гартування. На існування в цій зоні типової для крайових частин коматітових лав поліедричної відокремленості вказують відмічені при польовому опису брекчійованість і тріщинуватість масивних порід. Під мікроскопом спостерігається порфірова структура, в якій серпентинізований порфірові виділення олівіну і піроксену занурені у тонкозернисту тальк-хлорит-серпентинову склувату масу. Є висока ймовірність, що саме ці породи відображають первинний склад магматичного розплаву, який утримував значну частку (5-25 %) фенокристалів названих мінералів.

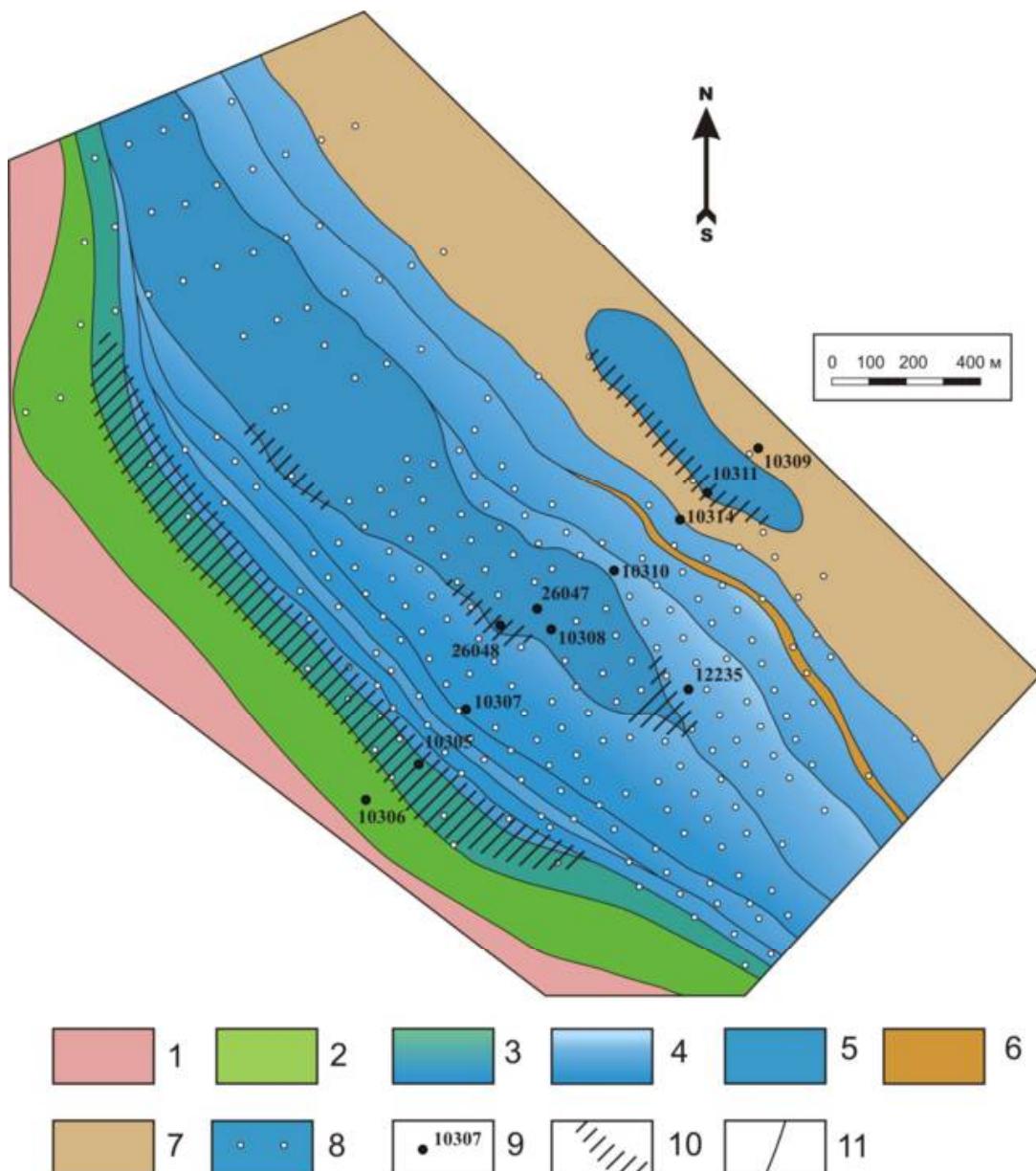


Рис. 4.44. Літолого-петрографічна карта реставрованої Петрівської вулкано-плутонічної споруди: 1 – мігматити і плагіограніти; 2 – базальти дрібнозернисті порфірові; 3 – розшарований потік коматітovих базальтів із зонами кумулятивних порід, долеритів, тонкозернистих сланців, снопоподібно-голчастого спініфексу; 4 – розшаровані потоки піроксенітових коматітів (від мономінеральних олівінових адкумулятів внизу через піроксен-олівінові орто- та мезокумуляти всередині, до піроксенових порід зі структурами спініфекс угорі); 5 – силоподібне тіло кумулятивних дунітів та перидотитів; 6 – ріодачити; 7 – алевроліти, туфоалевроліти, ріоліти, прошарки базальтів; 8 – вертикальні; 9 – похилі колонкові свердловини; 10 – ймовірні зони та ділянки сульфідно-мідно-нікелевого зруденіння (можливо, з платиноїдами); 12 – геологічні і літологічні граници.

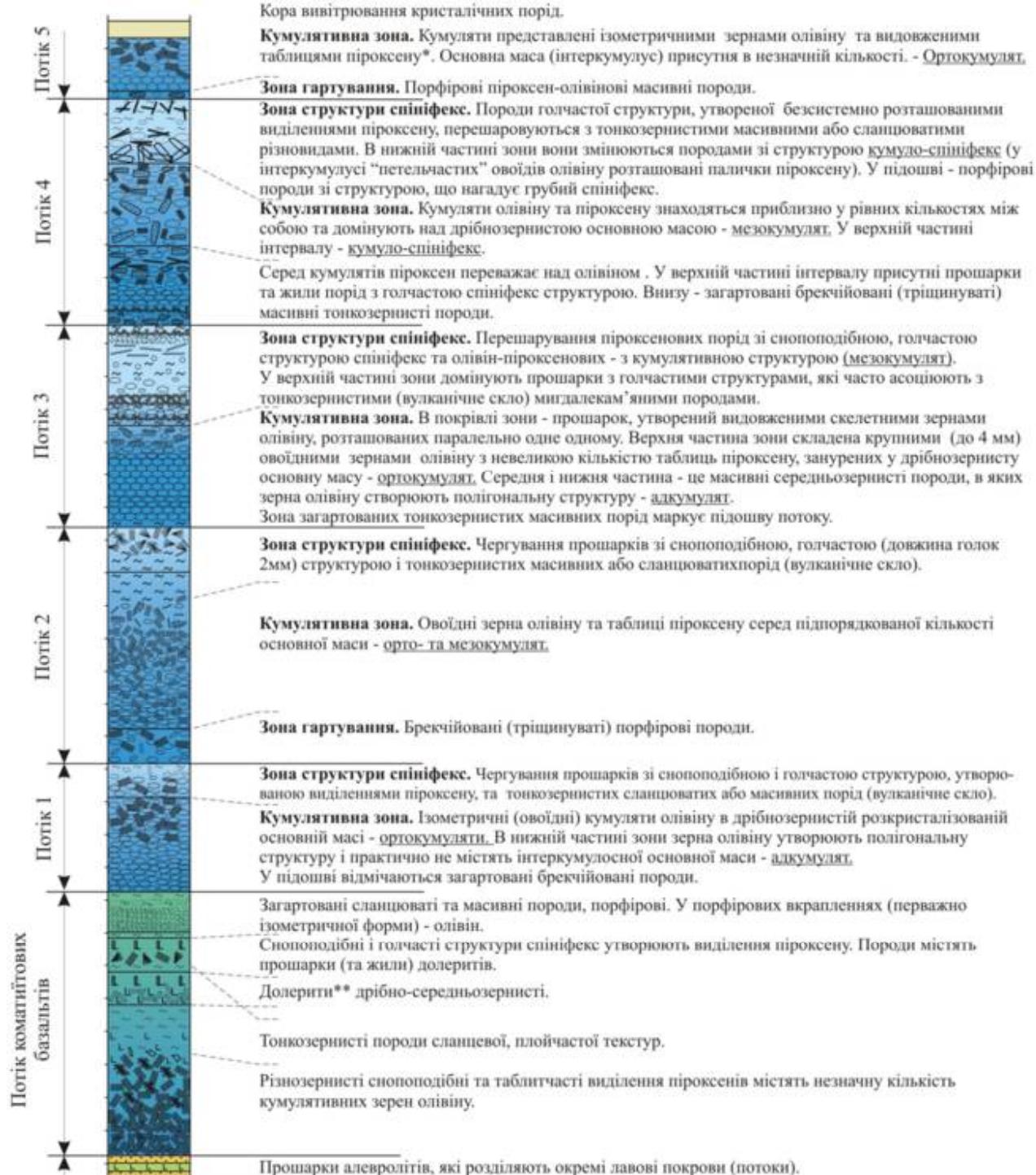


Рис. 4.45. Розшарованість ультрамафітів Петрівської ділянки на прикладі розрізу, отриманого за керном свердловини 10307.

Згідно з роботою [381], у межах кумулятивної зони за співвідношенням кумулусу та інтеркумулусу можна виділити адкумуляти, мезокумуляти та ортокумуляти. Адкумуляти характеризуються полігональною, овоїдно-

нодулярною, панідіоморфнозернистою структурами, в якій нерозкристалізована маса практично відсутня (1-5 %) і зерна олівіну щільно прилягають одне до одного. За складом вони представлені, головним чином, серпентинітами з реліктами олівіну та ромбічного піроксену, тальк-карбонатними породами. В ортокумулятах частка основної маси перевищує частку фенокристалів олівіну та піроксену, причому останні відособлюються один від одного основною масою. Домінуючий вторинний мінеральний парагенезис представлений тальком, хлоритом, амфіболом. Мезокумуляти займають проміжне положення між ад- та ортокумулятами: фенокристали можуть бути і відособленими, і прилягати один до одного; кумулус та інтеркумулус присутні приблизно в рівних кількостях. Зона структури спініфекс складена масивними та сланцюватими коматітами серпентин-хлорит-амфіболового складу, фібробластової, голчасто-снопоподібної, повстеподібної реліктово-псевдоморфних структур типу спініфекс. Слід зазначити, що у межах зони відмічається ще більш дрібне розшарування, яке виражається у чергуванні прошарків порід голчасто-снопоподібної структури з тонкозернистими сланцюватими або масивними прошарками (вулканічним склом) та олівін-піроксеновими мезокумулятами. У верхній частині зони іноді відмічаються прошарки з мигдалекам'яними породами, а в нижній – породи зі структурою кумуло-спініфекс (у інтеркумулусі “петельчастих” овоїдів олівіну розташовані „палички” піроксену). У підошві зони можуть фіксуватися фенокристали піроксену або олівіну, які обумовлюють структуру породи, що може ідентифікуватися як „грубий спініфекс”. Наведений опис коматітових лав відображає загальні особливості їхньої будови, яку вдалося почертнути із керну пробурених свердловин. Кожен із виділених потоків має дещо складнішу природню внутрішню упорядкованість.

Опис головних породних типів коматітів приводиться на основі відновленого кайнотипного складу порід за реліктами первинно-магматичних структур і мінералів. *Кумулятивний коматіт (адкумулят)* за хімічним складом відповідає дуніту. Незважаючи на метасоматично-метаморфічні зміни

відмічається добра збереженість полігонально-овоїдної структури. Складається на 90 % з олівіну. 5-10 % припадає на хромшпінель і, можливо, ромбічний піроксен. Олівін представлений овоїдами (нодулями) ізометричної, круглої форми, розміром від перших мм до 1-2 см. Якщо мінерал кристалізувався першим із розплаву, його овоїди оконтурюються зернами акцесорної хромшпінелі, а якщо олівін розкристалізувався після хромшпінелі, тоді його фенокристи включають хромшпінель. Під час серпентинізації олівіну утворилася полігонально-петельчаста релікто-псевдоморфна структура магнетиту вздовж тріщин спайності і по периферії зерен.

Кумулятивний коматіїт (мезо-, ортокумулят) крім виділень олівіну (до 30%) і хромшпінелі утримує інтеркумулус (10-70 %), який може включати олівін, хромшпінель, ромбічний і моноклінний піроксени. При взаємодії фенокристів олівіну із залишковим розчином-розплавом утворюються реакційні облямівки піроксену, який в процесі метаморфізму заміщується амфіболом. Встановлено, що по ромбічному піроксену в інтеркумулусі утворюється серпентин або антофіліт, а по клінопіроксену – тремоліт, актиноліт.

Піроксенітовий коматіїт в процесі метаморфізму перетворюється в антофілітові, тремоліт-актинолітові породи і сланці. Характерні для них спутановолокнисті, повстеподібні, голчасто-снопоподібні, фібробластові структури, які інтерпретуються як спініфекс. Іноді в основній масі (прохлорит по вулканічному склу) містяться округлі виділення олівіну, оточені видовженими індивидами піроксену, що створює структуру кумуло-спініфекс.

Набагато краще збереженими є коматіїти алферівської світи у межах Сурськомихайлівської ділянки, які були виявлені у 1985 р. О.Б. Бобровим при виконанні глибинного геологічного картування у масштабі 1:50000 (ГГК-50). Нами вони вивчалися у керні св. 0792, пробуреній на північній околиці с. Сурсько-Михайлівка. Інтервал 67,1-109,6 м представлений коматіїтами, які зберегли релікти структури "спініфекс" різних морфологічних типів. Зважаючи лише на один свердловинний перетин, попередньо можна виділити 4 потоки

(зверху дониз): 1-ий потік розкритий свердловиною в його нижній частині, потужність якої становить 5,7 м; 2-ий потік, найбільш повно диференційований – 14,4 м; 3-ій потік – 10 м; 4-ий потік – 10,7 м. В добре розшарованому 2-му потоці за петрографічними ознаками розрізняються щонайменше 5 спініфекс-структурних зон (зверху донизу): зона голчастого спініфексу видимою потужністю близько 3,6 м; зона пластинчастого спініфексу, з чергуванням ділянок хаотично і віялоподібно згрупованих пластинок, пакети яких розташовуються під різними кутами один до одного – 0,9 м; зона мезокумулятів, у якій песевдоморфно заміщений піроксен переважає над таким же олівіном – 3,7 м; зона адкумулятів з ділянками голчастого безсистемного спініфексу – 3,8 м; зона порфірових лав як підошва лавового потоку – 2,4 м.

Коматіїти верхньої частини зони голчастого спініфексу переважно однорідні дрібнозернисті зеленого, сіро-зеленого кольору, який подекуди порушується ділянками світло-зеленого відтінку (рис. 4.46,а). Під мікроскопом спостерігаються голчасті скелетні кристали завдовжки 0,8-2 мм і завширшки 0,02 мм псевдоморфоз серпентину, актиноліту і tremolіту по олівіну (рис. 4.47,а), які обмежені тонкими смужками магнетиту. Інколи вони групуються у пакети з 2-3 голок, які розміщаються під різними кутами одна до одної. Завдяки цьому між ними утворюються полігональні проміжки, які виповнені сіро-бурим (без аналізатора) агрегатом девітрифікованого скла або серпентину.

В породах неоднорідного плямистого вигляду хибне враження брекчієвої структури (рис. 4.46,б) створюється за рахунок наявності світло-зелених виділень з реліктовим девітрифікованим вулканічним склом на зеленому, сіро-зеленому фоні, де воно заміщене агрегатом серпентину, актиноліту, інколи хлориту (рис 4.47,б). Примітно, що світло-зелені фрагменти породи під мікроскопом без аналізатора мають бурувате, темно-сіре забарвлення, тоді як зелені ділянки – безбарвні, зі слабким зеленим або жовтуватим відтінком.

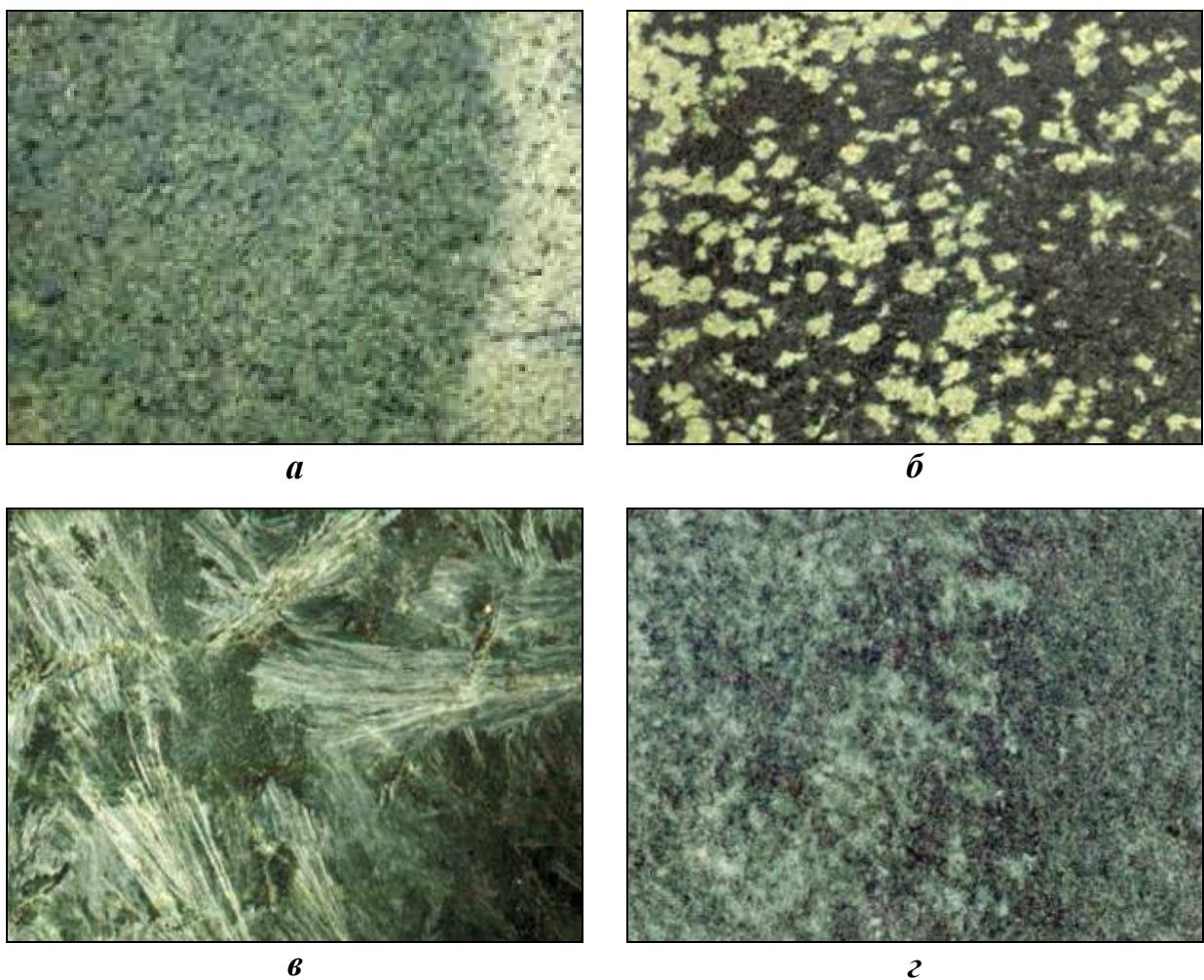


Рис. 4.46. Коматіти з лавових потоків Сурськомихайлівської ділянки (Сурська структура, свердловина 0792): *а* – при однорідній структурі виділяються ділянки зеленого та світло-зеленого забарвлення (глибина відбору зразка 72,5 м); *б* – плямиста псевдобрекчієва структура (77,0 м); *в* – крупнозерниста віялоподібна структура (79,0 м); *г* – неоднорідна структура та відмінності у забарвленні (92,5 м). Збільшення зразків 2^x.

Кутаста форма видіlenь з девітрифікованим склом обумовлена скелетними кристалами серпентинізованого олівіну, які їх обмежують. окремі голки без порушення цілісності просліджуються на 3-4 мм з однієї ділянки в іншу. В середині полігональних форм, утворених більш крупними кристалами, можуть спостерігатися комбінації менших (0,5-1,0 мм) голок серпентинізованого олівіну, внаслідок чого утворюються дрібніші полігональні форми. В окремих шліфах виявляється до трьох рівнів формування полігональних скелетних

форм. Полігональні форми різних рівнів також виповнюються пакетами паралельно орієнтованих дрібних скелетних кристалів або, найчастіше, девітрифікованим склом (рис 4.47,г). Інколи спостерігається густа сітка різних за розміром, хаотичних, безсистемно розташованих скелетних кристалів та їх пакетів, для котрих важко виділити певні рівні і їх взаємну підпорядкованість (рис 4.47,в).

Порівняно рідше відмічаються невеликі (до 0,8 мм) радіально-променисті та розеткоподібні скupчення голчастих реліктових виділень олівіну (рис. 4.47,д), заміщених актинолітом або тремолітом. Вздовж окремих голок за рахунок первинних хромшпінелідів розвивається магнетит, який іноді також утворює голкоподібні або клиноподібні агрегати.

Пакети скелетних кристалів можуть добре проявлятися і в кумулятивних зонах потоків. В нижньому правому куті мікрофото (рис. 4.47,е) чітко проявлена серія пакетів, розташованих під різними кутами один до одного. Кожна голка відділяється одна від одної смужкою магнетиту.

Коматіїти з крупнозернистими пучко- і віялоподібними структурами пластинчастого спініфексу утворюють великі пакети псевдоморфоз серпентин-тремолітового складу по олівіну (рис. 4.46,в і рис. 4.47,е), які орієнтовані під різними кутами одна до одної. При гострих кутах зустрічі пакетів скелету гартування спостерігаються трикутні структурні форми. Контури окремих пластин підкреслюються дрібними (до 0,03 мм) виділеннями магнетиту. Подекуди відмічаються віяла та пучки (рис. 2ж), які розміщаються серед основної тканини породи, представленої однорідним масивним тонкозернистим (0,05-0,1 мм) агрегатом лусок серпентину та тремоліту.

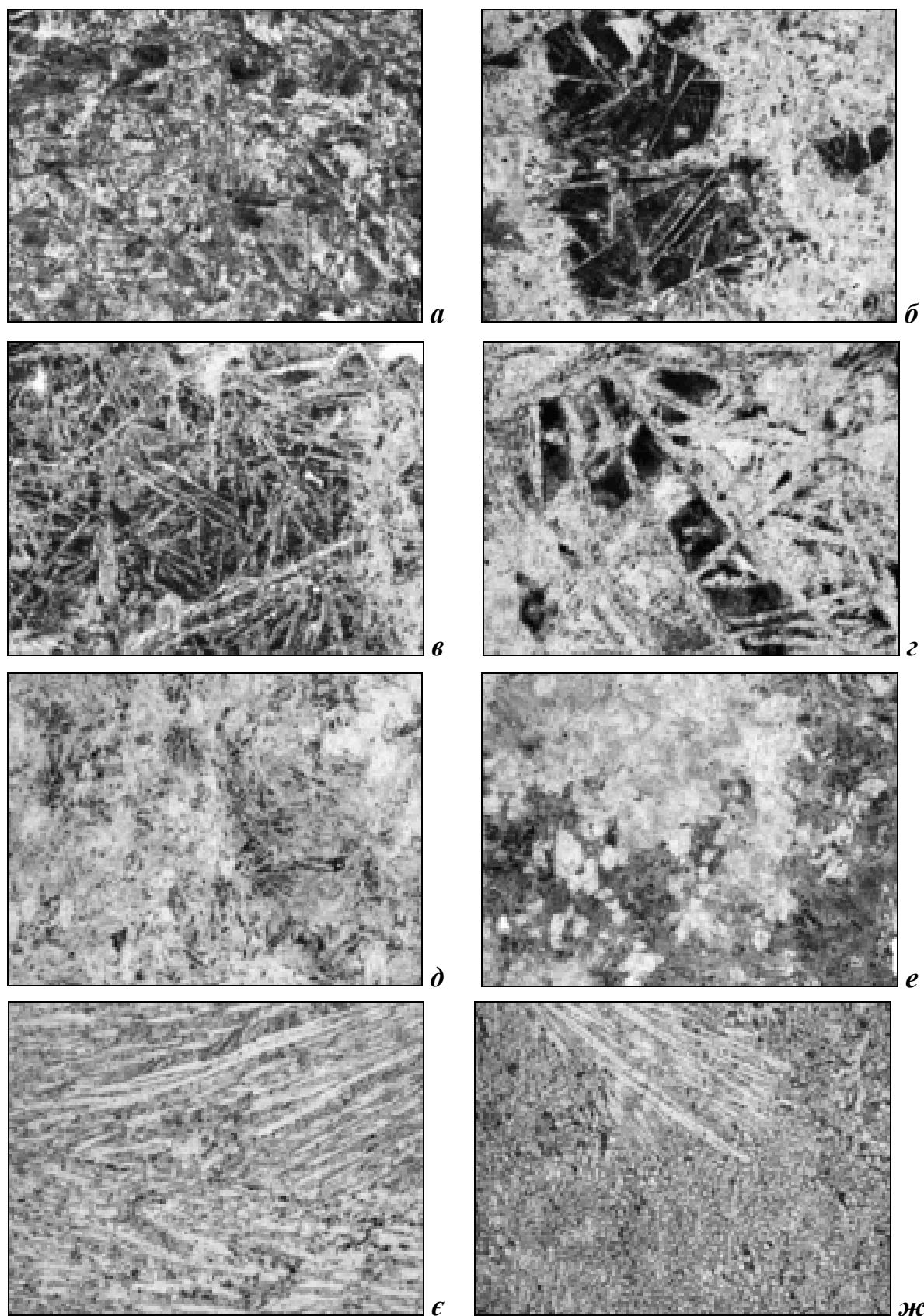


Рис. 4.47. Реліктові голчаста та плитчаста структури спініфекс коматіїтів Сурської ЗКС (св. 0792, фото шліфів з глибин: *a* – 75,6 м; *б* – 77,1 м; *в* – 78,2 м; *г* – 94,6 м; *д* – 96,5 м; *е* – 96,6 м; *ж* – 79,4 м; *жс* – 79,5 м). Ніколі паралельні, збільшення 18^x , окрім *г* – 65^x . Пояснення у тексті.

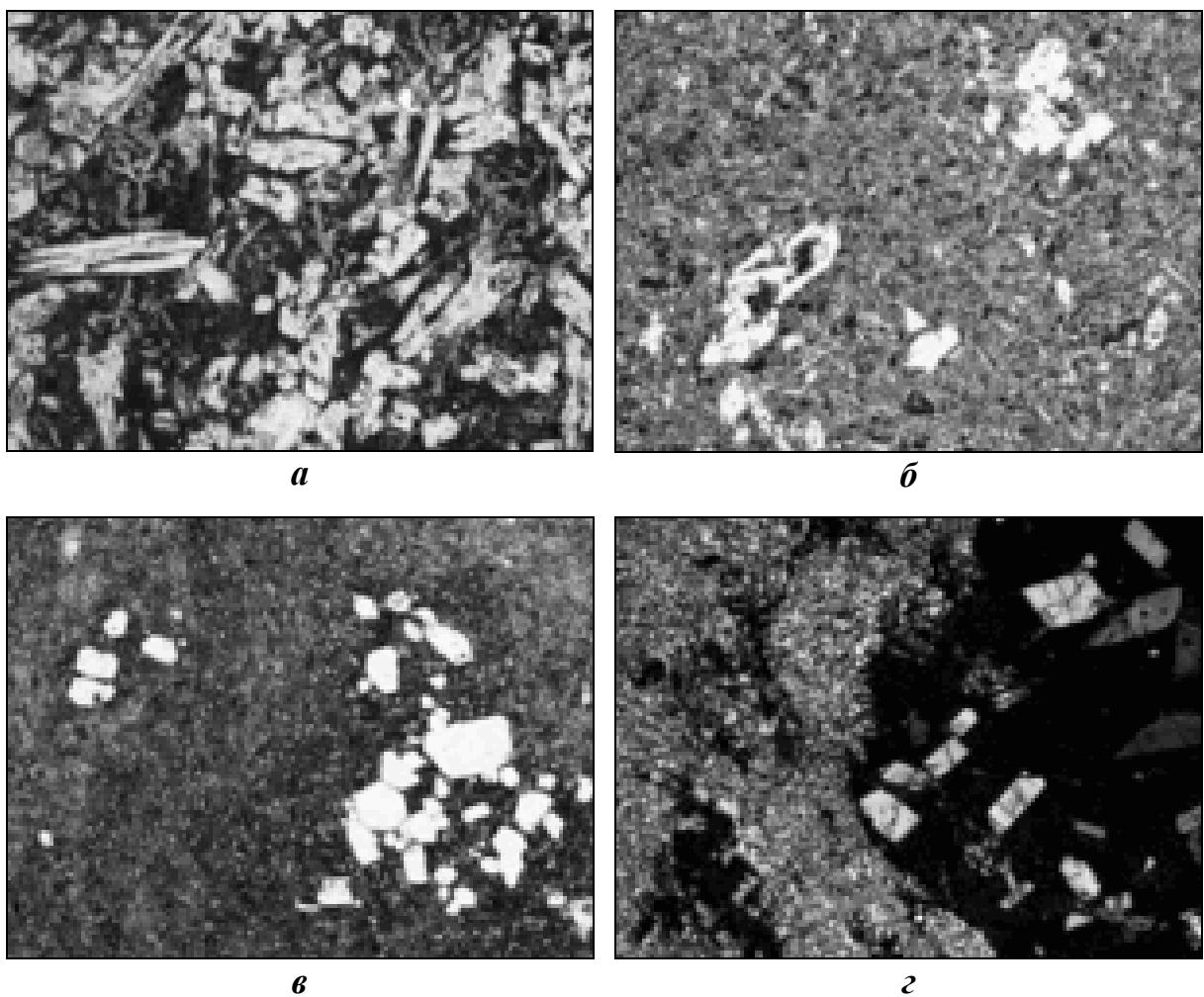


Рис. 4.48. Кумулятивні та порфірові структури коматітів Сурської структури (свердловина 0792, фото шліфів з глибин: *а* – 75,0 м, *б* – 96,6 м, *в* – 87,1 м, *г* – 91,8 м). Ніколі паралельні, збільшення 18^х. Пояснення у тексті.

В середній та нижній частинах лавових потоків коматітів сіпіфекс-структурні різновиди відмічаються рідко. Переважають породи з кумулятивними структурами: мезо- та ортокумуляти (рис. 4.48, а, б). Кумуляти представлені ідіоморфними кристалами псевдоморфоз амфіболу та серпентину по олівіну та піроксену (рис. 4.47, е і рис. 4.48, б), а інтеркумулус – різною мірою девітрифікованим склом, в якому може фіксуватися утворення голчастого спініфексу (кумуло-спініфекс). В підошві потоків часто відмічають порфірові породи, в яких порфірові вкраплення олівіну і піроксену певноморфно заміщені серпентином (рис. 4.48, в). Основна маса складена коричнево-сірим девітрифікованим склом, в якому також відмічаються дрібні (0,01-0,05 мм)

зерна псевдоморфно заміщених олівіну і піроксену та голочки чорного кольору довжиною 0,1 мм, утворені виділеннями (менше 0,01 мм) магнетиту. У вигляді дрібних лінз і шлірів відмічаються порфірові різновиди, в яких основна маса складена прихованозернистим однорідним агрегатом хлориту, а порфірові вкраплення – псевдоморфози епідоту (?) по піроксену (рис. 4.48,г). Передбачається, що ці породи утворені за рахунок перших порцій лави, що заповнювала мікротріщини в підстилаючому потоці і за складом може відображати склад коматітового магматичного розплаву.

4.3.3 Андезити.

Андезити є найменш поширеними вулканогенними породами зеленокам'яного комплексу і складають близько 1 % його обсягу. Вони утворюють поодинокі прошарки потужністю від 1,0 м до 40 м (в середньому – 10-17 м) серед вулканітів іншого складу. Найчастіше андезити виявляються в асоціації з базальтами і приурочуються до середніх частин загального розрізу ЗКС, наприклад, у Конській, Сурській, Білозерській структурах, де можуть формувати переходні різновиди з основними породами – андезибазальти. На більш вищих стратиграфічних рівнях вони відмічені в асоціації з кислими вулканітами солонянської світи, як це спостерігається у Верхівцевській ЗКС. В таких випадках лейкократові різновиди андезитів мають поступові переходи до дацитів.

Андезити – це породи зеленувато-сірого кольору, порфірові або афірові тонко-дрібнозернисті, масивні або гнейсовидні, іноді розсланцьовані. Порфірові вкраплення представлені виділеннями плагіоклазу та псевдоморфозами по темноколірному мінералу, вірогідно піроксену або роговій обманці. Їх кількість сягає 5-20 %, а розміри змінюються від 1,5 до 8,0 мм. Фенокристали плагіоклазу мають таблитчасту форму, часто з округленими обмеженнями. Плагіоклаз без двійників, нечітко зональний, олігоклаз-андезинового складу, часто розкислений до олігоклаз-альбіту і частково заміщений епідотом і серицитом. Реліктові вкраплення темноколірних

мінералів псевдоморфно заміщені хлоритизованим амфіболом (актиноліт) або гранульованим мікрозернистим агрегатом амфіболу, хлориту, епідоту. Основна маса в шліфах має лепідогранобластову, реліктову пілотакситову, зрідка інтерсертальну структуру. Вона утворена тонкозернистим агрегатом плагіоклазу, хлориту, епідоту, амфіболу, карбонату, біотиту, наявність і вміст яких залежить від інтенсивності метаморфічних перетворень. Так в породах хлоритової субфації зеленосланцевої фасії переважають хлорит, епідот, карбонат, а при більш інтенсивному метаморфізмі домінуючої ролі набуває амфібол, який представлений актинолітом, зрідка роговою обманкою. Завжди відмічається незначна кількість кварцу (3-10 %), а також такі акцесорні таrudні мінерали як рутил, сфен, апатит, магнетит, лейкоксен, пірит та ін.

Андезибазальти – це зеленувато-сірі, темно-сірі дрібно- і тонкозернисті породи, іноді з реліктами порфірової структури, переважно сланцоватої текстури. В керні свердловин вони зазвичай описуються як сланці хлорит-плагіоклазові, епідот-плагіоклаз-хлоритові, плагіоклаз-хлорит-епідотові. Мінеральний склад їх наступний (%): плагіоклаз – 15-40, кварц – 1-10, хлорит – 25-40, епідот – 5-35, біотит – 5-15, мусковіт – 0-5, магнетит – 1-3, карбонат – 3-5. Структура основної маси гранолепідобластова, іноді з реліктами андезитової, гіалопілітової.

Наведений вище опис вулканітів середнього складу стосується, головним чином, утворень лавової фасії. Разом з тим, андезити (і андезибазальти) часто представлені туфолововою та туфовою фасіями, які вирізняються серед лав за мінералого-petрографічними ознаками, характерними для вулканогенних порід такого генезису. Так, виявляються уламки окремих кристалів (плагіоклаз, псевдоморфози хлориту і актиноліту по роговій обманці, піроксену, олівіну) або порід (піроксенітів, ефузивів кислого і середнього складу), включених в дрібнозернисту основну масу. Пірокластичний матеріал характеризується кутастими формами невитриманого розміру (від перших мм до 1,5 см), низьким ступенем сортування та нерівномірним його розподілом. Типовими для андезитів є пірокласти плагіоклазу і порід такого ж (середнього) складу. За

структурно-речовинними ознаками уламків вирізняються літо- і кристалокластичні туфолави і туфи [40].

Відзначимо, що за зовнішнім виглядом та петрографічними особливостями андезити і андезибазальти різної фаціальної належності не завжди вдається відрізняти від основних вулканітів, тому достовірна їхня ідентифікація можлива лише лабораторним методом за даними хімічного (силікатного) аналізу.

4.3.4 Дацити, ріодакити, ріоліти.

Кислі вулканіти представлені дацитами, ріодакитами, ріолітами, мінеральний склад яких визначається простою асоціацією \pm карбонат \pm хлорит-плагіоклаз-кварц-серицит. В полі вони найчастіше описуються як сланці з різними кількісними співвідношеннями означених мінералів. За умовами залягання їх можна розділити на дві групи: стратифіковану та субвулканічну. До першої групи відносяться утворення лавової, туфоловової та туфової фацій в складі конкської серії, а до другої – породи вулканогенного вигляду, які складають субвулканічні тіла та дайки, що зазвичай геологами відносяться до першої фази сурського комплексу. В конкській серії вулканіти першої групи відмічаються на декількох стратиграфічних рівнях. Найнижче, в складі сурської світи, вони утворюють бімодальну асоціацію з базальтами або приурочені до тої частини розрізу світи, яка представлена строкатим породним набором: коматіти, базальти, андезити, туфіти, осадки, залізисті кварцити. Найбільш виразні представники першої, бімодальної обстановки відомі в Конкській, а другої, строкатої – в Сурській ЗКС. Вище за розрізом вулканіти кислого складу знаходяться в бімодальній обстановці в низах аполонівської товщі (Сурська ЗКС) та чортомлицькій світи. І найвищий стратиграфічний рівень поширення кислих порід – це солонянська світа, яка завершує розріз конкської серії [22]. У складі сурської та чортомлицької світі і аполонівської товщі обсяг кислих вулканітів не перевищує перших відсотків, тоді як солонянська світа цілком представлена ними. Відмічаються певні варіації складу кислих вулканітів в

залежності від стратиграфічного рівня, а саме: в сурській світі переважають ріоліти і ріодакити, на рівні чортомлицької світи і аполонівської товщі – дакити, а в солонянській світі – дакити і ріодакити.

Породи солонянської світи перебуваються у просторовому і генетичному зв'язку з утвореннями другої субвулканічної групи у складі єдиної ріодакит-плагіогранітної ВПА [26]. Передбачається, що ефузивні товщі цього стратиграфічного рівня були значною мірою еродовані і на сучасному зразі кристалічного фундаменту часто спостерігаються лише кореневі фрагменти (невеликі масиви, штоки, дайки, некоподібні тіла) первинних лавово-субвулканічних магматичних споруд. Так, за результатами геологозйомочних робіт [67, 317 та ін.], виконаних в межах Чортомлицької та Сурської ЗКС, переважний обсяг кислих порід вулканогенного вигляду, що раніше відносилися до солонянської світи, перебуває в січному, субвулканічному заляганні по відношенню до порід конкської серії [165, 166, 252, 269, 321, 322]. Відзначимо, що складнощі ідентифікації генетично і просторово споріднених в складі єдиних ВПА стратифікованих лав та ідентичних за виглядом субвулканічних утворень, відмічаються не тільки у СПК, але й в інших зеленокам'яних провінціях, наприклад, Канадського щита [163, 403].

Кислі породи у складі конкської серії представлені, головним чином, лавовою і в менших обсягах туфолововою і туфовою фаціями. Зазвичай вони мають світло-сірий колір з кремуватим або зеленуватим відтінком. Лавові фації представлені масивними і флюїdalnymi різновидами, що складають прошарки потужністю від перших до 20-30 м. Масивні лави – це тонкозернисті, однорідні, іноді смугасті породи. Під мікроскопом спостерігаються мікролепідогранобластова, фельзитоподібна структури з реліктами порфірової. Мінеральний склад (у %): кварц – 25-30, плагіоклаз – 50-55, біотит – 10-20, серицит – 2-10, епіidot, сфен, апатит – одиничні зерна. Реліктові порфірові вкраплення у кількості до 10 % обсягу породи і з розмірами 0,5-1,5 мм представлені кварцом і плагіоклазом (рис. 4.49), дуже рідко – амфіболом. Флюїdalні лави мають смугастий вигляд за рахунок чергуванням світлих і

темних смуг, які розрізняються за складом. Темні смуги збагачені хлоритом, а в світлих – переважає серицит. Зрідка такі різновиди утворюють переходи до андезитів.

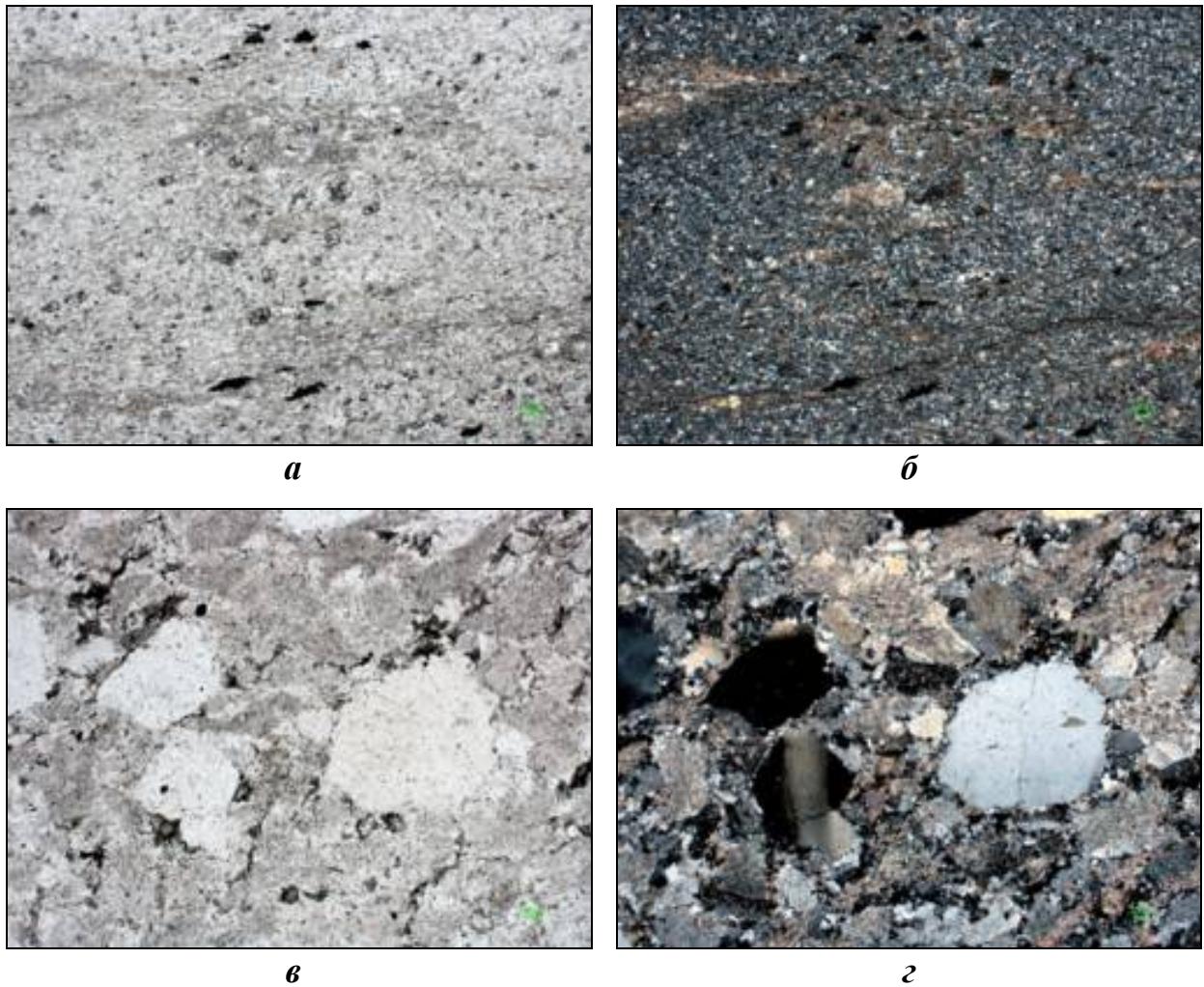


Рис. 4.49. Кислі породи лавової (а, б) і суббулканічної (в, г) фацій. Збільшення 20^х; ніколі: а, в – паралельні, б, г – зхрещені.

Туфолави пов’язані з лавами поступовими переходами як по розрізу, так і по латералі та діагностуються за появою кристало- і літокластичного матеріалу. З другого боку, при значному зростанні вмісту пірокластичної фази (понад 80 %) вони переходят у туфи. Літокластичні туфолави і туфи добре вирізняються за плямистою або лінзо-смугастою текстурою. Найчастіше в уламках виявляють породи того ж (кислого) складу, кутасті або напівобкатані фрагменти зерен кварцу, плагіоклазу. Цемент у туфах представлений

мікрозернистим, гранолепідобраством і плагіоклаз-кварц-серицитовим агрегатом з хлоритом, пилоподібними домішками магнетиту, лейкоксену. На відміну від літокластичних, попільні та, меншою мірою, кристалокластичні туфи мають більш однорідний вигляд, сланцювату, слабко проявлена смугасту текстуру. Під мікроскопом спостерігається мікрозерниста, гранолепідобраствова основна тканина плагіоклаз-серицит-кварцового складу з уламками (0,2-1,5 мм) зерен кварцу та плагіоклазу.

Кислі породи субвулканічної групи складають тіла неправильної або пластоподібної морфології, невеликі масиви і штоки, різного розміру лінзи і дайки, що перетинають більш ранні стратифіковані товщі. У порядку зменшення обсягу вони представлені дацитами, ріодацитами, ріолітами, які за палеотипною номенклатурою раніше описувалися як альбітофіри, кератофіри, плагіопорфіри, кварцові порфіри тощо. Це світло-сірі масивні або сланцюваті, здебільшого порфірові (рис. 4.49,в,г), рідко афірові породи. Основна маса складена розкристалізованим склом, що представляє собою агрегат зерен завбільшки 0,04-0,08 мм плагіоклазу (альбіту), кварцу і серициту з магнетитом, лейкоксеном, апатитом, рідко – з турмаліном. У фенокристалах виявляються плагіоклаз і голубуватий кварц, дуже рідко – хлоритизований біотит. Вкраплення мають розмір від 0,3-0,5 мм до 5 мм, зрідка – до 1 см, складають 5-45% обсягу породи. При петрографічному описі породи, які містить лише фенокристали плагіоклазу, визначаються як дацити; при появі серед плагіоклазових вкраплень кварцевих – застосовується назва ріодацити. Якщо ж порфірові виділення плагіоклазу різко поступаються кварцу або зовсім зникають – ріоліти. Порфірові виділення плагіоклазу (олігоклаз, альбіт) мають чітку кристалографічну гранку і представлені слабко видовженими таблицями. Повсюди відзначається слабка пелітизація мінералу. Вкраплення кварцу характеризуються округлими «оплавленими» формами.

Окремі дайки та крайові частини більш крупних тіл інколи складені так званими фельзитами або фельзитоподібними породами. Зазвичай вони утримують мало або й зовсім не містять порфірових вкраплень і за складом

відповідають ріолітам. Фельзити мають світло-сірий з кремовим відтінком колір, часто смугасті, іноді плойчасті. Під мікроскопом спостерігається мікрогранобластовий агрегат кварцу й альбіту (зерна розміром 0,01-0,04 мм). Смугастість обумовлена нерівномірним ступенем кристалічності породи або присутністю окремих смуг (потужністю від 0,5 мм до 1 см), збагачених сріблясто-сірим серицитом і кремово-білим альбітом.

Більш глибинні аналоги описаних порід представлені тоналіт-порфірами, плагіограніт-порфірами, в яких кількість склуватої маси не перевищує 15-20% і вона складає окремі ділянки серед гіпідіоморфної кварц-плагіокласової матриці.

У накладених тектонометасоматичних зонах вищеописані породи перетворені в кварц-альбіт-серіцитові сланці. В залежності від інтенсивності процесів порфірові виділення плагіоклазу гранулюються, витягуються вздовж накладеного розсланцювання і цілком зливаються з основною масою породи, а вкраплення кварцу – подрібнюються, розтягаються і в країному випадку на їх місці залишаються одиничні уламки зі згладженими краями, що обгортаються серицит-альбітовим агрегатом.

4.3.5 Осадові та вулканогенно-осадові породи.

Група осадових та вулканогенно-осадових (зі вмістом вулканогенного матеріалу нижче 50 %) порід разом із залізистими кварцитами в загальному розрізі ЗКС (рис. 4.38) за обсягом поступається вулканітам, проте має домінуюче поширення в його верхній частині, що представлена білозерською серією і теплівською товщою. У конкській серії певного поширення вони можуть набувати у складі сурської світи, для якої притаманні яскраво проявлені літо-фаціальні заміщення вулканітів основного і ультраосновного складу осадовими породами [40]. Примітно, що описувана група порід у конкській серії представлена, головним чином, вулканогенно-осадовими відкладами в асоціації з туфітами, тоді як у білозерській серії «чисті» осадки переважають над змішаними породами, а у теплівській товщі – знаходяться приблизно у

рівних кількостях. В асоціації з утвореннями зазначених стратиграфічних рівнів наявні також залізисті кварцити ймовірного хемогенно-осадового генезису.

Отже, в складі конкської серії виділяються близькі за структурно-текстурними ознаками і мінеральним складом, зазвичай просторово та генетично пов'язані між собою туфоалевроліти, туфопісковики, алевроліти, аргіліти, рідко – пісковики. Група осадових і вулканогенно-осадових порід в складі білозерської серії представлена пісковиками, алевролітами, аргілітами, туфопісковиками, туфоалевролітами, подекуди – гравелітами, конгломератами. Всі ці утворення детально описані в роботах Г.Ф. Гузенка і М.М. Доброхотова, В.І. Ганоцького, В.Д. Ладієвої, М.П. Семененка, О.М. Струєвої [68, 95, 96, 186] та ін. Необхідно відмітити, що вони переважно ідентифікувалися з позицій класичної петрографії метаморфічних порід як туфосланці та сланці, склад яких визначався різноманітними комбінаціями таких мінералів як плагіоклаз, кварц, серицит, хлорит, епіidot, карбонат, а також амфібол і біотит при більш інтенсивних метаморфічних перетвореннях.

Пісковики – це породи сірого, темно-сірого кольору із зеленуватим відтінком, дрібно-середньозернисті, масивні або сланцюваті, іноді мають добре проявлена шарувату будову. Під мікроскопом спостерігається реліктова псамітова структура: напівобкатані, зрідка обкатані зерна (45-65 % породи) кварцу, рідше плагіоклазу розміром до 0,5-1,5 мм цементуються тонкозернистою кварц-серіцитовою або кварц-плагіоклаз-серіцитовою основною масою з домішками хлориту, біотиту та карбонату. Структура основної маси гранобастова, гранолепідобластова. Мінеральний склад (%): кварц – 50-70, серицит – 25-40, хлорит – 1-7, плагіоклаз – 1-10, карбонат – 1-5, біотит – до 5.

Алевроліти мають сірий, зеленувато-сірий колір, тонкозернисту структуру, тонкосланцовату текстуру. Під мікроскопом діагностується реліктова алевритова або лепідобластова структура та сланцювата, інколи неясносмугаста текстура. Мінеральний склад (%): кварц – 15-50, серицит – 25-75, хлорит – 0-25, плагіоклаз – 0-7, карбонат – до 6, біотит – до 1. Алевроліти, які у складі

малопотужних прошарків маркують перерви між лавовими виливами базальтів аполонівської товщі (відслонення на правому березі р. Мокра Сура, с. Новомиколаївка) представлені прихованозернистими смугастими породами світло-сірого та жовтуватого кольору. Ширина смуг різного забарвлення складає від часток мм до 1-2 см. Під мікроскопом (рис.4.50,а,б) виявляється дрібнозерниста, реліктова псамітова структура і такий мінеральний склад (в %): кварц – від 25-65, альбіт – 10-60, цоїзит – 10-20, хлорит – 5-10, амфібол – 2-5.

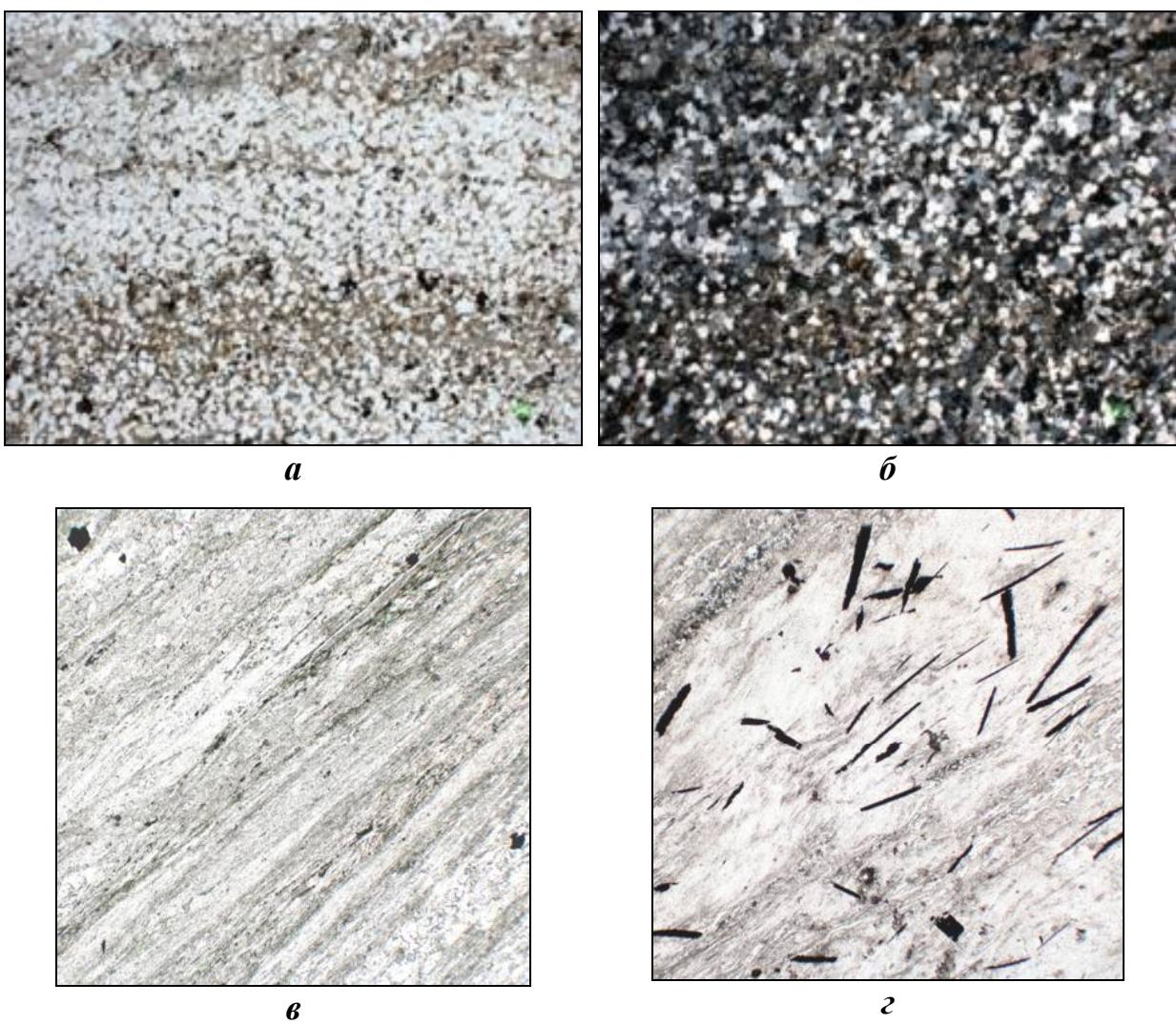


Рис 4.50. Метаморфізовані осадові породи: *а, б* – алевроліт, зр. С1 (правий берег р. Мокра Сура, с. Новомиколаївка); збільшення 20^x , ніколі: *а* – паралельні, *б* – з хрещені; *в* – алевропеліт, шл. 10063/253, гл. 320,0 м; *г* – аргіліт з графітом, шліф 10069/365, гл. 254,5 м, збільшення 18^x , ніколі паралельні, використані шліфи з колекції А.С. Станкіна.

Пісковики і алевроліти білозерської серії у порівнянні з такими конкської серії і теплівської товщі є більш зрілими, про що свідчить зростання вмісту кварцу від 20-40 % до 50-65 % і вище; різке падіння вмісту або й відсутність хлориту, біотиту, плагіоклазу; краща обкатаність уламкового матеріалу.

Туфопісковики і туфоалевроліти зазвичай мають сланцювату однорідну, рідше смугасту, лінзовидно-смугасту, плямисту текстуру, яка створюється за рахунок агрегатних скupчень хлориту і карбонату, орієнтованих згідно зі сланцюватістю. Під мікроскопом виявляються від тонко- до середньозернистих лепідогранобластова, гранолепідобластова, порфіробластова, реліктові псамітова і алевритова структури. Мінеральний склад порід, (%): хлорит – 15-80, кварц – 5-40; карбонат – 5-30, епіidot – 3-4, плагіоклаз – 5-30, серицит – 1-15; біотит – 1-5. У всіх вищеописаних петротипах виявляються акцесорні циркон, ільменіт, турмалін, апатит, рутил, лейкоксен, монацит.

Алевроліти можуть утворювати поступові переходи через алевропеліти до аргілітів (рис. 4.50,в,г). Останні в описах свердловин найчастіше описані як філітовидні ±карбонат-кварц-серіцитові та кварц±карбонат-хлорит-серіцитові сланці. Це породи сірого до темно-сірого кольору, хлоритвміщуючі різновиди – із зеленуватим відтінком, сланцюваті, тонкошаруваті, з шовковистим блиском на площині відколювання. Шаруватість обумовлена чергуванням смужок серіцитового, кварц-серіцитового, або кварц-хлорит-серіцитового складу. Під мікроскопом породи мають лепідобластову, гранолепідобластову, реліктову пелітову алевропелітову структуру. Мінеральний склад (у %): серицит – 15-80, хлорит – 3-30, карбонат – 5-30, кварц – 5-35, альбіт – до 10; акцесорні – графіт, хлоритоїд, циркон, турмалін, лейкоксен;rudni – пірит, піrotин, магнетит, іноді ільменіт.

4.3.6 Залізисті кварцити.

Залізисто-кременисті утворення або залізисті кварцити (в англомовній літературі – *banded iron formation* або скорочено *BIF*) наявні на усіх стратиграфічних рівнях зеленокам'яного розрізу СПК (рис. 4.38). Завдяки

високим щільноті (до $3,20\text{--}3,35 \text{ г/см}^3$) і магнітній сприйнятливості (до $120000 4\pi \cdot 10^{-6} \text{ СI}$) ці утворення добре виділяються при геологічній зйомці за висококонтрастними гравімагнітними аномаліями, інтенсивністю $\Delta g_{\text{ост.}}$ до $+2,8 \text{ мГал}$, ΔT_a до $+30000 \text{nTл}$.

Для залізистих кварцитів передбачається хемогенно-осадочний генезис [40] і вони найчастіше асоціюють з описаними вище осадочними і вулканогенно-осадочними породами. Разом з тим не виключається, що залісто-кременисті породи, які локалізовані в базит-ультрабазитах, можуть мати метасоматичне походження. Зазвичай вони утворюють одиничні малопотужні лінзоподібні прошарки, тоді як породи осадочного походження представлені протяжними (до перших км) шарами, потужність яких змінюється від перших до сотень метрів. Не вдаючись до аналізу різних точок зору про генезис залізистих кварцитів [13, 112, 115–118, 170, 171, 214, 241 та ін.] серед них можна виділити утворення алгомського, криворізького та проміжного типів. Породи першого типу фіксуються в амфіболітах нижньої частини конської серії, до другого відносяться потужні товщі залізистих кварцитів у складі білозерської серії, вміст заліза у яких сягає промислових. До третього типу умовно можна віднести залісто-кременисті утворення сурської світи конської серії і теплівської товщі, які виявляють просторовий зв'язок як з осадочними породами, так і з базальтами та їхніми туфами, а також коматітами. Слід зазначити, що шари усіх трьох типів залізистих кварцитів не мають чіткої латеральної та вертикальної фіксації в розрізах навіть одного стратиграфічного підрозділу. Тому як маркуючі горизонти їх варто використовувати з обережністю як на локальному рівні, наприклад, при побудові розрізів вздовж профілів бурових свердловин, так і при регіональній кореляції розрізів між окремими ЗКС.

Залізисті кварцити - це смугасті, іноді плямисто-смугасті, плойчасті породи переважно тонко-дрібнозернистої структури (розмір зерен від 0,03 мм до 0,1 мм). Мінеральний склад порід мінливий та визначається співвідношеннями кварцу, амфіболу та магнетиту (гематиту), в незначній кількості присутні

карбонат, біотит, хлорит. Смугастість порід обумовлена чергуванням контрастно забарвлених смуг різного мінерального складу завширшки від 0,5 до 10 мм, рідко до 3 см, які можуть виклинюватися, утворювати роздуви або сполучатися між собою. Так, текстурний малюнок залізистих кварцитів в складі сурської світи конської серії, які розкриті в південно-західному борту Сурської ЗКС профілем свердловин 0766, 0769, 26212, 26211, 26243, 26244, створюється чергуванням кварц-магнетитових (1), хлоритових (2) і кварц-карбонатних (3) смуг. Вміст кварцу та магнетиту в смугах (1) може істотно змінюватися до утворення самостійних мономінеральних магнетитових, рідше кварцових виділень. Як другорядні мінерали відмічаються карбонат, хлорит, а в хлоритових і кварц-карбонатних смугах – магнетит, альбіт, серицит, біотит, турмалін. Відмінною рисою двох останніх смуг є інтенсивне перетворення мінерального складу в зонах більш високого, до амфиболітової фації, метаморфізму: з'являються амфіболи й гранат, більшого розвитку набуває біотит з формуванням гранат-біотит-амфіболового парагенезису. Амфібол представлений роговою обманкою, кумінгтонітом, актинолітом, грюнеритом, що утворюють дрібнопризматичні виділення розміром 0,05-0,15 мм. Гранат наявний у вигляді вкраплень середніх (0,8-1,5 мм) і великих (3-5 мм) ізометричних зерен. Вміст магнетиту в смугах (2) і (3) може варіювати від 1-2% до 10-12%. Спостерігається закономірність у збільшенні валового вмісту магнетиту в породах з тонкоритмічною будовою і, навпаки, зниження в грубосмугастих інтервалах.

Породи з низьким вмістом магнетиту часто діагностуються як залізисті сланці або малорудні кварцити карбонат-хлоритового, хлорит-амфіболового складу. Ці утворення, як і типові залізисті кварцити, мають тонко- або грубосмугасту текстуру, яка створюється чергуванням силікатно-кварцевих і силікатних проверстків потужністю від 1-2 мм до 2-3 см. Магнетит розподілений в породах більш-менш рівномірно у вигляді вкраплень розміром від 0,5 мм до 2-3 мм. У шліфах відмічається тонкозерниста гранолепідобластова, гранонематобластова структура залізистих сланців.

Мінеральний склад порід (%): кварц – 10-90, амфібол – 5-70, хлорит – 5-60, карбонат – 5-30, магнетит – 2-15, біотит – до 5.

4.3.7 Габро, габро-долерити, долерити.

Основні інтузивні породи як плутонічні аналоги стратифікованих базальтоїдів у розрізах ЗКС представлені габроїдами верхівцевського, варварівського базит-ультрабазитових комплексів та сергіївської асоціації [225, 227, 336]. Варто також згадати про двопіроксенові габроїди Софіївської ЗКС, які пропонувалися В.М. Бестужевим у 1994 р. за даними ГГК-50 виділити у ранзі олександropільського комплексу. Аналогічні утворення виявлені також у межах невеликих кільцевих ЗКС, що у вигляді ланцюга розташовуються східніше Криворізької структури. Вони досліджені Г.В. Артеменком, І.А. Самборською та ін., результати робіт яких [5, 275, 274, 276 та ін.] враховані в наведеному нижче описі.

Головним критерієм, за яким плутонічні габроїди відмежовуються від подібних повнокристалічних порід у внутрішніх частинах потужних лавових потоків, є різкі «січні» контакти складених ними інтузівних тіл з вміщуючими комагматами, а також повнокристалічним однорідним виглядом, масивною або слабко сланцюватою текстурою. Найчастіше інтузії представлені дайками, дрібними штоками, силами та складними формами, що утворюються при сполученні зазначених тіл.

Габро, габродолерити, долерити – це зеленувато-сірі, зеленувато-темно-сірі масивні, від дрібно- до крупнозернистих породи, які складаються із таких головних мінералів як амфібол (еденіт-паргасит, рогова обманка, актиноліт), плагіоклаз (олігоклаз-андезин) і магнетит (титано-магнетит). Під мікроскопом зазвичай добре діагностуються реліктові долеритова, офітова, габро-офітова, габрова структури.

Коротко розглянемо петрографічні особливості типових представників цієї групи порід. Найбільш поширеними є габродолерити, що добре вивчені у межах Верхівцевської (рис. 4.52,а), а також Сурської ЗКС. У шліфах

спостерігаються нематогранобластова, релікто-габро-офітова структури. Мінеральний склад порід (%): амфібол (рогова обманка або актиноліт) – 55-80, плагіоклаз (олігоклаз-андезин) – 30-40, магнетит – 3-8, хлорит – 0-5, епіidot – 1-10, акцесорні – сфен, ільменіт. Магнетит рівномірно розподілений в породі у вигляді ізометричних кристалів, з яким подекуди асоціює пірит.

Долерити і габродолерити добре вивчені на правому березі р. Базалук у балці Калиновій. У шліфах спостерігаються гломерогранобластична, реліктові долеритова, офітова, габро-долеритова структури (рис. 4.52,б). Під мікроскопом встановлено такий мінеральний склад долеритів (%): рогова обманка – 60-75 %, плагіоклаз – 35-40 %, магнетит – 2-3 %. Амфібол (еденіт, рогова обманка, актиноліт) представлений зернами розміром 0,8-1,6 мм таблитчастої форми з нерівними границями і плямистим загасанням, які формують скучення завбільшки 2,0-5,0 мм. В незначній кількості наявні виділення амфіболу витягнутої та стовпчастої форми завдовжки 0,5-1,0 мм. Плагіоклаз утворює скучення розміром 0,6-4,0 мм, що складаються з дрібних зерен (0,04-0,08 мм). Інколи такі скучення за морфологією нагадують таблиці первинного плагіоклазу, що зазнав грануляції. Магнетит (титано-магнетит) часто представлений скелетними формами розміром до 1,2 мм.

Габро у межах Софіївської ЗКС макроскопічно характеризуються типовим для них виглядом (рис. 4.52,в): сіро-зелений колір, масивна текстура, середньо-, подекуди дрібно-середньозерниста структура. Під мікроскопом встановлено такий мінеральний склад (%): амфібол (еденіт, рогова обманка) – 40-50, плагіоклаз – 30-40, титано-магнетит – 1-5, епіidot – 3-10, хлорит – 2-3, кварц – 2-5. Плагіоклаз подекуди представлений реліктовими ідіоморфними таблицями завбільшки 3-5 мм, які заміщені агрегатом дрібніших (0,6-3,0 мм), полісинтетично здвійникованіх зерен альбіт-олігоклазу. Місцями по плагіоклазу розвивається також епіidot. Кварц найчастіше присутній у вигляді включень в роговій обманці.

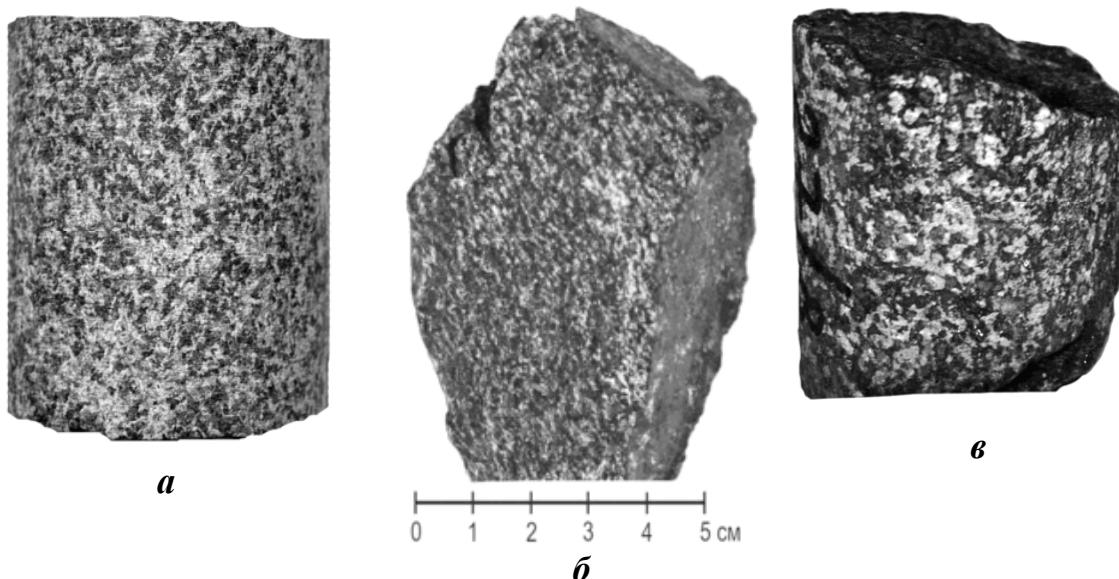


Рис. 4.52. Габроїди зеленокам'яного комплексу: *а* – габродолерит Верхівцевської ЗКС в керні св. 646, гл. 227,0 м, діаметр керну 56 мм; *б* – долерит Верхівцевської ЗКС, відсл. 546, б. Калинова); *в* – габро Софіївської ЗКС, св. 27, гл. 25,0 м, діаметр керну 76 мм.

У межах Сурської ЗКС раніше автором були виявлені розшаровані силоподібні тіла, крайові гаргітівні зони яких виповнені долеритами, а внутрішні – порфіроподібними габро-долеритами і повнокристалічними рівномірнозернистими габро-долеритами, габро [318].

Норити, габронорити і габро олександропільського комплексу (асоціації) – це середньо- до крупнозернистих однорідні масивні меланократові породи. Під мікроскопом вони мають алотріоморфнозернисту, габрову, пойкілітову структуру. Головними породоутворюючими мінералами є плагіоклаз, ромбічний та моноклінний піроксени. Плагіоклаз полісинтетично здвійникований і представлений андезином, зрідка лабрадором. Моноклінний піроксен за складом відповідає авгіту, діопсиду, ромбічний – ферросиліту [274, 275].

4.3.8 Дуніти, олівініти, перидотити, піроксеніти.

Інtrузивні ультрабазити відносяться до верхівцевського та варварівського комплексів, а також до миколаївської асоціації, яка була виділена автором за

результатами ГДП-50 північної частини Сурської ЗКС (В.Я. Ганзя та ін., 2006). В складі названих хроностратиграфічних одиниць вони об'єднуються з габроїдами, але рідко беруть участь у будові єдиних з ними інтрузій. Зазвичай ультрабазити і базити формують самостійні тіла, які належать до окремих, укорінених в антидромній послідовності інтрузивних фаз дуніт-гарцбургітової і габро-піроксенітової формацій [19]. У складі верхівцевського комплексу розрізняється щонайменше два антидромних цикли, а в миколаївській асоціації – один.

Найчастіше ультрабазити формують видовжені лінзоподібні, неправильної форми або ізометричної форми тіла або масиви, площа виходів на поверхню кристалічного фундаменту яких змінюється від до 0,3 км² до 10-15 км². Вони розташовуються переважно в крайових або центральних частинах ЗКС, де вони асоціюють в складі єдиних ВПА зі своїми ефузивними аналогами – коматітами або зрідка утворюють індивідуалізовані плутонічні тіла. Важливо відмітити, що кожна ЗКС мають свої індивідуальні закономірності просторового розташування масивів та їхньої хроностратиграфічної належності, які не поширюються на інші структури. Так, Варварівський, Сухохутірський, Потоцький, Мар’ївський масиви, які локалізуються в бортах Верхівцевської ЗКС, за даними ГДП-50 (М.М. Шурко та ін., 2007) віднесені до варварівського комплексу, тоді як аналогічні за геолого-структурним положенням Петрівський, Павлівський, Правдинський та Карнаухівський масиви Сурської ЗКС – до верхівцевського комплексу. Веселянська інтрузія, що локалізована в осьовій зоні Конкської ЗКС, належить до варварівського комплексу, а невеликі інтрузивні тіла базит-ультрабазитів в центральній частині Сурської ЗКС пропонується розглядати у ранзі самостійної миколаївської асоціації. Варто зазначити, що кожна із зазначених позицій добре обґрунтована комплексом геолого-структурних, петрографічних, геохімічних та інших матеріалів. Наприклад, приналежністі ультрабазитів Варварівського масиву до одніменного комплексу доводиться за характером їхнього контакту з плагіогранітами сурського комплексу [329], розкритого св. 141 (ГДП-50,

М.М. Шурко та ін., 2007) на глибині 142,7 м, в південному відгалуженні масиву.

В плані контакт має субмеридіональне простягання, а в розрізі (рис. 4.53) відмічається його хвиляста морфологія, субвертикальне падіння з незначним відхиленням на схід. Зона безпосереднього контакту надійно простежується за смugoю слюдитів, потужністю до 30-40 см. Це породи темно-сірого, темно-зеленого до чорного кольору, дрібнозернисті, слабко сланцюваті, подекуди масивні. Під мікроскопом порода на 100 % складається із флогопіту, який утворює різноорієнтовані лусочки та пластинки блідо-коричневого кольору, розміром від 0,05 мм до 0,5 мм, в середньому – 0,2 мм. В екзоконтакті у напрямку від слюдитів до незмінених plagio-granitів можна виділити дві зони: 1) зона метасоматично змінених (альбітизованих та окварцованих) plagio-granitів завширшки 30-50 см; 2) зона розсіяної вкрапленості сульфідів (піриту) з окремими гніздами на відстані більше 1 м від контакту.

Загалом в екзоконтактовій смузі, потужністю до 10 м і більше, plagio-graniti в різній мірі тріщинуваті, інколи катаклазовані, містять підвищену кількість біотиту (до 15 %) та хлориту, що розвивається по ньому. В ендоконтакті у напрямку до внутрішніх частин інтрузії фіксуються: 1) переривчаста зона tremolit-tal'kovих порід з реліктами структури загартування типу "спініфекс" (рис. 2) – до 1,5 м; 2) сланці магнетит-tal'k-carbonatnі тонко- і дрібнозернисті – 3-4 м; 3) tal'kіti масивні, сіро-зеленого кольору – до 2 м; 4) serpentin-tal'k-carbonatnі породи дрібно- і середньозернисті.

Отже, ультрабазити Варварівського масиву перетинають plagio-graniti сурського комплексу, що свідчить про їх укорінення не раніше 3074 млн. років тому [34]. Ймовірно, вони є інтрузивними аналогами метакоматітів теплівської товщі – наймолодшого стратифікованого підрозділу в межах ЗКС. В свою чергу, хроностратиграфічна належність аналогічних за структурним положенням ультраосновних масивів Сурської ЗКС до верхівцевського комплексу також не викликає сумнівів.

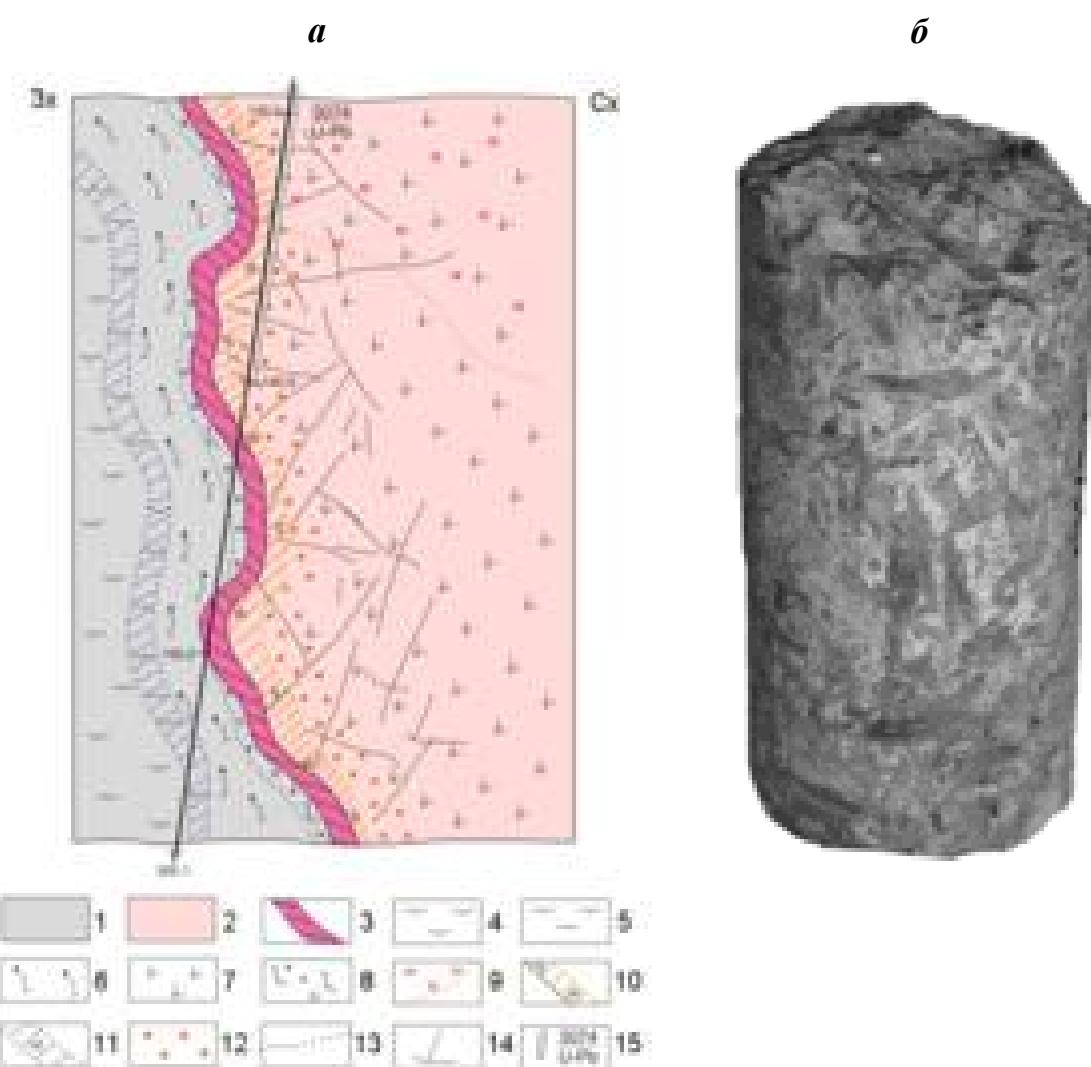


Рис. 4.53. Розріз зони контакту ультрабазитів варварівського комплексу з плагіогранітами сурського комплексу за даними св. 141 (а); тремоліт-талькова порода зі структурою загартування типу "спініфекс", за з глибини 144,0 м, діаметр керну 76 мм (б). 1 – варварівський комплекс; 2 – сурський комплекс; 3 – зона слюдитів (флогопітова порода); 4 – тальк-карбонатні породи; 5 – тальк-карбонатні породи отальковані; 6 – сланці магнетит-тальк-карбонатні, 7 – плагіограніти біотитові, середньозернисті; 8 – сланці тальк-тремолітові зі структурою спеніфекс; 9 – зона мікроклінізації плагіограніту; 10 – зона окварцованих і альбітизованих плагіогранітів; 11 – оталькування; 12 – вкрапленість піриту; 13 – літолого-фаціальні граници; 14 – тріщинуватість; 15 – інтервал випробування та результати геохронологічних досліджень (чисельник – вік в млн років, знаменник – метод визначення).

Дуніти, олівініти, перидотити представлені продуктами метаморфічного перетворення – серпентинітами, тальк-карбонатними породами і сланцями, які зазвичай складають внутрішні частини відносно великих масивів, а піроксеніти (актинолітити, тремолітити) – їх крайові частини та дрібніші інтрузивні тіла.

Серпентиніти (дуніти, олівініти) – це масивні породи зелено-сірого, темно-зеленого, зеленувато-темно-сірого, голубувато-темно-сірого забарвлення, інколи невиразно смугасті або плямисті за рахунок неоднорідного забарвлення. Зазвичай вони розсікаються системами ниткоподібних прожилків карбонату, рідше – поперечно-волокнистого хризотил-азбесту, тальку. Під мікроскопом вони характеризуються паралельно-волокнистою, лепідобластовою, гломеролепідобластовою, реліктовими панідіоморнозернистою, полігональною (рис. 4.54,а,б), сидеронітовою структурами (рис. 4.54,в) в комбінації з петельчастою і решітчастою (рис. 4.54,г). Мінеральний склад серпентинітів: серпентин – 50-95 %, реліктовий олівін – 0-45 %, магнетит – 2-15 %, карбонат – до 10-15, тальк і хлорит – разом до 5-10 %, хромшпінелід і рудні – пентландит, халькопірит – в одиничних зернах. Петельчаста структура утворюється в результаті серпентинізації олівіну вздовж тріщин спайності зерен. Релікти полігональної (нодулярної) структури (рис. 4.54,б) фіксуються за виділеннями магнетиту по периферії зерен псевдоморфно заміщеного олівіну. В залежності від складу серпентину можуть виділятися хризотилові, антигоритові, хризотил-антигоритові серпентиніти. Серед інших різновидів серпентину інколи трапляються серпофіт, брусит, хризотил-азбест.

Тальк-карбонатні породи і сланці мають неоднорідне забарвлення у сірих, світло-сірих тонах, іноді з блакитним або зеленуватими відтінками, масивну або сланцевату текстуру. Під мікроскопом відмічаються гранолепідобластова, часто порфіробластова структури. Неоднорідне забарвлення зумовлене нерівномірним розподілом мінералів, головними серед яких є тальк і карбонати (магнезит, доломіт, кальцит). В узагальненому випадку вони містяться приблизно в одинакових кількостях – 45-50 %. Типовими мінералами є також

магнетит та хлорит, вміст яких може сягати відповідно 8 % і 10 %; інколи відмічаються амфіболи (актиноліт, tremolіt) – до 5 %.

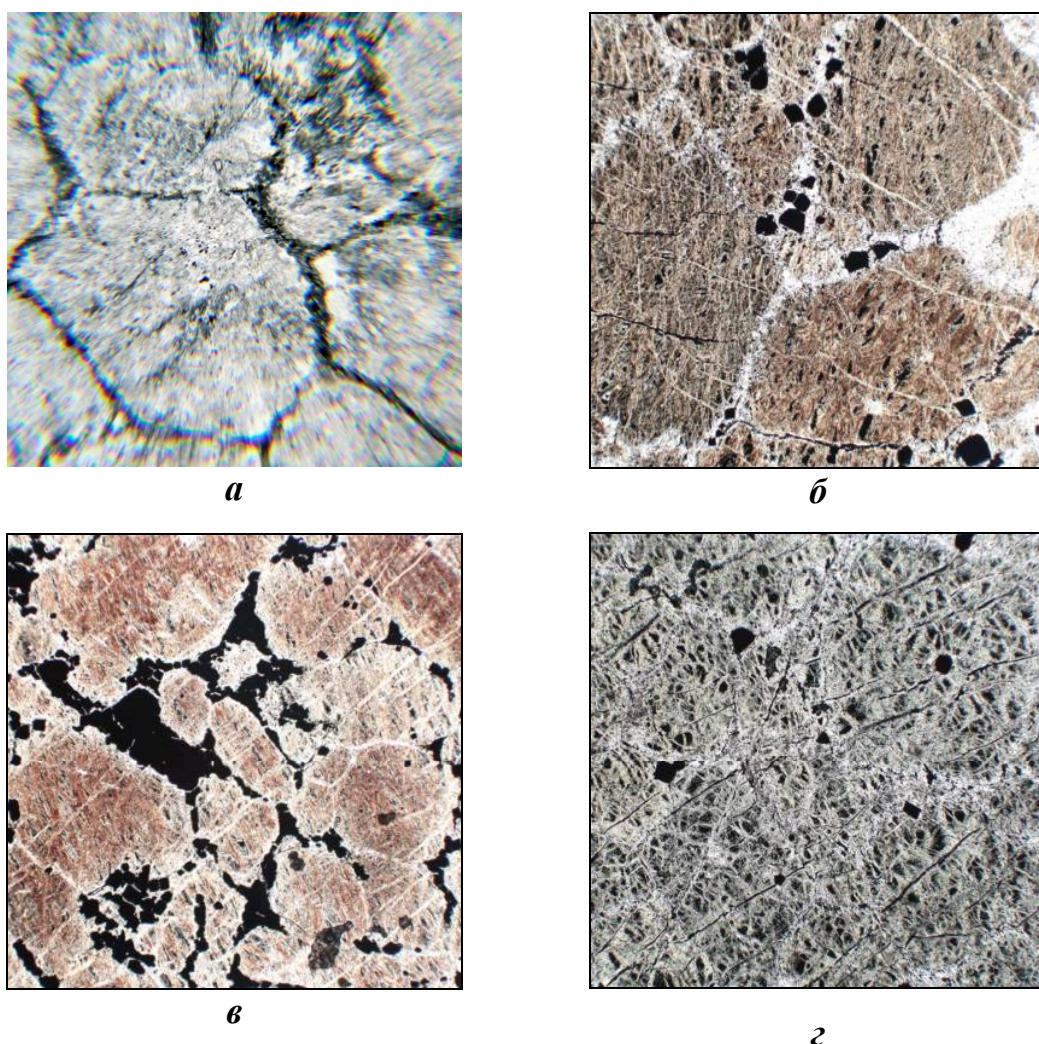


Рис. 4.54. Серпентинізовані дуніти: з полігональною структурою *а* – шліф 141/61, св. 141, гл. 156,5 м; *б* – шліф 653/54, св. 653, гл. 166,7 м; *в* – з сидеронітовою структурою, шліф 653/51, св. 653, гл. 163,5 м; *г* – з петельчастою структурою, шліф 653/43, св. 653, гл. 156,4 м. Збільшення у всіх шліфах 14^х, ніколі паралельні.

Актиноліти, тремоліти (піроксеніти) найчастіше трапляються в окремих інтервалах серед тальк-карбонатних порід. Це породи блідо-зеленого, зеленувато-сірого до темно-зеленого забарвлення від дрібно- до середньозернистої структури, переважно масивної, інколи сланцюватої або смугастої текстури. В шліфах діагностується нематобластова, нематогранобластова, інколи бластопанідіоморфнозерниста, сповідна,

радіально-променева, голчаста структури. Головний породоуттворюючий мінерал цих порід – амфібол. Він присутній у кількостях від 86 % до 100 % та представлений актинолітом і tremolітом. Вміст акцесорного магнетиту складає від 1 до 10%. Часто в асоціації з амфіболами трапляється хлорит і карбонат (до 5 %).

Окрім описаних вище головних типів метаморфізованих ультраосновних порід відмічають також проміжні між ними різновиди, які найчастіше за первинним складом відповідають перидотитам: хлорит-карбонат-талькові, серпентин-тальк-карбонатні, амфібол-серпентинові, хлорит-амфіболові, серпентин-талькові сланцеваті і масивні породи.

4.4 Плутонічні комплекси

У межах СПК, як зазначалося у розділі 3, можна виділити три плутонічні СФК: plagio-granitoïdний, двопольовошпатових гранітів та базит-ультрабазитовий. Плагіогранітоїдний СФК виділяється в обсязі сурського, саксаганського, а також дніпропетровського комплексів. У складі останнього вони представлені як типовими плутонічними повнокристалічними породами, так і описаними вище у складі аульського СФК гнейсоподібними plagio-granitами і мігматитами, що утворилися за рахунок більш ранніх плутонічних гранітоїдів [23, 37]. Становлення гранітоїдів названих комплексів відбулося в часовому відрізку 3,2-2,9 млрд років тому [11, 77]. За речовинним складом ми відносимо їх до типових ТТГ асоціацій [315], що виділяються на відомих ранньодокембрійських кратонах світу: Каапваль і Зімбабве в Південній Африці, Пілбара та Йілгарн в Австралії, Слейв, Сюперіор і Сан-Франциско в Північній та Південній Америці, Карнатака в Індії та ін. Калійшпатизовані plagio-granitoïди, які утворилися під впливом укоріненням більш пізніх (2,9-2,8 млрд років) двопольовошпатових гранітоїдів до складу ТТГ асоціації не входять. До складу СФК двопольовошпатових гранітоїдів входять демуринський, мокромосковський і токівський комплекси. Базит-

ультрабазитовий СФК представлений девладівським комплексом, який виділяється в обсязі габро-піроксеніт-перидотитової формaciї.

4.4.1 Тоналіт-трондьєміт-гранодіоритова (ТТГ) асоціація.

4.4.1.1 Дніпропетровський комплекс.

Найбільш ранніми утвореннями ТТГ асоціації є породи дніпропетровського комплексу. Вони розкриті кар'єрами або у природних відслоненнях; найкраще вздовж берегів Дніпра на відрізку його течії від Дніпра до Запоріжжя, в також в середній і нижній течії р. Базавлук. Дніпропетровський комплекс представлений різноманітними за складом, структурою і текстурою утвореннями ультратамарфогенного генезису: мігматити і гнейсоподібні плагіогранітоїди (граніто-гнейси) тоналіт-плагіогранітового складу з переходами до утворень типового plutonічного вигляду – плагіограніти, тоналіти, гранодіорити, кварцові діорити та діорити. Серед них помітно переважають тоналіти і плагіограніти. Повнокристалічні породи найчастіше складають конформні мігматитам і граніто-гнейсам лінзо- і пластоподібні тіла, зрідка – невеликі видовжені та ізометричні інтрузії.

Макроскопічно плагіогранітоїди комплексу – це породи світло-сірого, сірого, темно-сірого кольорів, дрібно-, середньодрібно- або середньозернисті, подекуди слабо розсланьовані, катаклазовані. Текстура порід смугаста, гнейсоподібна, масивна; структура нечітка гіпідіоморфнозерниста, інколи порфіробластова, подекуди відмічаються елементи гранобластової. Головними мінералами є плагіоклаз (альбіт-олігоклаз), кварц, зрідка мікроклін. Темноколірні мінерали представлені біотитом, епідотом, мусковітом, магнетитом, акцесорні – циркон (малакон), апатит, сфен, ортит. В тоналітах зазвичай з'являються перші відсотки амфіболу, а в гранодіоритах і кварцових діоритах його кількість зростає до 6-30 %.

Розглянемо типові plutonічні породи дніпропетровського комплексу, які виділяються нами у складі плагіогранітової формaciї [134, 324, 343]. У південно-західній частині Саксаганського куполу на правому березі р. Кам'янка

біля с. Катеринівка вивчені плагіограніти, які складають невеликий інтрузив площею близько 7 км². Це середньозернисті масивні неоднорідні за забарвленням жовтувато-сірі, сірі, рожево-сірі плагіограніти (рис. 4.55, а). Для них відмічається шарувата текстура, яка підкреслюється утворенням субгоризонтально орієнтованих площин відокремленості. Плагіограніти перетинають поодинокі пегматитові жили та прожилки рожевого кольору, потужністю до 50 см, рідко до 1 м. Серед плагіогранітів виявлено також лінзаксеноліт завширшки близько 2 м (рис. 4.55, б), побудована за участю світло-сірих мікроклін-плагіокласових пегматитів, що січуть смугасті мігматити. Це свідчить про більш пізнє становлення середньозернистих плагіогранітів по відношенню до формаций плагіограніт-діоритових мігматитів та асоціюючих з ними мікроклін-плагіокласових апліт-пегматоїдних гранітів, але більш раннє – відносно рожевих мікроклінових пегматитів. З півдня на північ проти течії річки спостерігається поступовий перехід від середньозернистих масивних порід типового plutonічного вигляду до дрібносередньозернистих смугастих різновидів плагіогранітів та мігматитів з останцями дрібнозернистих амфіболітів та кристалосланців.



Рис. 4.55. Середньозернисті масивні плагіограніти в районі с. Катеринівка (а) з ксенолітом мігматитів і пегматоїдних гранітів (б): 1 – плагіограніти середньозернисті масивні, 2 – мігматит, 3 – плагіокласовий пегматоїдний граніт.

«Катеринівські» плагіограніти мають наступний мінеральний склад: плагіоклаз (60-80%), кварц (20-30%), біотит (1-5%), мусковіт (1-2%), мікроклін (5-10%). Серед акцесорних мінералів виявлені в одиничні зерна циркону, апатиту, сфену, турмаліну. Під мікроскопом породи характеризуються нерівномірнозернистою структурою, що створюється більш крупними (до 3 мм) виділеннями плагіоклазу на фоні дрібніших зерен мікрокліну, кварцу та біотиту (рис. 4.56).

Плагіоклаз утворює ізометричні, іноді таблитчасті або квадратні зерна розміром 1-3 мм. Часто крайові частини видіlenь інтенсивно гранульовані, внаслідок чого втрачається чітка кристалографічна огранка мінералу. Плагіоклаз представлений переважно андезином, для котрого типовим є утворення сосюритових агрегатів в центральних частинах таблитчастих та квадратних зерен. Форма сосюритизованих ділянок часто наслідує форму видіlenь плагіоклазу. Для менш поширеніх дрібніших зерен з чіткими тонкими полісінтетичними двійниками та без них передбачається альбіт-олігоклазовий склад.

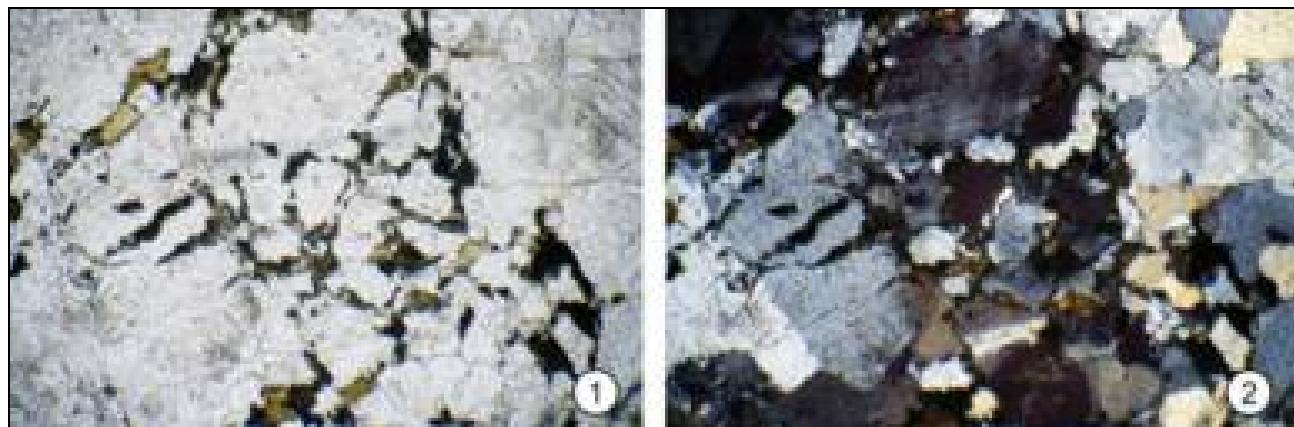


Рис. 4.56. Мікроструктурні особливості плагіогранітів району с. Катеринівка: 1 – в проходячому свіtlі, збільшення 20^x , 2 – в схрещених ніколях, збільш. 20

Кварц утворює зерна неправильної, іноді ізометричної форми розміром 0,5-1,5 мм. Розподілений в породі більш-менш рівномірно. Дрібніші виділення приурочені до інтерстицій між крупними виділеннями плагіоклазу.

Біотит коричневого з зеленим відтінком кольору, утворює слабовидовжені луски розміром в середньому $0,8 \times 0,5$ мм, лише подекуди відмічаються різко видовжені форми $-1,2 \times 0,2$ мм. Більш крупні виділення трапляються окремо, а дрібніші луски утворюють малочисельні скupчення, іноді лінзовидної форми, загальний розмір яких не перевищує 1,2 см. З такими скupченнями, як правило, асоціюють близькі за розмірами та формою луски мусковіту. Утворювані агрегати слюдистих мінералів найчастіше приурочені до дрібнозернистих ділянок породи, де вони облямовують зерна плагіоклазу, мікрокліну та кварцу.

Мікроклін представлений неправильними ксеноморфними зернами розміром 0,5-1 мм. На границі зерен мікрокліну з плагіоклазом часто спостерігається утворення тонкозернистого гранульованого агрегату. Для зерен мікрокліну відмічаються також пертитові вrostки у вигляді тонких смужок плагіоклазу. Структурно-морфологічні особливості виділень мікрокліну вказують на його ймовірне вторинне походження.

Серед акцесорних найчастіше трапляються циркон та апатит. Для першого типові зональні, видовжені призматичні, а для другого – короткопризматичні кристали розміром 0,02 мм, інколи – до 0,05 мм. Рідко відмічаються виділення сфену розміром 0,02 мм та турмаліну у вигляді здвійниківаних кристалів (0,1 мм).

Приблизно в 10 км на південний схід від описаних плагіогранітів відслонюється фрагмент ще одного масиву плутонічної формації, який складений світло-сірими, інколи рожево-сірими дрібнозернистими плагіогранітами гнейсової, рідше масивної текстури (рис. 4.57,а). Породи утворюють обривисті скельні виходи вздовж лівого берега р. Кам'янка на протязі близько 100 м. Гнейсова текстура порід має паралельно-площинний характер, що спричинило утворення субзгідних з нею тріщин відокремленості.

Аналогічно „катеринівським” plagіогранітам, вони орієнтовані субгоризонтально, що створює у відслоненнях вигляд товщі нашарованих порід (рис. 4.57,б). Згідно хибної шаруватості описані утворення січуться поодинокими жилами та лінзами рожевих пегматоїдних гранітів. В межах відслонення із заходу на схід гнейсоподібні plagіограніти поступово набувають більш виразної лінійної (гнейсової) текстури, з’являються ділянки порід смугастої будови, що ідентифікується як тіньові мігматити, які ще східніше змінюються «klassичними» смугасто-складчастими мігматитами.



Рис. 4.57. Дрібнозернисті plagіограніти в районі с. Кам'янка: а – крупний план, б – виходи plagіогранітів шароподібної текстури.

Мінеральний склад plagіогранітів наступний: plagіоклаз – 50%, кварц – 25-30%, біотит – 5%, мікроклін – 5-7%, мусковіт – до 1 %; акцесорні мінерали представлені одиничними зернами циркону, апатиту і сфену. Апатит і сфен трапляються у вигляді округлих та слабко видовжених виділень розміром 0,05-0,1 мм. Декілька виявлених кристалів циркону представлена біпіраміdalnymi призмами із заокругленими обмеженнями розміром $0,04 \times 0,01$ мм. Загалом вміст акцесорних мінералів в цих породах вищий у порівнянні з «катеринівськими» plagіогранітами. Під мікроскопом породи володіють дрібнорівномірнозернистою лепідогранобластовою структурою. Гнейсова текстура може проявлятися лише в повздовжніх перетинах за рахунок субпаралельно орієнтованих лусок біотиту.

Плагіоклаз утворює неправильні зерна розміром 0,5-1,2 мм, для більшості із яких вгадуються потенційні ідіоморфні таблитчасті форми, що порушені кристалізацією зерен кварцу та мікрокліну. Подекуди виділення плагіоклазу містять включення мусковіту. *Біотит* має коричневий колір, утворює дрібні луски розміром від 0,05 мм до 0,2 мм, в одиничних випадках їх довжина сягає 0,5 мм. окремі зерна або їх скupчення розташовані між зернами інших мінералів. *Кварц* представлений ізометричними, зрідка видовженими виділеннями з нерівними плавними краями розміром 0,2-0,6 мм. Дуже часто кварц присутній у вигляді пойкілітових включень у плагіоклазі. *Мікроклін* утворює неправильні зерна розміром до 0,8 мм.

Середньозернисті масивні біотитові плагіограніти, що відслонюються у кар'єрі біля с. Мішурін Ріг на правому березі Дніпра (рис. 4.58,а,б), ми також відносимо до плутонічних утворень дніпропетровського комплексу. Інколи вони набувають слабко вираженої смугастої текстури за рахунок нерівномірного розподілу біотиту, чим нагадують тіньові мігматити. Характерною рисою є інтенсивна мікроклінізація, що надає рожевий відтінок світло-сірим незміненим породам. Її інтенсивність зростає з наближенням до січних жил та лінз рожевих апліт-пегматоїдних гранітів. Поблизу них за рахунок росту інтенсивного бластезу К-шпату породи набувають середньо-крупнозернистої структури.

Плагіограніти складаються з плагіоклазу (50-75%), кварцу (15-30%), біотиту (3-5%) та підпорядкованої кількості мікрокліну, мусковіту, карбонату, епідоту. Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом, сfenом.

Плагіоклаз утворює ізометричні таблитчасті зерна розміром 2-3 мм, іноді трапляються більш крупні зерна завбільшки 5-6 мм. Номер плагіоклазу 15-20 (олігоклаз) (табл. 4.20). Чіткі тонкі двійники трапляються рідко, частіше вони майже не помітні. Мінерал серицитизований та пелітизований, місцями дуже інтенсивно, іноді містить мірмекіти. *Кварц* виділяється двох генерацій: перша, більш поширенна, представлена ксеноморфними виділеннями розміром до 2 мм, друга – дрібнішими зернами округлої форми до 0,5 мм. *Біотит* має коричневий

колір, його кількість варіює в інтервалі 3-5%, хоча на окремих фрагментах породи може зростати до 10%. Зазвичай він утворює дрібні луски розміром 0,2-0,5 мм, зрідка – завдовжки до 2 мм. Вміст анніт-сідерофілітової молекули складає 50-55.

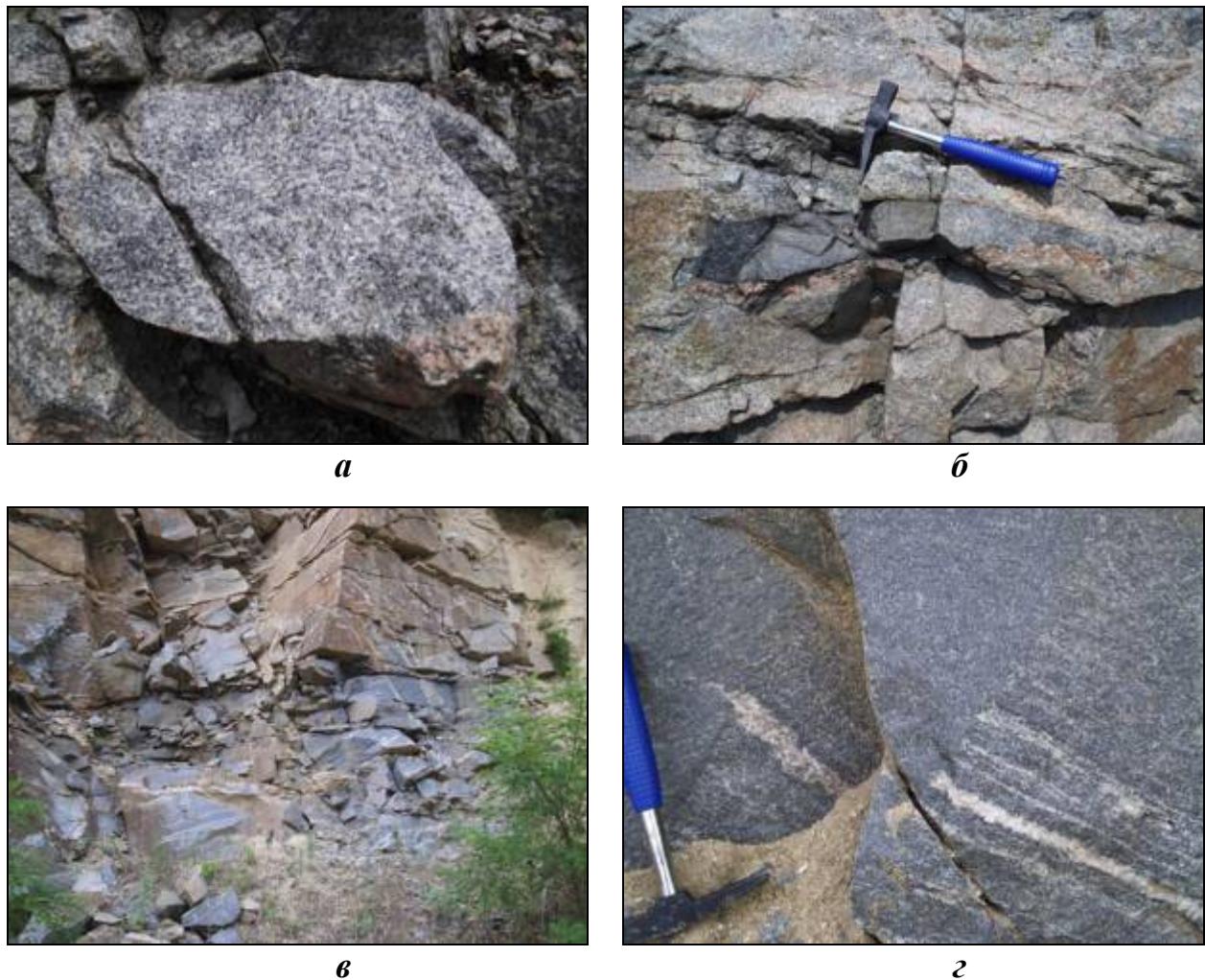


Рис. 4.58. Плагіограніти дніпропетровського комплексу: *a, б* – середньозернисті в кар’єрі біля с. Мішурін Ріг з ксенолітом кристалосланців (*б*); *в, г* – дрібнозернисті в Башмачкінському кар’єрі та їх взаємовідношення з мігматитами (*г*).

Плагіогранітоїди Башмачкінського кар’єру, які січуть смугасті мігматити, також відносяться до плутонічної формaciї. Це сірі породи однорідного плутонічного вигляду, дрібно- і середньозернисті (рис. 4.58,*в,г*). Вони складають найчастіше дрібні прожилки, лінзи завдовжки до 10 м та потужністю до перших десятків см, та іноді невеликі штокоподібні тіла в діаметрі близько

10 м. Макроскопічно вони дуже схожі на палеосому мігматитів, тому їх взаємовідношення з вміщуючими мігматитами найкраще проявляється при перетинах, близьких до поперечних. На контактах екзо- чи ендоконтактові зміни не спостерігаються. Це може свідчити про їх укорінення до завершення активної фази ультраметаморфізму. По відношенню до становлення головних серій апліт-пегматоїдних гранітів, вони, ймовірно, є більш пізніми або одночасними.

Таблиця 4.20

Хімічний склад мінералів плагіогранітів біотитових (зр. 512) в кар'єрі біля с. Мішурин Ріг

Зразки	1	2
SiO ₂	61,38	38,36
TiO ₂	0,03	3,15
Al ₂ O ₃	22,76	17,62
FeO	0,16	22,93
MnO	0,00	0,00
MgO	0,83	7,96
CaO	4,63	0,23
Na ₂ O	10,01	0,86
K ₂ O	0,20	8,89

4.4.1.2 Сурський комплекс.

Сурський комплекс включає [23, 27, 33, 37, 185, 110, 230, 250, 251] в себе plutonічні утворення тоналіт-плагіогранітної формациї, які зазвичай обрамляють ЗКС у складі видовжених або ізометричних масивів і простягаються уздовж їхніх контактів або локалізовані між хвістоподібними відгалуженнями: Вільнохутірський, Оленівський і Сурсько-Литовський (Сурський), Чкалівський, Саксаганський, Дерезуватський, Західно-Білозерський, Північно-Білозерський, Східно-Білозерський, Лук'янівський та ін. масиви. Головні породи у складі масивів – це біотитові, рідше амфібол-біотитові тоналіти. Плагіограніти поступаються тоналітам за поширеністю;

зрідка відмічаються кварцові діорити, гранодіорити та лейкократові плагіограніти (низьколужні граніти).

Тоналіти і плагіограніти найбільш вивченого Сурсько-Литовського масиву [33], представляють собою сірі масивні породи часто з нечітко вираженою гнейсоподібною текстурою. Структура середньозерниста, гіпідіоморфнозерниста, подекуди з елементами гетерогранобластової. Мінеральний склад порід: головні мінерали – кварц (20-28%), плагіоклаз (60-65%), біотит (5-10%); другорядні мінерали – амфібол, мікроклін (одиничні зерна); вторинні мінерали – хлорит (од.з.), епіidot (зн-5%), мусковіт, серицит. Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, сfenоном, ортитом.

Кварц утворює неправильні зерна, які розміщаються між лейстами плагіоклазу. Іноді відмічається перекристалізація кварцу з утворенням дрібнокристалічного гранобластового агрегату. В зонах катаклазу він асоціює з ланцюжковими виділеннями дрібних зерен епідоту, лусок біотиту, серициту, хлориту. В окремих шліфах спостерігається слабка корозія плагіоклазу кварцем.

Плагіоклаз представлений полісинтетично здвійникованими таблитчастими, подекуди багатозональними лейстами. За складом плагіоклаз відповідає олігоклаз-андезину, андезину. Зазвичай відзначається слабка серицитизація, яка значно посилюється при катаклазі.

Темноколірні мінерали – *біотит i амфібол* – розташовані разом з виділеннями епідоту в міжзернових проміжках плагіоклазу і кварцу. Біотит утворює видовжені або неправильні лусочки темного зеленувато-коричневого кольору. По краях зерен спостерігається іноді тонка бахрома серициту. Відзначаються тонкі діабластичні зрошення з кварцом, слабка хлоритизація, виділення дрібних зерен сfenону і рудних мінералів по тріщинках спайності. Навколо мікроскопічних включень циркону і апатиту спостерігаються плеохроїчні дворики. Амфібол представлений зеленою роговою обманкою і відмічається дуже рідко.

Епідот формує невеликі неправильні, призматичні або голчасті зерна в скupченнях з біотитом. Іноді відмічаються діабластичні зрошення з кварцом. Апатит представлений безбарвними короткопризматичними зернами, сфен – дуже дрібними конвертоподібними виділеннями по краях лусок біотиту або по тріщинках спайності.

Циркон має вигляд призматично-дипіраміdalних зерен. Інколи виявляються короткопризматичні форми зональної будови: ядро бурого кольору, зовнішня зона безбарвна, прозора. Ортит представлений ідіоморфними, полігональними, ізометричними зернами жовто-бурого кольору розміром до 0,4 мм. Центральні зони непрозорі, крайові зони іноді слабо плеохроють. Ортит тут змінений, ізотропізований. Завжди обростає широкою каймою епідоту у вигляді променистої облямівки.

4.4.1.3 Саксаганський комплекс.

Саксаганський комплекс поширений в західній частині СПК на схід від Криворізької структури і обрамляє низку дрібних ЗКС: Довгінцевську, Явdotівську, Олександрівську, Широківську. За структурною позицією, віком (3067 ± 8 млн років), мінералого-петрографічними особливостями, а також хімічним складом цілком слушно пропонується об'єднати його із сурським [308]. Саксаганський комплекс складений утвореннями тоналіт-трондьємітового ряду. Трондьєміти переважають над тоналітами, відмічається певний обсяг кварцових діоритів, а також мігматитів і граніто-гнейсів тоналітового складу [55, 100]. Саксаганські плагіогранітоїди розкриті у двох кар'єрах біля сіл Жовтневе і Коломійцеве (рис. 4.59). Вони представлені біотитовими, рідше амфібол-біотитовими різновидами, які є гомогенними за структурою та мінеральним складом. Текстура масивна та гнейсоподібна, структура середньо- і дрібнозерниста. Головні мінерали представлені плагіоклазом (55-65 %) та кварцом (25-35 %), темноколірні – біотитом (7-10 %), роговою обманкою (0-3 %); вторинні – серицит, мусковіт, епідот, мікроклін,

карбонат, хлорит. Серед акцесорних мінералів – циркон, апатит, сфен, магнетит, ільменіт, монацит.

Плагіоклаз утворює таблитчасті і неправильні зерна різного розміру. За складом він відповідає олігоклазу та кислому андезину. Часто відмічаються зональні таблиці (рис. 4.59,г), що інколи підкреслюється характерним розташуванням мікровкраплень вторинних мінералів – серициту, пеліту, епідоту, карбонату, хлориту. При цьому відзначається одночасне слабке «розкислення» plagіоклазу в зонах розвитку вторинних мінералів. Багато зерен кородується кварцом і тому мають неправильну форму зі звивистими краями. Іноді спостерігаються діабластичні зрошення з мусковітом і епідотом.

Кварц утворює великі неправильні зерна, зрідка гранульовані. Міроклін наявний в неправильних зернах, які на контакті з plagіоклазом утворюють мірмекітові кайми. Крім того міроклін розвивається по plagіоклазу у вигляді дрібних плям. Луски біотиту темно-коричневого, «болотно»-коричневого кольору найчастіше розташовуються на стику зерен plagіоклазу та асоціюють з епідотом, мусковітом, акцесорними мінералами. Навколо включень у ньому кристалів циркону і апатиту спостерігаються плеохроїчні дворики. Іноді має місце пророщення біотиту кварцом по тріщинках спайності. Відмічаються незначні вторинні зміни біотиту: хлоритизація, рідше мусковітизація, карбонатизація. Епідот розвивається по plagіоклазу разом із серицитом, пелітом у вигляді дрібних зерен з високим показником заломлення і аномальними кольорами інтерференції (кліноцоїзит). В скупченнях з біотитом епідот утворює досить великі (до 1 мм) зерна з характерними строкатими кольорами інтерференції. Характерні широкі облямівки епідоту навколо зерен зміненого ортиту.

Циркон відмічається практично у всіх шліфах у вигляді досить великих (для цього мінералу) призматично-діпіраміdalьних зерен розміром від 0,02 до 0,2 мм. Зерна майже ізометричні, іноді овальні, коефіцієнт видовження складає від 1:1 до 1:3. Часто спостерігаються 2-3, інколи до 5 зонросту. В одиничних

випадках в центрі окремих зерен вирізняється ядро бурого кольору. Загалом зерна циркону прозорі, чисті.

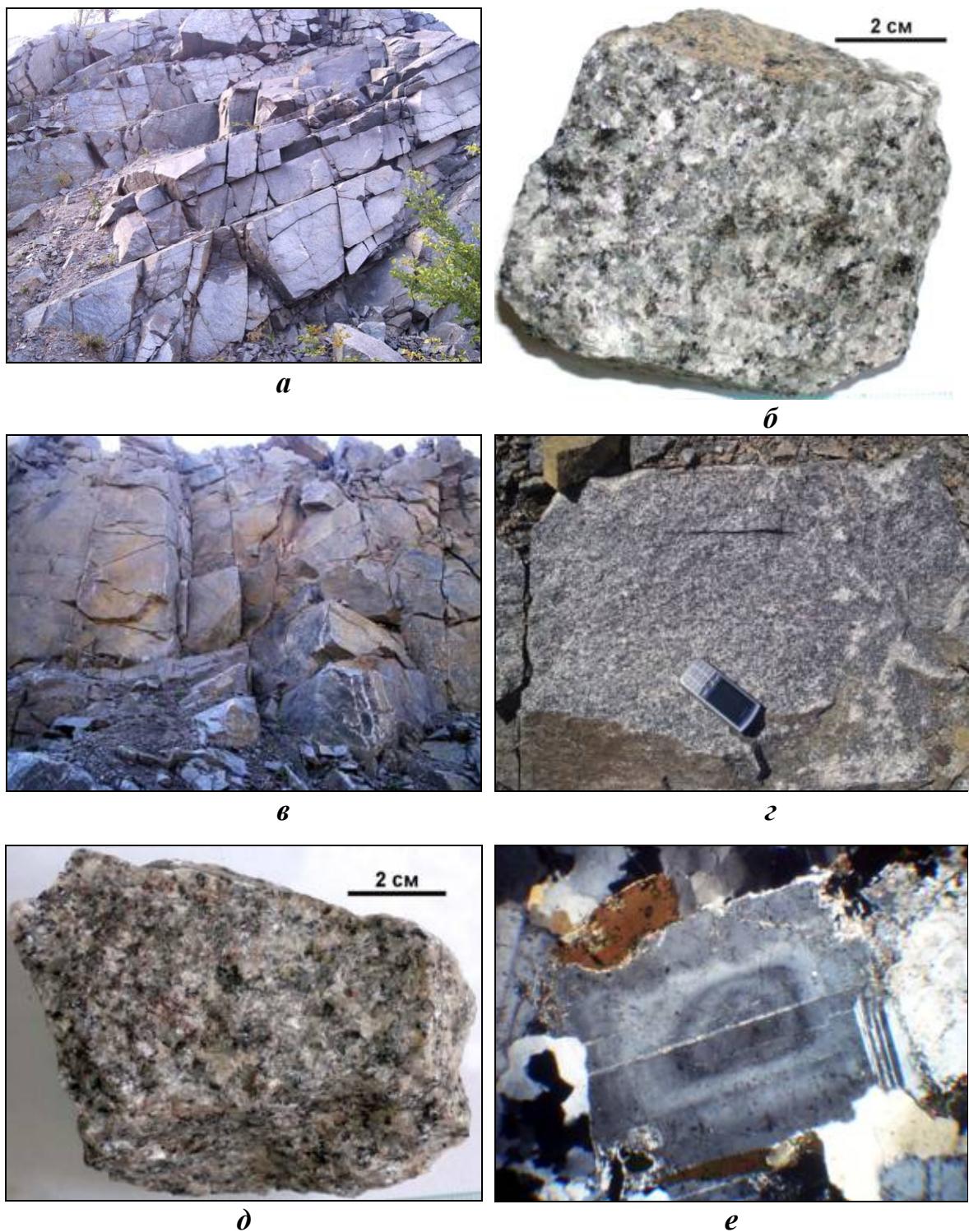


Рис. 4.59. Плагіограніти саксаганського комплексу у кар'єрах: *a*, *b* – Жовтневий; *c*, *d* – Коломійцевський; *e* – таблиці зонального плагіоклазу (збільшення 10^x , ніколі схрещені).

4.4.2 Двопольовошпатові граніти.

Найраніше у складі СФК двопольовошпатових грантів сформувалися так звані кудашівські граніти демуринського комплексу, яким належить важлива петрогенетична роль в розвитку гранітоїдного магматизму СПК. Їхнє укорінення на рубежі 2,9 млрд. років [305] знаменує собою зростання ролі калію та підвищення лужності гранітоїдних виплавок і, відповідно, перехід від становлення масивів суттєво натрових гранітоїдів (дніпропетровський, саксаганський і сурський комплекси) до нормальних двопольовошпатових і суттєво калішпатових гранітів більш молодих мокромосковського і токівського комплексів.

4.4.2.1 Порфіроподібні граніти.

В Схемі демуринський комплекс розглядається як ультраметаморфічний, а кудашівські гранітоїди як порфіробластичні. Нами доведено [316, 319], що становлення масивів комплексу пов'язане з аллохтонним укоріненням та розкристалізацією гранітоїдної магми в гіпабісальних умовах поблизу тектонічно активних західної та східної границь СПК. На підставі цього вони віднесені до групи інtrузивних утворень в обсязі формaciї порфіроподібних гранітів і гранодіоритів.

Породи комплексу складають низку масивів в західній частині СПК: Кудашівський, Демуринський (Савровський), Саксаганський (Сергіївський), Петриківський, Софіївський. Перелічена група масивів із заходу обмежується зоною Криворізько-Кременчуцького розлуому, з півночі, сходу та півдня – Жовтоводською структурою, Верхівцівською ЗКС, її Алферівським і Базавлуцьким відгалуженнями та Авдотівською ЗКС, а з південного заходу – Східно-Ганнівським блоком Криворізької структури. Ця територія виділяється як Демуринський граніто-гнейсовий купол або вал, що має підковоподібну форму з випуклістю на південний схід. Укорінення гранітоїдів демуринського комплексу відбулося вздовж тектонічно ослаблених крайових зон куполу [281], які маркуються вище переліченими зеленокам'яними структурами. Так,

найбільший та найкраще вивчений Кудашівський масив приурочений до бортів Верхівцівської ЗС, а дрібніші Сергіївський та Демуринський тяжіють до контактів відповідно з Авдот'ївською та Жовтоводською ЗКС. До нього зараховуються також граніти Вишневецького масиву, який розташований на сході СПК в межах Славгородського блоку, а також мало вивчені гранітоїди південніше Каховського водосховища (Південно-Каховський масив) [230, 370].

Масиви побудовані двома головними петрографічними різновидами, що відносяться до двох інтрузивних фаз комплексу [305]. Перша фаза представлена найбільш поширеними (до 90 % загального обсягу комплексу) порфіроподібними біотитовими та амфібол-біотитовими гранітами і гранодіоритами, які й називаються «кудашівськими». Вони перетинаються жилами дрібносередньозернистих біотитових гранітів другої фази (рис. 4.60). Жили мають прямолінійну або звивисту з відгалуженнями морфологію, проте у всіх випадках характеризуються різкими контактами. Часто спостерігається перетин темно-сірими дрібнозернистими гранітами трахітоїдності порфіроподібних порід, в одиничних випадках – «зрізання» вкраплень.

«Кудашівські» гранітоїди – це світло-сірі, сірі, подекуди з рожевим відтінком порфіроподібні породи з середньо- та крупнозернистою основною масою. Порфіроподібні вкраплення представлені видовженими таблицями мікрокліну і плагіоклазу (переважно, олігоклазу), розмір яких може сягати 4-5 см за видовженням. В середньому вкраплення складають 30-40 % обсягу породи, проте часто їх кількість зростає до 70-85 %. В таких випадках вони утворюють гломеропорфіроподібні скупчення, розміром 10 см і більше. Ділянки з різною кількістю порфіроподібних вкраплень можуть чергуватися між собою, що надає їм слабко вираженої смугастої будови. Особливо слід відмітити часті випадки, коли вкраплення польового шпату орієнтовані в одному напрямку, створюючи трахітоїдну текстуру.

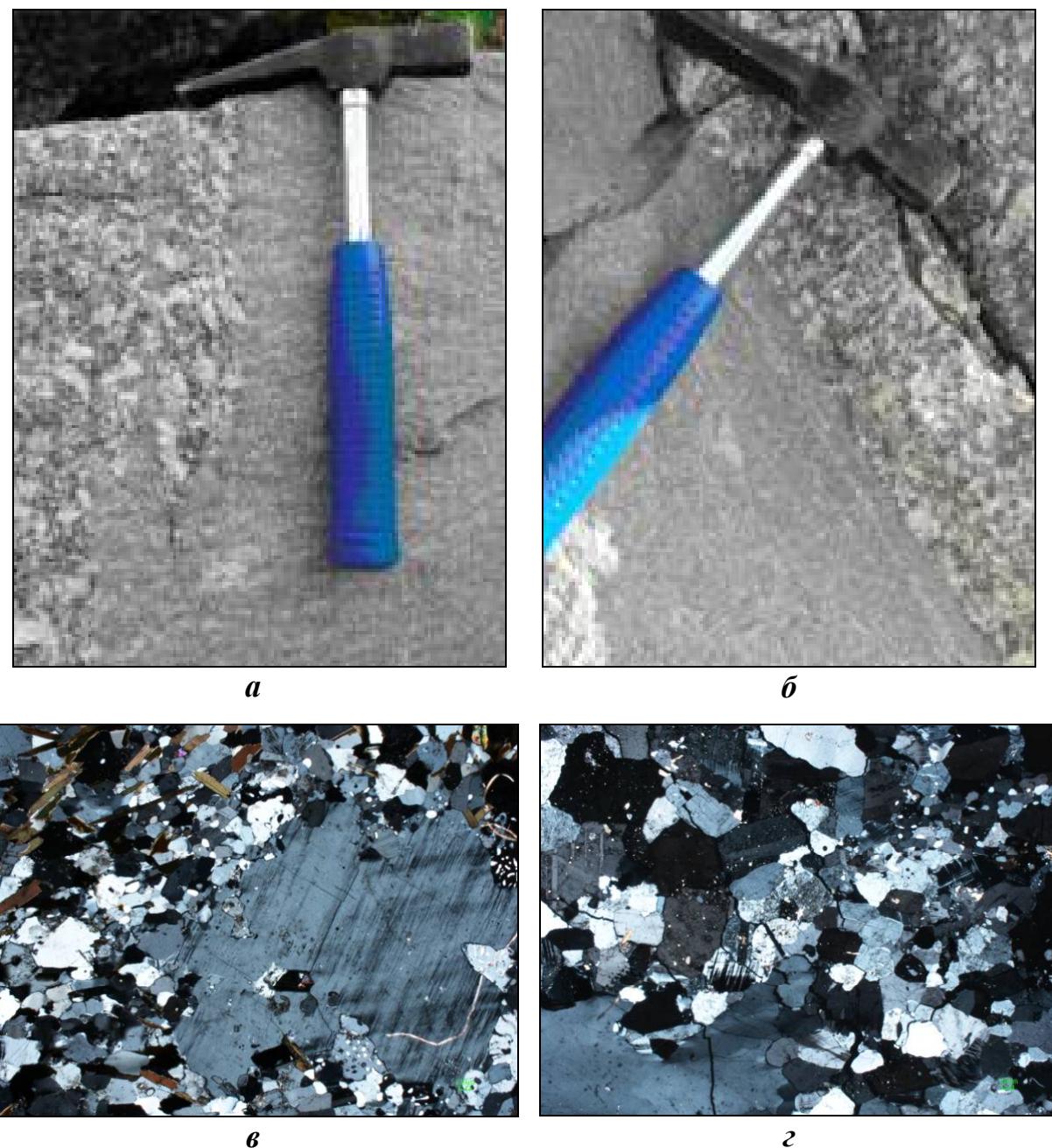


Рис. 4.60. Характер контакту (*а*, *б*) порфіроподібних гранодіоритів першої і дрібносередньозернистих гранітів другої фази фази демуринського комплексу; *в* – порфіроподібний гранодіорит, плагіоклаз на границі з порфіроподібним виділенням мікрокліну помітно мірмекітизований; *г* – нерівномірнозернистий граніт. Збільшення 3^х, ніколі схрещені.

Мікроклін у порфіроподібних виділеннях характеризується доволі однорідною будовою (рис. 4.60,*в*). Переважна більшість зерен має чітко виражену середньодосконалу і сповідну мікроклінову гратку. Наявність включень реліктового плагіоклазу не виявлено, проте присутні стрічкоподібні

перити розпаду, які локально визначаються у межах зерен. Основна маса (рис. 4.60,б) складена середньо- або крупнозернистим агрегатом мікрокліну – 30-45 %, кварцу – 15-35 %, плагіоклазу – 10-55 %, біотиту – 5-10 %, амфіболу – 0-5 % та вторинних мінералів: серициту, епідоту – до 1 % разом. Серед виявлених акцесорних мінералів: сфен, апатит, циркон, магнетит, ортит.

Другу фазу представляють сірі, темно-сірі дрібносередньозернисті масивні або гнейсоподібні граніти. В шліфах вони характеризуються рівномірно- та нерівномірнозернистою структурою із середнім розміром зерен 0,3 – 2,5 мм, серед яких виділення польових шпатів і кварцу можуть сягати 5 мм. Головними мінералами є плагіоклаз – 42-56 %, кварц – 23-27 %, мікроклін – 15-20 %, біотит – 6-8 %, у межах перших відсотків – рогова обманка і сфен. Серед вторинних виявлені епідот, клиноцоїзит, серицит, хлорит. Акцесорні мінерали представлені цирконом, апатитом, рідше ортитом.

Граніти Вишневецького масиву мають рожевий, рожево-сірий колір, середньо- і крупнозернисту будову з таблитчастими порфіроподібними виділеннями рожевого мікрокліну, які часто витягнуті в одному напрямку, що надає породі трахітоїдний вигляд. Розмір порфіроподібних вкраплень змінюється від $0,7 \times 3$ см до 5×8 см; їх кількість – також дуже мінлива, від перших до 60-70 %. Мінеральний склад: плагіоклаз (№ 25-30) – 15-65 %, калішпат – 3-35 %, кварц – 15-55 %, біотит – 1-7 %, вторинні (епідот, хлорит), акцесорні (апатит, циркон, магнетит, лейкоксен, ортит, сфен), в поодиноких шліфах присутні зерна рогової обманки.

4.4.2.2 Мокромосковський комплекс.

Комплекс представлений одноіменним масивом, який розташований східніше м. Запоріжжя в північно-східній частині СПК і займає площау понад 1 тис. km^2 . Він витягнутий у північ-північно-східному напрямку на 18 км уздовж західного і північно-західного бортів Конської ЗКС. У межах масиву відмічаються ксеноліти мігматитів дніпропетровського комплексу. За даними робіт [16, 130, 132, 230, 249 та ін.] масив має концентрично-зональну будову.

Його центральна частина (перша зона) складена сірими рівномірнозернистими біотитовими гранітами; друга зона – рожево-сірими різновидами мусковітвмісними біотитовими гранітами; третя зона (периферійна) – сірими й рожевувато-сірими гнейсоподібними двослюдяними гранітами, мусковітовими пегматитами та апліт-пегматоїдними гранітами. В третій зоні серед гранітоїдів відмічаються ксеноліти плагіогранітоїдів, біотитових та амфібол-біотитових гнейсів, кристалосланців й амфіболітів, які вони проривають. Контакти масиву з вміщуючими породами дніпропетровського комплексу, конкської та аульської серій різкі, активні. До першої фази мокромосковського комплексу відносяться власне граніти усіх петрографічних відмін, до другої – пегматити, пегматоїдні й апліт-пегматоїдні граніти.

Рожево-сірі нерівномірнозернисті мусковіт-біотитові граніти другої зони мають поступові переходи з сірими рівномірнозернистими біотитовими різновидами першої зони. В мінералогічному відношенні вони відрізняються тільки підвищеним вмістом мусковіту, подекуди до 10%. На окремих ділянках внаслідок повного заміщення біотиту спостерігаються «чисті» мусковітові різновиди. Мусковіт може розвиватися також і по плагіоклазу. Граніти третьої зони окрім наявності двослюдяних парагенезисів вирізняються гнейсоподібною текстурою, яка узгоджується з контурами масиву. Часто головні петрографічні різновиди комплексу об'єднуються під назвою «мокромосковські» граніти. Загалом вони володіють типовою магматичною гіпідіоморфнозернистою, зрідка гранобластовою структурою та складаються з плагіоклазу – 35-55 %, мікрокліну – 18-25 %, кварцу – 26-35 %, біотиту – 2-7 %, мусковіту – 0-2 %. Найбільш поширеними акцесорними таrudними мінералами є: циркон, апатит, монацит, магнетит, пірит.

В процесі досліджень породи мокромосковського комплексу вивчалися в Янцівському кар'єрі та у відслоненнях вздовж берегів р. Мокра Московка біля сс. Бекарівка, Купріянівка. В кар'єрі виділяються декілька петротипів, серед яких найпоширенішим є світло-сірі, масивні, середньозернисті, подекуди нерівномірнозернисті порфіроподібні граніти (1) (рис. 4.61,а). Серед них

спостерігаються жилоподібні тіла сірих, темно-сірих однорідних дрібно- і середньозернистих гранітоїдів (2) (рис. 4.61,б). Вздовж південної стінки кар'єра на протязі 200 м простягаються рожеві, місцями темно-рожеві масивні, середньо- до крупнозернистих граніти (3), які в нижній частині стінки поступово змінюються найбільш поширеним світло-сірим різновидом. Рожевого кольору породи (3) набувають внаслідок гіпергенних змін в зонах підвищеної тріщинуватості гранітів (1) (рис. 4.61,в). Під мікроскопом добре видно, що рожеве забарвлення викликане не збільшенням кількості мікрокліну або його забарвленням, а розвитком гідроокисів заліза (озалізненням) по мікротріщинках в зернах польових шпатів і кварцу. Подекуди відмічаються лінійні текстурні елементи порід, які зумовлені наявністю паралельно орієнтованих смужок, збагачених біотитом (рис. 4.61,г).

Біотитові середньозернисті граніти (1) характеризуються масивною лінзовидною, нечітко гнейсовидною, іноді плямистою текстурами, гетерозернистою, порфіровидною, порфіробластовою з бластогранітною основною масою, іноді пойкілобластовою, гранобластовою структурами. Мінеральний склад досить невитриманий (у %): plagіоклаз (альбіт-олігоклаз) – 35-60, мікроклін – 10-25, кварц – 20-30, біотит – 5-20, мусковіт (серицит) – 1-10; вторинні: епідот, хлорит, серицит; акцесорні: монацит, сфен, апатит, циркон, рутил, ортит, магнетит, пірит.

Кварц утворює ксеноморфні, часто лінзовидні зерна, які перетворені в дрібнозернистий гранобластовий агрегат. Зерна чисті, зі слабо хвилястим погасанням.

Форма зерен plagіоклазу неправильна або таблицеподібна. Краї зерен часто звивисті за рахунок мікроклінізації по периферії. Крім того, мікроклін по plagіоклазу розвивається у вигляді невеликих плям. За основністю plagіоклаз відноситься до олігоклазу і андезину (Pl_{30-33}). Іноді на контакті з зернами мікрокліну в plagіоклазі відзначаються мірмекітovі утворення.

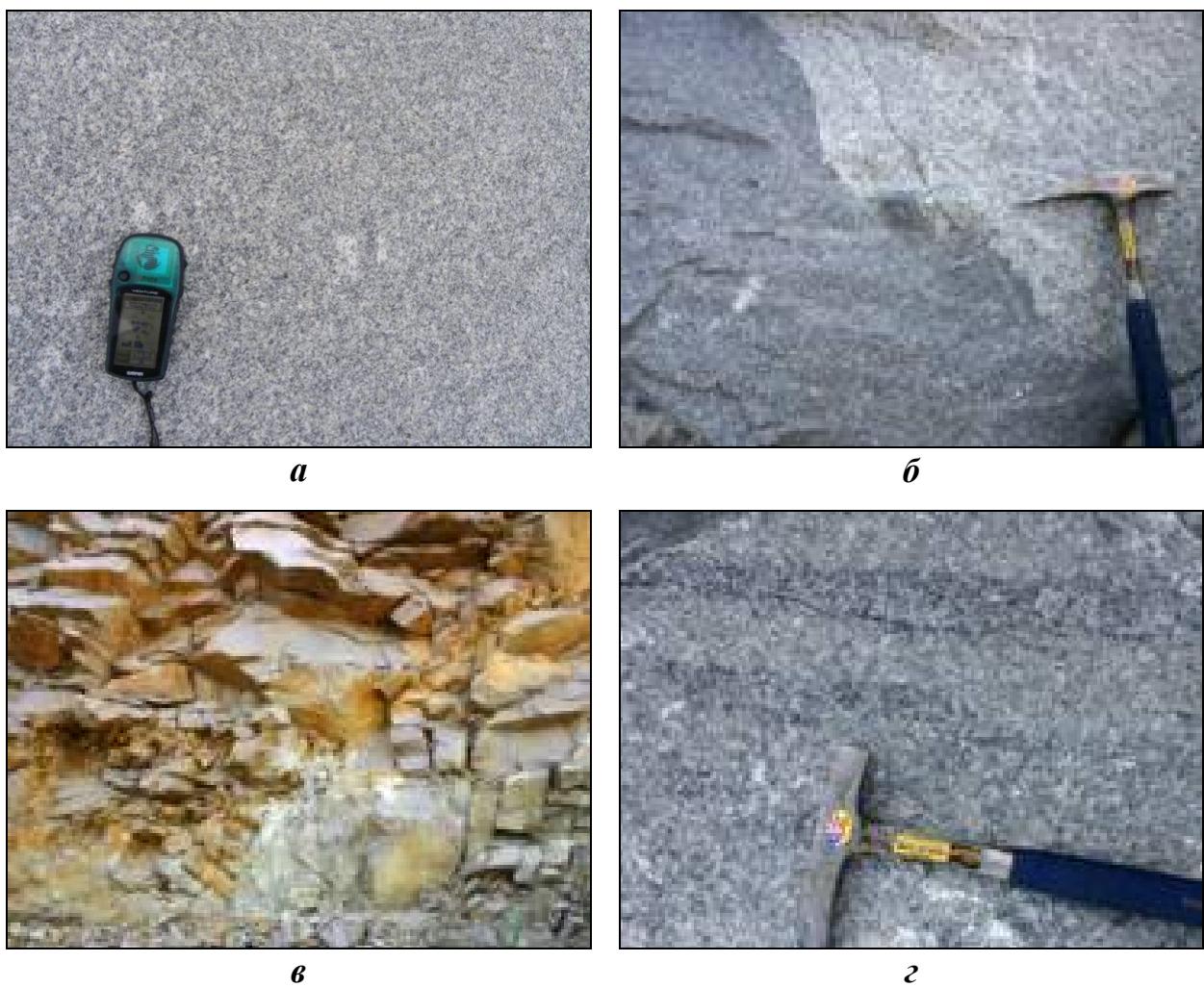


Рис. 4.61. Граніти Мокромосковського масиву: *а* – світло-сірий середньозернистий граніт; *б* – контакт світло-сірих середньозернистих з дрібно-середньокристалічними темно-сірими гранітами; *в* – рожево-сірі граніти в південній стінці Янčівського кар’єру; *г* – паралельно-смугаста текстура.

Вторинні зміни – серицитизація, пелітизація, карбонатизація, заповнення мікротріщин гідрооксидами заліза в катаклазованих породах. Мікроклін наявний у вигляді дрібних і великих ксеноморфних і таблитчастих зерен з характерною двійниковою граткою. Іноді відмічаються пойкілітові включення округлих зерен кварцу і таблички плагіоклазу. В периферійній частині зерен, які заміщують плагіоклаз, зберігаються дрібні релікти останнього. Біотит утворює неправильні і видовжені луски зеленувато-коричневого кольору з плеохроїзмом до світло-буруватого. Навколо мікровключень акцесорних мінералів спостерігаються плеохроїчні дворики. Біотит зрошувється з

мусковітом, епідотом, заміщується зеленим хлоритом, а по тріщинках спайності іноді спостерігаються виділення сфену.

Дрібнозернисті сірі біотитові гранітоїди (2) за мінеральним складом діагностується як гранодіорити: кварц – 10-15 %, плагіоклаз – 40-50 %, мікроклін – 15-35 %, біотит – 10-15 %, мусковіт – 0-5 %, поодинокі виділення вторинних серициту, хлориту, епідоту, карбонату та акцесорних сфену, ортиту, апатиту і циркону, магнетиту. Кварц утворює ксеноморфні зерна, іноді гранульовані. Таблиці плагіоклазу (олігоклаз-андезин) серицитизовані та інтенсивно пелітизовані. Полісинтетичні двійники практично відсутні. На контакті з мікрокліном спостерігаються реакційні відношення (мірмекити або заміщення мікрокліном). Біотит утворює дрібні неправильні або видовжені луски брудно-коричневого кольору з плеохроїзмом до буруватого. Навколо мікровключень у ньому акцесорних мінералів спостерігаються плеохроїчні дворики. Подекуди біотит замішується зеленим хлоритом. Мусковіт представлений неправильними безбарвними лусками з характерним високим двозаломленням.

4.4.2.3 Токівський комплекс

Токівський комплекс виділяється в обсязі формациї двопольовошпатових субужніх гранітів, які складають Токівський, Щербаківський та Орільський найбільш відомі та великі масиви. Вони розташовані відповідно в південно-західній, південно-східній та північно-західній частинах СПК. Гранітоїди комплексу утворюють також велику кількість дрібних тіл, які більш-менш рівномірно розміщені по всьому регіону за винятком північно-східної його частини, де поширені гранітоїди мокромосковського комплексу.

За макроскопічним виглядом, мінеральним складом їх можна об'єднати у дві головні групи: граніти біотитові рожеві (90 % загального обсягу комплексу) і граніти лейкохратові світло-сірі (10 %). У першій групі можна виділити три петрографічні різновиди: 1) типові "токівські" граніти червоних відтінків, середньо- та крупнозернисті; 2) граніти рожево-світло-сірі середньозернисті;

3) дрібнозернисті аплітоподібні світло-сірі, рожеві граніти. Друга група представлена двома різновидами: 4) граніти світло-сірі, середньозернисті; 5) граніти рожево-блілі, середньо-, крупнозернисті, порфіроподібні, до пегматоїдних.

Типові "токівські" граніти (1) – це червоні, сіро-рожеві, темно-рожеві, червоно-бурі від середньо- до крупнозернистих масивні породи, які під мікроскопом характеризуються гіпідіоморнозернистою, гетерогранобластовою, алотріоморфнозернистою та порфіроподібною структурами. Головні породоутворюючі мінерали присутні у таких кількостях (%): мікроклін – 40-45, плагіоклаз – 20-40, кварц – 25-35, біотит – 1-5, магнетит – до 3, Виявлені акцесорні поодинокі кристали циркону та одиничні виділення вторинних: серициту, епідоту. Зерна мікрокліну (1,0-3,5 мм) характеризуються мікроперитовою будовою. Біотит представлений крупними лусками, розміром до 1,0 см, які найчастіше групуються у гломеробластові скupчення завбільшки понад 5 см. Циркон утворює овально-видовжені зерна, розміром до 0,15 мм. Гематит має чорний колір та трапляється у гніздах, розміром до 1,0 см. Серицит та епідот, як правило, розвиваються по плагіоклазу.

Граніти рожево-світло-сірі, середньозернисті (2) за структурно-текстурними особливостями близькі типовим "токівським". Їх мінеральний склад (%): мікроклін – 30-45, плагіоклаз – 30-40, кварц – 30-35, біотит – 1-7, мусковіт – 0-2; гематит, серицит – одиничні виділення. Вони вирізняються за характерним плямистим забарвленням, яке створюється більш крупними порфіроподібними виділеннями (5,0 мм-1,5 см) червоно-рожевого мікрокліну на фоні світло-сірого менш розкристалізованого біотит-плагіоклаз-кварцовового агрегату. Мусковіт завжди асоціює з біотитом.

Дрібнозернисті аплітоподібні світло-сірі, рожево-світло-сірі, рожеві граніти (3) характеризуються масивною однорідною текстурою, яка іноді порушується ділянками (розміром до 15-20 см) пегматоїдної будови. Під мікроскопом у породі діагностовані: плагіоклаз – 35-40 %, мікроклін – 10-30 %, кварц – 25-30 %, біотит – 2-5 %, магнетит – 1 %, сферен – до 1 %; серицит, епідот,

хлорит – одиничні виділення або скupчення, що розвиваються по біотиту. Виділення польових шпатів і кварцу часто мають розміри від 0,08 мм до 0,5 мм та однаково низький ступінь ідіоморфізму, що дає змогу ідентифікувати аллотріоморфнозернисту, аплітоподібну структуру цього різновиду. Зміни забарвлення порід пов'язані, ймовірно, з коливаннями співвідношень вмістів плагіоклазу і мікрокліну. В світло-сірих відмінах К-шпат присутній в незначній кількості та макроскопічно не виявляється.

Світло-сірі лейкоократові (аплітoidні в контактах масивів), середньозернисті граніти (4) мають наступний мінеральний склад (%): плагіоклаз – 35-40, мікроклін – 25-35, кварц – 35-40, біотит – до 2; епідот, ортит – од. з. Характерна петрографо-структурна особливість цього різновиду – це гломероаллотріоморфнозерниста структура, яка утворена мономінеральними скupченнями розміром до 2-4 мм та агрегатами ксеноморфних зерен породоутворюючих мінералів. Так, неправильні од. з. плагіоклазу мають розмір 0,1-1,0 мм, мікрокліну – 0,6-3,0 мм (часто з пертитовими вростками), кварцу – 0,1-2,0 мм, темно-коричневі луски біотиту – 0,05-0,3 мм.

Граніти лейкоократові рожево-білі, рожево-сірі (5) відрізняються від попереднього різновиду за рожевим забарвленням та незначними поступовими коливаннями рівня розкристалізації порід від середньо- до крупнозернистих, подекуди до пегматоїдних. Під мікроскопом вони мають наступний мінеральний склад (%): мікроклін-мікропертит – 45-50, плагіоклаз – 20-25, кварц – 30-35, біотит – до 1 та вторинні мінерали: мусковіт, епідот,rudний мінерал, серицит – одиничні виділення. Структура порід гетерогранобластова до порфіроподібної, в якій виділення завбільшки до 5 мм представлені мікрокліном.

Токівський масив розташований у нижній течії р. Кам'янка. В плані він має овальну, близьку до ізометричної форму. Деякі дослідники помилково вважають його не єдиним цілісним масивом, а групою розмежованих у просторі тіл. Така точка зору значною мірою ґрунтуються на його структурно-речовинній неоднорідності, що могла сформуватися в процесі послідовного укорінення

окремих порцій (фаз) магми. Найпоширенішими є рожеві, темно-рожеві середньозернисті масивні plagioclase-microcline granites (рис. 4.62). Вони можуть вміщувати таблитчасті порфіроподібні вкраплення розміром до 2-4 см мікрокліну, зрідка plagioclaze, що можуть сягати 15-20 % обсягу породи. Менш поширеними є сірі microcline-plagioclase granites, масивні або неясно смугасті за рахунок нерівномірного розподілу біотиту. Контакти між цими різновидами можуть бути як поступовими, так і різкими (рис. 4.62, e) з ознаками перетину як рожевих гранітів сірими, так і навпаки. В ендоконтактових частинах масиву відмічаються дрібно-середньорівномірнозернисті лейкократові до аляскітоподібних гранітів. В складі масиву також трапляються середньо-грубозернисті лейкократові граніти, які утворюють шліри з чіткими контактами серед рожевих різновидів.. Найбільш пізні утворення представлені жилами пегматитів, aplite-pegmatoidních гранітів. Також відмічаються зони бластомілонітів сірого кольору (рис. 4.62, d), які макроскопічно подібні до сірих гранітів, але відрізняються від них за добре діагностованими катакластичними мікроструктурами.

Виконане у 2013 р. Л.В. Ісаковим та ін. співставлення петротипів Токівського та Мокромосковського масивів за даними спеціалізованих досліджень «Кореляція гранітоїдних формацій східної частини УЩ» вказує на їхню ідентичність, а відмінності полягають лише в тому, що на рівні сучасного ерозійного зрізу в Мокромосковському масиві переважають мезократові, а в Токівському – лейкократові граніти. Опосередковано це дає підставу піднімати питання щодо доцільності виділення двох, ідентичних за породним складом комплексів двопольовошпатових гранітів.

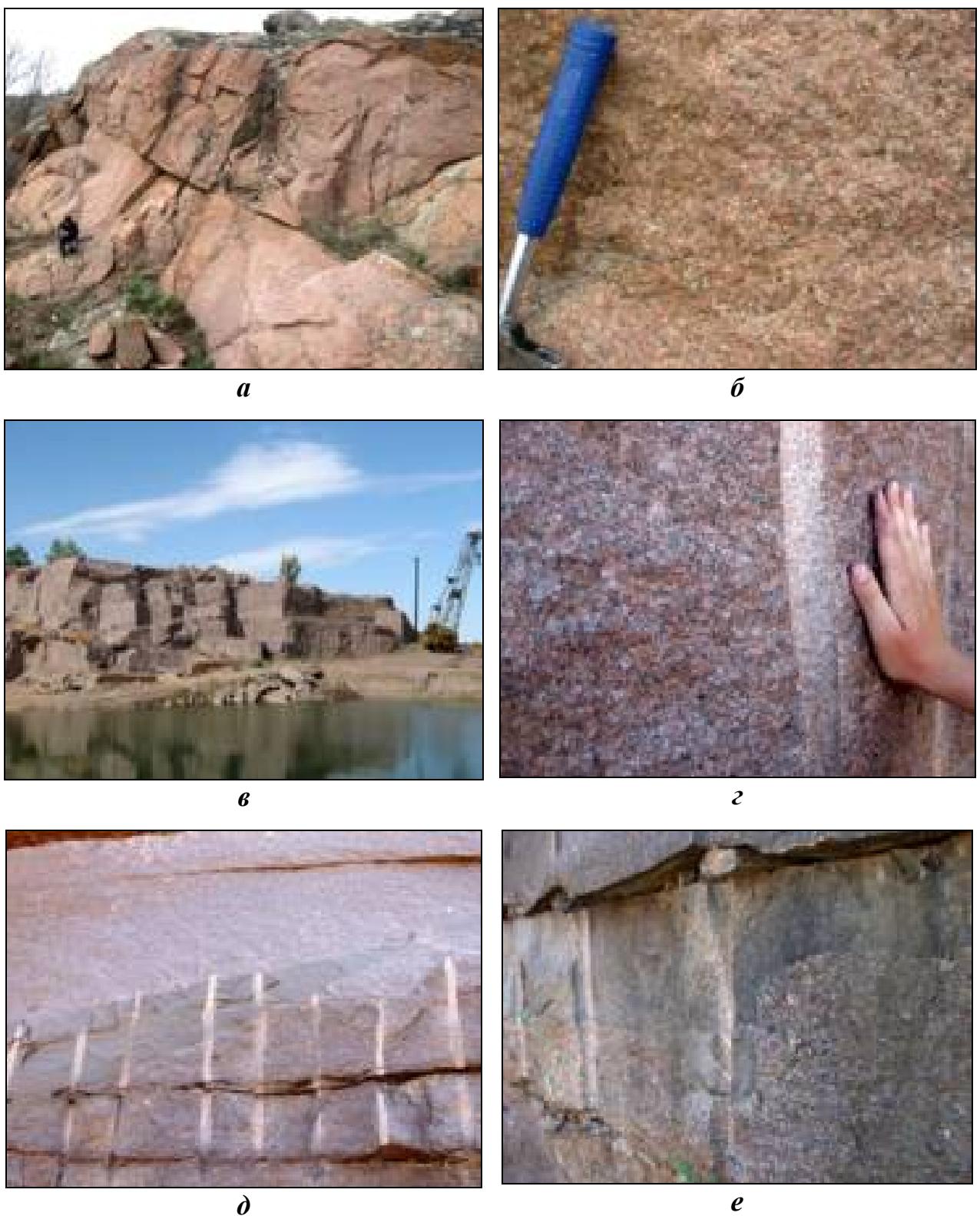


Рис. 4.62. Граніти Токівського масиву: *a, б* – рожеві середньозернисті граніти на правому березі р. Кам'янка; *в, г, д, е* – порфіроподібні рожево-сірі граніти в кар’єрі Ювілейний та характер їхніх контактів із сірими біотитовими гранітами.

Орільський масив розміщується північніше Верхівцевської ЗКС та найкраще розкритий у Бородайському (Дніпровському) кар'єрі. Подібно до описаних вище масивів він також має зональну будову. Центральна його частина складена гранітами біотитовими середньо-, крупнозернистими, порфіроподібними, а периферійна – гранітами біотитовими середньозернистими однорідними. У Бородайському кар'єрі відмічається великий обсяг ксенолітів гнейсів і мігматитів дніпропетровського комплексу, які виразно виділяються за сірим кольором на фоні рожевого фону, створюваного гранітоїдами (рис. 4.63,а). Така внутрішня неоднорідність певною мірою ставить під сумнів виділення Орільського масиву як цілісного плутонічного тіла. Разом з тим, можна вважати, що хроностратиграфічна приналежність поширеніх тут гранітоїдів до токівського комплексу на сьогодні є доведеною.

Граніти середньо-крупнозернисті біотитові – це масивні породи сіро-рожевого, рожево-сірого кольору, іноді з коричневим відтінком (рис. 4.63,в). У крайовій частині масиву, на контактах з вміщуючими породами вони досить часто мають дрібнозернисту структуру і гнейсовидну текстуру. Під мікроскопом породи мають порфіроподібну структуру з аллотріоморфнозернистою основною тканиною або рівномірнозернисту, аллотріоморфнозернисту структуру. Порфіроподібна структура гранітів обумовлена наявністю овальних і ізометричних вкраплень рожевого мікрокліну, інколи сірого плагіоклазу розміром 5-10 мм. Мінеральний склад порід наступний (%): мікроклін – 25-45, плагіоклаз (олігоклаз) – 20-40, кварц – 25-30, біотит – 5-7; мусковіт – 1-5; акцесорні – магнетит, апатит, циркон, монацит, ортит, ксенотим (?).

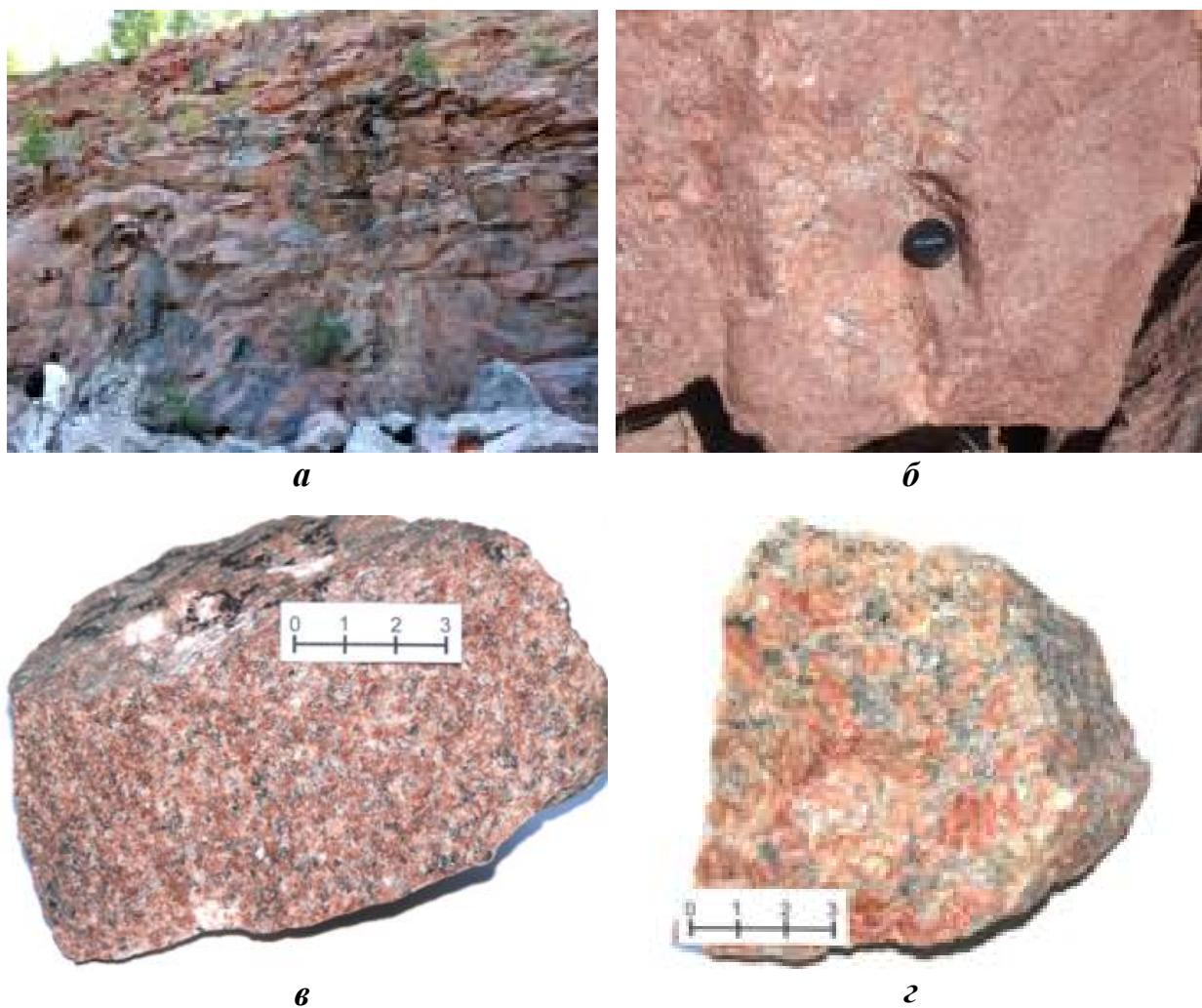


Рис. 4.63. Граніти токівського комплексу у Бородайському кар'єрі: *а* – загальний вигляд в стінці кар'єра; *б* – порфіроподібні граніти у брилі; *в* – курупнозернистий граніт, зр. 5723/2а-1; *г* – граніт пегматоїдний, зр. 5723/3-10.

Граніти нерівномірнозернисті, слабко порфіроподібні мають темно-сіро- рожевий колір, середньо-курупнозернисту структуру та масивну текстуру. Порфіроподібні вкраплення темно-рожевого мікроклін-пертиту сягають розміру $1,0 \times 2,0$ см. У шліфах спостерігається пойкілопорфіробластична структура з гетерогранобластовою основною тканиною, іноді – реліктова аллотріоморфнозерниста структура. Порфіробласти решітчастого мікроклін- пертиту вміщують округлі релікти зерен plagioklazу і кварцу. Плагіоклаз в різному ступеню пелітизований і серицитизований. В його зернах, на контакті з мікрокліном, часто спостерігаються мірмекітові вростки кварцу. Породи мають

наступний мінеральний склад (%): мікроклін-пертит - 65-75, кварц - 20-25, біотит - 1-3; акцесорні – апатит, магнетит, сфен.

Пегматоїдні граніти це породи сірувато-світло- рожевого, сірувато- рожевого кольору, крупно-грубозернисті (0,7-3,0 см), масивні (рис. 4.63,г). Зерна мікрокліну часто вміщують вростки кварцу, які утворюють структуру подібну графічній. Біотит у породах розповсюджений вхрест нерівномірно, у вигляді рідких скupчень дрібно-середньолускатого агрегату розміром 0,5-1,5 см. Під мікроскопом породи мають гетерогранобластову, пегматоїдну структуру. Зерна мікроклін-пертиту характеризуються добре вираженою, частково шаховою, решітчастою будовою та вміщують релікти плагіоклазу і кварцу. Плагіоклаз пелітизований і серицитизований. Мінеральний склад пегматоїдів наступний (%): мікроклін-пертит – 50-65, кварц - 15-30, плагіоклаз (альбіт) - 10-30, біотит - 1-3; акцесорні – магнетит, апатит, сфен. Пегматити на відміну від пегматоїдних гранітів мають диференційоване забарвлення завдяки дрібноблоковій структурі. На фоні рожевувато-сірої, крупно-грубозернистої (0,5-2 см) кварц-польовошпатової основної тканини виділяються блоки темно- рожевого мікроклін-пертиту (3-5 см) та лейсти чорного біотиту (1-6 см).

Щербаківський масив розташований східніше Конкської ЗКС. Він має овальну форму (18×4-7 км) з видовженням у субмеридіональному напрямку і характеризується неоднорідною будовою. В його південній і центральні частині поширені сіро- рожеві, рожеві, сіро-червоні середньо-, іноді грубозернисті, лейкоократові, переважно двуслюдяні масивні породи, ідентичні за зовнішнім виглядом і петрографічними особливостями «токівським». На півдні переважають нечітко порфіроподібні граніти, серед яких відмічаються дрібні останці гнейсів і амфіболітів аульської серії. В гранітах південно-західної частини масиву наявний підвищений вміст магнетиту (до 2-3 %), завдяки чому вони добре виділяються за аномальним мозаїчним магнітним полем зі значеннями до 300 – 400 нТл. Північна половина масиву складена досить одноманітними середньо- і грубозернистими біотитовими гранітами.

Середній мінеральний склад гарнітів Щербаківського масиву (у %): плагіоклаз (Pl_{10-30}) – 15-55, мікроклін – 10-60, кварц – 15-25, біотит, мусковіт – 5-15, рогова обманка – 0-10; вторинні: епіidot, хлорит, серицит; акцесорні: флюорит, циркон, ортит, топаз, сфен, касiterит, апатит. Як бачимо, вміст мікрокліну і плагіоклазу змінюється в широких межах, а відтак і співвідношення між мінералами доволі мінливе. Відмічається заміщення плагіоклазу мікрокліном, а також альбітом і серицитом. Луски біотиту часто вміщують мікровключення циркону з досить характерними „плеохроїчними двориками”. Мікроклін утворює чіткі гратчасті форми. Варто відмітити наявність у складі гранітів поодиноких зерен касiterиту і топазу. Касiterит утворює світло-жовтувато-коричневі піраміdalні кристали і колінчасті двійники з зональною структурою. Топаз відмічається в безбарвних зернах розміром $0,2 \times 0,4$ мм з високим рельєфом. Крайові частини масиву складені мезократовими різновидами гранітів, в яких серед темноколірних мінералів поряд з біотитом подекуди з'являється амфібол. Серед них виявляються дайки потужністю 3-5 м сіеніт-порфірів, граносіенітів. Це амфібол-епідотові, біотит-хлоритові, біотит-мусковіт-хлоритові гранітоїди, дрібнозернисті, масивні сірувато-червоного кольору. Порфірові вкраплення представлені альбітом та мікрокліном.

4.4.3 Базит-ультрабазити девладівського комплексу

Базит-ультрабазити девладівського комплексу контролюються зоною однайменного глибинного розлому, який в субширотному напрямку перетинає СПК в його центральній частині від Криворізької структури на заході до ОПШЗ на сході. Загально довжина зони Девладівського розлому складає близько 50 км.

До комплексу віднесені невеликі штоко- і дайкоподібні тіла завдовжки 3-9 км при потужності від 20 – 50 м до 100-450 м, які іноді не зовсім виправдано, враховуючи їхні розміри, розглядаються як масиви. Виділяється низка таких

тіл-масивів: Тернівський, Проміжний, Кодацький, Девладівський, Красноярський і та ін. Вони складені різною мірою зміненими перидотитами, габро-перидотитами, піроксенітами, габро та розглядаються похідними ультрабазитової (пікритової) та/або базитової магм. Вони перетинають всі описані вище породні комплекси СПК, що однозначно свідчить про їхнє найпізніше формування. Згідно зі Схемою вони віднесені до неоархею. Разом з тим, за відсутності геохронологічних даних не заперечується припущення деяких дослідників про укорінення девладівського комплексу в палеопротерозої.

Західна частина Девладівської зони представлена Тернівською ділянкою, де виділяється п'ять інтузивних тіл, складених серпентинітами, тальк-карбонатними породами, актиноліт-тремолітовими і хлоритовими сланцями. В східній частині зони – Девладівській ділянці – встановлено 4 тіла ультрабазитів, які характеризуються менш інтенсивними перетвореннями. В їхньому складі переважають серпентинізовані перидотити, габро-перидотити, піроксеніти, дуніти, в краївих частинах іноді виявляються актиноліт-тремолітові, дуже рідко – хлоритові сланці.

Петрографічні особливості базит-ультрабазитів містяться в роботах [56, 128]. Згідно з цими робітами головні породоутворюальні мінерали в ультраосновних породах – це олівін, орто- та клінопіроксени, серпентин (антигорит, хризотил, серпофіт), а в основних: амфіболи (рогова обманка, актиноліт і тремоліт), плагіоклаз, кварц, хлорит і біотит. Ромбічний піроксен представлений енстатитом, бронзитом, гіперстеном, моноклінний – діопсидом, авгітом, ендіопсидом. Серед рудних і акцесорних виявлені магнетит, пірит, піротин, халькопірит, хромшпінеліди, апатит, сфен, циркон.

В процесі досліджень вивчалися породи девладівського комплексу в межах Девладівського блоку і Криничанської площі. В районі селища Славгород виділяється декілька зближених малопотужних тіл і одне відносно велике, що відоме в літературі як Славгородський масив, або “Кам’яний бугор” (завдяки його виходам на денну поверхню). Інтузив має в плані овальну форму і

розміри $0,7 \times 0,5$ км. В крайових частинах відзначаються габроподібні амфіболіти з малопотужними лінзами ультрабазитів. Серед ультрабазитів виділяються: - слабко змінені породи – дуніти та перидотити; - автометаморфічні та метаморфізовані різновидності: серпентиніти; карбонат-талькові, хлорит-талькові, флогопіт-актиноліт-талькові та прохлорит-тремоліт-талькові породи та сланці, а також актиноліти та тремоліти. Мінеральний склад порід наступний: дуніти майже на 100% складаються з серпентинізованих зерен олівіну з характерними для нього округлими формами; перидотити – з олівіну – 1-10%, піроксену – 15-20%, серпентину – 5-25%, флогопіту – 0-5%, тальку – 0-3%, амфіболу – 0-2%, магнетиту – 1-5%, поодиноких зерен хромшпінелідів. Серед змінених різновидностей переважають хризотилові серпентиніти з тальком, хлоритом, карбонатом.

До девладівського комплексу віднесені також трубкоподібні тіла метапіроксенітів, існування яких в межах Криничанської площині передбачалося за геофізичними даними ще у 2000 р. О.К. Малиновським. На карті аномального магнітного поля ΔT_a вони виражаються невеликими округлими (в діаметрі до 400 м) позитивними аномаліями інтенсивністю до 125 нТл серед різко негативних фонових значень до –600 нТл, яким відповідають вміщуючі гранітоїди демуринського комплексу. В районі сс. Потоки, Людмилівка, Скелеватка передбачається три трубкоподібні тіла. Вони розміщені у вигляді єдиного ланцюжка, як правило, біля вузлів перетину серії субширотних розломів з дугоподібним, що повторює контур Верхівцевської ЗКС на відстані 2-2,5 км від неї. Крайнє північне тіло в плані має форму овалу північно-західного видовження і розміри приблизно 400×200 м і складене серпентинізованими піроксенітами з реліктами ромбічного піроксену.

Піроксеніти – це темно-зелені масивні дрібнозернисті породи з видимою точковою вкрапленістю магнетиту. Під мікроскопом діагностується листувата, релікторова призматичнозерниста, псевдоморфна заміщення структури і такий мінеральний склад породи (%): серпентин (антигорит) – 60-65, амфібол – 15-20%, клінопіроксен – 5, хлорит – 5, магнетит – 10, тальк – од. з. Серпентин,

амфібол і хлорит складають видовжені широкі призматичні псевдоморфози по ромбічному піроксену, релікти якого подекуди діагностуються у шліфі. Магнетит (титаномагнетит) представлений двома генераціями: первинною – ізометричні округлі виділення та вторинною – розсіяна пилоподібна та пунктирна вкрапленість, що утворилася при кристалізації серпентину. Передбачається, що спочатку піроксен заміщувався хлоритом і безбарвним амфіболом тремоліт-актинолітового ряду, після цього, можливо, в результаті гіпергенних процесів, хлорит-амфіболові псевдоморфози в значній мірі замістилися паралельно-листуватим агрегатом серпентину (антигориту).

РОЗДІЛ 5

Р-Т УМОВИ МЕТАМОРФІЗМУ ЗА ДАНИМИ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРІЙ ТА
ПЕРВИННА ПРИРОДА СУПЕРКРУСТАЛЬНИХ УТВОРЕНЬ

РТ-умови метаморфізму архейських породних комплексів оцінювалися за допомогою низки геотермобарометричних методів [219, 391, 397, 427, 430, 432, 433, 440, 444, 477, 495, 496]. Більшість із них адаптовано в середовищі *Microsoft Excel*, або містяться в спеціальних програмних продуктах, як наприклад, *PTmafic*, *PetroExplorer* [379] та інші.

5.1 Особливості формування поліметаморфічних парагенезисів славгородського комплексу

Основна увага геотермобарометричних досліджень була зосереджена на оцінці РТ-параметрів формування мінеральних парагенезисів головних петротипів славгородського СФК, поширеніх в межах одноїменного «гранулітового» блоку: двопіроксенових кристалосланців і ендербітів. Okрім цього, досліджувалися кристалосланці та амфіболіти району б. Башмачка та у кар'єрах на лівому березі Дніпра за межами Славгородського блоку, які раніше мали невизначену геолого-структурну приналежність або відносилися до амфіболітового аульського СФК.

1) За допомогою геобарометрів (a) Hammarstrom & Zen, 1986 [427], (b) Hollister et al., 1987 [433], (c) Schmidt M.W., 1992 [477] і (d) Johnson M.C. & Rutherford M.J., 1989 [440], які базуються на вмісті алюмінію в амфіболах, визначався тиск, а геотермометром (e) Otten, M.T., 1984 – за вмістом титану в амфіболах – температура. Середні значення тиску формування еденіту в складі головного метаморфічного парагенезису кристалосланців за геобарометрами (a), (b) і (c) показують доволі хорошу збіжність і складають 4,9, 5,1 і 5,3 кбар відповідно (табл. 5.1). Максимальні величини за вказаними трьома методами не перевищують 5,9 кбар. Помітно нижчим є значення, отримані геобарометром

(d) – 4,0 кбар. Як бачимо, утворення еденіту за вмістом у ньому алюмінію вірогідно відбувалось за тиску $5,1 \pm 0,8$ кбар. Відзначимо суттєве відхилення від цього значення даних, отриманих за геобарометром Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989, який розроблявся для вулканічних порід, що дає підставу не використовувати його або використовувати із застереженнями при оцінках тиску для метаморфізованих утворень.

Таблиця 5.1

Результати оцінки тиску за вмістами алюмінію і температури за вмістом титану в амфіболах порід славгородського СФК

Порода	Кристалосланець								Ендербіт			
Мінерал	Еденіт				Магнезіальна рогова обманка				Рогова обманка – Актиноліт			
Кількість вимірювань	32				33				12			
	X _{sep.}	S	min	max	X _{sep.}	S	min	max	X _{sep.}	S	min	max
Інструментальні засоби	Тиск, кбар											
Hammarstrom & Zen 86	4,9	0,32	4,1	5,5	5,1	0,32	4,6	5,5	3,3	0,60	2,7	3,9
Hollister et al. 87	5,1	0,36	4,3	5,8	5,4	0,36	4,8	5,8	3,3	0,67	2,7	4,0
Johnson & Rutherford 89	4,0	0,27	3,3	4,5	4,2	0,27	3,7	4,5	2,6	0,50	2,1	3,1
Schmidt 92	5,3	0,30	4,6	5,9	5,6	0,31	5,1	5,9	3,8	0,57	3,3	4,4
	Температура, °C											
Otten, M.T., 1984	775	20,6	729	822	735	85,1	632	809	Метод нечутливий			

Температура утворення еденіту, оцінена за вмістом титану в амфіболі геотермометром (e) в середньому складає 775 °C за варіацій від 729 до 822 °C.

Цікаво, що для магнезіальної рогової обманки в кристалосланцях отримано дещо вищий середній тиск, ніж для еденіту: 5,1 кбар методом (a), 5,4 кбар – (b), 5,6 кбар – (c) і 4,2 кбар – (d). Разом з тим, екстремальне значення тиску є аналогічним тому, яке отримане для еденіту – 5,9 кбар. Температура за даними геотермометра (e) змінюється від 631 до 808 °C за середнього значення 735 °C. Як бачимо, еденіт і магнезіальна рогова обманка в кристалосланцях

характеризуються близькими параметрами тиску і температури. На противагу цьому, для амфіболів проміжного складу рогова обманка – актиноліт в ендербітах відмічаються помітно нижчі значення тиску, які задовільно пояснюють їх вторинне, регресивне утворення по відношенню до еденіту. Середня величина тиску вторинних амфіболів за геобарометрами (a) і (b) є однаковою і складає 3,3 кбар, а за даними методів (c) і (d) – 3,8 і 2,6 кбар відповідно (табл. 5.2).

Необхідно зазначити, що рогова обманка в кристалосланцях та ендербітах утворює поступові переходи з актинолітом і tremolітом, в процесі яких знижується вміст алюмінію та зникає титан, що обмежує дію згаданих вище розрахункових інструментів геотермобарометрії.

2) Оцінка температури за вмістом титану в біотиті проводилась із використанням двох розрахункових методів: Luhr et al., 1984 і Henry, 2002. Зазначимо, що до обробки залучалися усі 95 мікрозондових аналізів біотитів порід славгородського СФК. До табл. 5.2 включені результати по всіх досліджених зразках, а також для порівняння наведені представницькі дані по біотитах з чарнокіт-ендербітів Побузького гранулітового комплексу [173].

Отримані цифри температури за двома методами різняться між собою, причому найчастіше більш високі значення відмічаються в розрахунках за Luhr et al., 1984, рідко – за Henry, 2002. Зазвичай різниця складає десятки градусів за мінімальних розбіжностей в 1-5 °C, а максимальних – 100 °C і більше. Для біотитів кристалосланців середня температура за геотермометром Luhr et al., 1984 оцінюється у 765 °C, за Henry, 2002 – 736 °C, для ендербітів – 799 і 757 °C відповідно.

Таблиця 5.2

Результати оцінки температури (°C) для гранулітів славгородського СФК за вмістом титану в біотиті

Мінімальні значення добре збігаються за обома методами як для кристалосланців – 637 і 630 °C, так і ендербітів – 614 і 605 °C, а от максимальні характеризуються більш суттєвими розбіжностями, що перевищують 100 °C. Так, в біотитах кристалосланців геотермометром Luhr et al., 1984 розраховано екстремальну температуру 888 °C, а геотермометром Henry, 2002 – 790 °C; в ендербітах – 945 °C і 804 °C відповідно. До речі, значний розкид результатів, від 685 до 949 °C, відмічається за цими методами і для біотитів у 4 зразках типових гранулітів побузького комплексу.

Найбільше збігів за обома геотермометрами відмічається в інтервалі температур 630-650 і 730-770 °C, а для ендербітів – 658-705 °C, які ймовірно відображають два термальні епізоди у формуванні біотитів славгородського СФК. Разом з тим, варто відмітити добре проявлені високотемпературні діапазони, які проявляються за даними обох методів, проте не перекриваються: 770-800 °C, а для ендербітів – 658-705 °C (Henry, 2002) і 840-900 °C, а для ендербітів – 658-705 °C (Luhr et al., 1984).

3) Амфібол-біотитовий геотермометр (Wu et all, 2002) застосовувався для мінералів, розташованих в безпосередньому контакті один з одним або у полі зору одного шліфа. При заданому тиску 5 кбар значення температури для кристалосланців розміщаються в інтервалі 606-739 °C, а для ендербітів – 658-705 °C (табл. 5.3). Відмічається пряма залежність температури від вмісту титану в біотиті: у всіх точках, де кількість титану складає 0,39 ф.о. і більше, температура перевищує 700 °C, а для ендербітів – 658-705 °C, а там, де титану не виявлено – знижується до свого мінімуму у 606 °C, а для ендербітів – 658-705 °C.

В загальному інтервалі 606-739 °C умовно можна виділити три діапазони: високо-, середньо-і низькотемпературний – відповідно 731-739, 678-712 606-646 °C. У досліджених ендербітах зафіковано переважно середньотемпературні значення. Примітно, що три вище означених температурні діапазони отримані при оцінці парагенезису біотитів з магнезіальною роговою обманкою в кристалосланцях.

Результати оцінки температури для гранулітів славгородського СФК при заданому значенні Р=5 кБар за амфібол-біотитовим геотермометром

№ п/п	Зразок	Точка		T, °C	Титан у біотиті, ф.о.	№ п/п	Зразок	Точка		T, °C	Титан у біотиті, ф.о.
		Амф.	Біот.					Амф.	Біот.		
Кристалосланці											
Рогова обманка - біотит											
	Еденіт - біотит					21	1/77,5	49	56	737	0,48
1	1/77,5	29	25	690	0,37	22	1/77,5	49	60	713	0,43
2	1/77,5	29	56	731	0,47	23	1/77,5	36	56	735	0,48
3	1/77,5	29	60	712	0,43	24	1/77,5	36	60	708	0,43
4	1/77,5	62	60	701	0,43	25	3/124,0	68	67	733	0,55
5	1/77,5	63	60	708	0,43	26	3/124,0	69	67	735	0,55
6	1/77,5	68	67	646	0,21	27	3/192,2	69	64	699	0,35
7	1/77,5	68	69	644	0,20	28	3/192,2	69	66	737	0,40
8	1/77,5	71	77	679	0,33	Актиналіт - біотит					
9	1/77,5	76	77	678	0,33	29	3/192,2	46	43	629	0
10	3/192,2	6	1	739	0,49	30	3/192,2	65	52	706	0,39
11	3/192,2	8	1	739	0,49	31	3/192,2	46	43	629	0
12	3/192,2	20	22	743	0,25	32	3/192,2	65	52	706	0,39
13	3/192,2	40	43	606	0	Ендербіти					
14	3/192,2	45	43	612	0	Рогова обманка, актиналіт - біотит					
15	3/192,2	57	59	629	0	33	4/136,6	35	36	658	0,46
16	3/192,2	58	59	636	0	34	4/136,6	41	39	671	0,32
17	3/192,2	64	64	688	0	35	4/136,6	44	45	659	0,47
18	3/192,2	66	64	687	0	36	4/136,6	48	45	700	0,47
19	3/192,2	67	69	737	0,40	37	4/136,6	44	46	693	0,46
20	3/192,2	68	69	739	0,40	38	4/136,6	48	46	705	0,46

4) Плагіоклаз-амфіболовим геотермометром оцінювалась температура за Holland, T. & Blundy, J., 1994, а також тиск – за Schmidt, M.W., 1992 і Anderson, J.L. & Smith, D.R., 1995. Температурне калібрування виконано за реакцією еденіт + альбіт = рихтерит + анортит. Розглядалися метаморфічні мінеральні парагенезиси plagіоклазу з еденітом, магнезіальною роговою обманкою та роговою обманкою, яка за складом наближається до актиналіту. Відповідно до розрахунків в асоціації з еденітом і магнезіальною роговою обманкою залучалися plagіоклази олігоклаз-андезинового складу (табл. 5.4), а з роговою

обманкою-актинолітом – олігоклаз (табл. 5.5). При оцінці еденіт-плагіокласового парагенезису кристалосланців отримано середню температуру 695 °С за мінімальної – 651 °С і максимальної – 747 °С. Величина тиску в середньому складає 5,1 кбар за варіацій від 4,2 до 5,9 кбар (табл. 5.4).

Таблиця 5.4

Результати оцінки температури і тиску для еденіт-плагіокласового парагенезису кристалосланців славгородського СФК за плагіоклас-амфіболовим геотермометром

Зразок		1/77,5	1/77,5	1/77,5	1/77,5	1/77,5	1/77,5	1/77,5	1/77,5	3/192,2	3/192,2
Точки	Amf	8	29	37	62	63	68	71	72	8	20
	Pl	11	30	34	61	61	70	70	70	9	21
Тем-ра, °С		692	694	657	705	691	659	681	651	730	747
Тиск, кбар		4,9	4,9	5,4	4,6	5,3	5,6	5,1	5,2	4,2	4,7
Зразок		3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2	3/192,2
Точки	Amf	28	39	40	45	57	64	66	71	72	$X_{\text{sep.}}$
	Pl	27	37	44	44	54	62	68	70	74	
№ з/п		11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Тем-ра, °С		746	691	723	721	677	675	661	731	668	695
Тиск, кбар		4,3	5,6	4,5	4,9	5,4	5,6	5,9	4,7	5,3	5,1

Температурний режим формування магнезіальної рогової обманки в асоціації з олігоклаз-андезином в кристалосланцях укладається в інтервал температур 633-705 °С за варіацій тиску від 5,3 до 5,8 кбар (табл. 5.5). В ендербітах парагенезис магнезіальної рогової обманки з плагіокласом формувався при дещо нижчих температурах і тисках, які в представницьких визначеннях зафіковані на рівні 620-630 °С і 5 кбар. Умови утворення вторинного амфіболу проміжного складу рогова обманка – актиноліт оцінюються температурою близько 450 °С і тиском у 2,6 кбар.

Оцінюючи результати амфібол-плагіокласового методу необхідно зробити таке застереження. Мікрозондовими дослідженнями 19 шліфів більш як у 80 точках було виявлено плагіоклаз, яких за складом відповідає олігоклазу,

олігоклаз-андезину, зрідка альбіту (табл. 4.1). Найвище значення анортитового міналу сягає 36. У досліджених зразках не виявлені андезин-лабрадор і лабрадор, які за даними роботи [44] подекуди наявні в кристалосланцях і відносяться до складу недіафторованого гранулітового мінерального парагенезису. Разом з тим, факти заміщення магнезіальною роговою обманкою ромбічних піроксенів свідчать про те, що й амфіболи можуть відноситися до більш пізньої асоціації з олігоклаз-андезином, а не з андезин-лабрадором і лабрадором.

Таблиця 5.5

Результати оцінки температури і тиску для роговообманково-плагіокласового парагенезису кристалосланців і ендербітів славгородського СФК за плагіоклас-амфіоловим геотермометром

Порода		Кристалосланець							Ендербіт	
Зразок		1/77,5	1/77,5	3/124,0	3/124,0	3/124,0	6/166,4	3/192,2	5/105,0	5/105,0
Точки	Amf	36	49	53	68	69	10	45	28	35
	Pl	34	57	51	12	12	11	44	26	38
Тем-ра, °C		683	670	705	633	667	669	654	449	622
Тиск, Кбар		5,3	5,9	5,5	5,7	5,8	5,8	5,3	2,6	5,0

5) Петрографічними ознаками гранулітової фазії метаморфізму утворень славгородського СФК є наявність двопіроксенового гіперстен-салітового парагенезису. Температури його формування оцінювалась за допомогою програми PTmafic. При заданих значеннях ймовірного тиску в середовищі мінералоутворення 5, 7 і 10 кбар вона склала 775, 780 і 789 °C відповідно (табл. 5.6).

Оцінювалися також РТ-параметри амфіолових і діопсид-амфіолових кристалосланців та амфіболітів, які розвинені на лівобережжі Дніпра східніше Славгородського блоку і за матеріалами виконаних досліджень відносяться до славгородського СФК. Так, головний мінеральний парагенезис кристалосланців у Рибальському кар'єрі представлений амфіболом (еденіт-паргаситова серія),

клінопіроксеном (саліт), плагікласом (андезин) та інколи з'являється біотит. Тиск за вмістом алюмінію в амфіболах оцінюється у 6,3 кбар за варіацій від 5,7 до 7,2 кбар (зразок 529), а температура за вмістом титану (Otten, M. T. 1984) – у 686 °C за екстремальних значень 718 і 669 °C. Плагіоклас-амфіболовим геотермобарометром (Holland, T. & Blundy, J., 1994) за виключенням єдиного значення у 835 °C зафікована температура в доволі вузькому інтервалі 727–786 °C, що добре зіставляється з даними двопіроксенового геотермометру для типових гранулітових утворень Славгородського блоку. Щодо тиску, то він характеризується суттєвими варіаціями значень від 2,7 до 5,9 кбар.

Таблиця 5.6

Результати оцінки температури для кристалосланців славгородського СФК у представницькому зразку 3/192,2 при заданому значенні тиску за двопіроксеновим геотермометром засобами ПК Ptmafic.

Ортопіроксен	4	4	4	9	19	27	27	72	76	90	90	Точки	
Клінопіроксен	6	16	24	6	16	24	30	70	94	94	96		
Тиск P, кбар	Температура T, °C												T _{sep.} , °C
5	827	742	720	827	747	727	829	794	756	758	798	775	
7	833	748	725	833	752	732	835	799	761	763	804	780	
10	841	757	733	842	761	740	844	808	769	771	813	789	

Результати геотермобарометричних досліджень біотитових амфіболітів району б. Башмачка представлені в табл. 5.7–5.10. Детальний аналіз та інтерпретація отриманих даних дає змогу зробити певні висновки щодо ймовірного перебігу метаморфізму біотитових амфіболітів. Максимальні значення тиску 7,7 кбар відповідають максимальному зануренню вихідних порід на глибину до 25 км. За амфібол-біотитовим геотермометром головний етап метаморфізму протікав за температури 640–650 °C. Враховуючи таку температуру з тенденцією до подальшого зростання, можна впевнено говорити про амфіболітову фазію метаморфізму. Він досягнув свого піку за температури

744 °C, яка була викликана суттєвим зниженням тиску до 5,8-5,3 кбар в режимі інтенсивного підняття даної ділянки земної кори. За цих умов породи зазнали часткового плавлення, почали утворюватися мігматити, що знижено температуру метаморфічної товщі до рівня нижче 700 °C. Найнижчі значення тиску та температури, які фіксуються для рогової обманки в каймі еденіту, відображає ретроградні метаморфічні зміни в парагенезисі з олігоклазом An₁₇₋₂₂. Тиск таких змін оцінюється у 3,2-4,1 Кбар, а температура – 608-640 °C. Два температурні режими відображені у вмісті титану в амфіболі: 1) 629-642 °C може відповісти головному етапу метаморфізму і 2) 575-596 °C – ретроградним змінам.

Таблиця 5.7

Результати оцінки тиску для біотитових амфіболітів за вмістами алюмінію і температури за вмістом титану в амфіболі

Точки	181/3	181/6	181/9	181/12	581/5	581/7	581/9	581/12	581/14
Посилання	Тиск, Кбар								
Hammarstrom & Zen 86	3,2	4,9	4,8	3,3	6,5	5,8	6,8	5,8	6,1
Hollister et al. 87	3,3	5,2	5,0	3,4	7,0	6,2	7,3	6,1	6,5
Schmidt 92	3,8	5,4	5,2	3,8	6,9	6,2	7,1	6,1	6,5
	Температура, °C								
Otten, 1984	574,7	636,0	580,3	595,6	642,4	577,6	607,1	635,2	629,2

Таблиця 5.8

Результати оцінки температури при заданому значенні тиску для біотитових амфіболітів за амфібол-біотитовим геотермометром

Точки		Тиск, Кбар	1	5	10	15
Amf	Bi		642	642	641	640
181/6	181/7	Температура, °C	658	658	657	656
181/12	181/11		652	652	651	650
581/5	581/4		653	652	651	650
581/7	581/8		646	645	644	642
581/9	581/10					

Таблиця 5.9

Результати оцінки температури для біотитових амфіболітів за вмістом титану в біотиті

Точки	181/7	181/11	581/3	581/4	581/8	581/10
Посилання	Температура, °C					
Luhr et al., 1984	597,7	604,4	614,7	614,3	604,3	603,7
Henry, 2002	557,2	581,0	597,0	603,8	538,9	578,2

Таблиця 5.10.

Результати оцінки температури і тиску для біотитових амфіболітів за плагіоклаз-амфіоловим геотермометром

Температура, °C	608,0	735,9	671,2	639,1	738,1	689,1	621,3	714,9	743,7
Тиск, Кбар	4,1	4,5	5,3	4,1	5,8	6,0	7,7	5,5	5,3
	Amf	181/3	181/6	181/9	181/12	581/5	581/7	581/9	581/12
Точки	Pl	181/13	181/5	181/10	181/13	581/6	581/6	581/11	581/13

Важлива особливість хімічного складу еденіту проявляється на діаграмі розподілу $\text{Al}_{\text{IV}} - \text{Al}_{\text{VI}}$ (рис. 5.1), де він потрапляє в поле амфіболітової фазії метаморфізму (лейкократові крупнозернисті різновиди) і, частково, в область гранулітів (найпоширеніші у відслоненні середньозернисті різновиди). Припускається, що відмічені варіації хімічного складу амфіболів відображають регресивний напрямок метаморфічних перетворень, яких зазнали раніше сформовані високотемпературні мінеральні парагенезиси, що сягали рівня гранулітової фазії, під впливом потужної гранітизації (мігматизації).

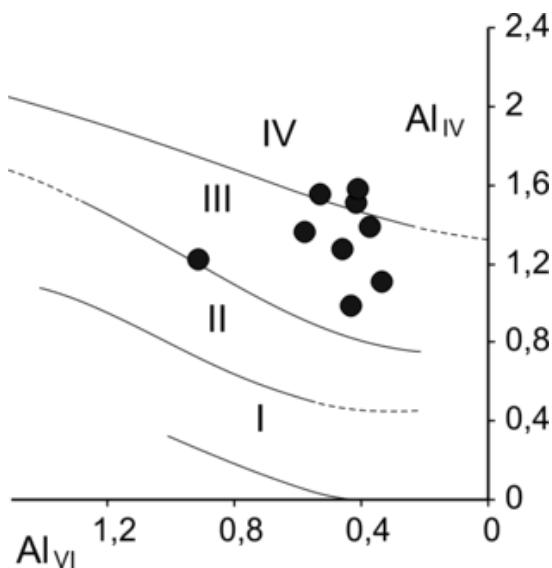


Рис. 5.1. Фації метаморфізму за розподілом Al_{IV} – Al_{VI} (В.В. Закруткин, 1968): I – зеленосланцева, II – епіidot-амфіболітова, III – амфіболітова, IV – гранулітова.

Відповідно до отриманих даних формування головного метаморфічного парагенезису біотит – амфібол (еденіт-паргасит) – плагіоклаз (олігоклаз-андезин) амфіболітів району б. Башмачка відбувалося в умовах зростання температури від 620 до 744 °С і зниженні тиску від 7,7 до 4,5 кбар, що відповідає умовам високотемпературної амфіболітової фації регіонального метаморфізму. Утворення парагенезису рогова обманка – олігоклаз реалізувалось за температури близько 600 °С і тиску 4,1 кбар. Розраховані діапазони та екстремальні значення температури і тиску добре зіставляються з даними, отриманими для амфіболітів базавлуцької товщі в басейні р. Базавлучок [330]. У біотитових амфіболітах не виявлено значень температури і тиску гранулітового ступеня метаморфізму, що давало би можливість впевнено корелювати їх з більш ранніми утвореннями славгородської товщі. Разом з тим, розподіл алюмінію в позиціях Al_{IV} і Al_{VI} в амфіболах на діаграмі В.В. Закруткіна (рис. 5.1) допускає існування хіміко-термодинамічні умов, які відповідають гранулітовій фації.

Таким чином, за результатами геотермобарометричних досліджень підтверджено гранулітовий ступінь метаморфізму утворень славгородського СФК. Парагенезис орто- і клінопіроксену сформувався за температур 780 ± 50 °С

за розрахункового тиску 7 кбар. Близькі температурні показники були отримані і для еденіту за вмістом у ньому титану, для високотитанистого біотиту за мономінеральним (Wu et all, 2002) та амфібол-біотитовим геотермометрами. Заявлена температура також добре збігається із даними амфібол-плагіокласового методу для кристалосланців у Рибальському кар'єрі – 764 °С за екстремальних значень 727 і 835 °С. Відмічається дещо нижча середня температура 695 °С, обчислена цим же методом для двопіроксенових кристалосланців центральної частини Славгородського блоку. Це можна пояснити процесами діафторезу, що відобразилися певним порушенням співвідношень між хімічним складом амфіболу і плагіоклазу в межах дослідженій ділянки. Разом з тим, максимальні значення температури складають 750 °С, які цілком відповідає рівню гранулітової фації. Тиск дещо відрізняється за оцінками різних методів і загалом укладається в інтервал 4,5-6 кбар за максимальних значень понад 7 кбар для кристалосланців у Рибальському кар'єрі. Відзначимо дещо нижчі температури і тиск для ендербітів у порівнянні з кристалосланцями.

Формування парагенезисів за участю магнезіальної рогової обманки в кристалосланцях за даними амфібол-плагіокласового методу реалізувалось в РТ-умовах амфіболітової фації за варіацій температури 633-705 °С і тисків від 5,3 до 5,8 кбар. В ендербітах відмічаються дещо нижчі температура та тиск і в представницьких визначеннях зафіковані на рівні 620-630 °С і 5 кбар.

Для амфіболів проміжного складу рогова обманка – актиноліт, які входять до складу найпізніших ретроградних метаморфічних парагенезисів, найбільше розвинених в ендербітах, тиск складає 3,8 кбар. До цієї асоціації варто віднести біотит з невисоким вмістом титану ($TiO_2 < 2,5 \%$), температура утворення якого представлена діапазоном 600-650 °С. За амфібол-плагіокласовим методом для цього парагенезису відмічається ще менш інтенсивні РТ-параметри: 450 °С і 2,6 кбар.

Термобаричні показники, визначені для утворень, які поширені на лівобережжі Дніпра за межами Славгородського блоку, цілком відповідають

умовам гранулітового ступеню перетворень, хоча й не містять обов'язкового двопіроксенового парагенезису, як наприклад, кристалосланці у Рибальському кар'єрі. Мінеральні парагенезиси біотитових амфіболітів в районі б. Башмачка утворилися в умовах регресивної амфіболітової фазії метаморфізму, розвиненої по гранулітах, що відображається в особливостях хімічного складу мінералів і утворюваних ними парагенезисах.

Викладене вище передбачає таку послідовність подій в метаморфічній еволюції суперкрустальних утворень славгородського СФК: - прогресивний гранулітовий метаморфізм вихідних нашарованих товщ; - регресивний метаморфізм амфіболітової фазії, який корелюється з головним етапом метаморфізму аульського СФК; - регресивний метаморфізм низьких ступенів, пов'язаний зі становленням середньопридніпровського СФК.

5.2 Умови амфіболітової фазії метаморфізму аульського комплексу

Еденіт-андезиновий парагенез в амфіболітах базавлуцької товщі аульської серії, відображає прогресивний етапом регіонального метаморфізму, тоді як парагенез актиноліту і олігоклазу, подекуди з епідотом, біотитом і хлоритом, є наслідком більш пізніх регресивних процесів. Останній діагностується тільки під мікроскопом за наявністю переривчастої актинолітової кайми по краях окремих зерен еденіту, дуже рідко спостерігаються повні псевдоморфні заміщення. Поодинокі зерна основного plagioklazu – бітовніту, ймовірно, представляють реліктовий мінеральний парагенез вихідних дометаморфічних порід. Кварц в більшості випадків пов'язаний з групою вторинних мінералів, проте не виключається його присутність і в первинних асоціаціях.

Оцінка Р-Т умов головної, прогресивної стадії метаморфізму амфіболітів виконана відомими методом геотермобарометрії, які можна застосувати для зазначеного мінерального парагенезису. В першу чергу – це plagioklaz-amfіоловий геотермометр T. Holland & J. Blundy, 1994 [432]. Застосування цього методу обмежується актинолітом, тому дані температури і тиску

отримані лише для парагенезису еденіт+андезин. До розрахунків залучалися дані мікрозондових аналізів цих мінералів у зернах, які контактиують одне з одним. Досліджувалися зразки 61 і 157, які представляють відповідно порфіробластичні середньозернисті та однорідні середньодрібнозернисті різновиди амфіболітів (табл. 5.11, табл. 5.12). В обох зразках окрім амфіболів та плагіоклазу відмічаються вторинні епіidot та кварц в сумарній кількості від 5 до 15 %.

Розраховані значення температури і тиску припадають на інтервали 650-740 °C і 5,2-7,6 кбар (табл. 5.11), що свідчить про формування еденіт-андезинового парагенезису в умовах амфіболітової фації регионального метаморфізму. Максимальному значенню температури $T_{\max} = 736$ °C відповідає мінімальний тиск $P_{\min} = 5,2$ кбар, а при максимальному тиску $P_{\max} = 7,6$ кбар фіксується мінімальне значення температури $T_{\min} = 656$ °C.

Парагенез вторинної актинолітової рогової обманки і альбіт-олігоклазу сформувався за температури 365 °C і тиску 3,5 кбар. Заміщення еденіту і рогової обманки актинолітом та основного плагіоклазу альбіт-олігоклазом в однаковій мірі притаманне амфіболітам р. Базавлучок і ЗКС, що вказує на його зв'язок з більш пізніми метаморфічними подіями.

Таблиця 5.11

Результати оцінки температури і тиску для амфіболітів базавлуцької товщі за плагіоклаз-амфіболовим геотермометром

Температура, °C	736	729	694	694	717	693	656	669	705
Тиск, Кбар	5,2	6,9	6,7	6,8	6,1	7,0	7,6	6,9	6,7
	Amf	61/4	61/6	61/8	61/10	61/14	157/4	157/6	157/8
Точки	Pl	61/3	61/5	61/7	61/9	61/11	157/2	157/5	157/9

За вмістом в амфіболі алюмінію тиск у середовищі мінералоутворення за різними авторами [427, 433 та ін.] оцінюється в середньому у 7 кбар за варіацій від 5,7 до 8,1 кбар, що загалом добре збігається з результатами амфібол-

плагіокласового методу (табл. 5.12). Разом з тим, за вмістом титану в амфіболі (Otten, M.T. 1984) отримані дещо нижчі значення температури – 610-632 °С. Це можна пояснити особливостями хімічного складу вихідних порід, при метаморфізму яких кристалізація амфіболу відбувалась при певному дефіциті титану.

Таблиця 5.12

Результати оцінки тиску для амфіболітів базавлуцької товщі за вмістами алюмінію і температури за вмістом титану в амфіболі

Точки	61/4	61/6	61/8	61/10	61/14	157/4	157/6	157/8	157/10
Посилання	Тиск, Кбар								
Hammarstrom & Zen 86	5,7	7,6	6,6	6,8	6,4	7,0	7,0	6,6	6,9
Hollister et al. 87	6,0	8,1	7,1	7,2	6,9	7,4	7,5	7,0	7,3
Schmidt 92	6,1	7,9	7,0	7,1	6,8	7,3	7,4	6,9	7,2
	Температура, °C								
Otten, 1984	626	614	630	632	615	629	610	620	631

Отримані дані на діаграмі залежності Р-Т (рис. 5.2) утворюють лінію тренду В-С, яка може розглядатися фрагментом двох типів трендів в залежності від прийнятих тектонічних моделей. Перший тип (за годинниковою стрілкою A→B→C→D) характерний для типового регіонального метаморфізму, зумовленого швидким зануренням і підняттям регіону в умовах континентального стиснення.

Другий тип (проти годинникової стрілки D→C→B→A) передбачає інтенсивний розігрів під впливом інтрузивного магматизму регіонального масштабу та занурення, з наступним спокійним підняттям і повільним охолодженням. Для умов Середньопридніпровського мегаблоку найбільш вірогідною розглядається тектонічна модель, яка відображається трендом першого типу. Відповідно до неї швидке занурення порід на глибини до 25-30 км (гіпотетичний відрізок тренду А-В на рис. 5.2) стало причиною монофаціального метаморфізму амфіболітової ступені без поетапного

проходження зеленосланцевої та епіdot-амфіболітової фацій. Саме таким перебігом тектонічних подій можна пояснити факт збереження реліктових зерен бітовніту – мінералу, який є типовим для вивержених магматичних порід основного складу. Відтворений за даними геотермобарометрії відрізок тренду В-С свідчить, що метаморфізм досягнув свого піку при температурі 736°C. В умовах зниження тиску від 7,6 до 5,2 кбар, викликаного підняттям регіону, масового характеру набуло мігматитоутворення. На умовному відрізку тренду С-Д породи поступово були виведені на денну поверхню.

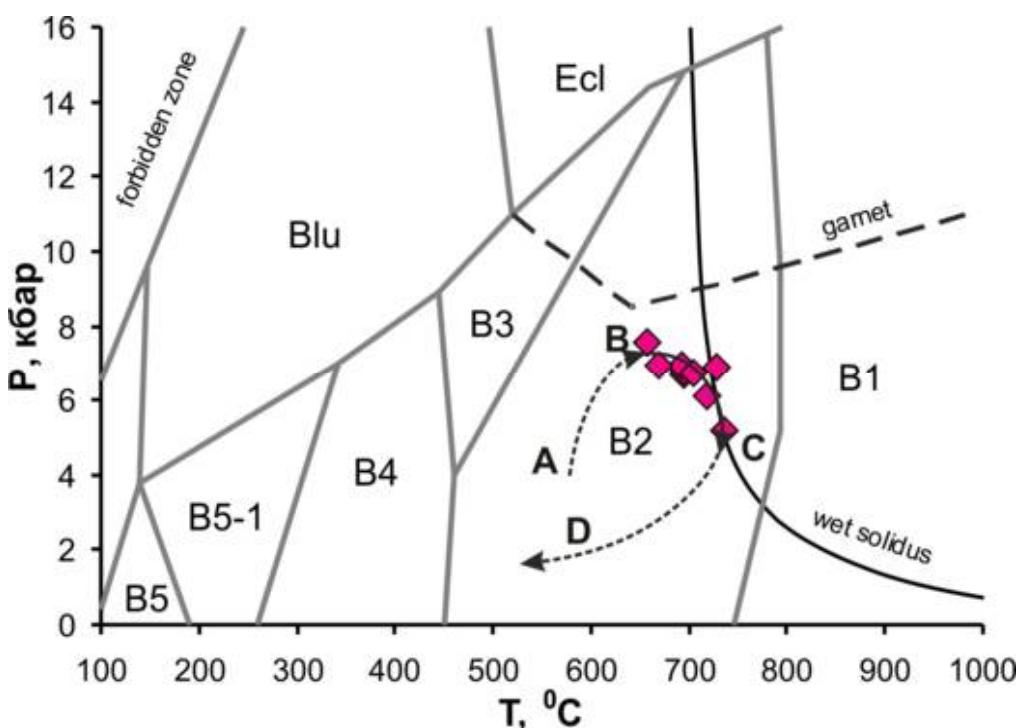


Рис. 5.2. Результати плагіоклаз-амфіболової геотермобарометрії амфіболітів аульської серії на діаграмі метаморфічних фацій для основних порід (за матеріалами Winter J.D., 2001, Yardley Bruce W.D., 1989, Philpotts A.R., 2009): А-В-С-Д – лінія тренду; фації метаморфізму: В5 – цеолітова, В5-1 – преніт-пумпелітова, В4 – зеленосланцева, В3 – епіdot-амфіболітова, В2 – амфіболітова, В1 – гранулітова, Blu – голубосланцева, Ecl – еклогітова

Виконано також оцінку ТР-умов формування мінеральних парагенезисів кристалосланців і плагіогнейсів аульського СФК та подібних до них за зовнішнім виглядом порід Шолохівської ділянки, які ймовірно належать до

зеленокам'яних утворень. Тиск, визначений за допомогою геобарометрів Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986; Hollister, L.S. et al., 1987; Schmidt, M.W., 1992 на основі вмісту алюмінію в амфіболах кристалосланців та плагіогнейсів Новоіванівської ділянки, в середньому складає 6,2-7,1 кбар (табл. 5.13). Отримані значення цілком укладаються в інтервал цифр, розрахований для амфіболітів, з якими вони формують головний породний парагенезис аульського СФК. Варто відзначити, що амфіболи в плагіогнейсах (зразки 167 і 716) та гнейсоподібних плагіогранітах (зразок 664) Шолохівської ділянки, які в асоціації з дрібнозернистими тонкосмугастими амфіболітами відносяться нами до складу зеленокам'яного СФК, свідчать про дещо вищий тиск їхнього утворення. В середньому за різними методами він оцінюється у 6,6-8,8 кбар.

Таблиця 5.13

Результати оцінки тиску за вмістом алюмінію в амфіболах кристалосланців і плагіогнейсів Новоіванівської та Шолохівської ділянок

Ділянка	Новоіванівська			Шолохівська		
Зразок	14	Бз-1	Бз-2	664	167	716
Кількість вимірюваних	5	8	11	3	3	2
Посилання	Середній тиск, кбар					
Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986	6,6	6,2	6,5	7,2	8,1	6,6
Hollister, L.S. et al., 1987	7,1	6,6	6,9	7,7	8,8	7,0
Schmidt, M.W., 1992	7,0	6,6	6,9	7,5	8,4	6,9

Температура, оцінена за вмістом титану в амфіболі (36 точка) з кристалосланців і плагіогнейсів Новоіванівської ділянки геотермометром Otten, M.T., 1984, складає в середньому 610 °C за варіацій від 570 до 657 °C. Для порід кислого складу Шолохівського відгалуження (15 точок) вона характеризується значно меншим інтервалом даних від 610 до 632 °C за вищого середнього значення 623 °C.

За плагіоклаз-амфіболовим геотермометром (Holland, T. & Blundy, J., 1994) отримана середня температура 695 °C за варіацій від 642 до 737 °C

(табл. 5.14) для кристалосланців та плагіогнейсів аульського СФК, що знову ж таки добре зіставляється з даними по амфіболітах, з якими вони асоціюють в складі базавлуцької товщі. Середній тиск також близький такому для амфіболітів – 6,4 кбар за мінімального і максимального значено у 5,4 і 7,5 кбар відповідно. Для плагіогнейсів і гнейсоподібних плагіогранітів Шолохівської ділянки температурний показник узгоджується із зазначеними вище цифрами: середня 694, мінімальна 664 і максимальна 743 °C (табл. 5.15). Але тиск, як і за результатами геобарометрів за вмістом алюмінію в амфіболі, є помітно вищим – в середньому 7,4 кбар за варіацій від 5,8 до 8,5 кбар.

Таблиця 5.14

Результати оцінки температури і тиску за плагіоклаз-амфіоловим геотермометром для кристалосланців і плагіогнейсів Новоіванівської ділянки

Зразок		14					Бз-1							Бз-2	
Точки	Amf	1	4	6	7	9	1	1a	5	5a	5b	10	12	12a	3
	Pl	10	12	13	14	15	2	2a	3	4	4	11	13	13	4
Температура, °C	690	690	652	706	710	684	706	717	719	658	737	699	729	686	
Тиск, кбар	7,4	5,9	7,1	6,7	6,6	6,1	6,1	5,7	6,3	6,1	6,1	6,9	5,4	7,5	
Зразок		Бз-2										X _{sep.}	min	max	
Точки	Amf	10a	12a	14	17	20	21	23	25	27	28	29			
	Pl	11	11a	13	16	19	22	22	24	26	30	30			
Температура, °C	680	657	687	698	682	699	716	712	642	732	699	695	642	737	
Тиск, кбар	6,0	7,1	7,0	6,8	6,1	6,2	5,7	6,4	6,2	6,2	6,9	6,4	5,4	7,5	

Таблиця 5.15

Результати оцінки температури і тиску за плагіоклаз-амфіоловим геотермометром для кристалосланців і плагіогнейсів Шолохівської ділянки

Зразок		664	664	664	167	167	167	716	716	X _{sep.}	min	max
Точки	Amf	1	5	13	1	3	8	1	11			
	Pl	2	4	14	4	7	9	3	13			
Температура, °C	712	687	694	690	678	681	743	664	694	664	743	
Тиск, кбар	7,5	6,5	7,4	8,0	8,2	8,5	5,8	6,8	7,4	5,8	8,5	

За вмістом титану в біотиті визначалась температура для плагіогнейсів верхньої течії Базавлуга біля с. Болтишка (зразок 700) та кислих порід Шолохівської ділянки (зразки 162 і 664). Геотермометрами за Luhr et al., 1984 і Henry, 2002 (табл. 5.16) за порівняно незначних варіацій отримана середня температура близько 600 °C. Отримані дані опосередковано можуть вказувати на формування біотиту на завершальних етапах повсюдно проявленої мігматизації, яка по відношенню до метаморфічних парагенезисів суперкрустальних порід має регресивний характер. До речі, такої інтенсивності температура визначається цими методами і для біотитових амфіболітів району б. Башмачка та найпізнішої генерації низькотитанистого біотиту в двопіроксенових кристалосланцях та ендербітах славгородського СФК.

Таблиця 5.16

Результати оцінки температури за вмістом титану в біотиті плагіогнейсів аульського СФК і Шолохівської ділянки

Зразок	700	700	700	700	162	162	664
Точка виміру	4	5	7	8	1	4	12
Luhr et al., 1984	606	612	600	603	585	596	596
Henry, 2002	611	627	599	611	556	588	578

Отже, для кристалосланців та плагіогнейсів визначаються близькі з амфіболітами показники температури і тиску в середньому 695 °C і 6,4 кбар, які відповідають умовам високотемпературної фазії регіонального метаморфізму. Це вказують на їх формування в процесі єдиного метаморфічно-ультраметаморфічного етапу становлення аульського СФК. Головний обсяг плагіогнейсів зазнав різного ступеню плавлення з утворенням мігматитів, а також відмічених у розділі 4 гнейсоподібних плагіогранітоїдів, які можуть перетинати амфіболіти і кристалосланці, що меншою мірою зазнали ультраметаморфічних перетворень. Плагіогнейси і гнейсоподібні плагіограніти Шолохівської ділянки характеризуються дещо вищими показниками тиску,

який сягає 8,8 кбар, що може свідчити про гетерогенність їхнього формування по відношенню до вміщуючих дрібнозернистих тонкосмугастих амфіболітів, які нами віднесені до зеленокам'яного СФК.

5.3 Зональний метаморфізм утворень зеленокам'яного комплексу

Розглянемо результати геотермобарометричних досліджень амфіболітів Шолохівської ділянки у порівнянні з близькими за зовнішнім виглядом і складом породами конкської серії в крайових частинах ЗКС та амфіболітами базавлуцької товщі р. Базавлучок.

Тиск прогресивної стадії метаморфізму амфіболітів, визначений за вмістом алюмінію в амфіболі декількома геобарометрами (Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986; Hollister, L.S. et al., 1987; Schmidt, M.W., 1992), для різних ділянок, а також в межах Шолохівської є неоднаковим (табл. 5.17) і варіює порівняно в широких межах: від 2,4 до 7,8 кбар. Це можна пояснити як різною глибиною залягання на момент метаморфізму одних і тих же стратиграфічних підрозділів, так і принадлежністю досліджених порід до різних гіпсометричних рівнів розрізу нашарованих утворень. Найкращу збіжність результатів показали методи Hollister, L.S. et al., 1987 і Schmidt, M.W., 1992, тому на них варто спиратися при інтерпретації отриманих даних.

Для амфіболітів Шолохівської ділянки тиск оцінений в діапазоні від 4,8 до 7,6 кбар, а більшість одержаних цифр розміщені в інтервалі 6-7 кбар. Такі значення фактично відповідають тиску для типових амфіболітів базавлуцької товщі в середній течії р. Базавлучок [330] та незначно поступаються інтенсивно мігматизованим породам у невеликих останцях в районі с. Слов'янка з показником $7,1 \pm 0,5$ кбар. Останні діагностовано Л.М. Степанюком, О.Б. Бобровим та ін. як метагаброїди [307], що 3086 ± 4 млн рр. тому укорінилися у вже сформовану аульську серію. Найбільш високий тиск, який сягає 7,8 кбар, зафікований у метабазальтоїдах Калинової ділянки. Для амфіболітів Кіровської і Новомиколаївської ділянки за низькоглиноземистими

амфіболами у їх складі відмічається зниження тиску до 4,1-3,8 кбар. Найменш інтенсивні параметри тиску характерні для крайових частин Софіївської ЗКС, де вони знижуються до 3,0-2,4 кбар.

Таблиця 5.17

Результати оцінки тиску за вмістом алюмінію і температури за вмістом титану в амфіболах із амфіболітів СПК різної структурно-формаційної приналежності

Ділянка		<i>Шолохівська</i>									
Зразок		165				171				643	
Точка		1	4	5	7	1	5	7	2	4	7
Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986		4,6	6,3	4,9	5,4	6,2	6,7	6,4	7,1	5,7	6,0
Hollister, L.S. et al., 1987		4,8	6,7	5,2	5,7	6,5	7,2	6,8	7,6	6,0	6,4
Schmidt, M.W., 1992		5,1	6,7	5,4	5,8	6,5	7,1	6,7	7,4	6,0	6,4
Ділянка		<i>Шол.</i>	<i>Кіровська</i>	<i>Малооффіївська</i>	<i>Калинова</i>	<i>Н.-М.</i>					
Зразок		643	667	667	667	134	134	179	179	179	34
Точка		9	2	4	7	10	12	3	4	5	1
Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986		6,1	5,2	3,8	4,6	2,5	3,1	6,4	6,9	7,2	4,1
Hollister, L.S. et al., 1987		6,4	5,5	4,0	4,8	2,4	3,2	6,9	7,4	7,8	4,2
Schmidt, M.W., 1992		6,4	5,7	4,3	5,1	3,0	3,7	6,8	7,2	7,6	4,6
Ділянка		<i>Н.-М.</i>	<i>район с. Слов'янка</i>								
Зразок		34	712	712	712	712	712	712	713	713	713
Точка		4	2	6	8	10	11	14	7	11	12
Hammarstrom, J.M. & Zen, E., 1986		4,6	6,2	6,4	6,9	6,4	7,1	7,1	7,0	7,2	6,9
Hollister, L.S. et al., 1987		4,8	6,6	6,8	7,4	6,8	7,6	7,6	7,5	7,7	7,4
Schmidt, M.W., 1992		5,1	6,6	6,7	7,3	6,7	7,4	7,4	7,3	7,5	7,3

Примітка. Шол. – Шолохівська, Н.-М. – Новомиколаївська ділянки.

Плагіоклаз-амфіболовим геотермометром (Holland, T. & Blundy, J., 1994) визначались і температура, і тиск шляхом ітераційних розрахунків (табл. 5.17). Головний мінеральний парагенезис дрібнозернистих тонкосмугастих амфіболітів Шолохівської ділянки (зразки 165, 643) сформувався за середньої температури 656 °C, яка відповідає мінімальним значенням для амфіболітів

Новоіванівської ділянки та практично співпадає з середніми показниками для порід району с. Слов'янка (зразки 712, 713) і Калинової ділянки (зразок 179) – 654 і 661 °C відповідно. Суттєво вища температура 711-766 °C виявлена для середньозернистих амфіболітів в с. Шолохове (зразок 171), які містять основний плагіоклаз лабрадор, що ймовірно належить до мінерального парагенезису вихідних габроїдних порід. Тому ці результати на даному етапі вивчення слід використовувати з обережністю. Для порід Кіровської та Малософіївської ділянок отримані трохи нижчі температурні значення в діапазоні 607-617 і 611-644 °C відповідно. Отримані в результаті ітераційних розрахунків значення тиску цілком логічно є ідентичними тим, які обчислювалися геобарометрами за вмістом алюмінію в амфіболі, і лише подекуди демонструють незначне підвищення на рівні похибки 0,1-0,4 кбар.

За результатами геотермобарометричних досліджень, які наведені в табл. 5.17 і 5.18 і відображені на рис. 5.3, формування амфібол-плагіокласового парагенезису порід Шолохівської ділянки відбувалося за середньої температури 656 °C (екстремальні значення 620 і 703 °C). Приблизно однакового температурного рівня з ними досягли і метабазальтоїди Калинової ділянки Верхівцевської ЗКС. Такі термальні показники є нижчими за ті, які визначені для типових амфіболітів базавлуцької товщі в межах Новоіванівської ділянки: середня температура 699 °C за мінімальної 656 °C і максимальної 736 °C. Ще нижча температура фіксується для амфіболітів в крайових частинах Чортомлицької, Софіївської ЗКС, де вона може знижуватися до 600 °C.

Примітно, що тиск для порід бортових частин ЗКС характеризується доволі значними варіаціями від 1,8 до 6,1 кбар і вище за доволі витриманих температур в інтервалі 607-663 °C. Можна зробити припущення, що незалежно від глибини залягання породи в бортах ЗКС зазнали термального впливу спливаючих граніто-гнейсовых куполів, інтенсивність якого сягала 700 °C. Тому температура утворення метаморфічних парагенезисів порід зеленокам'яного комплексу теоретично не може перевищувати 700 °C. Поряд з цим, більш древні суперкрустальні утворення на час формування зонального

метаморфізму вже були перетворені в умовах високотемпературної амфіболітової фациї, що сягала 750 °C.

Отже, дані геотермобарометричних досліджень дають підставу віднести дрібнозернисті амфіболіти Шолохівської ділянки до утворень однойменного відгалуження Чортомлицької ЗКС.

Таблиця 5.18

Результати оцінки температури і тиску для амфіболітів різної структурно-формаційної приналежності за плагіоклаз-амфіоловим геотермометром

Ділянка		Шолохівська									
Зразок		165	165	165	165	171	171	171	643	643	643
Точки	Amf	1	4	5	7	1	5	7	2	4	7
	Pl	2	3	6	8	2	4	8	1	3	6
Тем-ра, °C		670	670	704	651	755	766	711	635	621	626
Тиск, кбар		5,1	6,7	5,0	6,0	5,1	5,3	6,2	7,8	6,5	6,8
Ділянка		Шолохівська			Малософіївська				Калинова		
Зразок		643	667	667	667	134	134	134	134	179	179
Точки	Amf	9	2	4	7	10	12	13	16	3	4
	Pl	8	3	6	8	6	8	15	17	6	6
Тем-ра, °C		672	608	617	607	620	618	644	611	682	646
Тиск, кбар		6,5	6,1	4,7	5,5	3,3	4,0	2,1	2,1	6,7	7,6
Ділянка		район с. Слов'янка									
Зразок		179	712	712	712	712	712	713	713	713	713
Точки	Amf	5	2	6	8	10	14	5	7	11	12
	Pl	6	1	4	7	9	13	4	6	13	13
Тем-ра, °C		655	601	611	642	622	659	687	696	691	642
Тиск, кбар		7,8	7,1	7,3	7,6	7,2	7,6	7,6	7,0	7,2	7,6

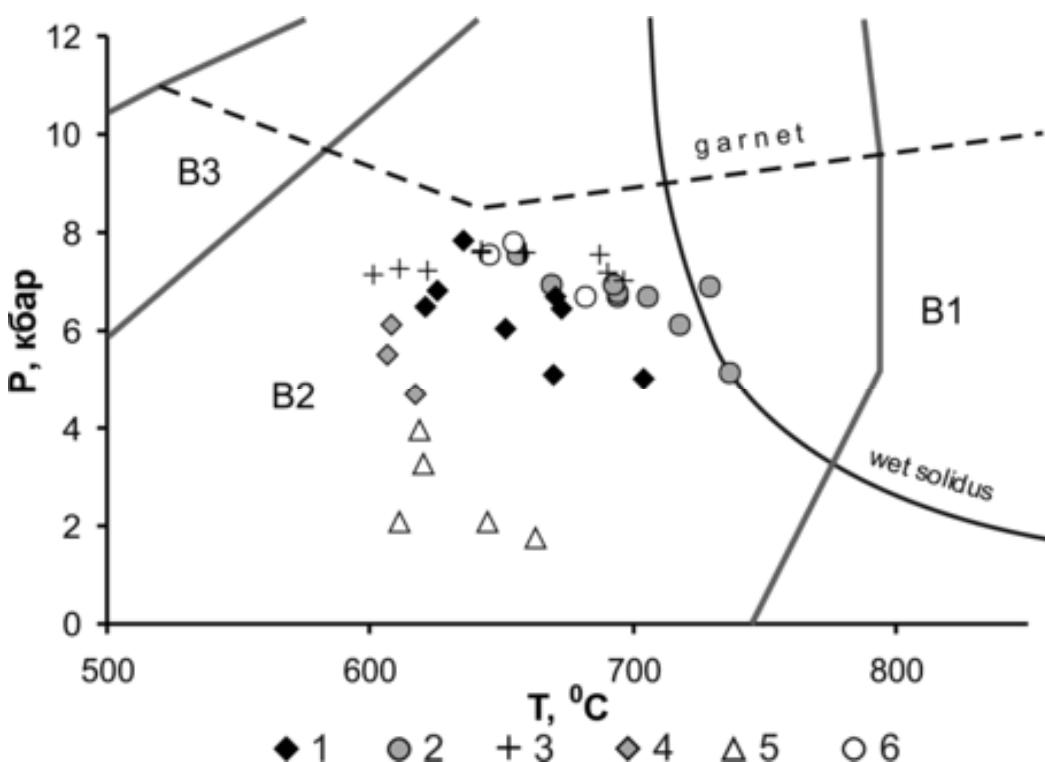


Рис. 5.3. Результати плагіоклаз-амфіболової геотермобарометрії амфіболітів на діаграмі метаморфічних фацій для основних порід (за матеріалами J.D. Winter, 2001; W.D. Yardley Bruce, 1989; A.R. Philpotts, 2009): 1 – Шолохівська ділянка; 2, 3 – аульський СФК: 2 – Новоіванівська ділянка, 3 – район с. Слов’янка; 4, 5, 6 – ділянки розвитку зеленокам’яного СФК: 4 – Кіровська (Чортомлицька ЗКС), 5 – Малософіївська (Софіївська ЗКС), 6 – Калинова (Верхівцевська ЗКС).

5.4 Реставрація первинної природи суперкрустальних утворень

Первинна природа субстрату найкраще з’ясована для утворень зеленокам’яного СФК, які по більшості містять реліктові структурно-текстурні, подекуди мінералогічні ознаки первинних порід, що обумовлено переважно низьким ступенем метаморфічних перетворень (зеленосланцева фація). Тільки в крайових частинах ЗКС він може сягати умов епіdot-амфіболітової й амфіболітової фацій. Саме тому при описі породних комплексів цього СФК, виконаному у розділі 4, використовувалась термінологія первинних як магматичних, так і вулканогенно-осадових і осадових порід. Такий підхід

підтримується практично усіма геологами, які працюють в межах поширення утворень зеленокам'яного комплексу.

Дещо складнішою є ситуація із глибоко метаморфізованими суперкрустальними утвореннями аульського та славгородського СФК. Щодо перших передбачається як первинно осадова [206, 207], так і вулканогенна, осадово-вулканогенна природа [18], а для других такі дослідження фактично не проводилися.

В процесі виконаних робіт застосовувалися відомі петрохімічні методи та діаграми Б. Муана і Х. Де Ля Роша, А. Нематова, М.П. Семененка, Н.А. Домарацького, А.А. Предовського, А. Симонена, О.О. Маракушева та ін. [105, 111, 265], а також виявлялися індикаторні для різних груп порід особливості вмісту і розподілу хімічних елементів.

5.4.1 Проблема протоліту суперкрустальних порід славгородського СФК.

Суперкрустальні утворення славгородського СФК серед інших породних комплексів вирізняються найбільш глибоким рівнем тектоно-метаморфічних, ультраметаморфічних, метасоматичних перетворень та збереглися лише у вигляді поодиноких останців серед мігматитів та чарнокіт-ендербітів. В таких умовах з'ясування їх первинної природи є надто непростою задачею і потребує комплексної оцінки геологічних, петрохімічних та геохімічних даних. З усвідомленням сказаного вище досліджувалися типові для славгородського СФК двопіроксен-амфіболових кристалосланці і амфіболіти, а також піроксенвмісні кристалосланці Рибальського кар'єру і біотитові амфіболіти району б. Башмачка, які розвинені поза межами Славгородського блоку, але за нашими даними [337, 338] належать до різною мірою діафторованого гранулітового комплексу.

На діаграмі А-С-FM М.П. Семененка (рис. 5.4,*a*; табл. 5.19) фігуративні точки метаморфітів славгородського СФК утворюють згущення в полі лужноземельно-глиноземистої групи основних порід орторяду. За його межами розташовуються лише поодинокі точки кристалосланців Славгородського

блоку і Рибальського кар'єру. Вони потрапляють відповідно у поля лужноземельно-алюмосилікатних порід орторяду та глиноземисто-вапнистої підгрупи лужноземельно-вапнистого ряду. Плагіогнейси центральної частини Славгородського блоку (зразок 6/103,5), які при польовому описі керну свердловини були віднесені до суперкрустальних порід, належать до підгрупи власне алюмосилікатних порід і за хімічним складом значно віддалені від згущення точок кристалосланців та амфіболітів. Відзначимо, що ці плагіогнейси на модифікованій [265] бінарній діаграмі А. Симонена (рис. 5.4,б), побудованій на основі «чисел Нігглі» (табл. 5.19) в координатах $si - [(al+fm)-(c+alk)]$, потрапляють в поле гранітоїдів.

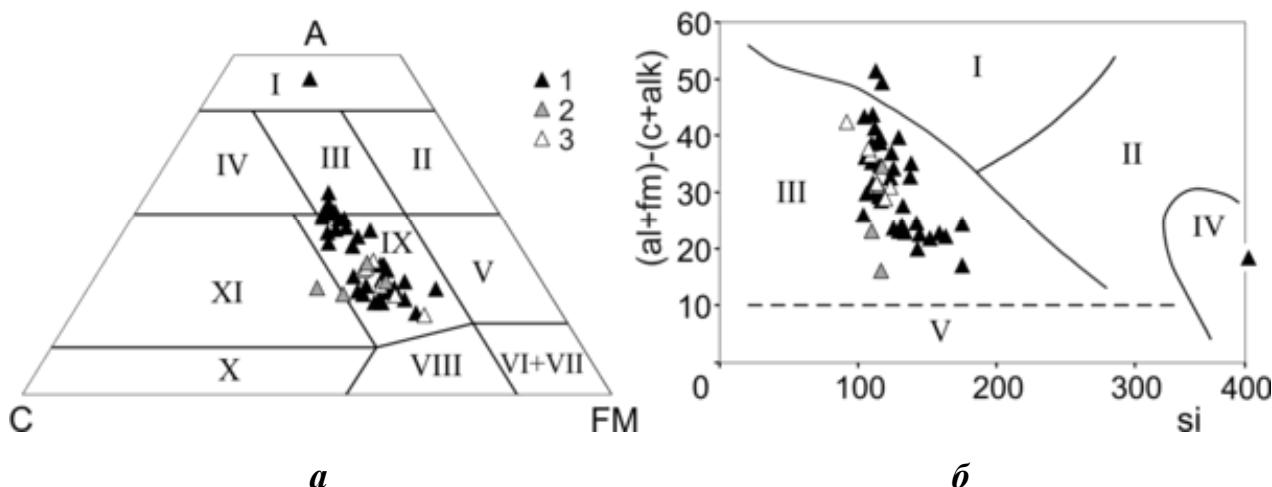


Рис. 5.4. Проекція хімічних складів метаморфічних порід славгородського СФК на діаграмах: *a* – А-С-FМ М.П. Семененка, підгрупи порід: I – власне алюмосилікатних порід, III – лужно-земельно-алюмосилікатних порід орторяду, IV – вапнисто-алюмосилікатних порід, IX – лужноземельно-глиноземистих основних порід орторяду, XI – глиноземисто-вапниста лужноземельно-вапнистого ряду; *б* – А. Симонена: I – пелітові осадки, II – псамітові осадки, III – вулканогенні породи основного складу, IV – гранітоїдні породи, V – глинисто-мергелисті осадки. Точки хімічних складів: 1 – кристалосланці, амфіболіти і гнейси Славгородського блоку, 2 – піроксенвмісні кристалосланці і амфіболіти Рибальського кар’єру, 3 – біотитових амфіболітів району б. Башмачка.

Хімічний склад переважної більшості кристалосланців та амфіболітів на цій же діаграмі знову ж таки свідчить про їх первинно-магматичну природу. Лише дві фігуративні точки амфіболітів Славгородського блоку (зразки 513/128 і 516/194) розмістилися в полі пелітових осадків.

Бінарна діаграма Б. Мойна і Х. Де Ля Роша, координатами якої є атомні кількості малорухомих петрогенних компонентів ($x=Ca+Mg$, $y=Fe+Al+Ti$), розглядається в числі найінформативніших. Фігуративні точки найпоширеніших у складі славгородської товщі двопіроксенових, біотит-амфіболових і амфіболових кристалосланців виразно приурочені до області граувак і пелітових туфів (рис. 5.5,*a*). Біотитові амфіболіти району б. Башмачка, піроксенвмісні кристалосланці Рибальського кар'єру та певна частина амфіболітів Славгородського блоку можуть діагностуватися як магматичні породи основного складу. Декілька точок амфіболітів з підвищеним вмістом оксиду титану і глинозему потрапляють в поле змішаних порід – туфопісковиків. Плагіогнейси Славгородського блоку за складом відповідають глинистим мергелям.

Виключно магматичне походження для усіх метаморфітів славгородського СФК передбачає діаграма А. Нєматова (рис. 5.5,*б*), яка ґрунтуються на різних залежностях між вмістом в породах головних петрогенних елементів Al, K, Na, Ca, Mg. Аналогічний результат спостерігається і на діаграмі О.О.Маракушева, 1986 (рис.5.6).

На усіх розглянутих вище діаграмах можна побачити два відособлених скупчення фігуративних точок кристалосланців і амфіболітів Славгородського блоку. Одне із них на різних діаграмах розташоване в полях магматичних порід. До нього зазвичай додаються точки хімічних складів порід Рибальського кар'єру і району б. Башмачка. Друге скупчення не має настільки чітко визначеної приналежності до магматитів, а на діаграмі Б. Мойна і Х. Де Ля Роша взагалі потрапляє в поле змішаних і осадових порід.

Таблиця 5.19

Деякі петрохімічні параметри і коефіцієнти суперкрустальних утворень
славгородського СФК (басейн р. Базавлук)

Номер проби	Коефіцієнти М.П. Семененка			Числа П.Нігглі»					Коефіцієнти А.А. Предовського		
	C	A	FM	si	a'l'	fm'	c'	alk'	K	A	F
Двопіроксенові кристалосланці та амфіболіти Славгородського блоку											
2/177,0	31,14	34,08	34,78	126,18	27,59	34,23	25,22	12,96	-70,53	-68,86	0,22
3/114,5	32,13	31,81	36,06	176,05	24,35	34,22	24,59	16,84	-74,58	-92,87	0,16
3/114,8	28,63	39,49	31,88	163,93	31,79	29,38	23,05	15,79	-72,16	-39,80	0,16
3/119,0	27,67	38,66	33,67	142,97	31,08	31,19	22,25	15,47	-75,13	-40,43	0,19
3/119,5	29,13	38,83	32,04	152,20	31,21	29,69	23,41	15,69	-76,19	-46,86	0,17
3/126,7	28,89	37,91	33,20	130,05	30,34	31,27	23,12	15,27	-76,49	-51,49	0,20
3/165,3	27,80	40,23	31,97	158,89	32,68	28,71	22,59	16,03	-75,39	-34,20	0,16
3/194,5	27,13	21,50	51,38	105,55	18,39	49,75	23,21	8,65	-47,16	-99,86	0,42
3/199,5	29,53	34,57	35,90	132,48	28,01	34,08	23,93	13,99	-71,63	-63,51	0,22
3/209,7	28,64	38,21	33,14	144,95	31,08	30,18	23,30	15,44	-76,47	-46,86	0,19
3/213,7	26,77	42,50	30,73	176,06	34,04	28,16	21,44	16,37	-72,16	-20,54	0,14
3/231,5	30,36	37,28	32,36	143,38	30,60	29,47	24,92	15,01	-75,39	-57,38	0,19
6/103,5	17,78	66,70	15,52	384,76	46,58	12,51	12,42	28,49	-39,04	17,92	0,03
6/195,3	26,45	33,18	40,37	132,82	26,76	37,13	21,34	14,77	-62,25	-58,60	0,25
354	30,52	19,28	50,20	111,12	16,95	48,90	26,83	7,31	-38,49	-127,98	0,40
372	32,23	21,67	46,09	115,93	18,57	46,08	27,61	7,74	-45,34	-121,38	0,34
360	30,19	22,71	47,10	116,58	20,04	47,37	26,64	5,94	-23,08	-89,55	0,36
382	27,72	36,84	35,45	114,43	31,05	34,13	23,36	11,46	-68,09	-25,92	0,26
348	28,41	31,13	40,46	138,83	26,38	41,22	24,07	8,33	-41,63	-37,79	0,25
355	26,84	37,04	36,12	124,02	30,55	35,75	22,13	11,57	-67,27	-20,69	0,24
355	24,61	17,10	58,29	111,10	15,05	56,82	21,67	6,46	-40,37	-94,59	0,46
350/46	31,68	20,99	47,33	106,61	18,71	46,23	28,25	6,81	-37,14	-123,81	0,40
381/92	29,90	38,05	32,05	134,65	30,53	30,98	23,99	14,51	-69,08	-50,65	0,19
553/70	25,52	27,15	47,34	110,51	22,70	46,61	21,33	9,36	-51,76	-55,82	0,36
570/97,7	27,38	35,09	37,53	126,54	30,11	37,01	23,50	9,38	-56,64	-17,82	0,25
581/70	29,23	19,36	51,41	110,09	16,71	51,02	25,23	7,05	-39,01	-113,35	0,40
601	25,00	26,05	48,95	116,56	22,50	47,41	21,60	8,49	-46,70	-52,53	0,36
604/112,6	25,09	27,11	47,80	124,80	22,79	45,69	21,09	10,43	-47,94	-57,90	0,32
635/52	25,56	22,42	52,02	129,98	19,57	50,31	22,31	7,81	-28,86	-70,01	0,35
661/117,5	29,23	20,24	50,53	104,06	17,02	46,05	24,59	12,35	-66,34	-158,35	0,41
513/128	18,75	22,11	59,14	113,68	19,20	56,55	16,29	7,96	-31,03	-35,96	0,45
516/194	23,20	23,62	53,18	118,06	21,30	53,40	20,93	4,37	-5,16	-26,85	0,41
517/93	23,73	34,39	41,88	138,37	28,56	37,89	19,71	13,84	-43,29	-30,93	0,25
513/150	31,45	24,67	43,88	117,19	21,47	42,82	27,37	8,34	-46,70	-100,37	0,33
586/73,5	26,92	24,18	48,89	116,54	19,80	49,62	22,05	8,53	-47,28	-73,11	0,34
267	25,06	20,00	54,93	105,07	18,02	53,64	22,58	5,76	-24,90	-76,15	0,47
270	26,02	20,87	53,11	112,30	18,42	52,24	22,96	6,39	-24,55	-78,33	0,42
Піроксенівмісні кристалосланці та амфіболіти Рибальського кар'єра											
550	34,94	21,03	44,03	110,28	18,38	43,23	30,54	7,86	-41,30	-149,62	0,35
559	26,42	23,60	49,98	117,98	19,58	47,77	21,92	10,73	-37,07	-90,42	0,35
564	38,82	22,34	38,84	117,21	19,01	39,12	33,03	8,84	-49,28	-160,42	0,28
21	27,61	27,63	44,76	115,80	24,03	41,54	24,01	10,41	-46,42	-73,45	0,34
Біотитові амфіболіти району б. Башмачка											
181	26,29	20,87	52,84	109,44	18,42	49,89	23,20	8,49	-33,53	-98,89	0,43
Б-13	29,22	26,02	44,76	113,88	23,09	42,81	25,92	8,18	-44,19	-79,52	0,35
580	28,37	26,53	45,10	124,08	22,37	43,10	23,92	10,61	-25,57	-81,61	0,31
180	26,42	28,05	45,52	119,99	23,33	41,17	21,98	13,52	-51,36	-84,42	0,32
93/137	27,83	22,72	49,46	108,14	20,05	48,78	24,56	6,60	-0,79	-80,66	0,40
93/2	23,40	16,62	59,98	92,24	14,84	56,45	20,90	7,82	-8,70	-115,69	0,58

Здвоєна діаграма А.А. Предовського для розділення пара- і ортопорід є однією із найбільш вживаних. Наведені в табл. 5.19 петрохімічні коефіцієнти переважної більшості амфіболітів і кристалосланців основного складу різних геолого-тектонічних обстановок загалом укладаються в діапазони значень вивержених порід – базитів: $F=0,15 - 0,55$, $A= - 50 - - 300$ і $K= - 9 - - 70$. Фігуративні точки двопіроксенових кристалосланців та декількох зразків амфіболітів Славгородського блоку розміщуються в зоні перекриття полів магматичних середніх та змішаних (туфітів з основним матеріалом) порід, але знову ж таки в безпосередній близькості від поля основних магматитів. Одиничні зразки амфіболітів Славгородського блоку в координатах $K-F$ визначаються як ультраосновні, а в координат $A-F$ – як туфіти з основним і ультраосновним матеріалом. Зразок амфіболітів 93/2 району б. Башмачка класифікується як первинні ультрабазити. Плагіогнейс Славгородського блоку (зразок 6/103,5) за значеннями коефіцієнтів виразно відмежовується від усіх утворень і потрапляє у зону накладення осадових відкладів і кислих магматичних порід.

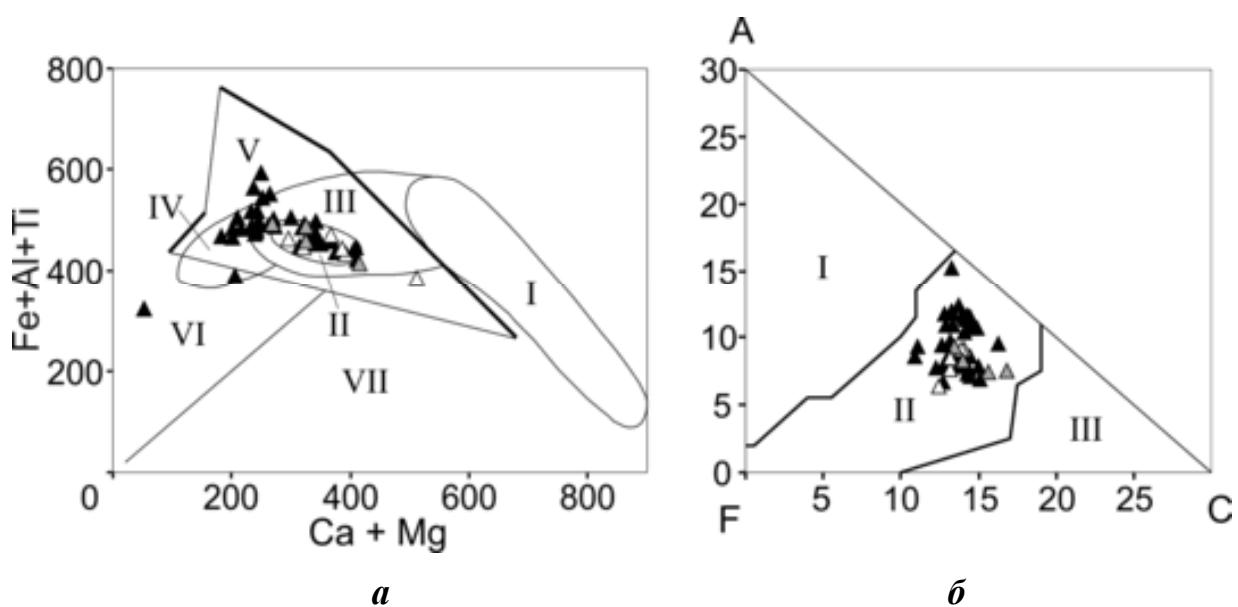


Рис. 5.5. Проекція хімічних складів метаморфічних порід славгородського СФК на діаграмах: *a* – Б. Мойна і Х. Де Ля Роша і *b* – А. Нематова. Інші умовні позначення див. на рис. 5.4.

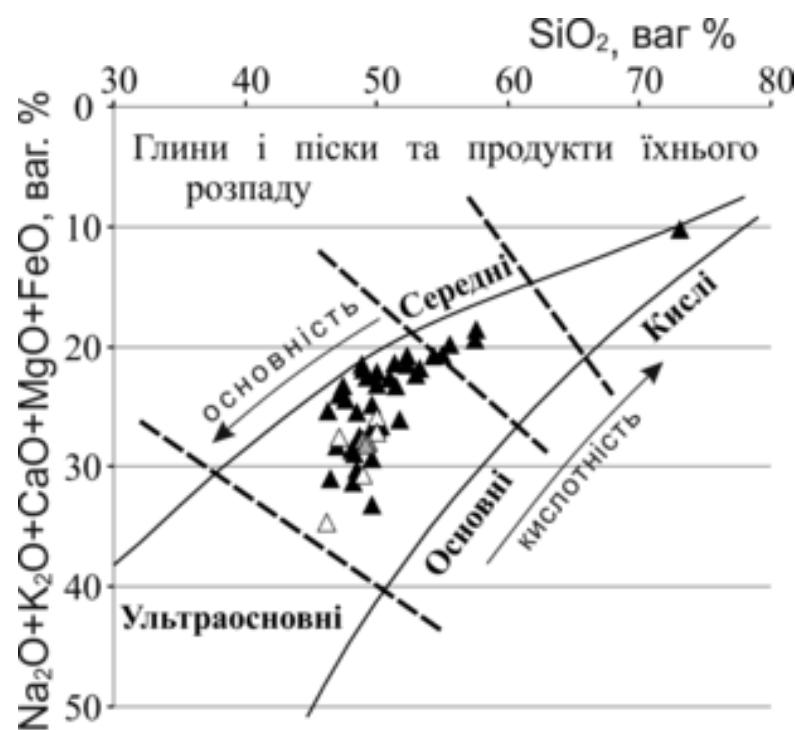


Рис. 5.6. Проекція хімічних складів метаморфічних порід славгородського СФК на діаграмі О.О. Маракушева, 1986. Умовні позначення див. на рис. 5.4.

За петрохімічними показниками Н.А. Домарацького [105] – відносними ваговими вмістами головних оксидів або їхніх сум у відсотках (табл. 5.20), які використовуються для побудови низки діагностичних діаграм в барицентричних координатах, метаморфічні породи славгородського СФК по більшості визначаються як первинно-магматичні утворення. Ускладнена діагностика кристалосланців Славгородського блоку, які потрапляють найчастіше у поле невизначеності на всіх діаграмах, окрім $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Природу плагіогнейсу у зразку 6/103,5 методом Н.А. Домарацького з'ясувати не вдалося. Необхідно звернути увагу на те, що дані розрахунків хімічного складу порід для діаграм $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}-(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ і $\text{CaO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{Al}_2\text{O}_3$ свідчать про відповідність їх комбінованим полям основних і лужних порід.

Таблиця 5.20

Петрохімічні показники суперкрустальних утворень славгородського СФК, обчислені за методом Н.А. Домарацького

Діаграма	CaO–Al ₂ O ₃ –SiO ₂			CaO–(Fe ₂ O ₃ +FeO)–Al ₂ O ₃				MgO–(Fe ₂ O ₃ +FeO)–(SiO ₂ +Al ₂ O ₃)				(Na ₂ O+K ₂ O)–CaO–(MgO+Fe ₂ O ₃ +FeO)			
Компоненти	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃ +FeO	SiO ₂	SiO ₂ +Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃ +FeO	CaO	MgO+Fe ₂ O ₃ +FeO	Na ₂ O+K ₂ O	CaO	SiO ₂ +Al ₂ O ₃
Номер зразка	Двопроксено в кристалосланці та амфіболіти Славгородського блоку														
3/194,5	66,62	13,68	19,70	16,62	11,54	15,66	56,19	66,59	8,53	14,32	10,55	21,84	4,44	10,08	63,64
2/177,0	64,19	11,98	23,83	20,88	10,50	12,39	56,24	74,44	3,47	11,96	10,13	14,55	5,66	9,56	70,23
3/126,7	64,02	10,63	25,35	22,81	9,56	10,02	57,60	77,38	3,77	9,65	9,20	12,53	6,63	8,59	72,26
6/195,3	67,02	10,05	22,92	20,33	8,92	11,30	59,45	75,99	4,76	10,76	8,49	14,49	6,59	7,93	70,98
3/199,5	65,47	11,04	23,49	20,94	9,84	10,87	58,35	76,07	4,06	10,43	9,44	13,62	6,03	8,87	71,48
3/119,0	66,04	9,60	24,37	21,98	8,66	9,79	59,57	78,85	3,30	9,47	8,37	11,96	6,34	7,84	73,85
3/231,5	65,59	10,64	23,76	21,87	9,79	7,97	60,36	79,08	3,83	7,67	9,42	10,79	6,17	8,84	74,20
3/209,7	66,05	9,91	24,04	22,10	9,11	8,09	60,71	79,54	3,94	7,77	8,75	10,97	6,30	8,20	74,53
3/199,5	67,04	9,63	23,33	21,38	8,82	8,37	61,43	80,00	3,39	8,09	8,52	10,76	6,20	8,00	75,04
3/165,3	67,48	8,96	23,56	21,69	8,25	7,91	62,15	81,23	3,12	7,66	7,99	10,12	6,16	7,50	76,22
3/114,8	68,47	8,99	22,54	20,72	8,27	8,04	62,97	81,08	3,13	7,79	8,01	10,26	5,98	7,53	76,22
3/114,5	73,25	9,55	17,20	15,48	8,60	9,98	65,94	78,80	3,22	9,66	8,32	12,08	6,19	7,81	73,92
3/213,7	69,36	7,89	22,76	21,08	7,31	7,36	64,25	82,93	2,82	7,15	7,10	9,38	5,92	6,68	78,02
6/103,5	80,93	2,44	16,63	16,27	2,39	2,18	79,17	94,92	0,54	2,17	2,37	2,53	6,46	2,22	88,79
354	67,37	15,19	17,44	15,09	13,14	13,51	58,26	66,73	9,02	12,29	11,95	20,52	3,73	11,51	64,25
372	66,92	14,88	18,19	15,71	12,85	13,63	57,80	68,01	7,49	12,61	11,89	19,35	3,72	11,45	65,48
360	66,44	14,18	19,39	16,65	12,18	14,11	57,06	68,31	7,34	13,07	11,28	19,79	3,02	10,94	66,25
382	60,56	11,55	27,89	24,48	10,14	12,21	53,17	74,66	3,85	11,74	9,75	14,78	5,18	9,24	70,79
348	67,37	10,91	21,73	18,99	9,53	12,60	58,88	74,16	4,77	11,99	9,08	16,17	3,53	8,76	71,54
355	63,10	10,51	26,38	23,20	9,24	12,08	55,48	75,50	4,04	11,59	8,87	14,85	5,01	8,43	71,71
355	70,82	12,90	16,29	12,64	10,01	22,40	54,96	63,45	6,13	21,02	9,39	26,31	3,11	9,10	61,48
350/46	64,71	16,01	19,28	16,73	13,89	13,23	56,15	66,80	8,33	12,13	12,73	19,74	3,51	12,29	64,46
381/92	64,47	10,72	24,81	22,68	9,80	8,60	58,92	78,25	4,11	8,24	9,40	11,58	6,27	8,81	73,34

Продовження табл. 5.20

Діаграма	CaO–Al ₂ O ₃ –SiO ₂			CaO–(Fe ₂ O ₃ +FeO)–Al ₂ O ₃				MgO–(Fe ₂ O ₃ +FeO)–(SiO ₂ +Al ₂ O ₃)				(Na ₂ O+K ₂ O)–CaO–(MgO+Fe ₂ O ₃ +FeO)			
Компоненти	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃ +FeO	SiO ₂	SiO ₂ +Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃ +FeO	CaO	MgO+Fe ₂ O ₃ +FeO	Na ₂ O+K ₂ O	CaO	SiO ₂ +Al ₂ O ₃
553/70	65,41	11,79	22,80	18,63	9,63	18,28	53,46	68,46	5,04	17,36	9,15	21,39	4,47	8,74	65,40
570/97,7	63,40	10,99	25,61	22,58	9,69	11,83	55,90	75,04	4,39	11,31	9,27	15,07	3,99	8,90	72,04
581/70	67,96	14,54	17,50	14,28	11,86	18,42	55,44	64,99	6,78	17,17	11,06	23,11	3,50	10,67	62,72
601	66,63	11,53	21,84	18,79	9,92	13,95	57,34	70,44	7,47	12,91	9,18	19,56	4,03	8,81	67,60
604/112,6	68,13	10,75	21,12	17,99	9,16	14,80	58,05	71,56	5,89	13,93	8,62	18,86	4,84	8,20	68,09
635/52	70,63	11,32	18,05	15,42	9,68	14,53	60,37	70,34	7,20	13,48	8,98	19,91	3,73	8,65	67,72
661/117,5	66,75	14,73	18,53	16,01	12,72	13,58	57,68	67,12	8,91	12,37	11,59	19,90	6,52	10,83	62,74
513/128	70,40	9,42	20,18	16,78	7,83	16,84	58,54	68,25	9,40	15,26	7,10	23,64	4,11	6,80	65,44
516/194	67,95	11,25	20,81	17,78	9,61	14,56	58,05	69,10	8,88	13,27	8,76	21,61	2,40	8,55	67,44
517/93	67,42	8,97	23,62	21,26	8,07	9,96	60,70	77,56	5,38	9,42	7,64	13,87	6,27	7,16	72,69
513/150	65,40	14,26	20,34	17,79	12,48	12,50	57,23	69,95	6,76	11,66	11,63	17,69	3,97	11,17	67,17
586/73,5	68,26	12,06	19,69	15,94	9,76	19,02	55,28	67,40	5,36	18,00	9,24	22,43	3,98	8,87	64,72
267	67,04	13,45	19,51	15,83	10,91	18,88	54,38	64,88	7,59	17,45	10,08	24,27	3,06	9,77	62,90
270	68,06	12,99	18,94	15,47	10,61	18,32	55,59	66,20	6,85	17,07	9,88	23,13	3,29	9,56	64,02

Піроксенімісні кристалосланці та амфіболіти Рибальського кар'єра

550	64,88	16,78	18,35	16,19	14,80	11,75	57,25	67,58	7,98	10,81	13,62	18,04	4,00	13,08	64,88
559	68,72	11,92	19,35	15,86	9,77	18,05	56,32	68,48	5,13	17,12	9,27	21,05	5,37	8,77	64,81
564	65,00	17,11	17,89	15,22	14,55	14,95	55,28	67,66	4,03	14,35	13,96	17,61	4,17	13,38	64,84
21	64,69	12,52	22,79	20,09	11,04	11,83	57,04	71,94	6,73	11,04	10,30	16,85	5,13	9,77	68,24

Біотитові амфіболіти району 6. Башмачка

181	67,40	13,34	19,26	16,70	11,57	13,29	58,44	68,01	9,50	12,03	10,47	20,55	4,53	10,00	64,92
Б-13	64,24	13,65	22,11	19,68	12,15	10,99	57,18	70,95	7,69	10,14	11,22	17,12	4,00	10,77	68,11
580	67,29	12,11	20,59	17,86	10,50	13,28	58,36	71,66	5,98	12,49	9,88	17,48	5,35	9,35	67,82
180	66,62	11,39	21,99	19,74	10,23	10,20	59,83	73,59	7,52	9,43	9,46	15,82	6,71	8,83	68,65
93/137	65,50	13,89	20,61	17,90	12,06	13,15	56,88	67,96	9,12	11,95	10,96	20,24	3,93	10,53	65,29
93/2	67,36	14,25	18,39	16,09	12,46	12,52	58,93	63,97	14,73	10,67	10,63	24,10	5,11	10,09	60,70

Вміст елементів сидерофільної групи (V, Cr, Ni і Co) в біотитових амфіболітів району б. Башмачки [337] загалом відповідає рівню в основних вивержених породах, що підтверджує зроблені петрохімічні висновки про магматичний генезис їхнього протоліту (табл. 5.21). Для амфіболітів і кристалосланців Славгородського блоку відмічається дещо відмінний розподіл елементів. З одного боку, за середнім вмістом V і Co вони добре зіставляються з кларком базальтів і габро, а за вмістом Cr Ni Zr – з осадовими породами. Варто також відмітити, що зазначені елементи не виявляють виразного геохімічного зв'язку амфіболітів і кристалосланців славгородського СФК з метабазитами аульської та конкської серій.

Таблиця 5.21

Порівняльний вміст середніх значень деяких хімічних елементів в породах основного складу СПК з їхніми кларками по А.П. Виноградову

Назва порід/ Хімічні елементи	Cr	Pb	Sn	Ni	Zn	Zr	Co	Cu	V	Li	Ag
	%×10 ⁻³										%×10 ⁻⁶
Біотитові амфіболіти, б. Башмачка	18	0,7	0,4	15	15	18	6	7	30	1,8	10
Амфіболіти і кристалосланці, Славгородський блок	14	0,5	0,23	7,6	10	20	4,6	14,6	24	0,9	5
Амфіболіти, басейн р. Базавлучок	29,50	0,50	0,11	14,17	9,58	11,67	6,42	7,25	26,67	-	3,58
Метадолерити, Сурська ЗКС	28,34	0,52	0,17	17,2	12	30,91	9,33	9,82	28,33	-	2,67
Кларки	Базальти і габро	20	0,8	0,15	16	13	10	4,5	10	20	1,5
	Глини і сланці	10	2	1	9,5	8	20	2	5,7	13	6
											10

Висновки. Протоліт суперкрустальних порід славгородського СФК має неоднорідне походження. Первінно-магматична природа з'ясована для головного обсягу амфіболітів Славгородського блоку, кристалосланців Рибальського кар'єру та біотитових амфіболітів району б. Башмачка. Вихідними породами для них розглядаються основні магматичні породи сублужного ряду. Двопіроксенові кристалосланці Славгородського блоку виявляють ознаки магматичних, осадових та змішаних порід. Найчастіше за

різними методами вони діагностуються як магматичні або змішані породи з основним та ультраосновним вулканогенным матеріалом. Задокументовані при польовому описі плагіогнейси як суперкрустальні породи, на наш погляд, варто віднести до гранітоїдних порід, які утворилися в процесі часткового плавлення суперкрустальних гнейсів, меншою мірою кристалосланців.

5.4.2 Обґрунтування магматичного походження метаморфічних порід аульського СФК.

М.П. Семененко, В.І. Орса, В.Л. Бойко та ін. [231, 283] розглядали амфіболіти аульського СФК разом зі слабко метаморфізованими зеленокам'яними утвореннями, які містять реліктові структурно-текстурні докази магматичного походження, у складі єдиної метабазитової формaciї. На противагу цьому А.М. Лисак і А.О. Сіворонон [207] асоціацію амфіболітів, кристалосланців і плагіогнесів р. Базавлучок віднесли до первинно осадових порід. Такі висновки вони зробили на основі виявлення кристалів циркону переважно зі згладженими гранями та за петрохімічними перерахунками. Одразу ж варто зауважити, що згладжені кристали циркону або округлі ядра в них можуть інтерпретуватися не лише як кластогенні. Вони могли утворитися в результаті оплавлення під дією інтенсивного ультраметаморфізму, якого повсюдно зазнали як кристалосланці й плагіогнейси, так і амфіболіти. Okрім цього, автори відмічали, що за «числами Нігglі» всі суперкрустальні утворення потрапляли в поле магматичних, а не осадових порід. До того ж на трикутній діаграмі Г. Вінклера (1969) фігуративні точки хімічних складів амфіболітів розміщувалися також в полі основних вивержених порід. Це залишало певні сумніви щодо осадового походження метаморфічних порід аульської серії, особливо амфіболітів.

Менш категоричну точку зору висловлював Б.З. Берзенін, який за результатами картоскладальних робіт 1988 і 2000 рр. в якості протоліту суперкрустальних утворень розглядав як осадові, так і магматичні породи зі зміною спiввiдношення мiж ними в рiзних районах Середнього Приднiпров'я.

Зважаючи на відмічену неоднозначність та дискусійність питання первинної природи метаморфічних порід аульської серії нами були проведені цілеспрямовані комплексні дослідження, що включали в себе ретельний аналіз матеріалів раніше виконаних робіт, детальні геологічні спостереження, документацію та відбір презентабельних зразків порід з усіх відслонень Новоіванівської ділянки (середня течія Базавлучка), мінералого-петрографічне вивчення шліфів, вибір і застосування найбільш дієвих петрохімічних діаграм і перерахунків із застосуванням власних аналітичних даних, з'ясування вмісту та особливостей розподілу мікроелементів. Закономірна поведінка петрохімічних коефіцієнтів і відношень петрогенних оксидів, в першу чергу K_2O+Na_2O і Na_2O/K_2O , «нормальний» розподіл фігуративних точок хімічних складів порід на всіх застосованих діаграмах вказує на ізохімічний характер метаморфізму і придатність хімічних аналізів для з'ясування природи первинного субстрату.

Мінералого-петрографічними методами прямі ознаки первинної природи суперкустальних порід (характерні структури і текстури, реліктові мінеральні парагенезиси) достовірно не виявлені. Разом з тим, однорідний вигляд і масивна текстура амфіболітів, що лише частково порушуються накладеним метаморфічним розслачуванням, наявність різновидів зі структурою, яка нагадує порфіроподібну, опосередковано свідчать про їхнє магматичне походження.

На трикутній діаграмі М.П. Семененка за значеннями параметрів A, C і FM (табл. 5.22) фігуративні точки амфіболітів потрапляють в поле лужноземельно-глиноземистої групи основних порід орторяду на межі з полем глиноземисто-вапнистої підгрупи лужноземельно-вапнистого ряду (рис. 5.7,а). Утворювана ними область майже цілковито перекривається з компактним згущенням фігуративних точок складів амфіболітів крайових частин Верхівцевської, Чортомлицької, Сурської ЗКС. Хіба що відмічається незначне зміщення порід основних порід аульського СФК у бік вершини А як наслідок дещо вищої глиноземистості.

Таблиця 5.22

Деякі петрохімічні параметри і коефіцієнти суперкрустальних утворень
аульського СФК (басейн р. Базавлук)

Номер проби	Коефіцієнти М.П. Семененка			Числа П.Нігглі»					Коефіцієнти А.А. Предовського		
	C	A	FM	si	al'	fm'	c'	alk'	K	A	F
Амфіболіти однорідні дрібносередньозернисті (Новоіванівська ділянка)											
7	33,28	23,71	43,01	110,67	21,11	43,75	29,63	5,51	-30,5	-103	0,35
53	25,03	26,91	48,06	116,51	23,82	46,58	22,15	7,45	-41,36	-40,56	0,37
57	35,44	23,40	41,17	118,1	20,75	41,16	31,43	6,66	-33,43	-123	0,31
64	32,09	31,97	35,94	115,57	28,75	35,79	28,86	6,6	-38,65	-45,99	0,28
67	31,01	23,88	45,10	116,35	21,55	46,69	27,97	3,79	-17	-71,63	0,35
98	31,81	20,97	47,22	120,8	19,32	46,69	29,31	4,67	-25,11	-103,5	0,36
104	29,47	27,93	42,59	120,54	24,71	42,79	26,08	6,42	-37,95	-53,73	0,31
153	36,73	23,12	40,15	118,89	21,07	40,12	33,48	5,33	-27,06	-124,7	0,31
157	32,70	22,02	45,28	111,27	20,55	45,58	30,52	3,34	-20,78	-97,2	0,38
Амфіболіти порфіробластичні середньозернисті (Новоіванівська ділянка)											
55	27,95	22,52	49,52	96,45	20,63	48,88	25,6	4,89	-28,88	-78,32	0,47
62	32,34	23,72	43,93	108,89	21,47	43,11	29,28	6,14	-35,76	-101,9	0,37
89	27,67	25,94	46,39	110,64	22,59	47,98	24,09	5,34	-28,99	-49,69	0,36
91	24,70	22,74	52,56	107,68	20,27	53,51	22,01	4,21	-26,7	-44,35	0,44
123	32,86	23,41	43,73	117,48	21,12	43,69	29,64	5,54	-31,45	-100,3	0,34
155	34,41	21,45	44,13	110,99	20,21	43,69	32,42	3,67	-21,12	-117,9	0,37
Bz-03	21,50	18,72	59,78	99,4	17,71	57,83	20,34	4,12	-25,64	-53,08	0,57
Кристалосланці та плагіогнейси аульської серії											
4	28,49	33,04	38,47	177,18	27,60	35,22	23,80	13,37	-66,5	-53,1	0,18
6	36,46	41,06	22,49	200,38	34,01	23,55	30,20	12,24	-51,5	-42,3	0,09
14	27,54	29,53	42,93	160,79	25,59	41,48	23,87	9,06	-48,2	-43,3	0,23
20	35,17	34,45	30,37	210,69	28,81	29,12	29,42	12,65	-56,5	-65,9	0,12
36	30,40	30,53	39,07	168,97	26,95	37,42	26,83	8,80	-43,3	-49,6	0,20
47	35,52	29,41	35,08	178,83	26,52	34,82	32,03	6,64	-32,8	-67,0	0,18
52	30,22	33,48	36,30	201,62	28,93	34,61	26,12	10,34	-48,7	-38,5	0,16
101	16,63	36,14	47,23	181,63	28,66	42,61	13,19	15,54	-77,3	-0,4	0,21
112	25,95	30,93	43,12	179,48	26,75	40,03	22,44	10,78	-53,8	-35,5	0,21
115	20,24	27,40	52,36	143,28	23,36	47,61	17,26	11,77	-70,2	-36,9	0,31
139	21,07	41,43	37,50	199,73	32,95	32,35	16,76	17,94	-81,2	-8,7	0,15
172	24,91	31,77	43,32	182,70	27,63	39,89	21,67	10,81	-33,2	-26,3	0,21
Гнейси та гнейсоподібні породи Шолохівської ділянки											
10	24,60	45,60	29,79	264,55	36,60	27,29	19,75	16,36	-64,3	2,1	0,09
25	31,32	41,64	27,05	258,65	33,53	23,46	25,22	17,79	-64,9	-40,2	0,08
162	25,80	52,15	22,05	320,03	39,48	17,64	19,53	23,35	-50,2	-12,4	0,05
167	33,88	48,17	17,95	258,77	38,81	16,20	27,29	17,69	-53,9	-26,2	0,06
170	32,36	39,70	27,94	250,56	37,59	29,56	30,64	2,20	-5,7	20,4	0,11
622	32,40	40,44	27,16	244,51	33,48	24,37	26,83	15,32	-60,8	-38,6	0,09

Значніші варіації хімічного складу характерні для кристалосланців та плагіогнейсів. Нижня частина області їхнього поширення розміщується в полі лужноземельно-глиноземистої групи разом із амфіболітами, а верхня – охоплює суміжні частини полів підгрупи лужноземельно-алюмосилікатних порід орторяду та підгрупи вапнисто-алюмосилікатних порід. На діаграмі добре спостерігається спорідненість у розташуванні фігуративних точок, а відтак і хімічного складу амфіболітів, кристалосланців і плагіогнейсів аульської серії, що є свідченням їхньої генетичної спорідненості, в першу чергу амфіболітів і кристалосланців. Гнейсоподібні породи Шолохівського відгалуження Чортомлицької ЗКС за параметрами A, C і FM є близькими до плагіогнейсів аульської серії.

На бінарній діаграмі А. Симонена фігуративні точки складів амфіболітів досліджених порід утворюють чітко виражений тренд в полі основних вулканітів, що перетинає межу з пелітами (рис. 5.7,*b*). Але у поле власне пелітів потрапила лише одна точка порфіробластичних середньозернистих амфіболітів. Ідентичні позиція на діаграмі і розподіл відмічається для метабазитів крайових частин ЗКС. Точки хімічного складу кристалосланців та плагіогнейсів також розташовані у полі вулканогенних порід основного складу. Від області амфіболітів вони закономірно зміщені у бік зростання числа *si*. Значна частина точок приурочена до лінії розділу з пелітами, до яких, подібно амфіболітам, потрапляє лише одна фігуративна точка. Вона представляє мало поширеній для опорного розрізу р. Базавлучок біотитовий різновид плагіогнейсів, який під мікроскопом нагадує туфогенно-осадову породу (рис. 5.8). Що стосується плагіогнейсів Шолохівської ділянки, то деякі з них ідентифікуються як первинно осадові, а більшість – як вулканогенні породи.

Фігуративні точки амфіболітів на бінарній діаграмі Б. Мойна і Х. Де Ля Роша потрапляють у поле основних магматичних порід (рис. 5.9,*a*), причому більшість з них локалізуються в області максимальної концентрації та практично накладаються на точки складів метабазитів крайових частин ЗКС. Кристалосланці і плагіогнейси потрапляють в поля граувак, пелітових туфів і

туфопісковиків або розміщаються в зоні розділу з глинистими мергелями. Протоліт плагіогнейсів Шолохівської ділянки визначається як грауваки, пелітові туфи або глинисті мергелі.

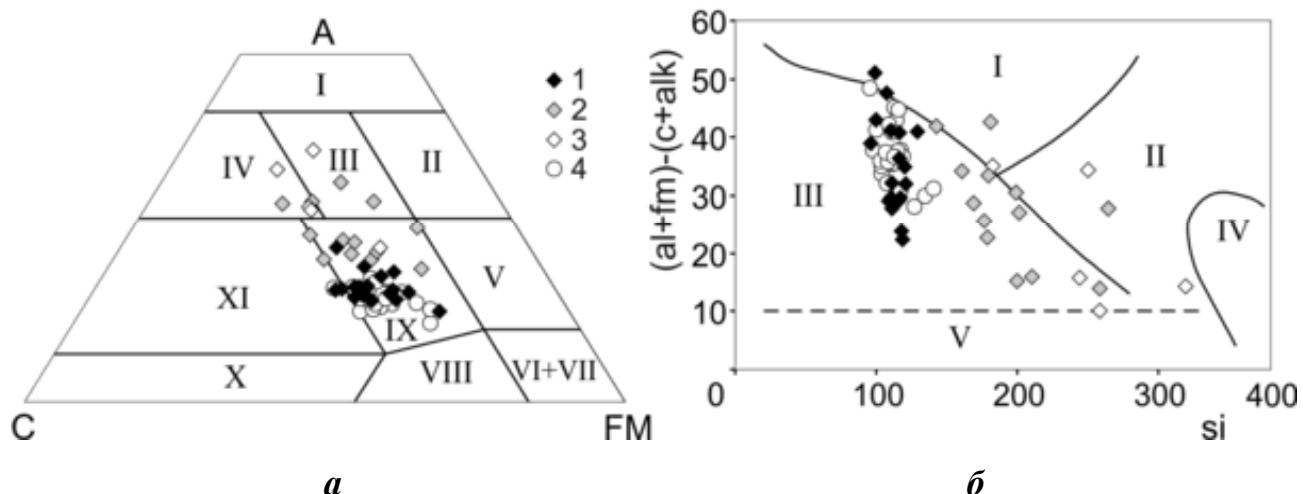


Рис. 5.7. Проекція хімічних складів порід амфіболітового ступеню метаморфізму на діаграмах: *a* – А-С-ФМ М.П. Семененка; *б* – А. Симонена. Точки хімічних складів: 1 – амфіболітів, 2 – кристалосланців і плагіогнейсів аульської серії, 3 – гнейсів і гнесоподібних порід Шолохівської ділянки, 4 – амфіболітів крайових частин ЗКС. Інші умовні позначення див. на рис. 5.4.

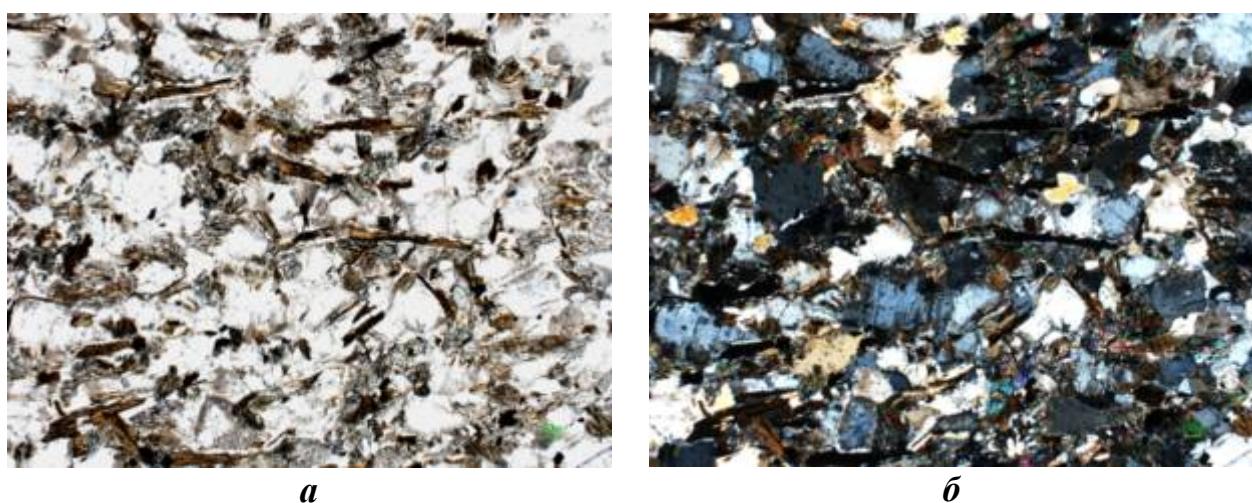


Рис. 5.8. Реліктова псаммітова структура кристалосланців Новоіванівської ділянки, аз. хід 8, шліф 101/692; ніколі: *a* – паралельні, *б* – схрещені; збільшення 20^x .

Діаграма А. Нематова вказує на приналежність до первинно магматичних утворень як амфіболітів, так і кристалосланців і гнейсів різної структурно-

формаційної приналежності (рис. 5.9,*б*). Виключно магматичне походження досліджуваних метаморфічних порід показує й діаграма О.О.Маракушева, 1986 (рис. 5.10). Фігуративні точки амфіболітів, кристалосланців і плагіогнейсів потрапляють в поле основних, середніх і кислих утворень відповідно. Хімічний склад кристалосланців формує добре виражений тренд від поля базитів до межі з кислими породами. Гнейси і гнейсоподібні породи Шолохівської ділянки за первинним складом варіюють від середніх до кислих магматитів.

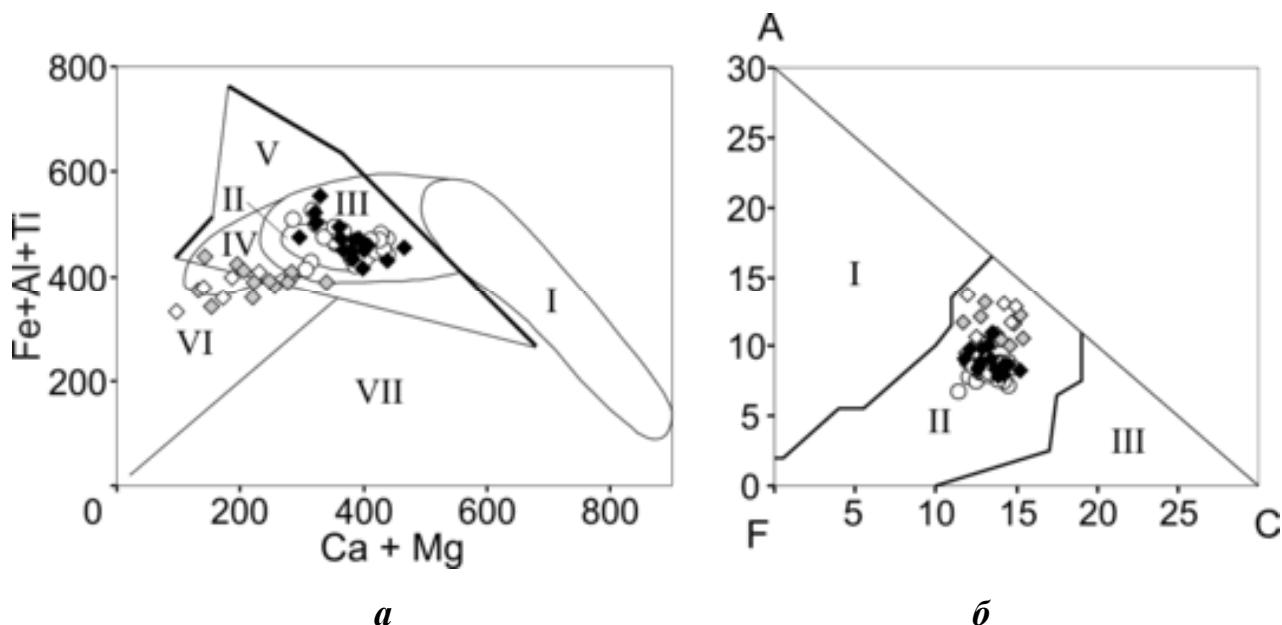


Рис. 5.9. Проекція хімічних складів порід амфіболітового ступеню метаморфізму на діаграмах: а – Б. Мойна і Х. Де Ля Роша, області хімічних складів: I – ультрабазитів, II і III – базитів, IV – граувак і пелітових туфів, V – туфопісковиків, VI – глинистих мергелів; б – А. Нематова, С = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$, F = $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, A = Al_2O_3 . Поля хімічних складів порід: I – осадочних, II – магматичних, III – осадочних мергелистих. Інші умовні позначення див. на рис. 5.7.

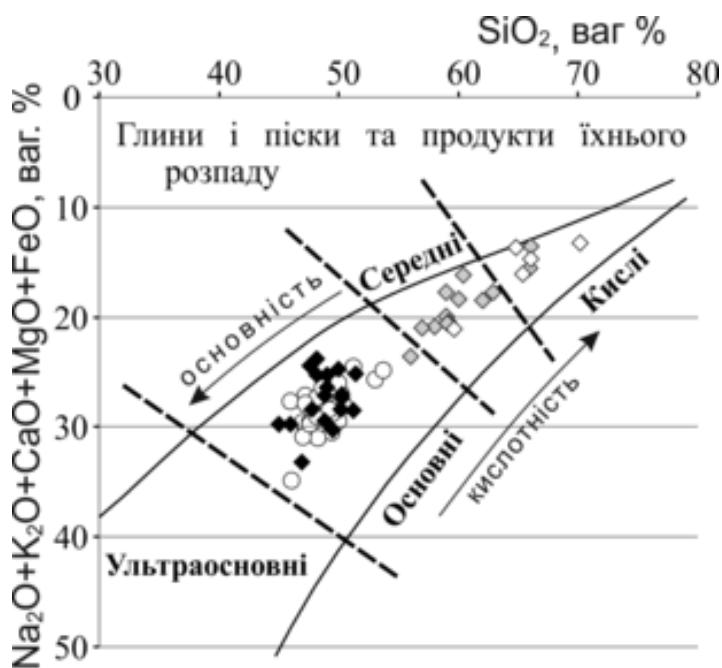


Рис. 5.10. Проекція хімічних складів метаморфічних порід аульського СФК на діаграмі О.О. Маракушева, 1986. Умовні позначення див. на рис. 5.7.

В табл. 5.22 наведено петрохімічні коефіцієнти для побудови діаграми А.А. Предовського. Діапазони їхніх значень $F=0,3 - 0,6$, $A= - 40 - - 125$ і $K= - 17 - - 41$ визначають концентрацію фігуративних точок амфіболітів у полі вивержених порід – базитів на лівій К–F і на правій A–F частинах діаграми. Виключенням є меланократові порфіроподібні амфіболіти (зразок Bz-03), які в координатах К–F визначаються як ультраосновні породи, а в координат A–F – як туфіти з основним і ультраосновним матеріалом. Фігуративні точки кристалосланців утворюють область, яка частково перекривається з базитами, а основний масив даних розміщується разом з плагіогнейсами, в тому числі Шолохівської ділянки, у полі магматичних порід середнього складу.

Петрохімічні показники (табл. 5.23) для побудови низки відомих діаграм Н.А. Домарацького [105] свідчать про первинно-магматичне походження амфіболітів. За трьома діаграмами $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, $\text{CaO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{Al}_2\text{O}_3$ і $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}-(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ фігуративні точки кристалосланців і плагіогнейсів найчастіше потрапляють у поля невизначеності та магматичних

Таблиця 5.23

Петрохімічні показники метаморфічних порід аульського СФК і Шолохівської ділянки за методом Н.А. Домарацького

Діаграма	CaO–Al ₂ O ₃ –SiO ₂			CaO–(Fe ₂ O ₃ +FeO)–Al ₂ O ₃			MgO–(Fe ₂ O ₃ +FeO)–(SiO ₂ +Al ₂ O ₃)			(Na ₂ O+K ₂ O)–CaO–(MgO+Fe ₂ O ₃ +FeO)					
Компоненти	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃ +FeO	SiO ₂	SiO ₂ +Al ₂ O ₃	MgO	Fe ₂ O ₃ +FeO	CaO	MgO+Fe ₂ O ₃ +FeO	Na ₂ O+K ₂ O	CaO	SiO ₂ +Al ₂ O ₃
Номер зразка	Амфіболіти														
7	63,54	15,89	20,57	17,93	13,84	12,85	55,38	68,06	7,16	11,93	12,85	18,57	2,74	12,50	66,20
53	65,60	11,65	22,76	19,69	10,08	13,46	56,77	70,91	7,25	12,49	9,35	19,04	3,53	9,02	68,41
57	64,65	16,07	19,28	17,10	14,25	11,29	57,35	69,39	6,80	10,52	13,28	16,76	3,24	12,85	67,15
64	60,41	14,09	25,51	22,91	12,65	10,19	54,25	73,00	5,39	9,64	11,97	14,57	3,04	11,60	70,78
67	64,99	14,59	20,42	17,61	12,58	13,76	56,04	68,42	7,12	12,78	11,69	19,52	1,88	11,47	67,13
98	66,75	15,12	18,12	16,03	13,38	11,53	59,05	68,96	8,16	10,59	12,29	18,33	2,25	12,01	67,41
104	64,52	13,03	22,45	19,60	11,38	12,69	56,33	71,28	6,13	11,91	10,68	17,51	2,93	10,37	69,19
153	63,95	16,82	19,24	16,89	14,77	12,18	56,16	68,93	5,65	11,49	13,93	16,70	2,56	13,58	67,16
157	63,71	16,32	19,97	17,28	14,11	13,50	55,10	67,22	7,13	12,54	13,11	19,35	1,62	12,90	66,13
55	62,08	15,38	22,54	20,04	13,68	11,08	55,20	66,75	11,28	9,83	12,14	20,55	2,66	11,81	64,97
62	63,06	15,83	21,11	18,77	14,08	11,09	56,07	68,79	8,09	10,19	12,94	17,72	3,06	12,54	66,68
89	64,52	13,12	22,36	19,20	11,27	14,13	55,41	68,68	7,94	13,01	10,37	20,39	2,64	10,10	66,87
91	66,21	12,64	21,15	18,22	10,88	13,88	57,02	67,42	10,39	12,44	9,75	22,35	2,10	9,55	66,01
123	64,90	15,29	19,81	17,44	13,46	11,97	57,13	69,22	7,17	11,11	12,49	17,80	2,65	12,16	67,39
155	63,22	17,24	19,54	17,50	15,44	10,44	56,62	67,90	8,38	9,57	14,15	17,62	1,84	13,89	66,65
Bz-03	66,96	12,79	20,25	17,41	11,00	14,01	57,58	65,44	12,73	12,23	9,60	24,41	2,22	9,38	63,99
Кристалосланці та плагіонейси															
4	73,62	5,77	20,61	73,62	5,77	6,02	67,62	80,87	5,42	5,69	8,02	10,57	4,87	7,63	76,93
6	71,98	8,10	19,92	71,98	8,10	6,11	65,71	83,06	1,87	6,00	9,07	7,55	4,07	8,71	79,68
10	70,47	10,45	19,08	70,47	10,45	5,19	72,68	87,81	2,15	5,07	4,96	6,91	4,40	4,74	83,95
14	73,40	9,57	17,04	73,40	9,57	8,56	64,91	77,38	6,15	8,04	8,44	13,68	3,51	8,15	74,66
20	69,99	9,85	20,16	69,99	9,85	5,75	69,17	82,51	3,19	5,57	8,73	8,40	4,08	8,37	79,14
25	73,29	8,87	17,85	73,29	8,87	4,31	72,99	87,26	2,01	4,22	6,51	5,92	5,00	6,19	82,90
36	71,95	9,02	19,02	71,95	9,02	7,01	65,54	78,66	5,55	6,62	9,18	11,76	3,33	8,87	76,03
47	70,98	9,84	19,18	70,98	9,84	7,38	65,28	78,21	4,27	7,06	10,45	11,06	2,40	10,20	76,34
52	70,48	11,79	17,74	70,48	11,79	7,08	68,09	81,46	3,80	6,81	7,92	10,26	3,42	7,65	78,67
101	73,01	8,52	18,47	73,01	8,52	8,27	68,68	81,88	5,97	7,77	4,38	12,98	5,50	4,14	77,38
112	74,87	5,08	20,05	74,87	5,08	7,83	67,29	79,77	5,39	7,41	7,43	12,30	3,88	7,14	76,67
115	76,27	6,94	16,78	76,27	6,94	7,24	66,77	76,82	9,89	6,52	6,77	15,59	4,95	6,43	73,02
139	76,66	5,34	18,00	76,66	5,34	8,41	67,43	84,04	2,63	8,19	5,14	10,18	5,87	4,84	79,11
Гнейси та гнейсоподібні породи Шолохівської ділянки															
162	78,97	4,50	16,54	78,97	4,50	3,11	76,51	91,54	1,08	3,07	4,31	3,90	5,93	4,06	86,11
167	73,91	7,28	18,81	73,91	7,28	3,42	71,38	88,59	1,07	3,38	6,95	4,23	5,08	6,60	84,10
170	74,91	7,67	17,41	74,91	7,67	5,46	69,07	84,63	2,34	5,33	7,70	7,62	0,67	7,65	84,06
172	73,13	8,10	18,77	73,13	8,10	8,24	67,10	80,18	4,92	7,84	7,06	12,23	4,16	6,77	76,84
622	73,06	8,34	18,60	73,06	8,34	4,36	71,65	86,27	2,30	4,26	7,17	6,27	4,45	6,85	82,43

порід. За інертної поведінки SiO_2 та компонентів діаграми $\text{MgO}-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$ вони розміщаються в полях невизначеності, магматичних чи осадових порід. Подібна ситуація відмічається і для гнейсів і гнейсоподібних порід Шолохівської ділянки.

Використання методу лінійних дискримінантних функцій Д.М. Шоу і А.М. Кудо $D(x) = 7,07 \log \text{TiO}_2 + 1,91 \log \text{Al}_2\text{O}_3 - 3,29 \log \text{Fe}_2\text{O}_3 + 8,48 \log \text{FeO} + 2,97 \log \text{MnO} + 4,81 \log \text{MgO} + 7,80 \log \text{CaO} + 3,92 \log \text{P}_2\text{O}_5 + 0,15 \log \text{CO}_2 - 15,08$ визнано недоцільним внаслідок отримання суперечливих результатів. Так, значення функції $D(x)$ для амфіболітів за винятком однієї проби (+1,1) склали від -12,1 до -0,7, що характерно для метаосадових порід. З метою перевірки достовірності результатів проводилися тестові розрахунки для метабазальтів зеленокам'яного комплексу. Отримані для них також від'ємні значення коефіцієнту $D(x)$ змусили відмовитися від застосування цього методу для розділення амфіболітів Середнього Придніпров'я на орто- і парапороди.

Магматична природа амфіболітів підтверджується також вмістом у них елементів групи заліза. Так, за даними напівкількісного спектрального аналізу (В.В. Сукач, 2006) в породах виявлено (у $\%10^{-3}$): Cr – 29,5; Ni – 14,2; Co – 6,4; V – 26,7. Такі значення добре зіставляються з кларками цих елементів в породах основного складу по А.П. Виноградову (відповідно 20, 16, 4,5 і 20) та за різними даними у 2-10 разів перевищують кларки глинистих і карбонатних осадових порід. Характер розподілу РЗЕ в амфіболітах, який буде розглядається нижче у розділі 6, також притаманний ортопородам, і добре зіставляється з різними за віком та геодинамічним положенням виверженими утвореннями.

Висновки. Результати досліджень, виконаних в межах опорного розрізу у басейні р. Базавлук, свідчать про первинно магматичну природу амфіболітів аульської серії. Значне площинне поширення виділених петрографічних різновидів у вигляді монотонних геологічних тіл в більшій мірі вказує на ефузивну фацію вихідних порід. Передбачається присутність серед них певного обсягу комагматичних плутонічних утворень, але поки що у розрізах достовірно вони не виділяються. Кристалосланці та плагіогнейси за низкою

діаграм також утворилися за рахунок магматичних порід. Разом з тим, за діаграмами Н.А. Домарацького питання первинної природи для кристалосланців і плагіогнейсів вирішується неоднозначно, а на діаграмах М.П. Семененка, А.Симонена, Б. Мойна і Х. Де Ля Роша потрапляють в області осадових або змішаних вулканогенно-осадових утворень. Підтвердженням цьому є виявлене петрографічними дослідженнями порода зі структурою, яка може розглядатися як реліктор пясміто-туфогенна. Важливо відмітити, що на діаграмах А. Симонена, Б. Мойна і Х. Де Ля Роша, О.О.Маракушева спостерігається певна дистанція між полями фігуративних точок кристалосланців і амфіболітів, головним чином, за рахунок вмісту оксиду силіцію, а також кальцію та магнію. Імовірно це відображає відмінності джерел вихідного субстрату амфіболітів (основні магматичні породи) і кристалосланців (магматичні, туфогенно-осадові, осадові відклади). Поряд з цим на діаграмах М.П. Семененка, А. Нєматова їхні фігуративні точки утворюють нерозривне спільне поле з єдиним трендом хімічного складу. Це може свідчити на користь точки зору, згідно з якою кристалосланці (та плагіогнейси) є продуктами різного ступеня гранітизації амфіболітів [468, 114].

РОЗДІЛ 6

**ПЕТРОХІМІЧНІ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД ЯК ІНДИКАТОРИ
УМОВ ЇХНЬОГО ПЕТРОГЕНЕЗИСУ**

Формування архейських породних комплексів є одним із найбільш цікавих і, разом з тим, складних та дискусійних питань геології докембрію. З'ясування умов їхнього петрогенезису, враховуючи значний ступінь неодноразових метаморфічних, тектонічних, метасоматичних перетворень, потребує комплексного підходу, що припускає послідовне застосування геолого-геофізичного, структурного, петрографічного, мінералогічного, петрохімічного, геохімічного, ізотопного методів. Досвід проведення таких досліджень, в тому числі в межах УЩ, [83, 142, 143] показує, що петрохімічний та геохімічний методи є найбільш інформативними, а надійними породами-індикаторами – вулканіти основного складу, меншою мірою гранітoidи.

У досліженні умов петрогенезису найдревніших породних утворень можна виділити декілька головних підходів: 1) відповідно до принципу актуалізму усі процеси на ранніх етапах розвитку Землі мають ті ж закономірності, які виявлені у фанерозої. Ранньодокембрійська історія найчастіше розглядається з позицій мобілізму в рамках теорії тектоніки літосферних плит. Геосинклінальна гіпотеза на сьогоднішній день практично втратила своє значення; 2) умови петрогенезису в ранньому докембрії мають свою специфічність, внаслідок чого розроблені для фанерозою концепції можуть застосовуватися обмежено. На користь специфічності умов ранньої Землі свідчить наявність таких порід як «сірі гнейси», коматіти, залізисті кварцити, які для фанерозою є нетиповими і трапляються рідко; 3) відповідно до глобальної геодинамічної моделі [296, 358, 360, 378, 412, 417, 470 та ін.], вперше сформульованою С. Маруяма (1994), розвиток планет Сонячної системи почався з утворення ядра (тектоніка росту), після чого набула поширення плюм-тектоніка, яка вже в археї поступово змінилася у верхніх оболонках Землі плейт-тектонікою.

6.1 Петрохімічна характеристика

Серед архейських утворень СПК найкраще вивчені петрохімічні особливості утворень зеленокам'яного СФК та двопольовошпатових гранітоїдів. Недостатньо дослідженими є суперкрустальні та ультраметаморфічні породи аульського та славгородського комплексів, що пояснюється їхніми надзвичайно складними, інтенсивними та неодноразовими тектоно-термальними і речовинними перетвореннями. Найбільшою мірою це стосується славгородського діафторованого гранулітового комплексу, існування якого, після пionерних робіт Б.З. Берзеніна у 1972 р. [18], підтверджено спеціалізованими дослідженнями у 2009 р. [43, 44, 90]. Дискусія навколо його виділення [226, 245 та ін.] точилася більше 30 років, що певною мірою стримувало проведення виробничих та наукових досліджень, які переважно концентрувалися в межах ЗКС.

6.1.1 Славгородський комплекс.

6.1.1.1 Кристалосланці, амфіболіти та ендербіти.

Петрохімічні особливості славгородського СФК вивчені за даними хімічного аналізу плutoно-метаморфічних (табл. 6.1) і суперкрустальних стратифікованих (табл. 6.2) утворень, які були розкриті профілем колонкових свердловин №№ 1–6. Проби були відібрані з керну свердловин, які перетнули «свіжі» кристалічні породи на глибині від 75 до 224,5 м. Усі свердловини розкрили ендербітоїди, які містять численні невеликі останці розміром до 1 м метаморфічних порід (кристалосланці, амфіболітів, в меншій мірі, плагіогнейсів). Серед них найбільш розповсюджені кристалічні сланці, тоді як останці плагіогнейсів спостерігаються рідко у вигляді неправильних дрібних «плям» в ендербітоїдах.

Таблиця 6.1

Хімічний склад (у ваг. %) плутонічних порід славгородського СФК

№ з/п	№ СВ	Глибина м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	в,п,п,	Сума	Na ₂ O/ K ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1.	1	104,5	65,30	0,35	17,10	3,19	1,00	0,03	0,90	4,00	4,85	0,85	0,17	0,04	0,92	98,70	5,71
2.	1	126,4	61,00	0,33	17,00	3,00	3,07	0,08	2,00	5,80	4,80	0,90	0,26	0,04	1,32	99,60	5,33
3.	1	214,2	58,30	0,49	18,00	3,51	2,78	0,08	2,25	5,60	4,80	1,20	0,30	0,13	1,75	99,19	4,00
4.	1	223,1	60,40	0,38	18,50	2,25	2,21	0,06	1,75	6,00	5,10	1,20	0,32	0,09	1,30	99,56	4,25
5.	1	240,0	68,20	0,32	15,80	1,33	1,77	0,03	0,70	2,90	4,60	1,70	0,09	0,05	1,26	98,75	2,71
6.	2	122,0	56,70	0,74	18,00	4,87	3,00	0,05	1,90	6,60	5,30	0,85	0,20	0,28	0,75	99,24	6,24
7.	2	145,2	67,00	0,29	16,45	1,90	1,28	0,02	0,90	4,60	4,70	1,50	0,42	0,16	1,09	100,31	3,13
8.	2	146,1	67,60	0,26	17,30	0,89	2,13	0,03	0,90	3,50	5,40	0,90	0,08	0,05	0,89	99,93	6,00
9.	2	162,8	69,40	0,33	15,60	1,15	1,49	0,02	0,65	2,90	4,30	2,30	0,11	0,04	0,68	98,97	1,87
10.	2	165,5	66,00	0,33	16,60	1,78	1,77	0,03	1,00	4,00	4,90	1,15	0,16	0,11	0,74	98,57	4,26
11.	2	171,0	68,20	0,24	16,00	2,40	0,57	0,01	0,60	1,20	3,10	6,90	0,09	0,05	0,76	100,12	0,45
12.	2	175,1	65,20	0,37	15,50	2,87	0,86	0,03	1,00	6,10	4,80	1,10	0,78	0,38	1,35	100,33	4,36
13.	2	198,4	52,00	1,17	17,20	6,17	4,40	0,13	3,10	8,30	4,90	0,95	0,23	0,40	1,04	99,99	5,16
14.	2	215,3	66,00	0,50	16,80	3,48	1,50	0,03	1,00	4,10	4,90	1,15	0,18	0,04	0,73	100,40	4,26
15.	2	228,1	66,00	0,33	16,70	2,16	1,57	0,02	0,95	4,10	4,80	1,15	0,15	0,04	0,89	98,86	4,17
16.	3	104,5	65,40	0,33	17,60	3,09	0,86	0,04	1,10	4,20	4,90	0,80	0,24	0,08	0,77	99,41	6,13
17.	3	122,0	63,70	0,60	17,10	2,90	2,10	0,04	1,50	4,75	5,10	0,85	0,28	0,16	1,01	100,09	6,00
18.	3	158,5	62,00	0,58	17,30	3,30	2,30	0,08	1,90	5,20	5,00	0,80	0,32	0,16	1,06	100,00	6,25
19.	3	171,3	62,60	0,59	18,00	2,80	2,20	0,04	1,50	5,20	5,10	0,70	0,22	0,12	0,92	99,99	7,29
20.	3	180,4	67,80	0,49	16,30	1,00	1,80	0,03	1,00	4,65	4,80	0,80	0,14	0,06	1,57	100,43	6,00
21.	3	200,0	63,20	0,60	17,60	2,30	2,60	0,04	1,80	4,95	4,90	0,85	0,23	0,05	0,78	99,90	5,76
22.	3	210,8	66,60	0,39	16,70	1,90	1,90	0,03	1,25	4,70	4,75	0,80	0,15	0,08	0,56	99,80	5,94
23.	3	227,3	66,50	0,51	15,90	2,10	2,30	0,04	1,50	4,55	4,80	0,80	0,20	0,08	0,80	100,08	6,00
24.	3	238,0	66,60	0,37	17,10	1,20	1,80	0,03	0,90	5,50	4,80	0,70	0,13	0,07	0,68	99,88	6,86
25.	3	271,4	64,00	0,43	17,00	2,10	1,80	0,04	1,50	4,30	4,60	1,40	0,20	0,04	1,92	99,33	3,29
26.	3	283,9	69,30	0,38	16,35	1,54	1,14	0,02	0,70	3,50	4,70	1,85	0,11	0,03	0,61	100,23	2,54
27.	3	290,0	73,60	0,16	13,40	0,70	1,35	0,03	0,50	3,00	4,35	0,80	0,06	0,05	0,82	98,82	5,44
28.	3	296,5	66,50	0,31	16,80	0,63	2,27	0,03	0,90	4,00	5,50	1,00	0,14	0,18	0,64	98,90	5,50
29.	3	299,9	67,80	0,36	17,00	2,55	0,96	0,03	1,00	4,10	4,90	1,00	0,15	0,04	0,59	100,47	4,90
30.	4	103,3	66,40	0,38	16,11	1,06	1,92	0,04	0,90	3,50	4,90	0,80	0,19	0,08	2,30	98,58	6,13
31.	4	132,0	65,40	0,43	18,10	1,13	2,49	0,05	1,05	4,00	5,65	0,90	0,19	0,06	0,68	100,13	6,28
32.	5	72,5	48,90	2,20	16,90	6,22	5,75	0,09	3,25	7,75	4,15	0,50	1,63	0,00	1,46	98,80	8,30
33.	5	83,9	49,80	2,30	16,60	6,53	5,47	0,11	3,25	7,70	4,25	0,45	0,96	0,00	1,36	98,78	9,44
34.	5	87,6	50,00	2,00	18,30	5,60	5,40	0,11	3,40	6,30	4,50	0,65	1,24	0,00	1,27	98,77	6,92
35.	5	90,4	59,00	0,49	21,20	1,80	2,34	0,06	1,40	5,30	5,70	0,85	0,37	0,08	1,26	99,85	6,71
36.	5	123,2	68,40	0,36	16,20	1,47	1,85	0,04	0,95	4,00	4,85	0,95	0,16	0,03	0,53	99,78	5,11
37.	6	124,9	69,70	0,28	16,30	1,18	0,93	0,01	0,60	3,80	4,80	0,50	0,07	0,03	0,75	98,95	9,60
38.	6	172,0	66,30	0,45	15,70	1,50	2,34	0,04	1,50	4,00	4,70	0,95	0,36	0,08	0,84	98,76	4,95
39.	6	192,5	66,00	0,45	15,80	1,74	2,13	0,04	1,30	4,30	5,00	0,80	0,27	0,07	1,20	99,09	6,25

Таблиця 6.2

Хімічний склад (у ваг. %) кристалосланців і амфіболітів славгородського СФК

№ з/п	№ св,	Глибина м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	в,п,п,	Сума	Na ₂ O/ K ₂ O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1.	3	194,5	47,00	1,40	13,90	6,50	6,60	0,16	7,80	9,65	3,45	0,80	0,28	0,00	2,19	99,73	4,31
2.	2	177,0	49,30	1,31	18,30	6,01	4,85	0,13	3,15	9,20	4,80	0,65	0,28	0,45	1,01	99,44	7,38
3.	3	126,7	50,00	1,13	19,80	4,60	4,10	0,09	3,40	8,30	5,40	1,00	0,24	0,40	1,06	99,52	5,40
4.	6	195,3	50,00	0,91	17,10	4,20	5,30	0,16	4,20	7,50	4,80	1,43	2,26	0,00	1,68	99,54	3,36
5.	3	199,5	51,00	1,20	18,30	4,90	4,60	0,10	3,70	8,60	5,00	0,85	0,36	0,35	0,84	99,80	5,88
6.	3	119,0	52,30	1,10	19,30	3,80	4,80	0,09	3,00	7,60	5,25	0,90	0,26	0,35	1,31	100,06	5,83
7.	3	231,5	53,00	1,00	19,20	2,70	4,30	0,07	3,50	8,60	5,20	0,80	0,28	0,30	0,86	99,81	6,50
8.	3	209,7	53,30	1,10	19,40	3,00	4,10	0,07	3,60	8,00	5,30	0,85	0,27	0,28	0,73	100,00	6,24
9.	3	199,5	54,30	1,10	18,90	3,50	3,90	0,10	3,10	7,80	5,25	0,80	0,23	0,35	1,14	100,47	6,56
10.	3	165,3	55,00	1,07	19,20	2,40	4,60	0,06	2,85	7,30	5,20	0,80	0,23	0,30	1,11	100,12	6,50
11.	3	114,8	55,60	0,99	18,30	3,20	3,90	0,07	2,85	7,30	5,00	0,80	0,25	0,30	1,56	100,12	6,25
12.	3	114,5	57,50	1,00	13,50	5,60	3,10	0,07	2,90	7,50	5,15	0,80	0,25	0,33	1,07	98,77	6,44
13.	3	213,7	57,60	0,85	18,90	2,90	3,70	0,08	2,60	6,55	5,00	0,80	0,21	0,06	0,67	99,92	6,25

За вмістом SiO₂ породи славгородського СФК відповідають магматичним утворенням основного, середнього і кислого складу (рис. 6.1). До перших належать піроксенвміщуючі амфіболіти, меланократові кристалічні сланці та своєрідні меланократові різновиди ендербітів – анортозито- і кінцигітоподібні породи; до середніх порід – кристалічні сланці, ендербіти діоритового і кварцдіоритового складу; кислу групу представляють плагіогнейси та ендербіти плагіогранітного складу.

За хімічним складом (табл. 6.1) ендербіти утворюють поступові переходи від діоритів, кварцових діоритів до гранодіоритів і плагіогранітів, що добре відображається на діаграмі SiO₂ – (Na₂O + K₂O) (рис. 6.1). При цьому, основний обсяг фігуративних точок зосереджений у полі гранодіоритів. Тісний генетичний зв'язок із породами суперкрустальної товщі підтверджується наслідуванням ендербітами тренду хімічного складу стратифікованих утворень. Від основного поля ендербітів відособлюються різновиди, які відповідають хімічному складу сублужних габроїдів. Їх присутність можна пояснити залишковим накопиченням заліза, магнію, кальцію, титану, що супроводжує формування ендербітів (і чарнокітів) та призводить до кристалізації

аналогічних їм за мінеральним складом, структурою, текстурою анортозито- і кінцигітоподібних основних порід.

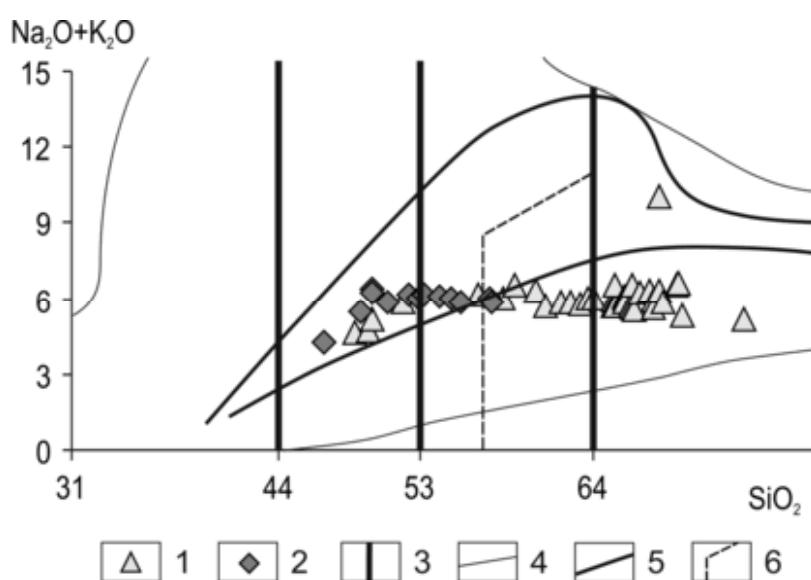


Рис. 6.1. Положення плутонічних (1) та суперкрустальніх (2) порід славгородського СФК на діаграмі SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Границі: 3 – між групами магматичних порід; 4 – області розповсюдження хімічних складів магматичних порід, 5 – між породами нормальної, підвищеної і високої лужності, 6 – поля вмісту кварцу в породах більше 5 %.

На класифікаційній діаграмі для гранулітових утворень (рис. 6.2) фігуративні точки хімічного складу ендербітів утворюють скupчення в полях «ендербіти» і «чарнокіти». Слід зазначити, що переважна більшість кристалосланців та амфіболітів славгородської товщі цілком логічно потрапляють у поле «ендербітів».

На підставі відмічених вище варіацій мінерального і хімічного складу, тісно просторово і генетично споріднені плутонічні породні різновиди славгородського комплексу гранулітової фації метаморфізму доцільно діагностувати як ендербіти (ендербітоїди) і чарнокіти (чарнокітоїди).

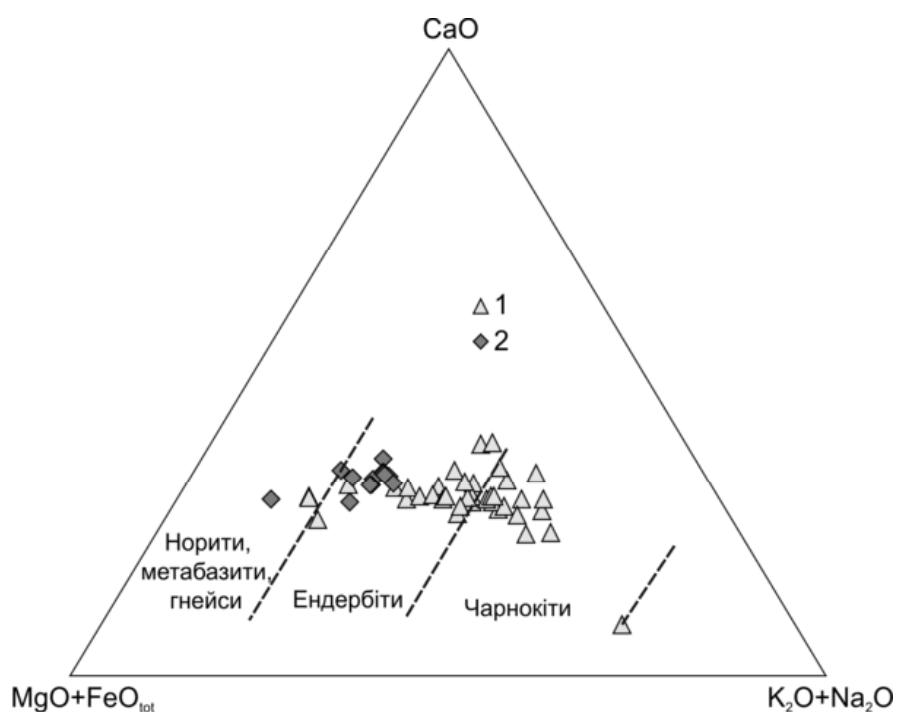


Рис. 6.2. Класифікація плутонічних (1) та суперкрустальних (2) порід славгородського СФК на діаграмі $(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}}) - \text{CaO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ у ваг. %.

За вмістом лугів утворення славгородського комплексу відповідають, переважно, нормальному ряду магматичних утворень, але в області основних і, частково, середніх різновидів, тяжіють до сублужного ряду. При цьому підвищена лужність зазвичай визначає натрієва складова. Звертає на себе увагу те, що більшість порід комплексу, незалежно від рівня вмісту SiO_2 , характеризуються близькими вмістами лугів і їх фігуративні точки на діаграмі $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ зосереджені у відносно вузькій смузі, майже субпаралельній осі SiO_2 (рис. 6.1). Це узгоджується з результатами вивчення порід під мікроскопом. В усіх породних різновидах plagіоклаз представлений переважно олігоклазом, кислим андезином, часто з'являється альбіт, особливо в периферійних частинах зерен plagіоклазу. При цьому в породах основного і, частково, середнього складу олігоклаз і альбіт є вторинними, ймовірно утвореними на етапі діафторичних мінеральних перетворень в умовах амфіболітової і зеленосланцевої фазій.

За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ утворення славгородського СФК переважно належать до натрієвої серії (табл. 6.1, 6.2, рис. 6.3). Лише окремі різновиди

діафторованих ендербітів і кристалосланців відповідають калієво-натрієвій серії, а жильні граніти – калієвій серії. За коефіцієнтом al' кристалічні сланці комплексу є переважно високоглиноземистими, тоді як ендербіти, чарнокіти і плагіогнейси – дуже високоглиноземистими (рис. 6.3). До низькоглиноземистих належать мало поширені піроксенвмісні амфіболіти – найбільш меланократові різновиди суперкрустальних метаморфічних порід. За співвідношенням вмістів заліза, магнію та лугів вони близькі до утворень толеїтової серії, інші різновиди порід славгородського комплексу відповідають вапнисто-лужній серії і при цьому виявляють спільні тенденції варіації кількісних співвідношень між цими компонентами (рис. 6.4).

Ендербітоїди славгородського комплексу належать до високоглиноземистих порід натрієвої серії і лише окремі різновиди чарнокітизованих ендербітів відповідають калієво-натрієвій серії.

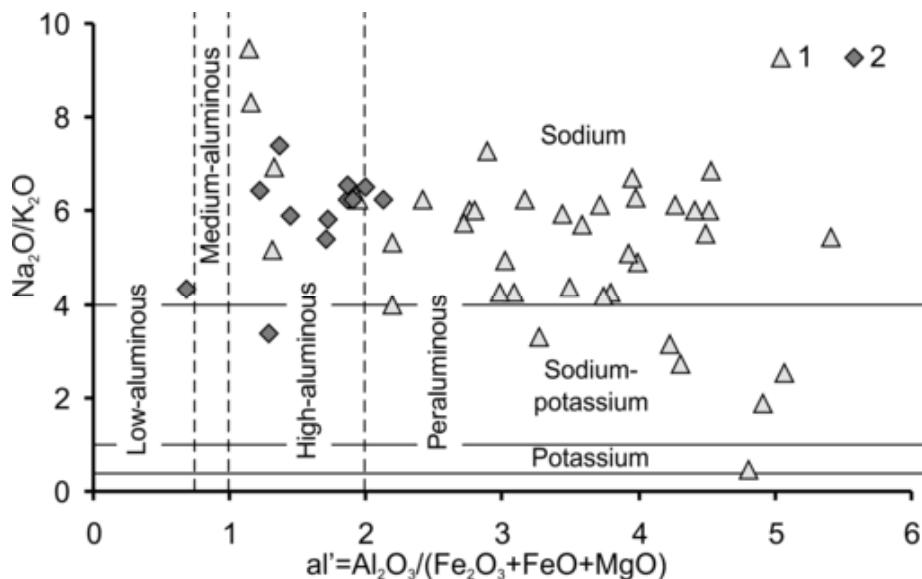


Рис. 6.3. Положення енддербітоїдів (1) та метаморфічних (2) порід славгородського СФК на діаграмі $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - al' = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$.

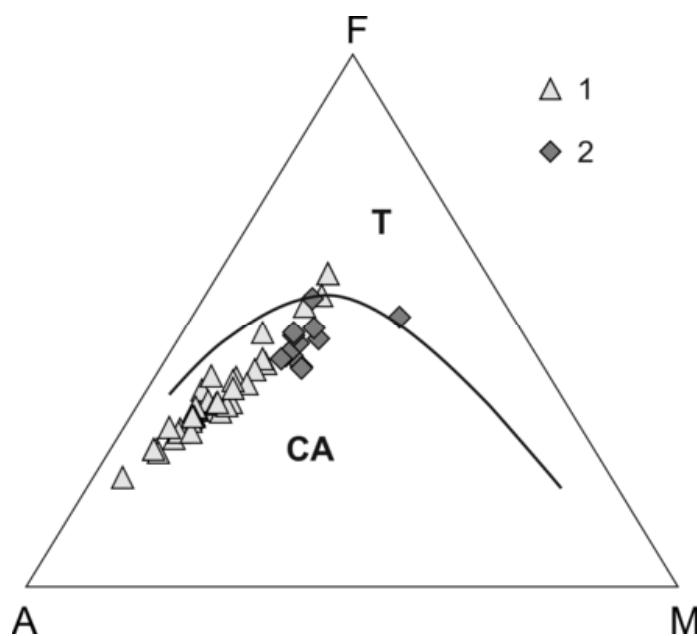


Рис. 6.4. Положення plutонічних (1) та суперкрустальних (2) порід славгородського СФК на діаграмі AFM. Поля магматичних серій: Т – толеїтових, СА – вапнисто-лужних.

Відносне глинозему і заліза значення магнію в близьких за кремнекислотністю різновидах порід є майже сталим, але дещо зростає в напрямку від кислих до основних породних різновидів. Водночас, чітко виражена зворотна залежність між відносними вмістами глинозему і заліза. Ендербітоїди та чарнокітоїди славгородського комплексу характеризуються високою загальною залізистістю (K_f зазвичай в межах від 71 до 81%, іноді до 83%), в метаморфітах вона нижча (K_f від 61 до 72%, рідко більше).

Загалом за основними рисами хімізму славгородський СФК дуже близький до верхньотокмацької товщі західноприазовської серії і супроводжуючих її гранітоїдів токмацького і ремівського комплексів. Відрізняється тим, що утворення славгородського комплексу належать до натрієвої серії, тоді як ендербітоїди і чарнокітоїди Приазов'я – переважно до калієво-натрієвої.

6.1.1.2 Амфіболіти району б. Башмачка

Біотитові амфіболіти за вмістом $SiO_2=49-50\%$ і $Na_2O+K_2O=3,9-6,5\%$ (табл. 6.3), відповідно до Петрографічного кодексу України (1999 р.), належать

до петрохімічного ряду основних порід підвищеної лужності: сублужних габро і трахібазальтів [337, 338]. З урахуванням двох хімічних аналізів 93/137 і 93/2, які містяться в роботі В.І.Орси [231], вони є: загалом помірно глиноземистими з середнім значенням коефіцієнта $al' = 0,84$ при його суттєвих варіаціях від 0,54 до 1,08; залізо-магнієвими ($F_{\text{заг.}} = 24,8-47,1$); низькотитанистими (вміст TiO_2 обмежений інтервалом 0,44-1,06 %); належать до калій-натрієвої серії метаморфічних порід (більшість значень відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ перевищують 1 при варіаціях від 0,68 до 4,57). Відмічена невитриманість деяких петрохімічних коефіцієнтів може бути як наслідком метаморфічних процесів та гранітизації, так і відображати речовинні неоднорідності вихідних дometаморфічних порід.

Таблиця 6.3

Хімічний склад біотитових амфіболітів в районі балки Башмачка, %

№ проби	180	181	Б-13	580
SiO_2	50	49	49,4	50
TiO_2	0,72	0,8	0,77	1,06
Al_2O_3	16,5	14	17	15,3
Fe_2O_3	3,2	3,33	3,1	5,01
FeO	5,32	7,81	6,39	6,37
MnO	0,21	0,24	0,21	0,19
MgO	6,8	8,8	7,2	5,45
CaO	8,55	9,7	10,5	9
Na_2O	4,5	3	3,2	3
K_2O	2	1,4	0,7	2,15
P_2O_5	0,135	0,12	0,148	0,207
$\text{SO}_{\text{зобщ.}}$	0,025	0,038	0,05	0,095
в.н.п.	1,12	1,87	1,47	2,33
Сума	99,08	100,11	100,14	100,16
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	6,5	4,4	3,9	5,15
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	2,25	2,14	4,57	1,40
al	1,08	0,70	1,02	0,91
$F_{\text{заг.}}$	55,6	55,9	56,9	67,6

Примітка. $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, ваг. %; $F_{\text{заг.}} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, мол. кількість.

Характер розподілу петрогенних компонентів, відображеній на діаграмах Харкера (рис. 6.5), виразно демонструє узгоджену поведінку хімічного складу біотитових амфіболітів з амфіболітами і основними кристалосланцями славгородської товщі. Фігуративні точки складів обох груп порід утворюють окремі тренди, які закономірно доповнюють і узгоджуються один з одним, підкреслюючи єдину нерозривну тенденцію. Найбільш виразно спорідненість проявляється у поведінці алюмінію, заліза сумарного, магнію і кальцію. При цьому вмісти того чи іншого петрогенного оксиду можуть суттєво відрізнятися, проте завжди зі значним діапазоном перекриття. Наприклад, концентрація Al_2O_3 в біотитових амфіболітах обмежується інтервалом 12,6-17 %, а в породах славгородської товщі – 13,9-19,8; вміст MgO – 3-7,8 і 5,45-13,54 відповідно.

Великий розкид фігуративних точок, що характерний для оксидів лугів, вірогідно вказує на їхню мобільність в ході процесів метаморфізму та мігматизації. Разом з тим, сумарні вмісти NaO і K_2O також демонструють задовільно виражений єдиний тренд еволюції біотитових амфіболітів та утворень славгородської товщі. Незначна неузгодженість відмічається тільки для TiO_2 : в перших зі зростанням вмісту SiO_2 вміст титану дещо збільшується, а в других –зменшується.

Необхідно зазначити, що за вмістами (у ваг. %) Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ біотитові амфіболіти добре зіставляються з амфіболітами базавлуцької товщі, а за CaO – із зеленокам'яними утвореннями конської серії. Проте в таких випадках вони зазвичай характеризуються відмінностями у напрямку ліній трендів, як це спостерігається для Al_2O_3 (рис. 6.5).

На діаграмі кремнезем-луги Кокса (рис. 6.6) у нормативному складі амфіболітів відмічається ромбічний піроксен, можуть з'являтися олівін та нефелін, кварцу немає. Такі ж особливості властиві й амфіболітам та основним кристалосланцям славгородської товщі, тоді як метабазити базавлуцької товщі та конської серії відмежовуються від них за відсутністю олівіну й нефеліну та наявністю нормативного кварцу.

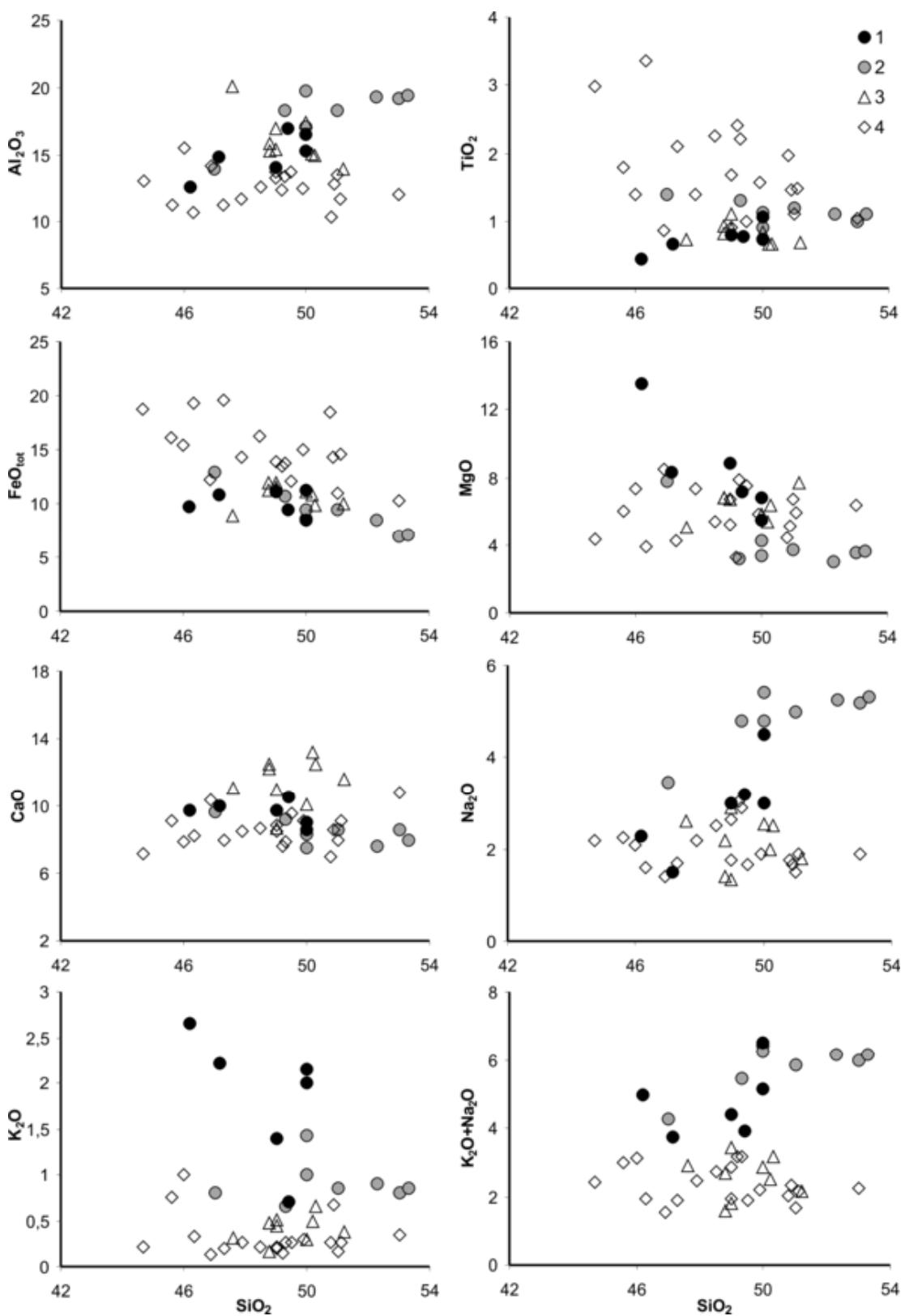


Рис. 6.5. Діаграми Харкера для метабазитів Середнього Придніпров'я: 1 – біотитові амфіболіти району б. Башмачка; 2 – піроксенвмісні амфіболіти і кристалосланці славгородської товщі; 3 – середньодрібнозернисті амфіболіти базавлукької товщі; 4 – середньозернисті амфіболіти (долерити) конкської серії.

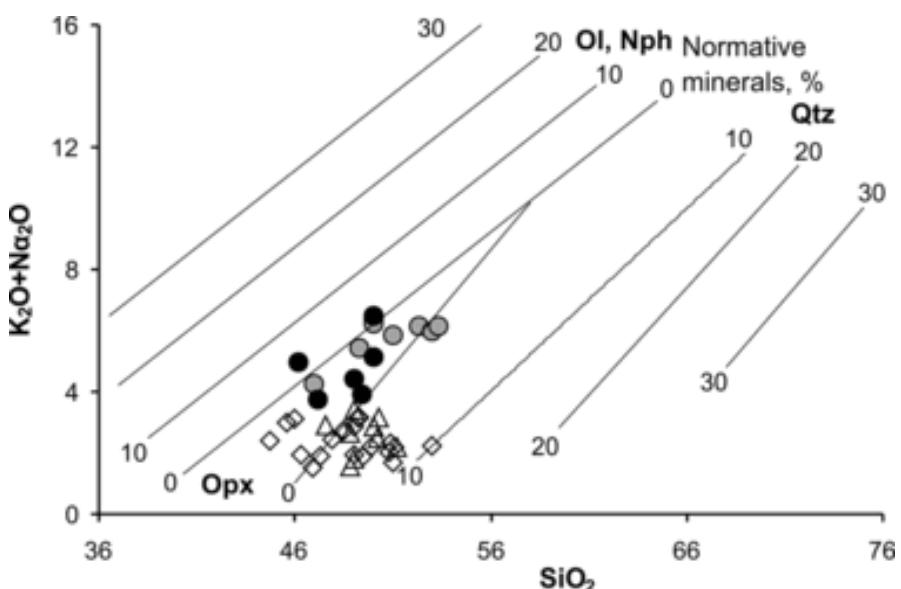


Рис. 6.6. Діаграма кремнезем-луги К.Г. Кокса для метабазитів Середнього Придніпров'я. Умовні позначення див. на рис. 6.5.

Розглянуті біотитові амфіболіти звертають на себе увагу завдяки їхньому сублужному хімічному складу, що є нетиповим для утворень СПК. Серед архейських порід відомі лише дайки сіенітів і трахітів в асоціації з гранітами токівського комплексу (звіти про геологозйомочні роботи О.М. Бестужева та ін., 2003, М.М. Шурка та ін., 2007). В протерозої укорінилися лужні та нефелінові сіеніти Малотерсянського масиву, а також неметаморфізовані дайки камптонітів в межах Сурської ЗКС [347]. Віднесення біотитових амфіболітів до архею підтверджується виявленими ксенолітами серед плагіогранітоїдів дніпропетровського комплексу, вік яких в розташованому поряд кар'єрі ($48^{\circ}7'16''$ N, $35^{\circ}3'5''$ E) визначений на рівні 3,04 млрд років [7]. Okрім цього, в них відмічається добре проявлене смугастість, яка узгоджується зі структурними елементами мігматитів, що додатково підтверджує факт існування біотитових амфіболітів на момент становлення дніпропетровського комплексу.

Необхідно зазначити, що в північно-західній стінці згаданого кар'єра відслонюються дві субвертикальні дайки діабазів, які за підвищеним вмістом лугів Г.В. Артеменко також класифікували як сублужні габроїди. Проте за геолого-структурними та речовинними ознаками вони різко відрізняються від

описуваних амфіболітів, а саме: є дрібнозернистими масивними породами; виразно перетинають плагіогранітоїди дніпропетровського комплексу; не виявляють будь-яких ознак мігматизації; містять релікти піроксенів; інтенсивно епідотизовані, калійшпатизовані з утворенням лінз (до 5-10 см) крупнокристалічного мікрокліну; мають суттєво вищий вміст Al_2O_3 при нижчих значеннях MgO і суми заліза. Як бачимо, факт укорінення дайок діабазів пізніше дніпропетровського комплексу є очевидним. Вірогідно, що це відбулося до становлення двопольовошпатових гранітів демуринського, мокромосковського і токівського комплексів.

На перший погляд, аналогами біотитових амфіболітів є середньодрібнозернисті амфіболіти базавлуцької товщі. Вони мають близькі структурно-текстурні ознаки і мінеральний склад, локалізовані серед мігматитів дніпропетровського комплексу, зазнали низку не менш складних та інтенсивних тектоно-метасоматичних перетворень. Але «базавлуцькі» амфіболіти навіть у дрібних останцях розміром у перші десятки *см* завжди зберігають притаманні для них нормальну лужність та належність до натрієвої серії; біотит в них відмічається дуже рідко і в кількості не більше 1 %, а плагіоклаз представлений переважно андезином. Такою ж мірою це стосується метагаброїдних порід у складі маловивченого олександрівського базит-ультрабазитового комплексу, для котрих також підвищений вміст лугів є не властивим. Зрідка відмічається зростання лужності в амфіболітах конкської серії, що складають крайові частини ЗКС, проте вони практично не мігматизовані. Відсутність гранулітових мінеральних парагенезисів певною мірою віддаляє їх від утворень славгородської товщі [43, 44], хоча основні кристалосланці і амфіболіти в її складі також мають підвищений вміст лугів $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4,25-6,4 \%$ [90].

За петрохімічними ознаками метаморфічні породи б. Башмачка відрізняються від типових зеленокам'яних утворень конкської серії, добре зіставляються за вмістом Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ з амфіболітами базавлуцької товщі та формують єдиний, узгоджений з піроксенвмісними амфіболітами і

основними кристалосланцями славгородської товщі тренд варіацій усіх петрогенних компонентів, окрім TiO_2 . Враховуючи те, що основні метаморфіти славгородської товщі також характеризуються підвищеними вмістами лугів, питання хроностратиграфічної належності біотитових амфіболітів з високою ймовірністю вирішується саме на користь цього підрозділу.

До цього неохідно додати, що віднесення біотитових амфіболітів до діафторованих утворень славгородського СФК знаходить підтримку у результатах більш ранніх досліджень. Так, В.І. Орса у своїх стратиграфічних побудовах певний обсяг суперкрустальних порід району Славгородських магнітних аномалій виділяв як дніпропетровську товщу. Для неї він відзначав складнішу, а відтак і тривалишу геологічну історію у порівнянні з базавлуцькою товщею та геолого-структурну спорідненість зі славгородською товщею. І.Б. Щербаков допускав [370], що дніпропетровська товща складена продуктами перетворення гранулітів і повинна бути віднесена до славгородської товщі. Існування різною мірою діафторованих фрагментів гранулітових утворень за межами Славгородського блоку передбачав О.Б. Бобров, на що неодноразово наголошував у своїх роботах [43, 44, 90 та ін.].

Геодинамічне положення славгородського комплексу за петрохімічними даними. Вихідні породи суперкрустальних утворень славгородського СФК (сублужні базальтоїди), сформувалися в океанічних умовах, що підтверджується розподілом вмістів оксидів титану, фосфору, калію і марганцю на діаграмі Е.Д. Mullen, 1983 та скомбінованих діаграмах Б.Г. Лутца, 1980 і Т.Pearce et al., 1975 [462, 473] (рис. 6.7). Фігуративні точки їхнього складу на діаграмі $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ потрапляють у зону перекриття базальтоїдів острівних дуг і океанічної кори та, частково, трапів і континентальних рифтів. За діаграмою $MnO^{*}10-K_2O-P_2O_5^{*}10$ вони можуть класифікуватися як лужні базальти океанічних островів з трендом складу у бік толеїтів острівних дуг. На обох діаграмах, особливо на останній, фігуративні точки порід славгородського СФК віддалені від хімічних складів інших суперкрустальних порід СПК та формують самостійні скupчення.

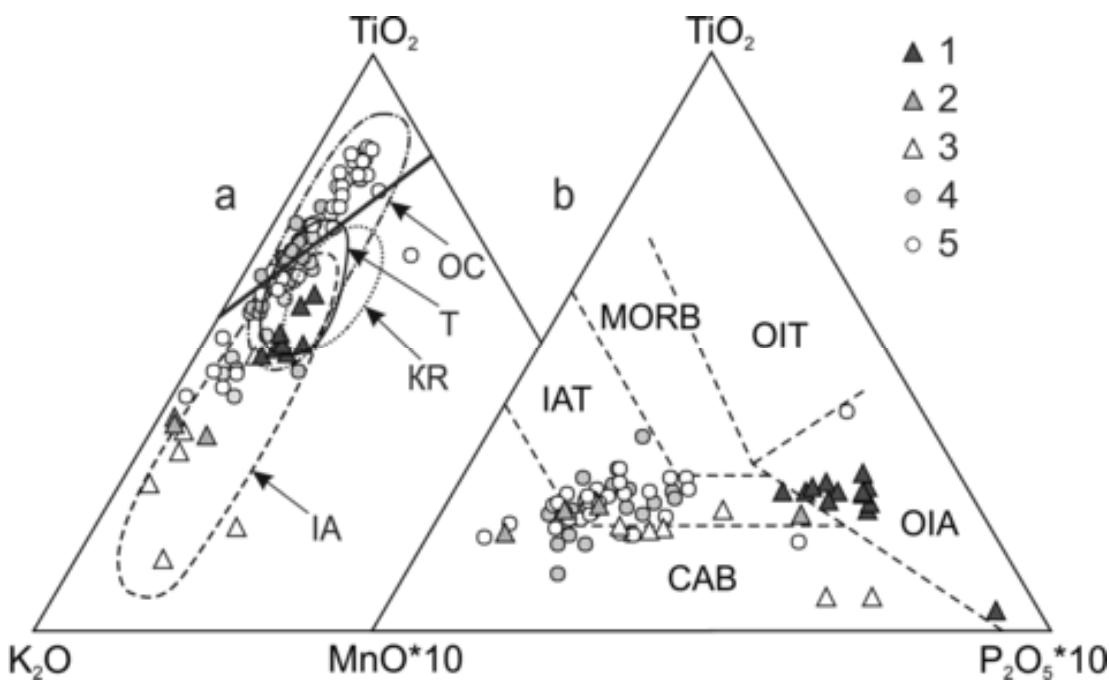


Рис. 6.7. Геодинамічні обстановки формування метаморфічних утворень основного складу СПК: а – скомбіновані діаграми Б.Г. Лутца (1980) і Т.Pearce et al. (1975): суцільна лінія розділяє області океанічних (в напрямку вершини TiO_2) і неокеанічних базальтів; геодинамічні обстановки: IA – островна дуга, KR – континентальний рифт, T – трапи, OC – океанічна кора. б – діаграма Е.Д. Муллена (1983): CAB – вапнисто-лужні базальти островних дуг і континентальних рифтів, IAT – толеїти островних дуг, MORB – базальти серединно-оceanічних хребтів та окраїнних морів, OIT – толеїти океанічних островів, OIA – лужні базальти океанічних островів; 1, 2, 3 – суперкрустальні породи славгородського СФК: 1 – кристалосланці та амфіболіти Славгородського блоку, 2 – діопсидові кристалосланці в кар’єрі Рибальський, 3 – біотитові амфіболіти району б. Башмачка; 4 – амфіболіти аульського СФК, 5 – метабазити крайових частин ЗКС.

На діаграмі AFM (рис. 6.4) фігуративні точки амфіболітів і кристалосланців розміщуються в області вапнисто-лужніх магматичних серій та формують тренд деструктивної (островодужної) геодинамічної обстановки, який простягається до границі з областю толеїтових серій.

Багатокомпонентна діаграма J. Pearce, 1976 [461] також вказує на формування утворень славгородського СФК в умовах, близьких до сучасних островних дуг (рис. 6.8). В координатах дискримінантних функцій F_1 і F_2

фігуративні точки їхнього складу потрапляють в область нерозчленованих вапнисто-лужних базальтів і низькокалієвих толеїтів, зрідка – в поле базальтів океанічного ложа. За співвідношенням функцій F_2 і F_3 вони діагностуються як низькокалієві толеїти островних дуг. На першій діаграмі (F_1 – F_2) амфіболіти і кристалосланці утворюють єдине скучення фігуративних точок разом з високо метаморфізованими утвореннями інших СФК, тоді як на другій (F_2 – F_3) помітно дистанціюються від них у бік вапнисто-лужних базальтів.

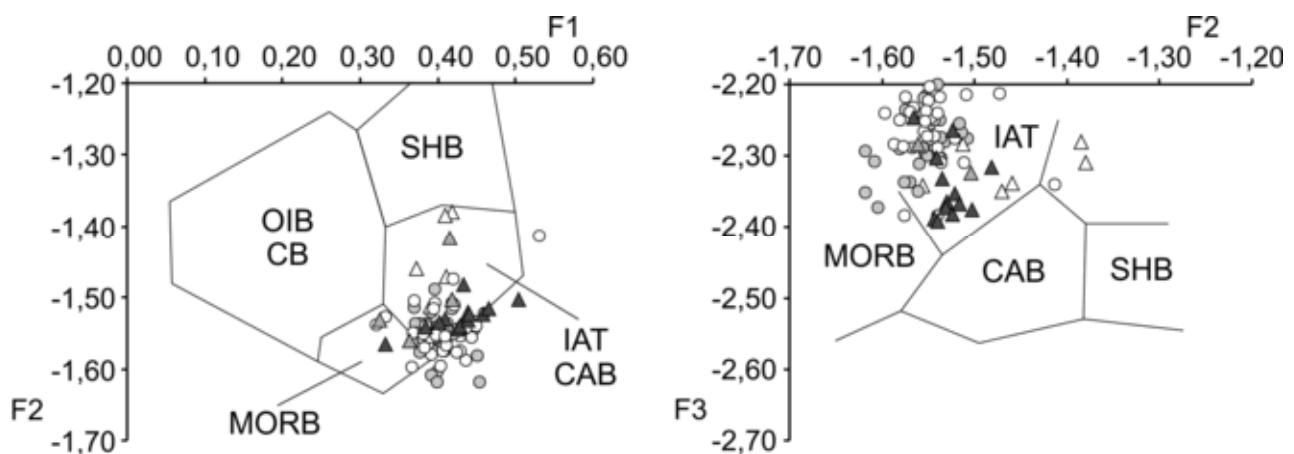


Рис. 6.8. Ідентифікація геодинамічних обстановок формування протолітів суперкрустальних утворень СПК по J. Pearce [461]. Поля: MORB – базальтів серединно-оceanічних хребтів, IAT і CAB – островодужних толеїтів і вапнисто-лужних базальтів, SHB – шошонітових базальтів, OIB і CB – базальти oceanічних островів і континентальні. Інші умовні позначення див. на рис. 6.7.

6.1.1.3 Кореляція ендербітоїдів СПК з утвореннями Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ за петрохімічними і геохімічними даними.

Ендербіти Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ відносяться до гайворонського комплексу палеоархею та літинського комплексу мезоархею. Аналіз літературних даних свідчить, що ендербітоїди формувались протягом декількох стадій ендогенних перетворень у глибинних зонах земної кори при різних РТ-умовах, де поряд з селективним плавленням давніх стратигенних комплексів (стратифікована частина яких представлена суперустальними утвореннями) також відбувались процеси метасоматичного їх перетворення з

привнесенням натрію, силіцію та калію і винесенням магнію, кальцію та заліза [376, 465]. Тому для встановлення критеріїв їх розчленування та кореляції із спорідненими метаморфічними породами нами поряд з визначеннями середнього хімічного складу окремих типів ендербітів та вмісту в них елементів-домішок проводились розрахунки петрогеохімічних коефіцієнтів, що відображають зміни речовинного складу під час процесів гранітизації: $V_1 = (\text{SiO}_2)^2 \times (\text{K}_2\text{O})^2 / \text{FeO} \times \text{MgO} \times \text{CaO} \times \text{TiO}_2$; $V_2 = (\text{K}_2\text{O})^3 / \text{MgO} \times \text{CaO} \times \Sigma \text{FeO}$; $V_3 = \text{Ba} \times \text{Zr}^2 / \text{Ni} \times \text{Co} \times \text{Cr}$; індикаторні співвідношення пар хімічних елементів (V/Ni , Ni/Co , Cr/Ni , Ti/Zr , Ti/V) та оксидів ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$); геохімічна спеціалізація.

Ендербіти гайворонського комплексу [110, 164] більшість дослідників розглядають як найбільш древні утворення, що слугували петрофоном для більш молодих комплексів чарнокітоїдних порід Середнього Побужжя [302, 304]. Вік ендербітів (ендербіто-гнейсів) за результатами ізотопних досліджень цирконів оцінюється від 3650 до 3380 ± 190 млн р. [77]. В якості петротипу утворень даного комплексу прийняті відслонення вздовж лівого та правого берега р. Південний Буг на ділянці між населеними пунктами Сальково та Завалля. Ендербіто-гнейси Середнього Побужжя представлені сірими з різними відтінками середньозернистими породами грубосмугастої текстури. Їх особливістю є незакономірний розподіл світлих та більш темних смуг. За середнім хімічним складом меланократові ендербіти відповідають кварцовим діоритам, а лейкократові – гранодіоритам і трондьємітам. При цьому характерною особливістю хімічного складу як меланократових так і лейкократових ендербіто-гнейсів Середнього Побужжя в порівнянні з іншими чарнокітоїдними породами Дністровсько-Бузького мегаблоку є їх найбільш низька лужність та калішпатизація. За значенням співвідношення калію і натрію ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,17–0,24$) ендербіто-гнейси Середнього Побужжя близькі до архейських „сірих гнейсів”, але відрізняються від них меншою сумою оксидів лугів.

Чарнокітоїди літинського комплексу поширені в Верхньому та Середньому Побужжі, детально вивчені в межах одноіменної куполовидної

структурі. За мінералого-петрографічними ознаками серед них розрізняються ендербіт-мігматити, ендербіти, чарноендербіти та чарнокіти. Ізотопний вік перших двох петротипів визначено $2,8 \pm 0,1$ млрд років, двох останніх – $2,0 \pm 0,1$ млрд років [77]. Від ендербіто-гнейсів гайворонського комплексу вони, в першу чергу, відрізняються більшою сумою $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (4,77-5,56), величинами співвідношення $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,47-0,60) та значеннями геохімічного коефіцієнта V_2 . Ендербіти – масивні і інколи грубосмугасті середньо- до крупнозернистих породи сірого до голубувато-сірого кольору з голубуватим кварцом. За даними розрахунків середнього хімічного складу меланократові різновиди відповідають кварцовим діоритам, лейкохроматові – наближаються до трондьємітів. Меланократові ендербіти мають більш високу лужність ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,86-7,27$) за рахунок підвищеного вмісту калію ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,53-0,59$). Лейкохроматові ендербіти також мають більш високу лужність ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,27-5,39$ при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,31-0,7$). Ендербіт-мігматити характеризуються позитивною геохімічною спеціалізацією на цирконій ($K_{\text{C}} = 1,9$), в ендербітах – поряд з цирконієм ($K_{\text{C}}=1,9$) в підвищенні кількості також міститься лантан ($K_{\text{L}} = 2,5$).

В Середньому Побужжі до літинського комплексу відносять чарнокітоїди басейна р. Ятрань [370]. За середнім хімічним складом ендербіти цієї площині відповідають безкварцовим діоритам. Як і ендербіто-гнейси гайворонського комплексу, вони мають низьку лужність (сума $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}=4,93\%$), але за співвідношенням калію і натрію ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,44$) корелюються з ендербітами літинського комплексу Верхнього Побужжя (рис. 6.9).

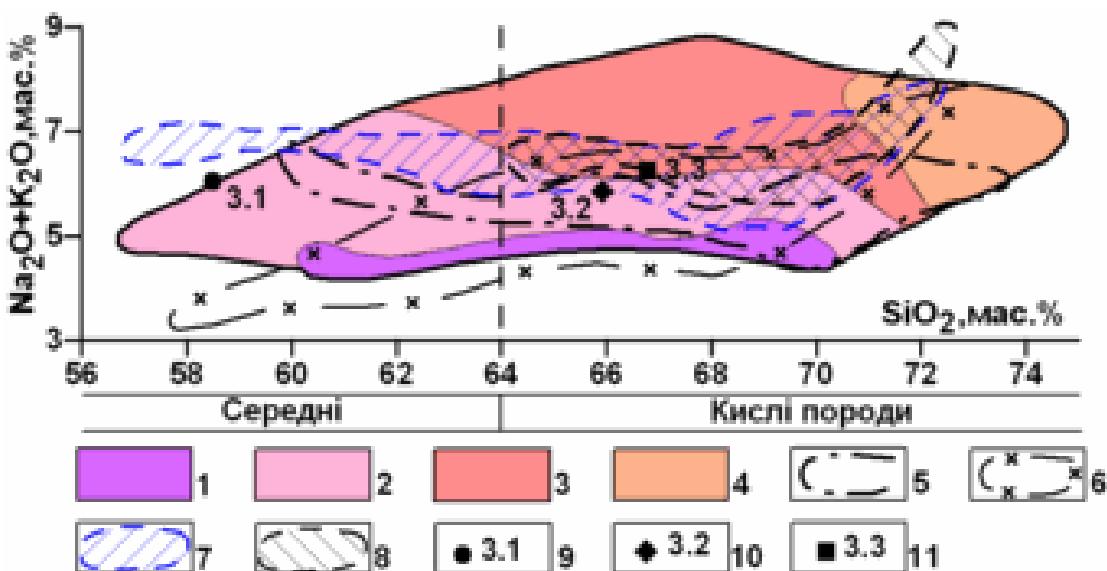


Рис.6.9. Поля складів чарнокітіїв і архейських „сірих гнейсів” Українського щита та інших регіонів на класифікаційній діаграмі SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$: 1 – 6 – чарнокітіїдні породи: 1 – 4 Дністровсько-Бузького мегаблоку [370]. 1 – ендербіто-гнейси гайворонського комплексу; 2 – ендербіти літинського комплексу; 3 – чарнокіти, чарноендербіти та гіперстенові монционіти; 4 – лейкоендербіти, пегматоїдні чарнокіти, грануліти лейкократові; 5 – Кольського півострова; 6 – Землі Ендербі, Антарктида; 7-8 – архейські „сірі гнейси”: 7 – Північно-Атлантичної грануліто-гнейсової області (3,8-3,6 млрд. р.); 8 – області Нуک в Західній Гренландії (3,1-2,8 млрд. р.) за [155]. 9 – 11 точки середніх складів ендербітоїдів Славгородського блоку за вмістом SiO_2 .

За вмістом SiO_2 та суми лугів ендербітоїди славгородського комплексу можуть порівнюватися з аналогічними утвореннями літинського комплексу Верхнього Побужжя. В той же час є деякі відмінності – в них більш низький вміст FeO , MgO та K_2O , внаслідок чого співвідношення $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ змінюється від 0,18 до 0,34. За вмістом елементів-домішок та геохімічною спеціалізацією вони, як і утворення літинського комплексу, характеризуються позитивною сидеро-літофільною геохімічною спеціалізацією за рахунок підвищеного вмісту молібдену ($\text{K}_{\text{K}}=2,2-2,6$), барію ($\text{K}_{\text{K}}=1,7-2,4$), цирконію ($\text{K}_{\text{K}}=1,6-1,7$), хрому (K_{K} до 1,8) та інколи цинку ($\text{K}_{\text{K}}=1,7$) (рис. 6.10, 6.11).

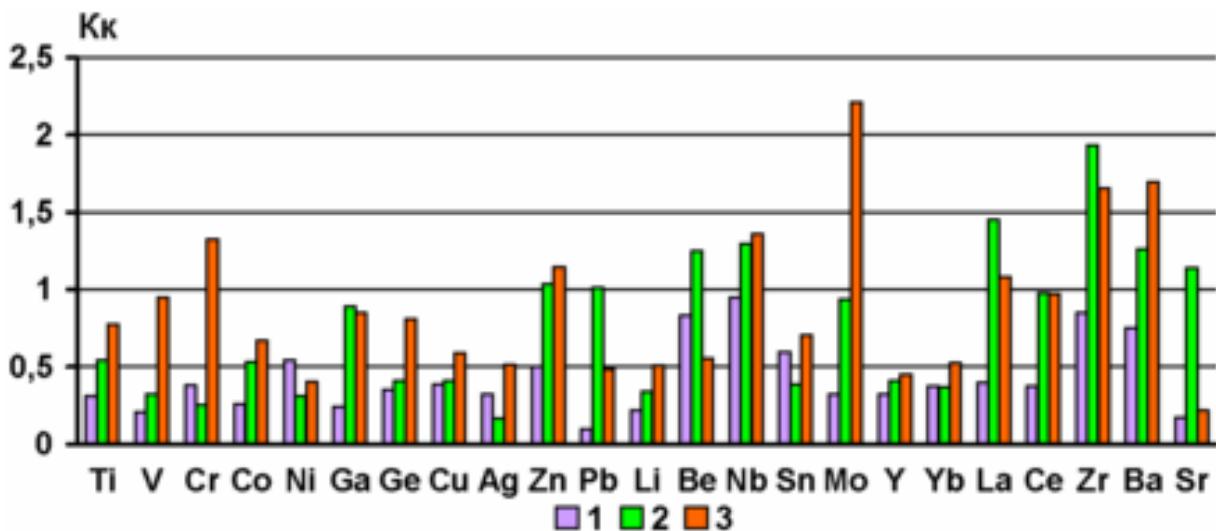


Рис. 6.10. Зіставлення розподілу хімічних елементів у різновікових ендербітах Українського щита (у кларках-концентрації – Кк): 1 – гайворонський комплекс; 2 – літинський комплекс; 3 – славгородський комплекс.

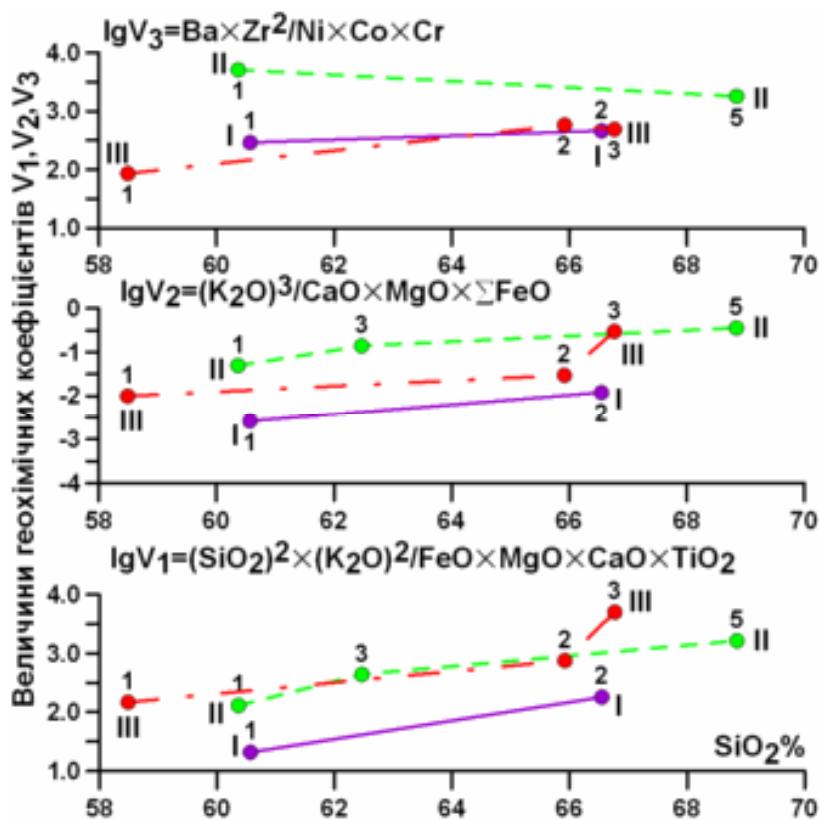


Рис. 6.11. Зіставлення графіків зміни величин геохімічних коефіцієнтів ендербітідів Дністровсько-Бузького мегаблоку (гайворонський комплекс – I, літинський комплекс – II) та Славгородського блоку (III). Номери точок ендербітідів I відповідають номерам аналізів (А.С. Войновський, 2008), ендербітідів III – номерам у роботі [49].

Зіставлення ендербітоїдів Славгородського блоку з такими ж утвореннями Дністровсько-Бузького мегаблоку за величинами геохімічних коефіцієнтів (V_1, V_2 та V_3), що визначають характер міграції хімічних елементів при процесах гранітизації, показує, що породи Славгородського блоку за значеннями коефіцієнтів V_1 та V_2 , як і за хімічним складом, добре корелюються з такими ж саме утвореннями літинського комплексу Верхнього Побужжя. Водночас за значенням коефіцієнта V_3 , що відображає зміни при процесах гранітизації кількості таких елементів як Ba, Zr, Cr, Ni та Co, ендербітоїди славгородського комплексу краще зіставляються з утвореннями гайворонського комплексу Середнього Побужжя. За вмістом FeO, MgO та лугів ($K_2O+Na_2O=5,85-6,05$) ендербіти Славгородського блоку також можуть зіставлятись (рис. 6.12) із пізньоархейскими «сірими гнейсами» [197, 199, 443]. Але характерна геохімічна риса «сірих гнейсів» – збагачення їх нікелем, хромом та стронцієм – не проявлено в повній мірі. В порівнянні з ендербітоїдами Побужжя фіксується тільки підвищення вмісту хрому (рис. 6.10).

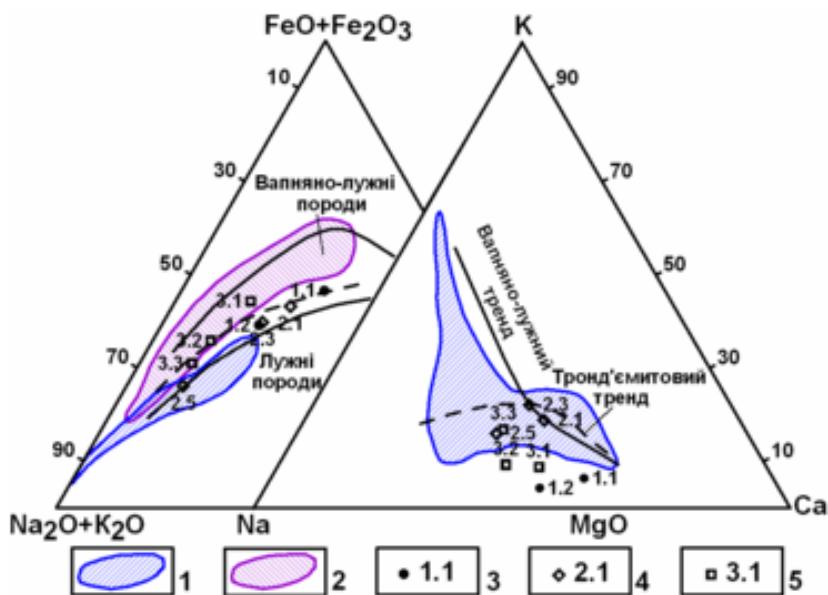


Рис. 6.12. Порівняння ендербітоїдів Українського щита з «сірими гнейсами» та ендербіт-чарнокітовими асоціаціями: 1 – «сірі гнейси» Північно-Атлантичного кратону і 2 – ендербіт-чарнокітові асоціації за [155]; 3-5 – ендербітоїди: 3 – гайворонського комплексу, 4 – літинського комплексу, 5 – славгородського блоку.

Таким чином, за геохімічними особливостями ендербітіди Славгородського блоку корелюються з такими ж утвореннями літинського комплексу мезоархею Побужжя. Примітно, що перші та другі поширені в межах блоків, де потужність земної кори змінюється від 45 до 50 км. Проте наявні дані визначені ізотопного віку етапу анатектичної кристалізації ендербітів славгородського комплексу (3014 ± 7 млн. р. [32, 90]) не дають підстав відносити цей комплекс до палеоархею.

6.1.2 Аульський комплекс.

Суперкрустальні утворення аульського СФК, як вірогідні первинно магматичні утворення, представлені породами основного, середнього і кислого складів нормальної лужності. На діаграмі $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (рис. 6.13) вони формують два добре виражених скupчення фігуративних точок. Середній вміст головних петrogenних компонентів в метаморфітах обох скupчень, а також окремо кристалосланців і плагіогнейсів наведено в табл. 6.4. Скупчення в області основних порід представлене амфіболітами – метаморфізованими базальтами та долеритами. Воно характеризується компактним розташуванням фігуративних точок складу всіх петрографічних відмін амфіболітів (середньозернистих, дрібнозернистих, порфіробластичних, масивних, сланцоватих тощо) з найбільшою концентрацією в інтервалах вмісту SiO_2 47-52 % і суми Na_2O і K_2O 1,5-3,5 %. Друге скупчення охоплює хімічний склад середніх і кислих порід та презентоване відповідно кристалосланцями і плагіогнейсами. Для нього відмічається суттєвий розкид фігуративних точок по осі абсцис – 55-68 % SiO_2 і осі ординат $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – 3-7 %. Ймовірний протоліт кристалосланців відповідав за складом андезибазальтам, андезидатам, частково – дацитам, а плагіогнейсів – дацитам, ріоддацитам, вкрай рідко – ріолітам.

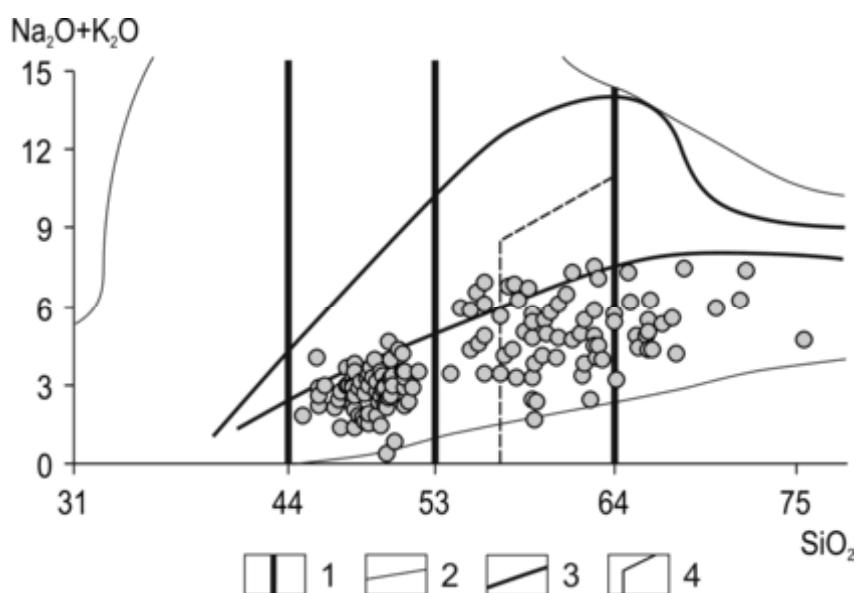


Рис. 6.13. Положення суперкрустальних порід аульського СФК на діаграмі $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Границі: 1 – між групами магматичних порід (УО – ультраосновні, О – основні, С – середні, К – кислі); 2 – області розповсюдження хімічних складів магматичних порід, 3 – між породами нормальної, підвищеної і високої лужності, 4 – поля вмісту кварцу в породах більше 5 %.

Незначна кількість фігуративних точок в полях андезибазальтів і андезитів потрапляє в область сублужних порід внаслідок підвищеної суми лугів за рахунок зростання вмісту K_2O до 2-3 %. Це можна пояснити: 1) накладеними процесами калієвого метасоматозу, що повсюдно проявила наприкінці мезоархею в Середньому Придніпров'ї; 2) появою серед магматогенного протоліту осадочних порід; 3) наявністю первинних магматитів із сублужним ухилом. Звертаючи увагу на те, що метасоматично змінені кристалосланці (епідотизовані, окварцовани, іноді з гранатом) характеризуються різко зниженим вмістом $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (0,2-0,6 %), найбільшу ймовірність набуває друга точка зору.

Виходячи із розглянутого вище розподілу SiO_2 і $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ можна говорити про петрохімічну роз'єднаність амфіболітів і групи середніх-кислих метаморфітів. Аналогічна картина спостерігається на діаграмах AFM і JAFM (рис. 6.14): амфіболіти розміщуються в полі толеїтових серій, а кристалосланці і плагіогнейси формують єдиний тренд диференціації в полі вапняно-лужних

серій. Лише поодинокі фігуративні точки кристалосланців, які в розрізах чергаються з амфіболітами та мають з ними поступові переходи, потрапляють в область толеїтової серії.

Таблиця 6.4

Середній вміст головних петрогенних компонентів в суперкустальніх утвореннях аульського СФК (у мас. %)

	Амфіболіти, n=74		Кристалосланці і плагіогнейси разом, n=72		Кристалосланці, n=53		Плагіогнейс, n=19	
	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	48,95	1,48	61,54	4,47	59,44	2,72	67,38	2,95
TiO ₂	0,84	0,30	0,64	0,23	0,68	0,23	0,53	0,23
Al ₂ O ₃	14,98	1,82	15,31	1,80	15,35	2,00	15,18	1,07
Fe ₂ O ₃	4,14	1,71	1,97	0,91	2,19	0,90	1,37	0,63
FeO	7,97	1,80	4,21	1,63	4,72	1,51	2,80	1,01
MnO	0,19	0,04	0,10	0,05	0,11	0,05	0,06	0,03
MgO	7,23	1,70	3,56	2,04	4,24	1,92	1,66	0,80
CaO	10,75	1,72	5,74	1,94	6,31	1,72	4,15	1,63
Na ₂ O	2,24	0,64	3,85	1,03	3,81	1,07	3,96	0,94
K ₂ O	0,51	0,21	1,16	0,99	1,07	0,99	1,40	0,98
P ₂ O ₅	0,10	0,05	0,18	0,07	0,17	0,07	0,18	0,09
Na ₂ O/K ₂ O	4,39		3,33		3,56		2,84	
Na ₂ O+K ₂ O	2,75		5,00		4,87		5,36	
al'	0,77		1,57		1,38		2,60	
mg	0,52		0,51		0,53		0,42	

Примітка. $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, $mg = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$

За діаграмою JAFM (рис. 6.14,б) амфіболіти діагностуються як високомагнезіальні, рідше – високозалізисті толеїти, крайні лейкократові різновиди яких тяжіють до вапнисто-лужних базальтів. На діаграмі A-S їхній хімічний склад представлений скрученням фігуративних точок з максимальною концентрацією в області толеїтових, а також олівінових базальтів. З цими даними непогано узгоджується нормативний склад амфіболітів (табл. 6.5), який дає змогу виділити кварцнормативні (толеїтові базальти) і олівіннормативні (олівінові базальти) різновиди.

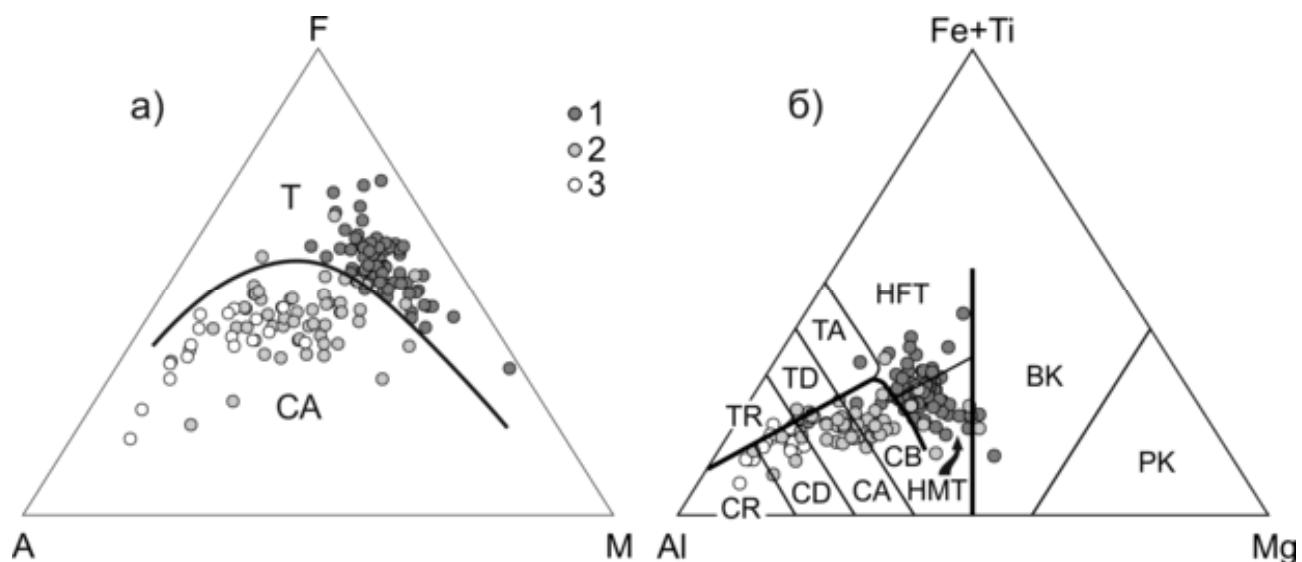


Рис. 6.14. Положення суперкрустальних порід аульського СФК на діаграмах AFM (а) і JAFM (б): 1 – плагіогнейси, 2 – кристалосланці, 3 – амфіболіти. Поля магматичних серій (а): Т – толеїтових, СА – вапнисто-лужних. Породи толеїтового (Т) і вапнисто-лужного (С) трендів (б): НМТ – високомагнезіальні і НФТ – високозалізисті толеїти, А – андезити, Д – дацити, Р – ріоліти. ВК і РК – базальтові і перидотитові коматіти.

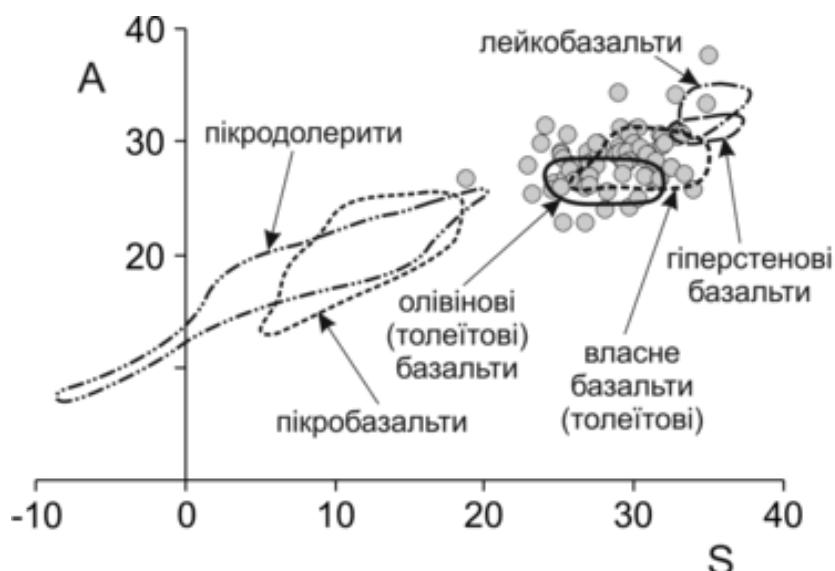


Рис. 6.15. Положення амфіболітів аульської серії на діаграмі A-S для основних вулканічних порід: $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$.

Таблиця 6.5

Хімічний та нормативний склад представницьких аналізів амфіболітів аульської серії басейну р. Базавлучок, %

Номер проби	7	53	57	64	67	98	104	153	157	55	62	89	91	123	155	Bz-03
Назва порід	Амфіболіти однорідні дрібносередньозернисті										Амфіболіти порфіробластичні середньозернисті					
SiO ₂	48,80	49,00	50,30	47,60	49,00	51,20	50,00	50,20	48,80	46,00	47,80	48,20	48,20	50,30	49,50	46,96
TiO ₂	0,81	1,10	0,66	0,73	0,88	0,69	0,83	0,67	0,92	0,42	0,73	0,59	0,51	0,80	0,47	0,26
Al ₂ O ₃	15,80	17,00	15,00	20,10	15,40	13,90	17,40	15,10	15,30	16,70	16,00	16,70	15,40	15,35	15,30	14,20
Fe ₂ O ₃	5,87	4,07	4,90	3,49	6,30	3,00	5,25	3,51	3,44	4,06	3,50	8,37	7,46	4,44	2,17	1,21
FeO	5,45	7,55	5,00	5,45	5,73	7,00	6,01	7,38	8,52	5,17	5,95	3,92	4,27	6,10	6,96	10,22
MnO	0,23	0,20	0,16	0,14	0,19	0,26	0,17	0,20	0,19	0,18	0,18	0,19	0,21	0,17	0,15	0,18
MgO	6,80	6,75	6,40	5,00	6,70	7,70	5,80	5,35	6,80	10,60	7,50	7,50	9,80	6,80	8,00	11,90
CaO	12,20	8,70	12,50	11,10	11,00	11,60	10,10	13,20	12,50	11,40	12,00	9,80	9,20	11,85	13,50	8,97
Na ₂ O	2,20	2,90	2,50	2,60	1,35	1,80	2,55	2,00	1,40	2,10	2,50	2,10	1,80	2,20	1,50	1,80
K ₂ O	0,47	0,51	0,65	0,31	0,45	0,37	0,30	0,49	0,17	0,47	0,43	0,46	0,22	0,38	0,29	0,32
P ₂ O ₅	0,07	0,15	0,08	0,11	0,12	0,09	0,09	0,06	0,08	0,06	0,11	0,11	0,08	0,05	0,04	0,06
SO ₃	0,10	0,09	0,04	0,10	0,10	0,09	0,09	0,01	0,02	0,09	0,16	0,09	0,09	0,02	0,01	0,00
п.п.п.	1,43	2,20	1,87	1,83	1,57	1,86	1,69	1,70	1,76	2,68	1,84	1,96	2,84	1,65	2,09	3,26
Сума	100,23	100,21	100,06	98,56	98,79	99,55	100,28	99,87	99,90	99,93	98,70	99,99	100,08	100,11	99,98	99,34
Na ₂ O/K ₂ O	4,68	5,69	3,85	8,39	3,00	4,86	8,50	4,08	8,24	4,47	5,81	4,57	8,18	5,79	5,17	5,63
al	0,87	0,93	0,92	1,44	0,82	0,79	1,02	0,93	0,82	0,84	0,94	0,84	0,72	0,89	0,89	0,61
mg	0,53	0,52	0,55	0,51	0,51	0,59	0,49	0,48	0,51	0,68	0,60	0,54	0,61	0,55	0,62	0,65
Кварц	0,00	0,00	0,00	0,00	3,82	3,66	0,95	1,54	2,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,43	0,00
Анортит	32,20	32,17	27,93	42,61	34,98	29,07	35,46	30,81	35,03	35,07	31,72	35,09	33,60	30,96	34,19	29,72
Альбіт	17,96	23,95	20,89	21,35	10,77	14,64	20,99	16,86	11,72	16,59	20,11	17,18	14,64	18,48	12,63	15,23
Ортоклаз	2,78	3,01	3,84	1,83	2,66	2,19	1,77	2,90	1,00	2,78	2,54	2,72	1,30	2,25	1,71	1,89
Діопсид	22,93	8,24	27,56	9,68	15,51	22,80	11,63	28,43	21,82	17,04	22,10	10,53	9,38	22,58	26,48	11,71
Гіперстен	12,68	19,19	10,73	12,20	24,17	21,20	22,92	13,49	21,54	0,00	5,57	23,10	30,47	19,21	19,23	17,88
Олівін	5,38	5,93	3,14	4,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	21,97	10,52	4,47	3,33	0,00	0,00	17,26
Ільменіт	1,54	2,09	1,25	1,39	1,67	1,31	1,58	1,27	1,75	0,80	1,39	1,12	0,97	1,52	0,89	0,49
Магнетит	2,57	2,68	2,25	2,06	2,73	2,32	2,57	2,52	2,78	2,12	2,17	2,74	2,62	2,42	2,13	1,75
Апатит	0,16	0,35	0,19	0,25	0,28	0,21	0,21	0,14	0,19	0,14	0,25	0,25	0,19	0,12	0,09	0,14

Примітка. Аналізи виконані в ЦЛ КП «Південукргеологія» та лабораторії ІГМР НАН України.

За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, яке в середньому складає 4,39 (табл. 6.5), породи належать до натрієвої серії. Значення коефіцієнту глиноземистості al за рідкісними виключеннями потрапляють в інтервал 0,75-1,0, що дає змогу віднести їх до групи помірноглиноземистих. За магнезіальністю виділяються переважно залізо-магнієві (середнє значення mg складає 0,52 і може сягати 0,68), рідше – магно-залізисті відміни. За середнім вмістом TiO_2 0,84 % амфіболіти є помірнотитаністими з несистемними варіаціями від дуже низькотитаністих ($\text{TiO}_2=0,3\%$) і найбільш магнезіальних ($mg=0,65-0,68$) до високотитаністих ($\text{TiO}_2=1,7\%$) і залізистих ($mg=0,32-0,36$) відмін. Необхідно відмітити, що головні петрографічні різновиди амфіболітів (дрібносередньозернисті однорідні та середньозернисті порфіробластичні) практично не розрізняються між собою, ні за петрохімічними коефіцієнтами, ні на петрохімічних діаграмах, ні за нормативним складом.

За середнім хімічним складом амфіболіти подібні до толеїтів ЗКС (див. п. 6.1.3), особливо – до помірно низькотитаністих різновидів, а серед світових архейських утворень – до толеїтів TH1 за К. Конді [403, 163]. Головні відмінності полягають у вмісті загального заліза, що складає 12,11 % проти 12,54-14,55 % в базальтоїдах зеленокам'яних структурах і 10,89 % $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ в толеїтах TH1. Можна відмітити також трохи підвищені вмісти в амфіболітах MgO (7,23 %), CaO (10,75 %) і суми лугів ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,75\%$) у порівнянні з середніми показниками для порід ЗКС: 6,61; 9,33 і 2,56 % відповідно.

Щодо класифікації середніх і кислих порід на діаграмі JAFM (рис. 6.14, δ), то вона практично співпадає з такою за діаграмою $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, а саме, кристалосланці – це вапнисто-лужні базальти (в координатах кремнезем-луги вони відповідають переважно андезибазальтам), андезити, інколи – дацити, а плагіогнейси – дацити і ріоліти.

Група середніх-кислих порід за відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (середнє значення 3,33) представлена як утвореннями натрієвої, так і калій-натрієвої серій з переважанням перших серед кристалосланців, а других – серед плагіогнейсів. За значенням коефіцієнта al' в середньому 1,38 кристалосланці відносяться до

високоглиноземистих утворень, а плагіогнейси ($al' = 2,60$) – до надто високоглиноземистих. Цікаво, що магнезіальність mg кристалосланців складає 0,53, що відповідає рівню, встановленому для амфіболітів – 0,52. В плагіогнейсах вона знижується до 0,42.

Аналіз наведених вище петрохімічних даних дає підставу передбачати, що амфіболіти і кристалосланці, як первинно вивержені породи, формувалися за рахунок різних магматичних джерел, які не пов’язані між собою єдиними процесом кристалізаційної диференціації.

Кристалосланці, як вірогідні первинно магматичні утворення, за петрохімічним складом найбільш близькі малопоширеним середнім породам Олександрівської, Авdotівської та Софіївської ЗКС, а з породами решти структур виявляють певні відмінності. У першу чергу, це суттєво нижчий вміст FeO , що не перевищує 4,72 %, ніж у «зеленокам’яних» андезитах – до 7-9 %; дещо вищий вміст Al_2O_3 (15,35 %) у порівнянні з середніми значеннями 12,40-15,41 % для порід ЗКС; нижчі вмісти CaO – 6,31 % і Na_2O – 3,81 % на противагу 4-6 % і 2-3,5 % відповідно. Окрім цього, хімічний склад кристалосланців формує стійкий тренд у полі вапнисто-лужних серій (рис. 6.14,*a*), тоді як для середніх порід ЗКС характерні тренди проміжного і нестійкого типів [126] з переходами між вапнисто-лужною і толеїтовою серіями. Разом з тим, кристалосланці за розподілом головних петрогенних оксидів алюмінію, заліза, магнію і лугів добре зіставляються з архейськими геохімічними типами андезитів I і II за К. Конді [163].

Геодинамічне положення аульського комплексу за петрохімічними даними. Амфіболіти на діаграмі геодинамічних обстановок (рис. 6.7,*a,b*) утворюють спільну область з трендом від островодужних толеїтів (ІАТ) до вапнисто-лужних базальтів (САВ). Важливо те, що перша обстановка є характерною для однорідних дрібносередньозернистих амфіболітів, друга – для порфіробластичних. Аналогічні результати отримані також для трикутної діаграми палеообстановок базальтового вулканізму $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$, згідно з якою протоліти амфіболітів (за винятком зразка Bz-03) сформувалися в

неокеанічних умовах, найімовірніше – острівних дуг. Цікавим з точки зору площацного поширення амфіболітів є розташування значної кількості фігуративних точок в області перекриття острівних дуг з трапами. Багатокомпонентна діаграма (J. Pearce, 1976, [461]) вказує на формування досліджених порід в обстановці, близької за умовами до сучасних острівних дуг (рис. 6.8).

6.1.3 Середньопридніпровський комплекс.

Найпоширеніші утворення у складі зеленокам'яного СФК – це вулканіти та просторово і генетично пов'язані з ними гіпабісальні інтузивні породи, які формують так звані ВПА [30, 334]. Загальна особливість магматичних утворень зеленокам'яного СФК – це приналежність до нормальногоряду, що добре відображається на класифікаційній діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 6.16). У цьому відношенні породи новокриворізької світи, які виявляють тренд хімічного складу у бік сублужного ряду, розглядаються як своєрідне виключення. Необхідно відзначити, що дані хімічного (силікатного) аналізу, які відображені на приведених нижче класифікаційних та інших діаграмах, отримані автором особисто (значний масив інформації по Сурській, Конкській та Верхівцевській ЗКС) та/або почерпнуті з опублікованих і фондових джерел.

Магматичні утворення Сурської ЗКС формують два петрохімічні скupчення (центри) округлої форми, один з яких відповідає основним, другий – кислим породам. В інтервалі значень SiO_2 55-61 % в області середніх магматитів спостерігається своєрідний розрив хімічного складу порід. Порівняно невелика кількість фігуративних точок, які потрапляють до цієї області, самостійну петрохімічну групу не утворює і виявляє чітку приуроченість до центрів або базитів, або кислих порід. До базитового центру тяжіють також ультрабазити зі вмістом $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ більше 1 %, тоді як головний їх обсяг, з низьким вмістом лугів ($\leq 0,5 \text{ Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), формує окреме поле лінійно-видовженої форми, яке простягається паралельно осі абсцис в область основних порід аж до значень

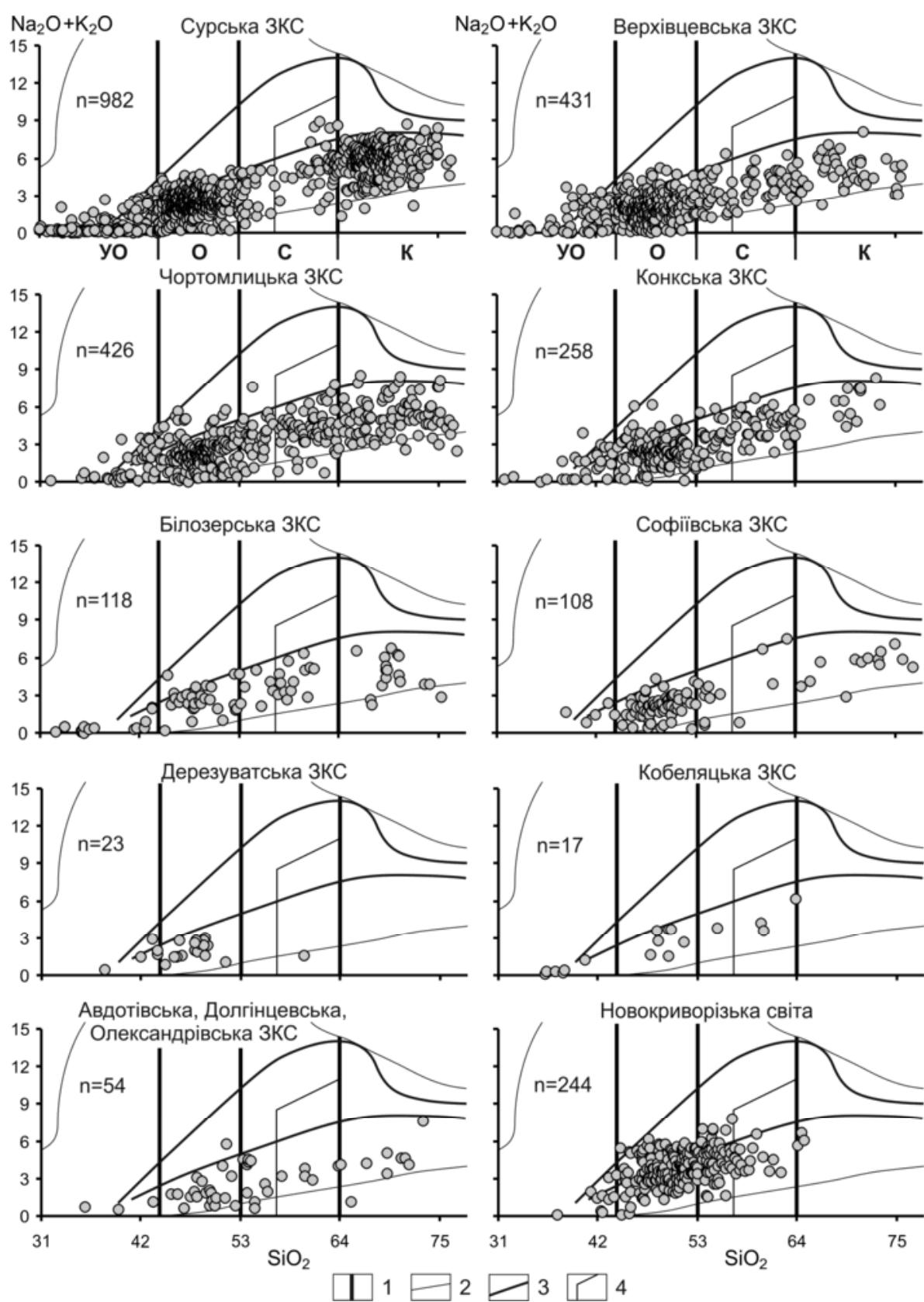


Рис. 6.16. Магматичні породи ЗКС на діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Границі на діаграмі: 1 – між групами порід (**УО** – ультраосновні, **О** – основні, **С** – середні, **К** – кислі); 2 – області розповсюдження хімічних складів порід, 3 – між породами нормальню, підвищеної і високої лужності, 4 – поля вмісту кварцу більше 5 %.

47 % SiO_2 . Подібна поведінка хімічного складу ультрабазитів відмічається і в інших структурах, що підтверджує точку зору М.М. Ільвицького, А.О. Сіворонова, А.Г. Смоголюк [127, 128, 290] про наявність серед цих утворень похідних ультраосновної та основної магм, які представлені дуніт-гарцбургітовою та габро-дуніт-піроксенітовою формациями відповідно.

У Верхівцевській ЗКС, на відміну від Сурської, група низьколужних ультрабазитів проявлена менш виразно і суттєво поступається різновидам з підвищеним вмістом $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, які виявляють петрохімічний зв'язок з базитами. Середні та кислі породи в цій структурі представлені в незначних і приблизно однакових обсягах.

Для Чортомлицької ЗКС характерне певне зменшення ролі ультраосновних порід у порівнянні з першими двома структурами. Поряд з добре вираженим базитовим скupченням добре виділяється поле утворень середньо-кислого складу. Між собою вони розмежовуються приблизно по абсцисі SiO_2 57 %.

В складі Конкської ЗКС домінують базити з підпорядкованим значенням інших груп порід, серед яких найбільш помітний розвиток мають утворення середнього складу. Необхідно відмітити незначне поширення кислих порід і суттєве зниження ролі ультрабазитів. Такою ж мірою щодо останніх характеризується і Білозерська ЗКС, петрохімічний фон якої визначають основні, а також середні та кислі породи.

Подібно описаним вище «головним» структурам дрібніші Софіївська, Дерезуватська, Кобеляцька та група ізометричних ЗКС поблизу Кривого Рогу за наявними петрохімічними даними також характеризуються домінуванням базитів у своїй будові. Серед них зазвичай відмічається певний обсяг ультрабазитів, а середні та кислі породи якщо і наявні, то у обмеженій кількості.

Магматичні утворення Криворізької структури (новокриворізької світи) формують петрохімічне скupчення в області основних і середніх порід в інтервалі значень SiO_2 47-57 %; утворення ультраосновного складу відмічаються дуже рідко, а кислого – практично відсутні. На відміну від усього

масиву розглянутих вище порід нормальної лужності, приблизно третина магматитів новокриворізької світи за сумою лугів $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, що сягає 6 %, відноситься до сублужного ряду. Зростання суми лугів викликане переважно підвищеним вмістом K_2O . Згідно точки зору Б.І. Малюка та І.С. Паранька, які виконували співставлення вулканітів криворізької і конкської серій [210, 211], додатковий калій був привнесений в результаті постгенетичних метаморфічних або метасоматичних процесів. В.В. Покалюк вважає [257, 260], що сублужні породи відображають особливості архейського магматизму в межах Криворізької структури.

За діаграмами AFM (рис. 6.17) і JAFM (рис. 6.18) магматичні утворення ЗКС класифікуються на три серії: толеїтову, коматітovу і вапнисто-лужну. Найбільш виразно усі три серії виділяються для Сурської та Чортомлицької ЗКС. Коматітова серія представлена ультрабазитами, а також незначним обсягом основних порід – високомагнезіальних базитів. Базити, високозалізисті ультрабазити, низьколужні середні породи відносяться до найчисельнішої толеїтової серії. Вапнисто-лужна серія утворена головним обсягом середніх і кислими магматитами. Петрохімічний тренд порід вапнисто-лужної серії може сполучатися з утвореннями толеїтової серії, що найкраще спостерігається на діаграмах для Чортомлицької, Верхівцевської, Конкської ЗКС.

Варто зазначити, що діаграма AFM не дає однозначної відповіді приналежність вулканітів новокриворізької світи до певної магматичної серії, незважаючи на їх достатнє забезпечення аналітичними даними (244 аналізи). Вірогідно співвідношення між петрогенними оксидами порушилось внаслідок суттєвого привнесення K_2O , про що наголошувалось вище. Більш інформативною виявилася діаграма в координатах малорухливих катіонів $\text{Al} - \text{Fe} + \text{Ti} - \text{Mg}$ або JAFM (рис. 6.19), яка застосовується як для нормальних, так і сублужних магматитів [439]. Більшість фігуративних точок вулканітів основного і середнього, частково ультраосновного складу на ній потрапляють у поле толеїтової серії, а до вапнисто-лужної та коматітової – незначний обсяг основних і середніх та ультраосновних основних порід відповідно.

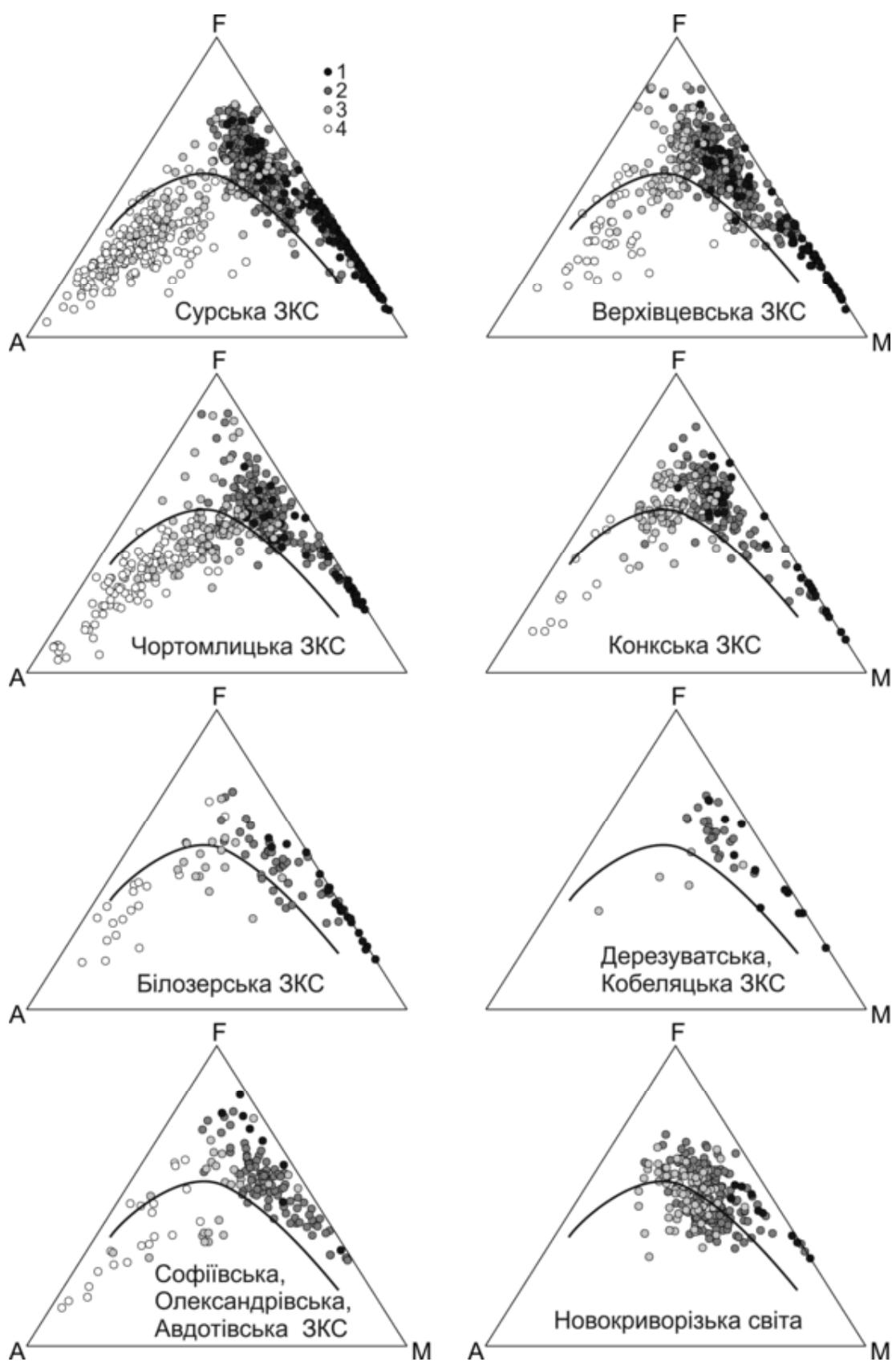


Рис. 6.17. Магматичні серії утворень зеленокам'яних структур на діаграмі AFM (Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971). Групи порід: 1 – ультраосновні, 2 – основні, 3 – середні, 4- кислі.

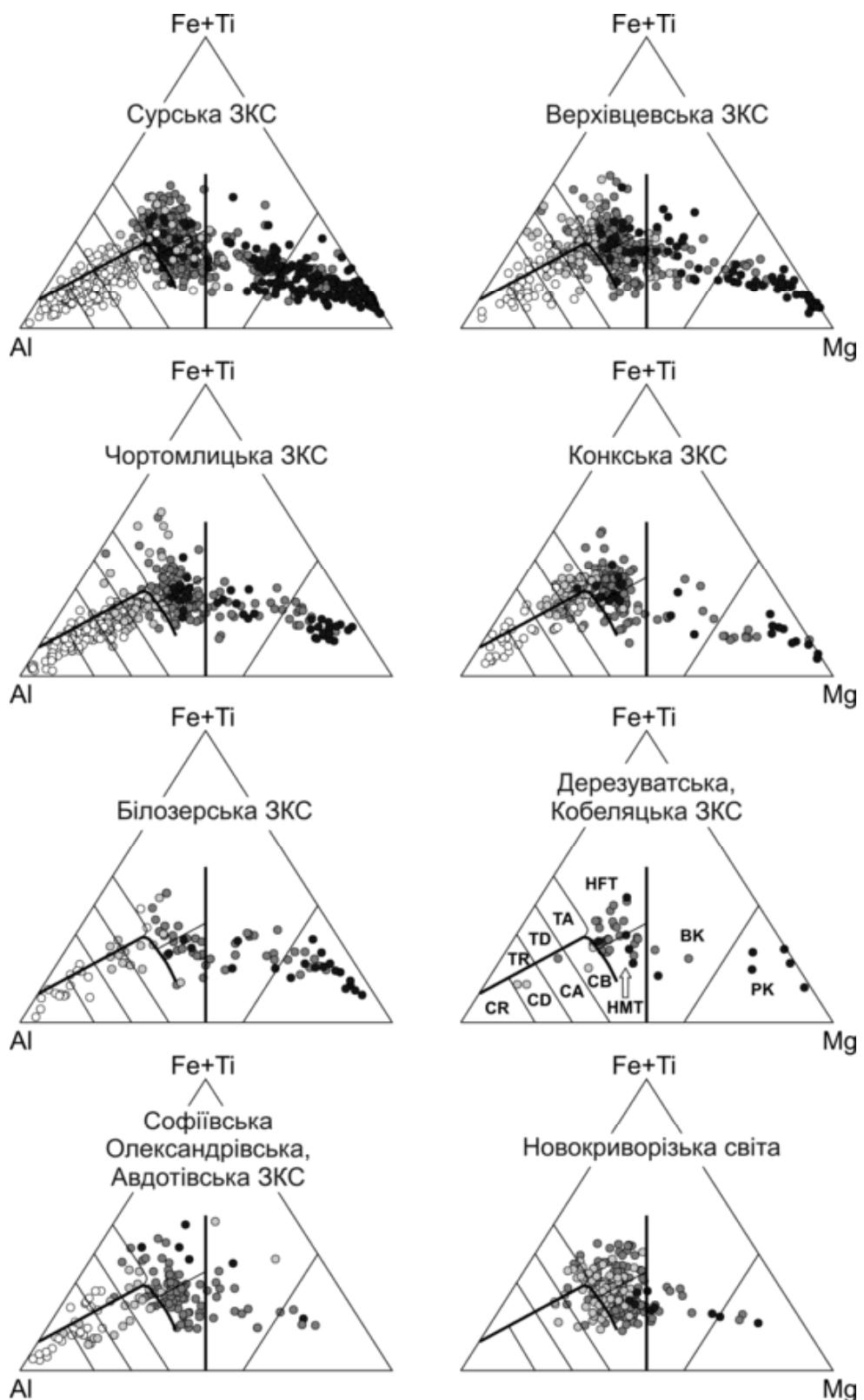


Рис. 6.18. Магматичні породи ЗКС на діаграмі JAFM (Jensen, L.S., 1976) [439]. Толеїтові серії: НМТ – високомагнезіальні толеїти, НФТ – високозалізисті толеїти, ТА – андезити, ТД – дацити, ТР – ріоліти; вапнисто-лужні серії: СВ – базальти, СА – андезити, СД – дацити, СР – ріоліти; коматітові серії: РК – піроксенітові коматіти, ВК – базальтові коматіти (коматітові базальти).

За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породи основного і ультраосновного складів переважно належать до натрієвих, а середнього і кислого – до натрієвих або калій-натрієвих. Разом з тим, в окремих структурах фіксується збільшення обсягу базит-ультрабазитів калій-натрієвої та поява утворень калієвої серії. Зазвичай такі факти добре пояснюються накладеними вторинними змінами і найчастіше відмічають для порівняно більш деформованих і метаморфізованих структур, як наприклад Конська. Ще більшою мірою це стосуються основних і середніх вулканітів новокриворізької світи, які переважно є калій-натрієвими або й калієвими вірогідно за рахунок суттєвого привнесення калію.

Отже, поряд з повсюдно переважаючими базитами практично у всіх ЗКС містяться ультрабазити. Кислі магматити відіграють важливу роль у будові Сурської, Чортомлицької та Білозерської ЗКС, в інших структурах – вони є другорядними утвореннями. Породи середнього складу є найменш поширеними. За відношенням оксидів силіцію та суми лугів вони формують самостійні петрохімічні групи у Конській, Білозерській та інших ЗКС, але найчастіше відносяться до крайніх членів базитової і/або кислої асоціацій, що найяскравіше проявилося у Сурській структурі. Архейські магматити Криворізької структури у складі новокриворізької світи представлені основними-середніми породами. Ультраосновні породи усіх структур відносяться переважно до коматітової, основні та деякий обсяг середніх – до толеїтової (з деякими застереженнями щодо новокриворізької світи), середні та кислі – до вапнисто-лужної магматичних серій. За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ породи переважно належать до натрієвої, меншою мірою до калій-натрієвої серій. Проте виділення серій на основі відношення лугів не завжди відповідає внаслідок випадків суттєвого збагачення порід калієм.

6.1.3.1 Базальти і долерити.

Основні магматичні породи – базальти і долерити – є найпоширенішими в розрізах ЗКС. Це утворення виключно нормальної лужності (з відміченими вище застереженнями щодо Криворізької структури) переважно толеїтової,

частково коматітової магматичних серій. Базальтові коматіти (коматітові базальти) та подібні до них породи були розглянуті вище в групі ультраосновних магматитів. Власне толеїти добре відділяються від них за хімічним складом, в першу чергу, за вмістом MgO , що можна спостерігати на діаграмах AFM і JAFM (рис. 6.17, 6.18). Границею між цими групами порід приймається вміст MgO 9 %. У порівнянні з базальтовими коматітами толеїти мають вищі вмісті TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O і K_2O , нижчі (< 1) значення MgO/FeO (табл. 6.6).

За петрохімічними показниками толеїтові базальти усіх ЗКС – це низькоглиноземисті породи з середнім значенням коефіцієнту $al' = 0,68-0,74$ (табл. 6.6). Лише основні вулканіти Криворізької структури сягають межі з помірно глиноземистими породами ($al' = 0,75$). Магнезіальність $mg = Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+})$ толеїтів не перевищує 0,5 за винятком Олександрівської ЗКС $mg = 0,52$ і в середньому знаходиться в інтервалі від 0,42 (Кобеляцька ЗКС) до 0,5 (Криворізька структура).

На діаграмі AFM (рис. 6.17) базити усіх ЗКС формують тренди в полі толеїтових магматичних серій. В окремих ЗКС через породи середнього складу вони сполучаються з утвореннями вапнисто-лужних серій. Найбільш виразно це спостерігається для Конської та Верхівцевської ЗКС. Згідно з діаграмою JAFM (рис. 6.18) основні породи представлені нероздільною єдиною сукупністю високозалізистих і високомагнезіальних толеїтів. Необхідно відмітити, петрохімічна компактність проявляється для толеїтів і на діаграмі $CaO-MgO-Al_2O_3$ (рис. 6.24), де вони концентруються в полі типових толеїтів зеленокам'яних поясів світу TH.

Таблиця 6.6

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів у толейтових базальтах зеленокам'яних структур СПК

	Сурська, n=395		Верхівцевська, n=187		Чортомлицька, n=149		Конкська, n=128		Білозерська, n=27		Софіївська, n=56		Олександрівська, n=15		Кобеляцька, n=8		Дерезуватська, n=16		Криворізька, n=117	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	47,35	2,69	47,66	2,91	48,15	2,92	47,90	3,75	47,86	2,50	48,57	2,76	49,04	2,45	48,37	3,34	47,67	2,11	49,77	2,16
TiO ₂	1,07	0,48	0,87	0,36	0,98	0,41	0,94	0,35	1,04	0,56	1,23	0,60	0,83	0,22	1,25	0,27	1,08	0,49	1,11	0,54
Al ₂ O ₃	13,71	2,00	14,03	2,01	14,25	2,15	14,10	1,66	14,61	1,51	14,34	1,53	14,42	1,50	15,20	3,19	14,26	1,59	14,38	1,62
Fe ₂ O ₃	3,98	2,18	3,42	1,76	3,16	1,61	3,08	1,51	2,36	1,10	3,38	2,07	1,95	0,94	4,47	1,75	3,23	1,41	3,30	1,71
FeO	9,33	1,99	9,63	2,33	9,45	2,13	10,10	1,99	11,60	2,10	10,49	3,76	10,33	1,74	10,25	2,64	10,58	1,96	9,00	2,50
MnO	0,22	0,41	0,19	0,05	0,18	0,07	0,30	0,98	0,16	0,08	0,21	0,07	0,74	1,98	0,20	0,08	0,22	0,06	0,19	0,06
MgO	6,55	1,34	6,45	1,60	6,63	1,42	6,22	1,35	6,83	1,62	6,30	1,58	7,30	1,08	5,89	1,57	7,06	0,97	6,82	1,44
CaO	9,67	1,84	8,97	2,72	9,79	2,37	10,20	1,98	8,23	2,61	10,71	1,58	10,62	2,03	6,90	3,67	10,72	1,57	7,45	2,04
Na ₂ O	2,16	0,77	1,92	0,86	1,97	0,85	2,01	0,81	2,19	0,68	2,16	0,65	1,62	0,72	1,89	0,86	2,05	0,59	2,48	0,79
K ₂ O	0,30	0,25	0,35	0,46	0,59	0,58	0,48	0,35	0,63	0,47	0,23	0,13	0,32	0,34	0,70	0,31	0,20	0,07	1,33	1,00
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,13	0,14	0,11	0,20	0,13	0,09	0,14	0,21	0,19	0,15	0,09	0,05	0,14	0,06	0,09	0,03	0,11	0,11
MgO/FeO	0,70		0,67		0,70		0,62		0,59		0,60		0,71		0,57		0,67		0,76	
al'	0,69		0,72		0,74		0,73		0,70		0,71		0,74		0,74		0,68		0,75	
mg	0,48		0,48		0,49		0,46		0,47		0,45		0,52		0,42		0,48		0,50	
f	0,85		0,88		0,84		0,95		0,98		0,97		0,82		1,03		0,88		0,78	

Примітки. *n – кількість аналізів, al'=Al₂O₃/(FeO+Fe₂O₃+MgO) mg=Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺), f=(Fe²⁺+Fe³⁺)/Mg

Важливі неоднорідності хімічного складу основних порід вдалося виявити за вмістом TiO_2 , на підставі чого виділені високо- ($> 1,5 \%$) та низькотитанисті ($< 1,5 \%$) толеїти. У свою чергу у складі останніх згідно загальноприйнятої класифікації [111] можна вирізнати помірно та дуже низькотитанисті різновиди (табл. 6.7), межею між якими є вміст TiO_2 0,75 %. На діаграмі $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{*}10\text{-MgO}$ (рис. 6.19) можна спостерігати, що фігуративні точки високотитанистих порід демонструють певну відособленість від помірно та дуже низькотитанистих різновидів. Останні утворюють єдине скупчення фігуративних точок у всіх структурах. Незначне розбалансування складу відмічається лише у найбільш низькотитанистих породах Верхівцевської ЗКС. З еталонними геохімічними типами толеїтів TH1 і TH2, виділених К. Конді [415], добре зіставляються помірно низькотитанисті толеїти, які фактично відповідають середньому складу толеїтів у тій чи іншій структурі (табл. 6.6 і 6.7).

Високотитанисті толеїти за поширеністю значно поступаються помірно-, меншою мірою – дуже низькотитанистим різновидам. Найчастіше вони трапляються в межах Сурської та в складі новокриворізької світи Криворізької структури, рідше в інших ЗКС. В межах Софіївської ЗКС вони виявляють петрохімічну спорідненість з виділеним різновидом НFT високозалізистих мафіт-ультрамафітів – феробазальтоїдів і ферогаброїдів. В Сурській структурі – це переважно долерити, рідше базальти, які вміщують до 10 % титаномагнетиту, завдяки чому добре виділяються на картах магнітного поля лінійними позитивними аномаліями.

Таблиця 6.7

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів у високотитанистих, помірно і дуже низькотитанистих толеїтових базальтах ЗКС

	Сурська	Верхівцевська	Чортомлицька	Конкська	Софіївська	Криворізька
Високотитанисті толеїтові базальти						
n	59	12	16	8	10	21
SiO ₂	47,66	49,22	48,83	50,44	48,63	48,26
TiO ₂	2,02	1,73	1,80	1,75	1,84	2,05
Al ₂ O ₃	12,78	12,53	13,30	12,40	14,38	12,81
Fe ₂ O ₃	5,29	4,67	3,69	4,37	3,23	4,20
FeO	10,80	12,38	11,42	12,59	11,89	12,06
MnO	0,23	0,22	0,22	0,22	0,19	0,24
MgO	5,18	4,59	5,29	4,46	4,68	6,36
CaO	8,49	7,53	9,50	8,29	9,45	6,79
Na ₂ O	2,39	2,09	1,80	2,03	2,49	2,05
K ₂ O	0,33	0,51	0,54	0,55	0,29	1,70
P ₂ O ₅	0,26	0,19	0,30	0,29	0,31	0,21
MgO/FeO	0,48	0,37	0,46	0,35	0,39	0,53
al'	0,60	0,58	0,65	0,58	0,73	0,57
mg	0,37	0,33	0,39	0,33	0,36	0,42
f	1,69	2,03	1,56	2,07	1,77	1,40
Помірно низькотитанисті толеїтові базальти						
n	261	108	91	79	33	57
SiO ₂	47,51	47,67	48,11	48,21	49,21	49,98
TiO ₂	0,98	0,98	1,02	1,02	1,04	1,09
Al ₂ O ₃	13,97	13,73	14,37	14,14	14,52	14,19
Fe ₂ O ₃	3,96	3,59	3,33	2,93	3,04	3,67
FeO	9,25	9,81	9,38	10,33	9,50	8,71
MnO	0,23	0,19	0,19	0,35	0,20	0,18
MgO	6,63	6,40	6,62	6,29	6,80	6,72
CaO	9,67	8,95	9,66	9,92	11,04	7,77
Na ₂ O	2,19	1,83	1,98	2,16	2,26	2,47
K ₂ O	0,30	0,33	0,62	0,51	0,21	1,24
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,10	0,13	0,14	0,11
MgO/FeO	0,72	0,65	0,71	0,61	0,72	0,77
al'	0,70	0,69	0,74	0,72	0,75	0,74
mg	0,48	0,47	0,49	0,46	0,50	0,50
f	1,08	1,14	1,05	1,16	1,01	1,00
Дуже низькотитанисті толеїтові базальти						
n	75	67	42	40	8	38
SiO ₂	46,54	47,36	47,96	46,71	50,15	50,22
TiO ₂	0,61	0,54	0,60	0,58	0,59	0,61
Al ₂ O ₃	13,56	14,79	14,35	14,33	14,78	15,39
Fe ₂ O ₃	3,04	2,92	2,57	3,18	4,47	2,24
FeO	8,44	8,84	8,87	9,17	7,35	7,73
MnO	0,19	0,18	0,15	0,23	0,16	0,17
MgO	7,36	6,87	7,17	6,40	6,60	7,30
CaO	10,62	9,27	10,16	11,12	11,60	7,51
Na ₂ O	1,87	2,03	2,00	1,70	1,91	2,77
K ₂ O	0,27	0,36	0,54	0,41	0,25	1,18
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,06	0,05	0,10	0,06
MgO/FeO	0,87	0,78	0,81	0,70	0,90	0,94
al'	0,72	0,79	0,77	0,76	0,80	0,89
mg	0,54	0,52	0,53	0,49	0,51	0,57
f	0,85	0,93	0,87	1,05	0,75	0,75

Примітки. n – кількість аналізів, al' = Al₂O₃/(FeO + Fe₂O₃ + MgO), mg = Mg/(Mg + Fe²⁺ + Fe³⁺), f = (Fe²⁺ + Fe³⁺)/Mg.

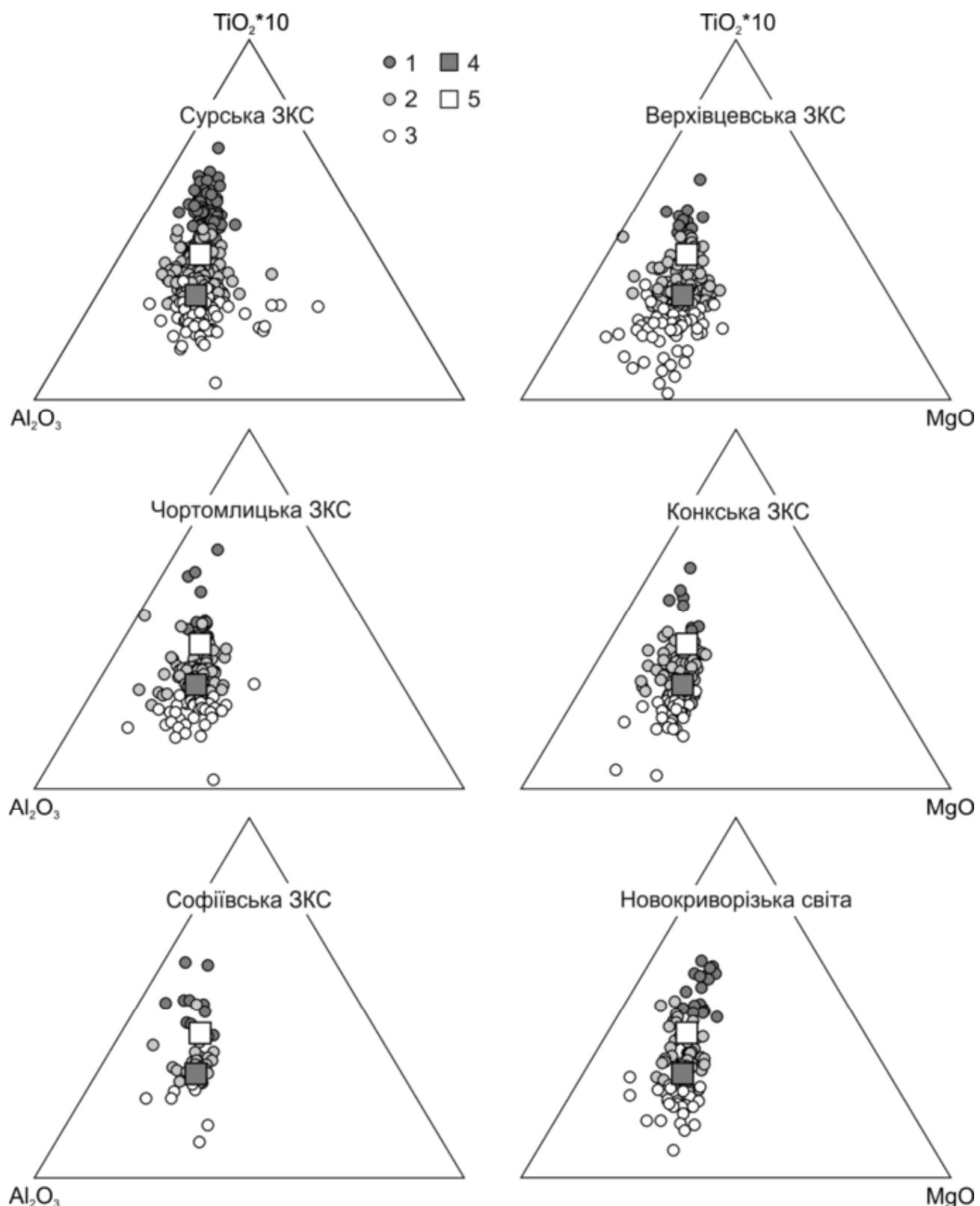


Рис. 6.19. Толеїти Середнього Придніпров'я на діаграмі $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}\text{TiO}_2^{*10}\text{-MgO}$: 1 – високотитанисті та 2 – помірно- і 3 – дуже низькотитанисті. Еталонні типи толеїтів за К. Конді [415]: 4 – TH1 і 5 – TH2.

Долерити в одному випадку мають поступові переходи з базальтами і розглядаються як розкристалізовані внутрішні частини найбільш потужних лавових потоків, в другому – складають виразно січні дайкоподібні та суббулканічні тіла, іноді складної силоподібної морфології [318, 336]. За петрохімічними та петрографічними ознаками вони ніяк не розрізняються, що може вказувати на спільне для них магматичне джерело, незважаючи на відмінності у морфології та залягання утворюваних ними геологічних тіл. В стратиграфічному відношенні вони приурочені до верхньої частини розрізу Сурської ЗКС, яка нами пропонується до виділення в ранзі апоплонівської світи. Ці породи описувався нами й раніше, проте як окремий петрохімічний тип високотитаністих толейтів виділяються вперше. Примітно, що вони розповсюджені в південній частині згаданої структури, де виділяється Солонянське золоторудне поле, відоме низкою потенційно промислових родовищ і рудопроявів золота, серед яких Сергіївське та Балка Золота [339, 341].

Високотитаністі толеїти у порівнянні із середнім складом базальтоїдів ЗКС (табл. 6.6, 6.7) вміщують більше TiO_2 – в середньому від 1,73 до 2,05 %, значно більше сумарного заліза Fe_2O_3+FeO – 15,11-17,05 %, дещо більше P_2O_5 – 0,19-0,31 % та помітно менше Al_2O_3 – 12,40-14,38 %, MgO – 4,46-6,36 % і CaO – 6,79-9,45 %. В нормативному складі наявний кварц до 15-18 %, витриманий вміст ільменіту 4-5 %, гіперстен зазвичай переважає над діопсидом. Необхідно відмітити, що в описаній групі порід дещо вирізняються базальти Криворізької структури за мінімальним вмістом CaO та максимальними MgO і K_2O . Вміст останнього складає 1,7 % за середніх значень 0,29-0,55 % в інших ЗКС.

На діаграмі JAFM (рис. 6.20) високотитаністі долерити і базальти усіх ЗКС потрапляють в поле HFT – високозалізистих толейтів. Найчисельніша група помірно низькотитаністих порід представлена рівною мірою як залізистими (HFT), так і магнезіальними (HMT) толейтами, фігуративні точки яких скупчуються поблизу лінії розділу цих порід. Дуже низькотитаністі

базальтоїди лише в Сурській, Чортомлицькій ЗКС та в новокриворізькій світі впевнено класифікуються за діаграмою JAFM як високомагнезіальні толеїти НМТ. У Верхівцевській, Софіївській, Конській ЗКС вони практично не відрізняються від помірно низькотитанистих базальтоїдів і разом з ними тяжіють до лінії розділу між петрохімічними типами HFT і НМТ. В обох випадках низькотитанисті толеїти виявляють певний тренд у бік вапнисто-лужних базальтів. В Чортомлицькій ЗКС він проявленій найбільш виразно.

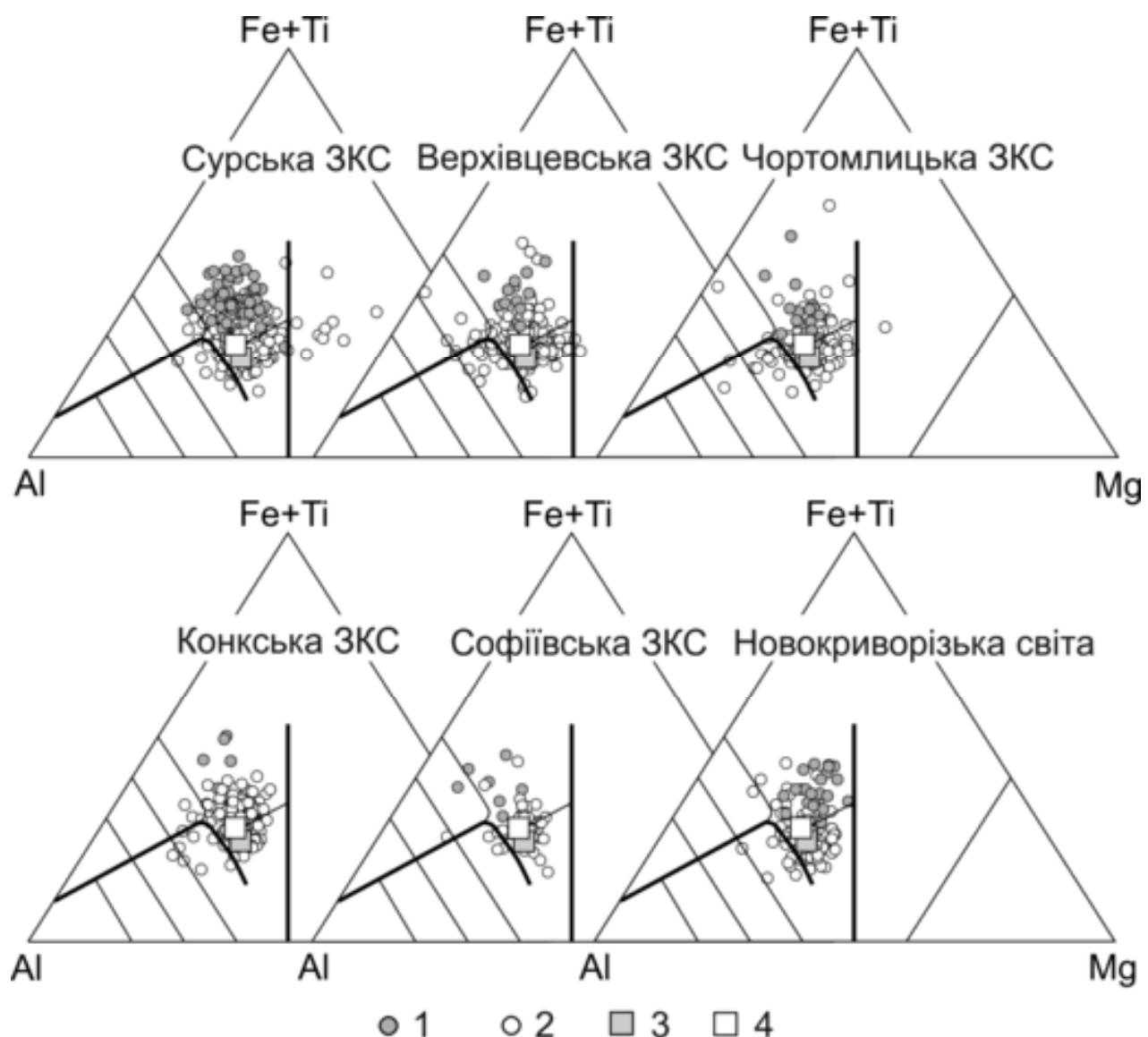


Рис. 6.20. Толеїтові базальти на класифікаційній діаграмі JAFM: 1 – високотитанисті, 2 – низькотитанисті. Еталонні типи толеїтів за К. Конді [415]: 3 – TH1 і 4 – TH2. Інші умовні позначення див на рис. 6.18.

Таким чином, основні магматичні породи зеленокам'яних структур СПК – це натрієві низькоглиноземисті, залисто-магнезіальні, від низько- до високотитанистих базальти і долерити толеїтової серії. Вони формують дві групи трендів диференціації єдиної вихідної базальтової магми, які добре розрізняються на діаграмі AFM і JAFM (рис. 6.17, 6.18) і в узагальненому вигляді представлена на рис. 6.21. Перша група трендів (власне толеїтова – ТН) відображає поступове збільшення ступеня диференціації порід в полі толеїтових серій, що контролюється збільшенням вмісту оксидів титану, заліза, фосфору та зниженням магнію, а також кальцію. Для всіх ЗКС, за виключенням Криворізької, тою чи іншою мірою проявлені толеїтові тренди типу ТН-S (аналоги – рифтогенні породи Скаєргардського плутону) і ТН-I (умови стиснення земної кори – острівні дуги, активні окраїни, зони колізії). Крайніми (найбільш диференційованими) породними складовими таких трендів є вперше виділені високотитанисти (1,5-3,5 % TiO_2), високозалізисті (до 17 % Fe_2O_3+FeO), низькомагнезіальні (4-6 % MgO), помірно кальцієві (6-9 % CaO) кварцнормативні толеїти.

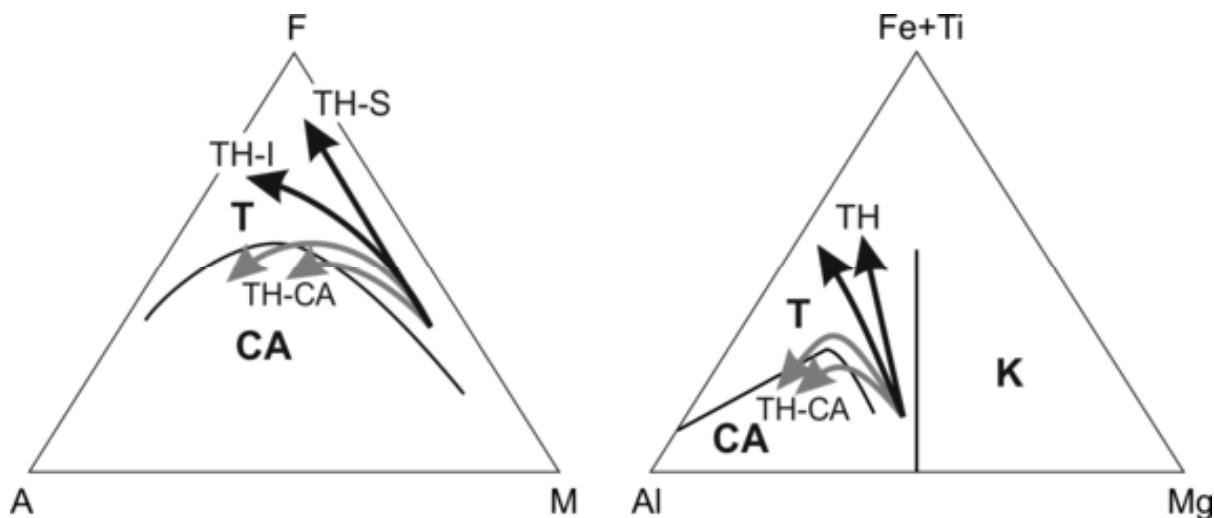


Рис. 6.21. Тренди диференціації основних магматичних порід на діаграмах AFM і JAFM. Групи трендів: ТН – толеїтова; ТН-S – рифтогенного (скаєргардського) типу, ТН-I – острівні дуги, активні окраїни, зони колізії; ТН-СА – толеїт-вапнисто-лужна. Поля магматичних серій: Т – толеїтових, СА – вапнисто-лужних, К – коматіїтових.

Друга група трендів (толеїт-вапнисто-лужна – ТН-СА) відображає варіації хімічного складу базитів толеїтової серії у бік порід вапнисто-лужних серій. Ймовірно такі процеси були зумовлені особливостями перебігу диференціації толеїтової магми або зміною геодинамічного режиму. Не виключається також формування трендів ТН і ТН-СА за рахунок утворень різних магматичних камер, які відокремилися від спільного первинного джерела. Тренди другої групи добре проявлени для порід Чортомлицької і Конської, менш виразно – для Софіївської, Олександровської, Білозерської ЗКС.

Плутонічні породи основного складу, які просторово асоціюють з базальтами і долеритами та генетично споріднені у складі єдиних ВПА, належать до окремих фаз верхівцевського базит-ультрабазитового комплексу. За петрографічними та петрохімічними ознаками вони класифікуються як габро-долерити, рідше – габро і долерити. У Софіївській ЗКС та у групі ізометричних структур поблизу Кривого Рогу [276] виявлені практично незмінені норити, габро-норити, габро, які за результатами ГГК-50 (О.М. Бестужев, 1994 р.) пропонувалось виділити в окремий олександропільський (пізніше назва трансформувалась в «олександровський») комплекс. Усі габроїди мають порівняно незначне поширення і представлені ізометричними штоко- або видовженими дайкоподібними тілами, розміром від десятків до перших сотень метрів, рідко – 1-2 км за видовженням.

За хімічним складом інтузивні базити комплексу відносяться до сімейства габроїдів нормальної лужності, натрієвої серії. Вони є помірно титаністими, залізо-магнієвими, низькоглиноземистими, помірно- та високозалізистими до ферогаброїдів, які в межах Софіївської ЗКС описані як мафіт-ультрамафіти типу НFT. Високозалізисті габроїди Сурської ЗКС з високим вмістом TiO_2 ($> 1,5 \%$) можуть розглядатися як плутонічні аналоги високотитаністичних толеїтів. На діаграмі A-S (рис. 6.22) фігуративні точки габроїдів переважно потрапляють в поле габро, в тому числі в зону перекриття з полем норитів.

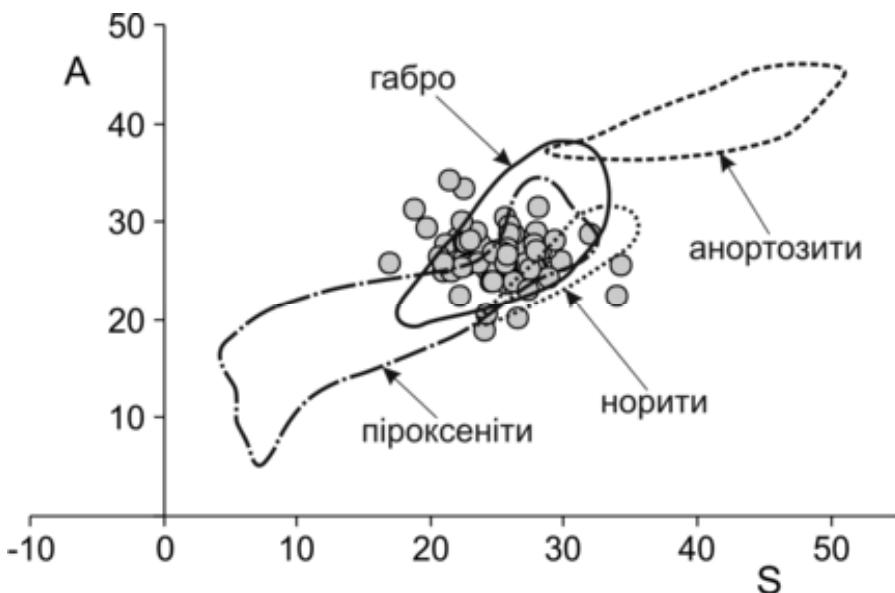


Рис. 6.22. Діаграма A–S для плутонічних базитів верхівцевського комплексу:
 $A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$, $S=SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2)$.

6.1.3.2 Коматіти.

Коматіти згідно з роботами першовідкривачів М. і Р. Вільджоенів [490], а також Н. Арнданта [382, 381], І.Г. Нісбета [377, 455], Р.В. Несбіта [454] та дослідників цих порід у Середньому Придніпров’ї А.О. Сівронова, О.Б. Боброва, Б.І. Малюка [21, 47, 209, 289, 290] – це високомагнезіальні ($MgO > 9\%$) ультрамафітові вулканіти з низькими вмістами K_2O і TiO_2 ($< 0,9\%$), які представлені як спініфекс-структурними, так і кумулятивними утвореннями. На момент відкриття коматітів М. і Р. Вільджоенами важливим діагностичним критерієм для їх виокремлення розглядалось високе (> 1) відношення CaO/Al_2O_3 . Пізніше І.Г. Нісбет та ін. [455] за наявності структури спініфекс припускали можливе зниження CaO/Al_2O_3 до 0,8. Більше того, внаслідок мобільності кальцію такий петрохімічний показник не завжди є достатньо інформативним. Тому Н. Арндант рекомендував [378] використовувати відношення відносно малорухливих елементів Al_2O_3/TiO_2 , за яким він виділив коматіти типів Барбертон (10-15) і Мунро (блізько 20). Останній деякими дослідниками виділяється як тип Йілгарн.

Питання класифікації коматітів і загалом високомагнезіальних базит-ультрабазитів до сьогоднішнього дня залишається дискусійним і фактично

знаходиться на стадії розробки. Так, в останніх роботах В.С. Куликов зі співавторами [175, 176] вирізняє коматітова сімейство і відносить до нього породи як ультраосновного, так і основного складу за умови, що відношення $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в них потрапляє в інтервал значень 10-30. Згідно з рекомендаціями Міжнародної спілки геологічних наук [435] межею між власне коматітами і коматітовими базальтами(базальтовими коматітами) пропонується розглядається вміст $\text{MgO}=18\%$. В даній роботі використовується найбільш відома класифікація, яка ґрунтуються на вмісті MgO і була розроблена М. і Р. Вільджоєнами, Н. Арндтом за участі І.Г. Нісбета [382, 455, 490]; її підтримував у своїх роботах К. Конді [163, 403, 409, 415]: виділяються перидотитові ($>24\% \text{ MgO}$), піроксенітові (14-24 % MgO) і базальтові (9-14 % MgO) коматіти.

Коматітові породи в межах СПК представлені високомагнезіальними ультрабазитами і, частково, базитами зі вмістом MgO від 9 до 42 % і більше. Середнє значення $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ для добре вивченої Сурської ЗКС складає 25,24 (медіана 22,42) за розмаху значень від 2,37 до 93,64, що відповідає типу Мунро за Н. Арндтом [378]. Вмісти K_2O і TiO_2 не перевищують 0,85 і 0,88 % і в середньому складають 0,14 і 0,25 % відповідно. Дещо нижче від нормативного середнє значення 0,61 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (медіана 0,94 за варіацій від 0,23 до 18,48) відображає відмічену Н. Арндтом мобільність Ca , що знаходить своє підтвердження в геолого-структурній локалізації коматітових вулканітів та, відповідно, різного впливу накладених магматичних, метаморфічних і супутніх тектонометасоматичних процесів. Так, крайові частини ЗКС, до яких приурочується значний обсяг ультраосновних вивержених порід, знаходяться в зонах довгоживучих глибинних розломів, метаморфізовані в епіidot-амфіболітової, амфіболітовій фаціях, інтенсивно деформовані, подекуди асимільовані більш пізніми інтузіями plagio-granitів та двопольовошпатових гранітів. На противагу цьому, коматіти у внутрішніх частинах ЗКС порівняно краще збереглися від післягенетичних перетворень і відношення $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для них зазвичай перевищує 1,0. Саме серед них достовірно виявляються потоки з

реліктою структурою гартування спініфекс, які описані на прикладі Сурської ЗКС в розділі 4.

Щодо площинного розповсюдження коматітів, то всі три різновиди (перидотитові, піроксенітові та базальтові) наявні в межах Сурської, Верхівцевської, Чортомлицької, Білозерської, Кобеляцької ЗКС (рис. 6.23, табл. 6.8). В Конській ЗКС найкраще проявлений перидотитові, тоді як піроксенітові та базальтові коматіти відмічаються доволі рідко. Найпомітніше відхилення від загального петрохімічного фону мафіт-ультрамафітів має Софіївська ЗКС. Так, виявлені в її межах коматіти за вмістом SiO_2 переважно відносяться до основних порід – базальтових коматітів. Власне ультрабазити ($\text{SiO}_2 < 44\%$) Софіївської ЗКС представлені специфічними високозалізистими породами, які умовно виділені як тип HFB (табл. 6.8). Вміст TiO_2 в них сягає 3,7 %, MgO – знижується до 3-7 % і рідко перевищує 9 %, сума Fe_2O_3 і FeO зростає до 20 % і більше. На діаграмі AFM (рис. 6.17) вони потрапляють у поле порід толеїтової серії, формують тренд скаєргардського типу і можуть розглядатися як диференціати базальтової магми – феробазальтоїди і ферогаброїди [52]. Аналогічні утворення поряд з типовими утвореннями коматітової і толеїтової серій наявні також в розрізах невеликих ЗКС поблизу Кривого Рогу (Олександрівська, Адот’ївська, Долгінцевська та ін.). Цікаво, що ці структури мають подібні до Софіївської ЗКС ізометричну морфологію в плані елементи внутрішньої розшарованості інтрузивних тіл [5276].

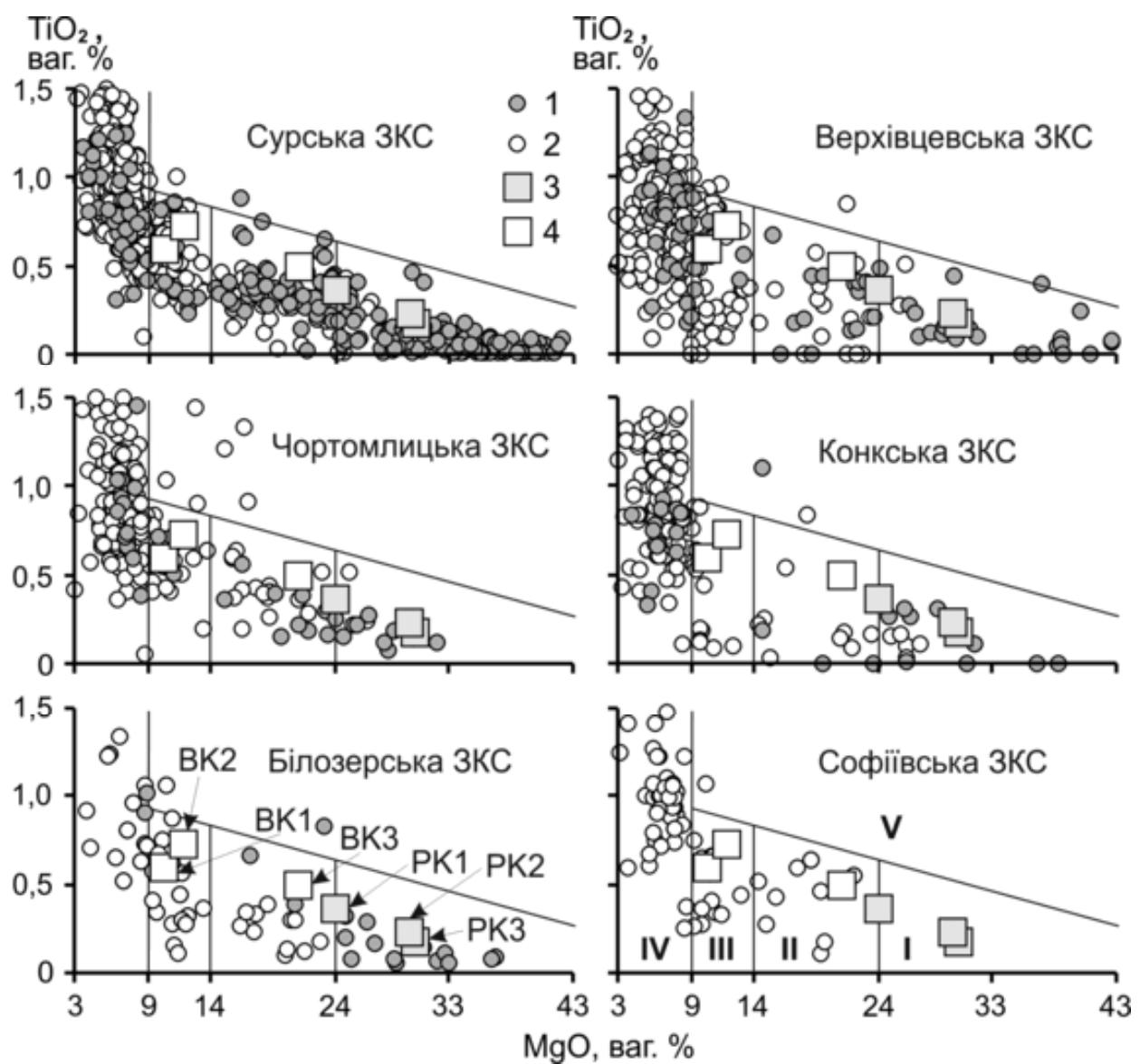


Рис. 6.23. Ультрабазити (1) і базити (2) СПК на діаграмі $MgO - TiO_2$ для вирізnenня і класифікації коматітів: 3 – спініфекс-структурні перидотитові коматіти (PK1 – зеленокам’яний пояс Абітібі, Канада; PK2 – Західна Австралія; PK3 – формація Коматі, Південна Африка) і 4 – базальтові коматіти BK1, BK2 і BK3 за К. Конді [163]. Петрохімічні поля: I – перидотитові коматіти, II – піроксенітові коматіти, III – базальтові коматіти (коматітові базальти), IV – толейтові базальти, V – лужні ультраосновні породи.

Таблиця 6.8

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів у коматітах ЗКС Середнього Придніпров'я (ваг. %)

	1 – Сурська ЗКС						2 – Верхівцевська ЗКС						3 – Чортомлицька ЗКС									
	PDK, n=71		PXK-1, n=77		PXK-2, n=77		BK, n=43		PDK, n=32		PXK, n=30		BK-1, n=32		BK-2, n=36		PDK, n=12		PXK, n=28		BK, n=35	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S		
SiO ₂	37,69	4,49	41,72	4,75	40,49	2,51	45,78	4,14	35,25	5,49	43,70	4,48	45,75	3,70	48,66	4,46	40,30	4,56	45,33	5,21	46,69	3,81
TiO ₂	0,13	0,11	0,34	0,16	0,36	0,10	0,55	0,19	0,11	0,14	0,28	0,22	0,61	0,22	0,32	0,24	0,20	0,12	0,46	0,28	0,69	0,29
Al ₂ O ₃	4,01	2,15	6,93	1,90	10,71	1,52	12,02	3,32	2,07	1,83	6,94	4,22	10,81	2,68	14,59	3,15	3,94	1,26	6,87	3,41	13,17	3,12
Fe ₂ O ₃	4,23	2,45	2,86	1,96	1,69	1,68	2,65	1,54	4,52	1,55	3,13	2,75	3,44	2,40	2,06	1,68	3,73	1,75	2,48	1,30	2,01	1,15
FeO	5,32	1,74	8,42	2,10	8,22	2,08	8,34	2,05	4,84	2,07	7,52	2,70	8,49	2,41	7,79	1,74	6,69	0,99	8,34	1,83	8,97	1,76
MnO	0,14	0,07	0,20	0,08	0,24	0,24	0,19	0,04	0,13	0,09	0,18	0,09	0,17	0,05	0,14	0,06	0,13	0,08	0,14	0,09	0,17	0,07
MgO	30,99	4,62	19,19	2,83	19,82	2,71	11,03	1,06	34,58	5,36	20,09	2,67	10,42	1,20	10,94	1,16	27,54	2,33	18,73	2,78	10,61	1,32
CaO	2,82	2,25	7,61	2,51	3,36	1,19	10,54	2,29	1,31	2,22	7,83	3,08	10,53	2,02	5,39	2,95	3,35	1,86	8,08	3,01	9,35	3,55
Na ₂ O	0,11	0,13	0,30	0,31	0,35	0,40	1,76	1,02	0,12	0,16	0,40	0,37	1,37	0,72	1,54	0,71	0,21	0,11	0,62	0,57	1,44	0,69
K ₂ O	0,10	0,09	0,14	0,12	0,15	0,21	0,33	0,24	0,07	0,07	0,23	0,37	0,25	0,36	0,57	0,54	0,06	0,04	0,24	0,29	0,39	0,38
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,07	0,10	0,05	0,05	0,06	0,05	0,02	0,04	0,14	0,14	0,10	0,10	0,19	0,20	0,05	0,06	0,05	0,04	0,07	0,05
CaO/Al ₂ O ₃	0,70		1,10		0,31		0,88		0,63		1,13		0,97		0,37		0,85		1,18		0,71	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	30,49		20,49		30,13		21,85		18,99		24,87		17,73		45,82		19,36		15,03		19,12	
MgO/FeO	5,83		2,28		2,41		1,32		7,14		2,67		1,23		1,41		4,12		2,25		1,18	
FeO/Fe ₂ O ₃	1,26		2,95		4,87		3,15		1,07		2,41		2,47		3,78		1,79		3,36		4,46	

Продовження табл. 6.8

	4 – Конкська ЗКС						5 – Білозерська ЗКС						6 – Софіївська ЗКС					
	PDK, n=14		PXK, n=15		BK, n=13		PDK, n=14		PXK, n=15		BK, n=25		HFB, n=4		PXK, n=9		BK, n=15	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	38,72	7,28	45,03	4,69	47,37	1,50	34,12	5,45	45,52	7,33	49,10	2,88	41,31	1,95	48,50	2,34	47,56	1,34
TiO ₂	0,13	0,12	0,52	0,70	0,50	0,46	0,14	0,09	0,33	0,20	0,49	0,27	2,51	0,93	0,42	0,19	0,50	0,23
Al ₂ O ₃	3,43	2,85	9,53	3,30	14,62	2,76	4,02	2,16	7,24	4,91	11,30	3,63	12,26	2,88	9,07	2,74	14,62	2,51
Fe ₂ O ₃	3,02	1,74	2,74	1,23	2,21	1,02	7,17	3,72	1,53	0,93	1,96	0,66	4,30	1,41	2,41	1,87	1,93	1,03
FeO	5,71	1,07	8,68	3,00	7,79	2,04	6,46	2,18	10,85	2,36	9,41	1,86	20,23	5,39	8,26	2,15	8,29	1,81
MnO	0,16	0,12	0,19	0,07	0,17	0,04	0,17	0,13	0,24	0,08	0,18	0,07	0,35	0,09	0,21	0,03	0,20	0,05
MgO	28,52	4,31	17,69	3,68	9,97	1,11	29,78	4,02	19,91	2,36	10,89	1,02	5,34	1,46	17,93	2,52	10,83	1,39
CaO	4,00	2,89	6,09	2,17	9,71	1,77	2,94	2,72	7,51	3,64	10,76	1,95	8,93	2,40	7,90	1,15	10,75	1,71
Na ₂ O	0,18	0,11	0,57	0,54	1,58	0,32	0,18	0,15	0,30	0,26	1,63	0,68	1,43	0,64	0,66	0,32	1,39	0,53
K ₂ O	0,11	0,11	0,80	0,87	0,57	0,55	0,09	0,07	0,26	0,52	0,73	0,72	0,23	0,07	0,17	0,09	0,26	0,13
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,07	0,09	0,06	0,06	0,11	0,37	0,09	0,10	0,06	0,07	0,51	0,25	0,08	0,03	0,09	0,06
CaO/Al ₂ O ₃	1,17		0,64		0,66		0,73		1,04		0,95		0,73		0,87		0,74	
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	26,52		18,38		29,51		29,44		21,88		22,90		4,89		21,48		29,39	
MgO/FeO	4,99		2,04		1,28		4,61		1,83		1,16		0,26		2,17		1,31	
FeO/Fe ₂ O ₃	1,89		3,17		3,52		0,90		7,10		4,80		4,70		3,43		4,31	

Закінчення табл. 6.8

	7 – Олександрівська та ін.				8 – Кобеляцька ЗКС				9 – Дерезуватська ЗКС				10 – Криворізька структура								
	HFB	PXK	BK, n=5	PDK, n=3	PXK	BK	HFB	BK, n=5	PDK	PXK, n=6	BK-1, n=12	BK-2, n=23	X	S	X	S	X	S	X	S	
	23605/46	20582/1162	X	S	X	S	140/302,6	2ГК/520	250/358,4	X	S	20588/175	X	S	X	S					
SiO ₂	43,40	39,54	48,46	1,88	36,94	1,17	37,82	48,60	43,81	45,07	2,51	37,57	43,99	2,02	47,02	2,61	48,72	2,62			
TiO ₂	1,42	0,34	0,76	0,21	0,09	0,06	0,15	0,80	2,62	0,48	0,08	0,24	0,31	0,10	0,61	0,21	0,78	0,37			
Al ₂ O ₃	12,95	6,90	12,98	1,51	0,52	0,39	4,49	13,87	11,80	16,98	1,70	6,03	10,02	3,68	13,41	2,58	15,46	1,35			
Fe ₂ O ₃	4,00	3,87	2,91	1,11	8,96	4,07	5,88	3,59	7,74	1,47	0,99	5,94	1,62	0,84	3,81	2,34	2,43	1,36			
FeO	15,09	8,09	9,63	3,13	6,75	3,68	6,85	9,68	12,16	9,55	0,64	6,56	9,89	1,16	8,18	2,04	8,77	2,51			
MnO	0,29	0,24	0,19	0,08	0,18	0,08	0,56	0,22	0,18	0,21	0,06	0,13	0,21	0,06	0,23	0,08	0,16	0,04			
MgO	7,69	24,08	10,82	1,45	33,21	3,10	21,08	9,24	6,50	12,04	1,94	28,75	19,47	4,18	11,20	1,55	10,52	1,16			
CaO	12,14	7,15	9,27	5,94	0,52	0,49	8,07	6,46	9,28	9,78	0,70	3,02	7,43	2,75	9,53	1,24	4,83	1,41			
Na ₂ O	0,80	0,48	0,94	0,30	0,15	0,11	0,12	2,75	1,70	1,82	0,58	0,07	0,52	0,52	1,56	0,99	2,21	0,85			
K ₂ O	0,30	0,08	0,32	0,32	0,09	0,02	0,22	0,80	0,16	0,31	0,09	0,04	0,13	0,20	0,90	0,55	1,33	0,70			
P ₂ O ₅	0,23	0,05	0,08	0,04	-	-	-	-	0,09	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,04	0,04	0,06	0,06			
CaO/Al ₂ O ₃	0,94	1,04	0,71		1,00		1,80	0,47	0,79	0,58		0,50	0,74		0,71		0,31				
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	9,12	20,29	16,99		5,78		30,97	17,34	4,50	35,38		25,13	32,15		22,13		19,90				
MgO/FeO	0,51	2,98	1,12		4,92		3,08	0,95	0,53	1,26		4,38	1,97		1,37		1,20				
FeO/Fe ₂ O ₃	3,77	2,09	3,30		0,75		1,16	2,70	1,57	6,48		1,10	6,12		2,15		3,61				

Примітки. Типи комітіїтів: PDK – перидотитові, PXK – піроксенітові, BK-1 і BK-2 – базальтові; HFB – феробазальтоїди і ферогаброїди; n – кількість аналізів, X – середнє значення, S – стандартне відхилення у вибірці, “-“ – визначення не виконувалися. За відсутності вибірки (< 3 аналізів) наведено результати хімічного аналізу представницької проби із зазначенням в чисельнику – номеру свердловини (відслонення), в знаменнику – глибини відбору (номеру) проби.

На рис. 6.23 добре видно, що перидотитові та піроксенітові коматійти більшості ЗКС чітко відділяються від толеїтових базальтів. В свою чергу вони розмежовуються і між собою, утворюючи два самостійні петрохімічні скupчення (тренди), як це спостерігається на прикладі Сурської ЗКС. Тренд перидотитових коматійтів простягається вздовж осі MgO в інтервалі 27-42 % і представлений переважно кумулятивними породами, в тому числі суббулканічної фази, вміст TiO₂ в яких не перевищує 0,2 %. Скупчення піроксенітових коматійтів розміщається також паралельно осі абсцис, але вже на рівні TiO₂ 0,3-0,5 %. Максимальні значення MgO цього тренду виходять за межі власне піроксенітових порід і сягають 26 %. За фаціальним складом серед них переважають лави із зонами спініфекс-структурних порід. Подібні тренди хімічного складу перидотитових та піроксенітових коматійтів відмічаються також в Чортомлицькій ЗКС, певною мірою вони проглядаються у Білозерській та Верхівцевській структурах.

Породи так званого «таллькового горизонту» у розрізі криворізької серії за даними робіт [257, 258, 262, 235, 237, 239] та ін. відносяться до збагачених силіцієм перидотитових, меншою мірою піроксенітових коматійтів, аналогічних таким у ЗКС Середнього Придніпров'я.

В координатах MgO і TiO₂ (рис. 6.23) перидотитові коматійти СПК добре зіставляються з коматітами типу РК2 (Західна Австралія) і РК3 (Південна Африка), а піроксенітові коматіти – з породами типу РК1 (Абітібі, Канада) і базальтовими коматітами типу ВК3, що виділені в роботах К. Конді [163, 403].

Базальтові коматіти (або коматітovі базальти) [47, 124, 290] зі структурами спініфекс та виразною петрохімічною принадлежністю до коматітової серії виявлені в верхній частині розрізу (алферівська світа) Верхівцевської та Сурської ЗКС. Разом з тим, головний обсяг базальтових коматійтів виявляє петрохімічний зв'язок з толеїтовими базальтами (рис. 6.23), що вказує на ймовірну генетичну спорідненість між ними, тобто формування за рахунок спільногого джерела толеїтovoї магми. В групі коматітovих порід вони розглядаються на підставі наявності діагностичних для коматійтів

петрохімічних характеристик, а саме MgO складає 9-14 %, CaO/Al₂O₃ – > 0,8, Al₂O₃/TiO₂ – 15-30, TiO₂ – 0,3-0,9 %, K₂O – < 0,9 %. Проте структура спініфекс в цих породах достовірно не задокументована. Відзначимо також, що в межах Верхівцевської, Конкської, Білозерської, Софіївської ЗКС зрідка виділяються низькотитанисті (0,1-0,4 % TiO₂) базальтові коматіти, які не виявляють чіткої приналежності до толеїтової чи коматітової серій. Такі утворення не мають свого аналога в класифікації К. Конді, тоді як типові базальтові коматіти зі вмістом TiO₂ до 0,9 % можуть зіставлятися з геохімічними типами BK1 і BK2, питання виділення яких більш детально будуть розглянуті у підрозділі 6.2.

Коматітові породи СПК за співвідношенням CaO, MgO і Al₂O₃ є подібними до типових утворень зеленокам'яних поясів світу (рис. 6.24). Загалом вони приурочуються до коматіт-толеїтового тренду зеленокам'яних поясів Канадського, Родезійського, Західно-Австралійського щитів (Абітібі, Белінгве, Уілуна Норсмен та ін.). Незначний обсяг порід з високим відношенням CaO/Al₂O₃ (1,5-8) зіставляється з різними петрохімічними типами коматітів зеленокам'яного поясу Барбертон (Південна Африка, кратон Каапвааль). Проте такі різновиди зазвичай характеризуються невитриманим вмістом вищеозначенних оксидів і не утворюють помітних скупчень фігуративних точок. Хіба що фігуративні точки піроксенітових коматітів Чортомлицької ЗКС утворюють більш-менш виразний тренд, характерний для порід району Барбертон. Разом з тим, він певною мірою узгоджується з полем післяархейської пікрит-okeаніт-анкарамітової асоціації. Породи з низьким значенням CaO/Al₂O₃ (< 0,8), для яких відсутні відомі світові аналоги, навпаки, найчастіше мають виразну петрохімічну компактність. Так, в Сурській ЗКС вони формують самостійне видовжене скупчення фігуративних точок, яке простягається паралельно тренду ККТ і за вмістом MgO відповідає піроксенітовим коматітам з незначними заходами в області перидотитових і базальтових коматітів. В табл. 6.8 ці утворення виділені як петрохімічний тип РХК-2.

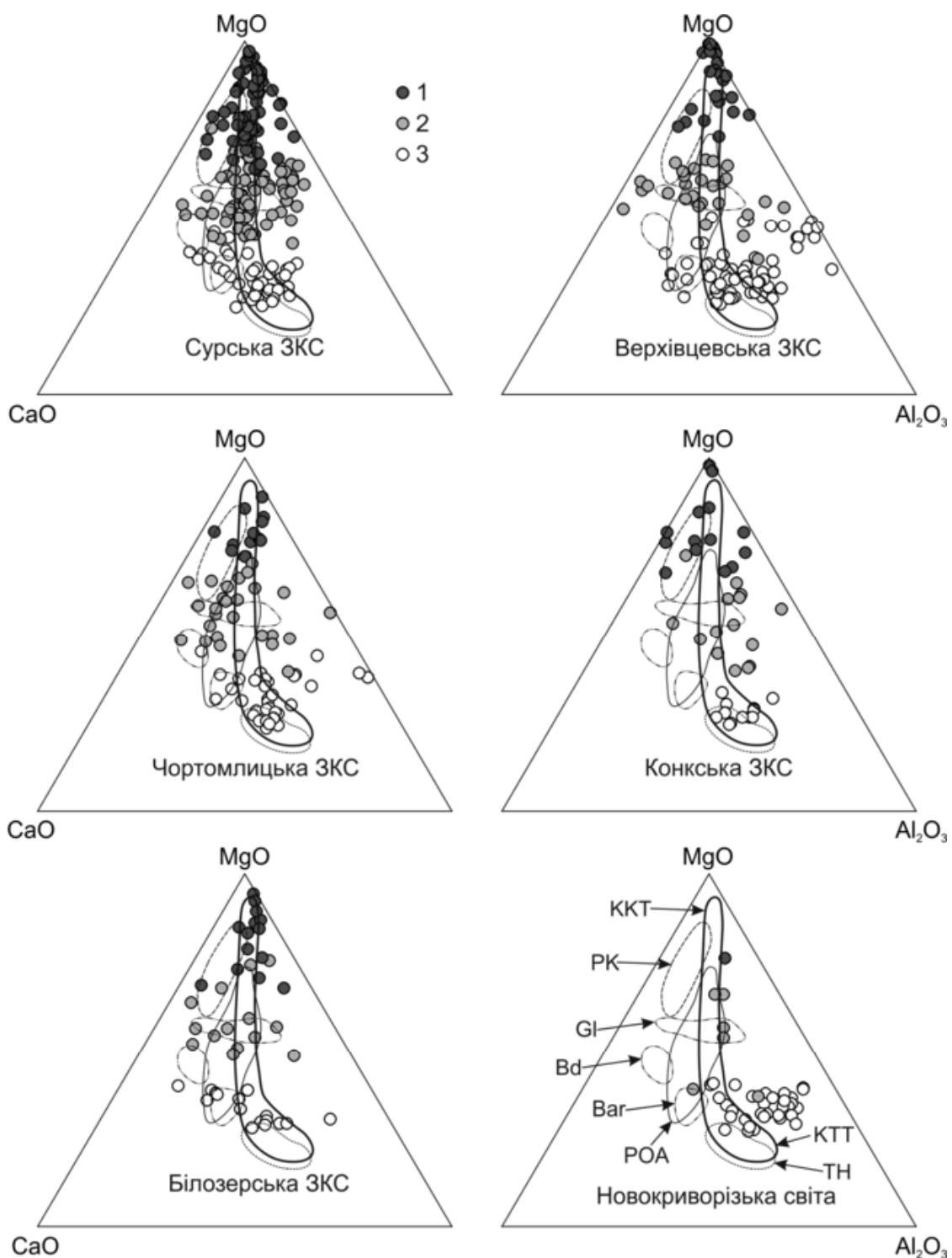


Рис. 6.24. Коматіїтові породи ЗКС Середнього Придніпров'я на діаграмі $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$: 1 – перидотитові, 2 – піроксенітові, 3 – базальтові коматіїти (коматіїтові базалти). Поля хімічних складів порід за К. Конді [163]: РК – перидотитові коматіїти; КТТ – коматіїт-толейтовий тренд зеленокам'яних поясів Канади, Родезії та Австралії; типи базальтових коматіїтів району Барбертон: ГІ – Джелюк, Bd – Бедплаас, Bar – Барбертон; РОА – пікрит-океаніт-анкамарітова асоціація порід; ТН – толейти.

Породи з низьким значенням $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ виділяються також у Верхівцевській та новокриворізькій світі Криворізької ЗКС. На діаграмі $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ вони представлені окремими скupченнями ізометричної форми і за складом відповідають базальтовим коматітам. Відзначається їхня відособленість як від полів власне базальтових коматітів, так і толейтів, що особливо виразно проявляється для Криворізької структури. Середній хімічний склад цих порід наведений в табл. 6.8, де вони умовно вирізняються як ВК-2. Головною відмінністю виокремлених вище різновидів РХК-2 і ВК-2 від еталонних є збіднення кальцієм за підвищеного вмісту глинозему. Враховуючи витриманість хімічного складу в породах типу ВК-2 Верхівцевської ЗКС та закономірні варіації хімічного складу порід РХК-2 можна передбачити їх утворення за рахунок змішаних толейт-коматітovих джерел. Такий висновок був зроблений нами при дослідження коматітів Перівської вулкано-плутонічної структури (ВПС) в південно-західному борту Сурської ЗКС [335]. Коефіцієнт M/F Хесса (відношення магнію до суми магнію і заліза), який змінюється від менше 7 до 9,6, передбачає участь основної і/або ультраосновної магм. Середній відсоток фаяліту олівінів дуніт-гарцбургітової формaciї Землі знаходиться в інтервалі 8-9%. Значення відсотку фаяліту для реліктів первинномагматичного олівіну Петрівської ВПС складає від 6 до 13-16%, що також свідчить про основний і ультраосновний розплави або їх змішання. Підтверджує наявність двох генетичних типів магм мікрозондовий аналіз реліктів хромшпінелі ультрамафітів: 1) нікеленосних хроммагнетитів по хромшпінелі ультрамафітів дуніт-грацбургітів і 2) хромшпінелідів з включеннями ільменіту – ультраосновних похідних основної магми [127–129]. Крім цього, знахідки ідингситу (наприклад, у св.10307 на гл. 53,5 м; 103,5 м), утвореного по олівіну в магматичну стадію, свідчать, що деякі ультраосновні ефузивні породи є похідними основної магми.

Окрім цього, формування порід типу РХК-2 і ВК-2 могли спричинити процеси контамінації коматітового розплаву породами базитової протокори.

Проте за результатами петрохімічних і геохімічних досліджень Н.А. Арестової, Г.В. Артеменка та ін. [1, 9, 10] такі процеси є характерними для коматітів Західного Приазов'я, а для Середнього Придніпров'я – не фіксуються.

На користь точки зору про існування різних або змішаних за складом магматичних джерел формування ультрабазитів свідчать також результати дослідження масивів ультраосновних порід Верхівцевської та Сурської ЗКС, які свого часу виконали О.М. Струєва, А.Г. Смоголюк, М.М. Ільвицький та ін. [128]. За їхніми даними вивчені масиви належать до двох формаций: дуніт-гарцбургітової та габро-дуніт-піроксенітової. До першої формациї були віднесені Правдинський, Карнаухівський, Варварівський, до другої – Павлівський, Петрівський та Сухохутірський масиви. Відзначимо факт, що ультраосновні масиви Сурської ЗКС відносяться до більш раннього верхівцевського, тоді як аналогічні тіла Верхівцевської – до більш пізнього варварівського комплексів. Ультрабазити обох комплексів характеризуються значними варіаціями вмісту деяких петрохімічних компонентів або їх співвідношень, проте за середніми показниками виявляють свою спорідненість з лавами коматітів: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,4$ (від 0,07 до 44,8); $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 23,25$ (0,75-93); $\text{TiO}_2 = 0,04$ (0,01-0,12 %); $\text{K}_2\text{O} = 0,05$ (0,01-0,13 %); $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 5,6$ (0,5-25). Від близьких за складом перидотитових коматітів вони відрізняються нодуляною, полігональною структурою та, відповідно, вищим вмістом $\text{MgO} = 35-42 \%$, нижчою концентрацією Al_2O_3 – завжди < 1 . На діаграмі A-S (рис. 6.25) вони утворюють скupчення фігуративних точок в області дунітів-олівінітів, яке поступово розсіюється в полях гарцбургітів та лерцолітів. Деякі варіації хімічного складу порід з виходами у поля невизначеності спричинені, на наш погляд інтенсивними метаморфічними та притаманними для ультрабазитів автометасоматичними перетвореннями.

При зіставленні середніх складів вивчених мафіт-ультрамафітів з еталонними утвореннями докембрійських регіонів (рис. 6.26) виявлені наступні закономірності. Перидотитові коматіти Верхівцевської та Кобеляцької ЗКС відзначаються найвищою магнезіальністю, яка помітно перевищує таку в

породах ВКМ і поясу Барбертон – найбільш магнезіальних серед еталонів. З останніми добре зіставляються перидотитові коматіти Сурської, Чортомлицької, Конської та Білозерської ЗКС. Представницький зразок новокриворізької світи 20588/175 демонструє певне відхилення від цієї групи внаслідок зростання вмісту Al_2O_3 по відношенню до CaO .

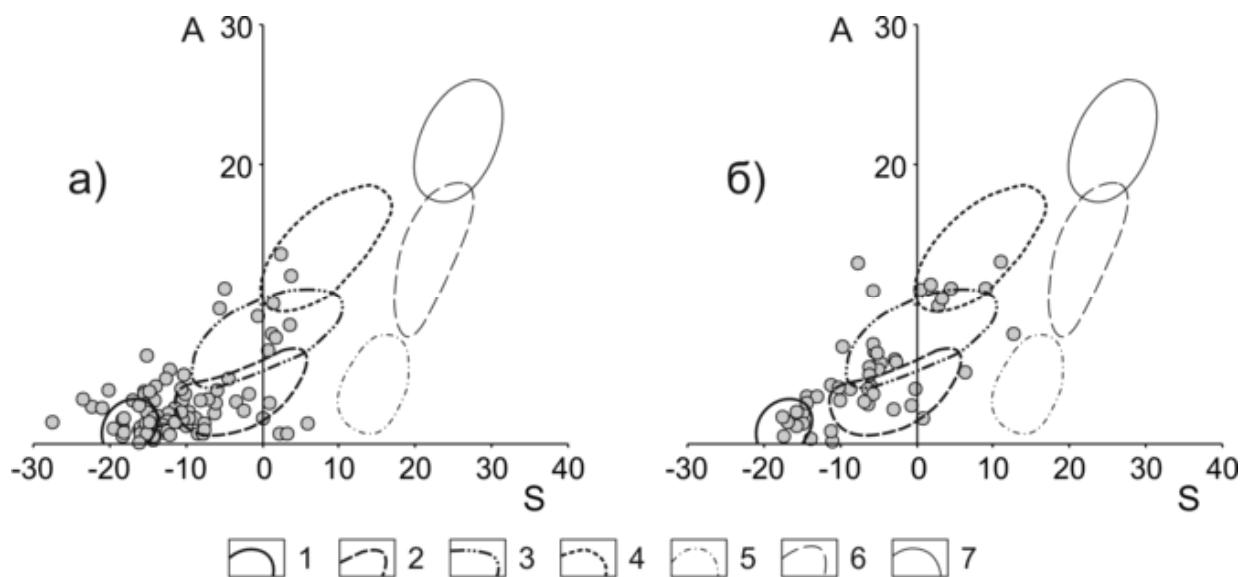


Рис. 6.25. Плутонічні ультрабазити верхівцевського і варварівського комплексів відповідно в Сурській (а) та Верхівцевській (б) ЗКС на діаграмі А–S: 1 – дуніти-олівініти, 2 – гарцбургіти, 3 – лерзоліти, 4 – верліти, 5 – ортопіроксеніти, 6 – вебстеріти, 7 – клінопіроксеніти; А= $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, S= $\text{SiO}_2-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2)$.

Піроксенітові коматіти представлені двома скученнями фігуративних точок. Перше з них – це породи Сурської, Верхівцевської, Чортомлицької і Білозерської ЗКС зі вмістом MgO 19-20 % і відношенням $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1$. За дещо підвищеною магнезіальністю вони незначно віддалені від світових аналогів. Друге скучення – це піроксенітові коматіти Верхівцевської, Софіївської та Криворізької ЗКС. Звертає на себе увагу близьке просторове розташування та елементи структурної спорідненості між цими структурами. Їхні аналоги представлені породами зеленокам'яних поясів Абітібі, Белінгве,

Уілуна-Норсмен та у межах Балтійського щита (за виключенням поясу Вітряний).

Базальтові коматіїти усіх ЗКС за виключенням маловивченої Кобеляцької чітко відповідають тому чи іншому аналогу. Таким чином, Верхівцевська і Білозерська ЗКС знаходять своїх аналогів в ЗКП Белінгве; Сурська, Чортомлицька, Олександрівська і Криворізька структури – Абітібі, Уілуна-Норсмен, Вітряний; Конкська, Софіївська, Дерезуватська – Балтійський щит і ВКМ.

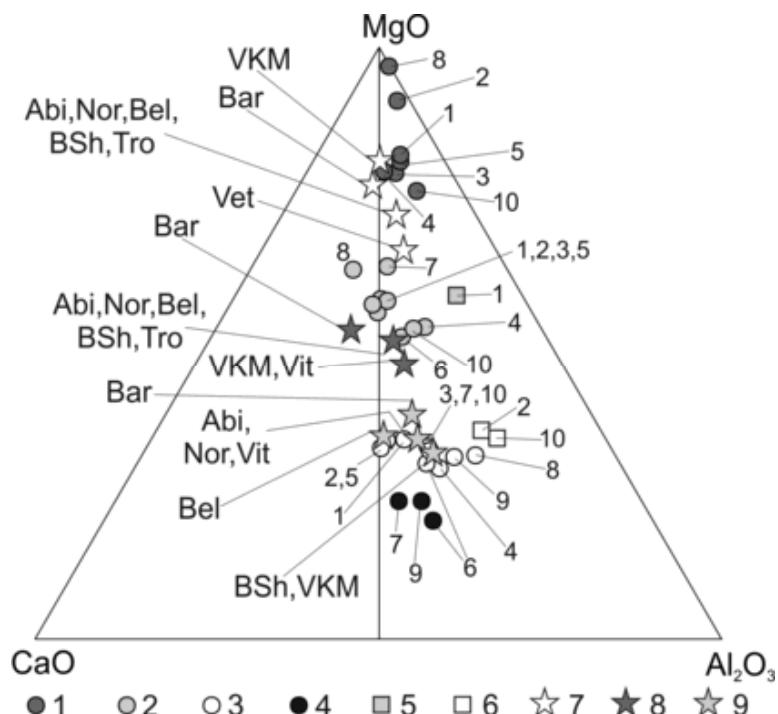


Рис. 6.26. Середній хімічний склад мафіт-ультрамафітів ЗКС Середнього Придніпров'я на діаграмі CaO-MgO-Al₂O₃: 1 – перидотитові, 2 – піроксенітові і 3 – базальтові коматіїти, 4 – високозалізисті базальтоїди і габроїди, 5 і 6 – піроксенітові і базальтові коматіїти (типи РХК-2 і ВК-2 відповідно). Цифрами на діаграмі позначені зеленокам'яні структури (див. табл. 6.8). Еталонні породи коматітової серії (середні хімічні склади взяті з роботи [124]): 7 – перидотитові коматіїти, 8 – піроксенітові коматіїти (високомагнезіальні базальти), 9 – базальтові коматіїти (низькомагнезіальні коматітогірські базальти). Буквами позначені типові регіони поширення мафіт-ультрамафітів: Abi – Абітібі, Bar – Барбертон, Bel – Белінгве, BSh – Балтійський щит, Nor – Уілуна-Норсмен, Vit – Вітряний, VKM – Воронезький кристалічний масив, Tro – масив Троодос.

Піроксенітові коматіїти типу РХК-2 Сурської та базальтові коматіїти типу ВК-2 Верхівцевської і Криворізької (новокриворізька світа) структур не мають відомих аналогів в інших регіонах світу і, як наголошувалось вище, можуть представляти собою проміжні гібридні утворення змішаних коматіїтових і толеїтових магм.

Також необхідно відмітити, що мафіт-ультрамафіти фанерозойського (крейдовий період) офіолітового комплексу Троодос на о. Кіпр за розподілом кальцію, магнію та алюмінію є ідентичними архейським типам коматіїтів більшості регіонів світу, в тому числі УЦ. У цьому відношенні помітно індивідуалізовані протерозойські перидотитові і піроксенітові коматіїти Вітряного поясу БЦ за рахунок порівняно низького вмісту MgO.

Особливості хімічного складу коматіїтів в стратиграфічному розрізі можна розглянути на прикладі найкраще вивченої Сурської ЗКС (рис. 6.27). В найнижчому стратиграфічному підрозділі зеленокам'яного розрізу – першій підсвіті сурської світи – наявні базальтові коматіїти, які наближаються до складу толеїтових базальтів. Лише подекуди відмічаються піроксенітові коматіїти зі вмістом MgO, що не перевищує 20 %. Суттєво ультрабазитова друга підсвіті сурської світи представлена всіма трьома різновидами з виразною перевагою перидотитових коматіїтів. Петрохімічний тренд цього стратиграфічного рівня має прямолінійний характер і у напрямку до базальтових коматіїтів характеризується поступовим зменшення питомого обсягу порід. Він описується максимальним значенням MgO 33 % за мінімального вмісту TiO₂ на рівні 0,15 % і мінімальним вмістом MgO 13 % за 0,35 % TiO₂. Серед перидотитових коматіїтів зрідка трапляються різновиди з нетипово високим для цієї групи порід вмістом титану (TiO₂ = 0,4 %). Розшаровані лавові потоки другої підсвіти детально описані в підрозділі 4.3.

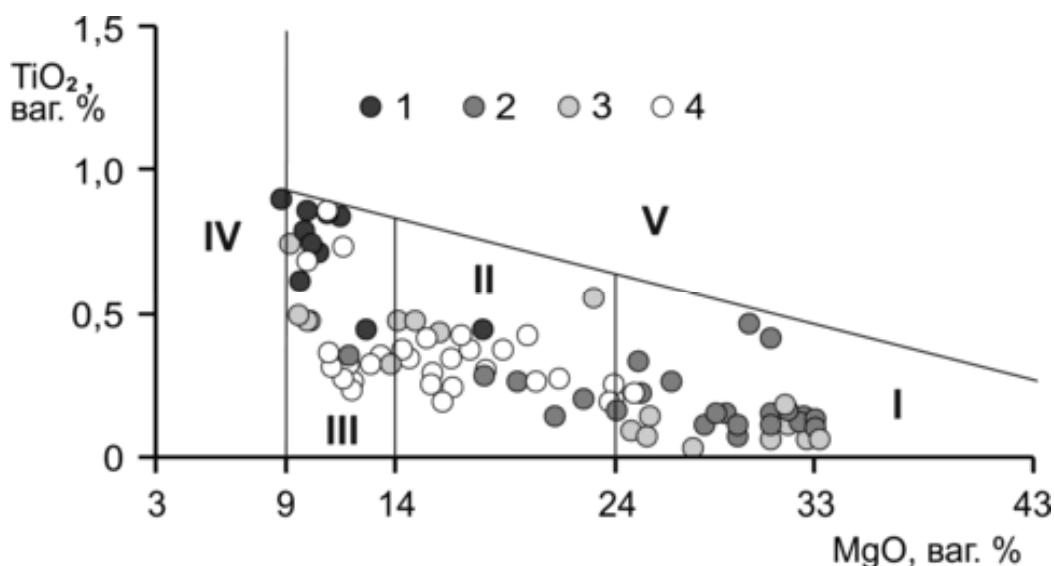


Рис. 6.27. Коматіїти Сурської ЗКС різної стратиграфічної приналежності на діаграмі MgO – TiO_2 : 1 – перша, 2 – друга і 3 – третя підсвіти сурської світи, 4 – алферівська світа. Інші умовні позначення див. на рис. 6.23.

В третьій підсвіті сурської світі також добре проявлене підгрупа перидотитових коматійтів, які є аналогічними таким у складі другої підсвіті. Базальтові коматіїти тяжіють до межі розділу з толеїтовими базальтами. В області піроксенітових коматійтів спостерігається розрив у хімічному складі порід в інтервалі значень MgO від 16 до 23 %. Окрім фігуративні точки, які потрапляють в цю область, приурочуються до її меж з перидотитовими і базальтовими різновидами. В першому випадку породи характеризуються підвищеним вмістом TiO_2 (0,55 %), в другому – виокремлюється невелика петрохімічна група піроксенітових коматійтів зі вмістом MgO 14-16 % і TiO_2 0,3-0,5 %.

Спініфекс-структурні вулканіти алферівської світи, які залягають вверху зеленокам'яного розрізу, представлені піроксенітовими і базальтовими коматійтами, які утворюють спільну петрохімічну сукупність з варіаціями MgO від 11 до 25 %. Інша група фігуративних точок приурочується до верхньої частини поля базальтових коматійтів та разом з аналогічними породами сурської світи виявляє виразну приуроченість до толеїтових базальтів.

Підсумовуючи викладені матеріали з вивчення коматітів відмітимо такі найголовніші висновки: - в межах ЗКС Середнього Придніпров'я група коматітових порід представлена усіма трьома петрохімічними типами: перидотитовими, піроксенітовими і базальтовими. Для незначного обсягу останніх виявлений зв'язок з толеїтовою серією;

- за петрохімічними даними коматіти найкраще зіставляються з еталонними породами Канадського, Родезійського та Західно-Австралійського щитів і відносяться до типу Мунро (Йілгарн). Ознаки коматітів типу Барбертон більш-менш виразно проявляються лише для порід Чортомлицької ЗКС;

- у розрізах Софіївської та невеликих ЗКС поблизу Кривого Рогу (Олександрівська, Адот'ївська, Долгинцевська та ін.), поряд з ультрабазитами коматітової серії вирізняються породи типу HFB – високотитанисті, низькомагнезіальні феробазальтоїди і ферогаброїди. Вони розглядаються як найпізніші (кумулятивні ?) диференціати толеїтової магми;

- в Сурській та Верхівцевській ЗКС виділені специфічні піроксенітові (РХК-2) і базальтові (ВК-2) типи коматітів відповідно з низьким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ відношенням. Передбачається їхнє формування за рахунок змішання коматітової і толеїтової магм;

- базальтові коматіти типу ВК-2 новокриворізької світи рівновіддалені від коматітових трендів і області еталонних толеїтів;

- формування коматітів відбувалося в загальній гомодромній послідовності: від найбільш меланократових перидотитових різновидів в нижній частині розрізу до піроксенітових і базальтових – у верху зеленокам'яної послідовності. Разом з тим, на рівні підсвіті сурської світи відмічається щонайменше два ритми гетеродромної будови, які за поглядами сучасної вулканології відображають періоди деструкції земної кори [126]. Найкраще виражений найнижчий із них, в якому поодинокі прошарки базальтових коматітів серед толеїтів першої підсвіти змінюються вверх по розрізу перидотитовими, зрідка піроксенітовими різновидами суттєво ультрабазитової другої підсвіти.

4.1.3.3 Андезити.

До групи андезитів відносяться андезибазальти – 53-57 % SiO_2 і власне андезити – 57-64 % SiO_2 (табл. 6.9, 6.10). В структурах, де вони утворюють представницькі вибірки другі переважають над першими і лише в Криворізькій – навпаки. Зазвичай андезибазальти за складом тяжіють до толеїтової, дуже рідко – коматіїтової серій, а андезити – до вапнисто-лужної. Практично у всіх ЗКС певний обсяг перших та других займає проміжне, перехідне положення між толеїтовою і вапнисто-лужною серіями (рис. 6.17, 6.18).

Приуроченість андезибазальтів до групи основних порід підкреслюється зміщенням у їхній бік середнього вмісту SiO_2 (54,08-55,04 %) у всіх ЗКС за винятком Білозерської (55,61 %) (табл. 6.9). Разом з тим, відмітимо ѹ елементи петрохімічної відособленості андезибазальтів від базальтів, яка недостатньо виразно, але все ж таки проглядається на класифікаційній діаграмі SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (рис. 6.16). Сума Na_2O і K_2O в породах складає 2,68-3,69 %, що визначає їхню нормальну лужність. Дещо підвищений середній вміст лугів для андезибазальтів Криворізької структури (4,57 %) спричинений наявністю у вибірці сублужних порід, в яких $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ становить 5,0-7,7%. За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ виділяються високонатрієві породи Софіївської (10,34) та Олександрівської (13,26) ЗКС, тоді як в інших структур на трієві андезибазальти перебувають в паритетній кількості з калій-натрієвими ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1-5$). Подібний розподіл відмічається ѹ для CaO , вміст якого в цих двох ЗКС сягає майже 9 %, а в інших структурах рідко перевищує 8 %. Вміст Al_2O_3 варіює від 12 до 14,5 % і лише в Олександрівській ЗКС становить 19,45 % за рахунок наявності серед андезибазальтів високоглиноземистих різновидів зі вмістом Al_2O_3 до 22-24 %. Мінімальні значення суми $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ відмічаються в Олександрівській (7,05 %), а максимальні 12,47 і 12,34 % – у Верхівцевській і Софіївській ЗКС відповідно. Серед найбільш поширених вмістів MgO в діапазоні 4-5 % вирізняються породи Сурської і Білозерської ЗКС з підвищеними концентраціями MgO , що сягають 6,5 %. Вони мають найвищі

Таблиця 6.9

Середній вміст (у ваг. %) головних петrogenних компонентів в андезибазальтах ЗКС Середнього Придніпров'я.

	Сурська, n=29		Верхівцевська, n=27		Чортмлицька, n=28		Конкська, n=24		Білозерська, n=9		Софіївська, n=9		Олександрівська, n=9		Криворізька n=59	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	54,08	1,15	55,03	1,12	54,72	1,06	55,04	1,08	55,61	0,78	54,16	0,76	54,33	0,92	54,83	1,01
TiO ₂	0,82	0,36	0,81	0,58	0,84	0,37	1,00	0,37	0,61	0,38	0,88	0,43	0,30	0,31	0,98	0,40
Al ₂ O ₃	12,40	2,75	13,64	2,78	14,50	2,16	14,58	1,67	12,76	2,94	13,63	5,80	19,45	5,53	14,41	1,67
Fe ₂ O ₃	3,31	1,59	3,85	3,37	2,25	1,54	2,78	1,34	1,70	1,44	2,70	1,46	1,05	0,65	2,66	1,12
FeO	7,10	2,15	8,62	3,09	7,40	3,26	8,31	2,07	7,11	3,83	9,64	3,17	6,00	2,68	8,37	1,98
MnO	0,17	0,06	0,17	0,07	0,14	0,05	0,35	0,86	0,15	0,06	0,26	0,13	0,13	0,07	0,16	0,05
MgO	6,54	3,68	4,54	2,84	4,75	1,70	4,11	1,71	6,32	2,11	4,41	2,88	4,85	2,23	5,98	1,52
CaO	7,83	2,02	5,73	2,89	6,36	2,89	6,72	2,19	7,39	1,96	8,93	1,57	8,65	0,60	5,36	2,16
Na ₂ O	2,38	1,32	2,60	1,26	2,63	1,04	2,24	0,87	2,50	1,73	2,45	1,10	2,99	1,50	2,85	1,32
K ₂ O	0,62	0,91	0,58	0,53	1,06	0,87	1,19	0,81	1,15	1,05	0,24	0,16	0,23	0,18	1,72	1,33
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,20	0,16	0,17	0,17	0,18	0,12	0,04	0,04	0,17	0,06	0,04	0,03	0,12	0,07
Na ₂ O+K ₂ O	3,00		3,17		3,69		3,43		3,64		2,68		3,22		4,57	
Na ₂ O/K ₂ O	3,82		4,51		2,47		1,89		2,18		10,34		13,26		1,66	
Fe ₂ O ₃ +FeO	10,41		12,47		9,65		11,10		8,81		12,34		7,05		11,03	
MgO/FeO	0,92		0,53		0,64		0,49		0,89		0,46		0,81		0,72	
al'	0,73		0,80		1,01		0,96		0,84		0,81		1,63		0,85	
mg	0,54		0,40		0,47		0,40		0,57		0,39		0,55		0,50	
f	0,86		1,49		1,11		1,48		0,77		1,53		0,80		1,01	

Примітки. n – кількість аналізів, al' = Al₂O₃/(FeO+Fe₂O₃+MgO), mg=Mg/(Mg+Fe²⁺+Fe³⁺), f=(Fe²⁺+Fe³⁺)/Mg

Таблиця 6.10

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів в андезитах ЗКС Середнього Придніпров'я.

	Сурська, n=44		Верхівцевська, n=34		Чортмлицька, n=65		Конкська, n=42		Білозерська, n=13		Софіївська, n=4		Олександрівська, n=5		Кобеляцька, n=4		Криворізька, n=20	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	62,25	1,63	60,76	1,99	60,91	1,96	60,65	2,02	59,04	1,39	60,67	2,19	60,51	2,26	59,86	3,52	59,61	2,59
TiO ₂	0,52	0,26	0,58	0,30	0,65	0,25	0,77	0,31	0,69	0,32	0,44	0,19	0,55	0,26	0,64	0,21	0,92	0,28
Al ₂ O ₃	14,18	2,01	14,08	1,62	15,41	2,05	15,13	1,46	13,99	1,43	15,62	1,40	15,95	2,05	16,88	3,03	14,09	1,65
Fe ₂ O ₃	2,14	1,57	1,84	1,20	1,95	1,42	2,11	1,21	2,74	1,19	2,39	1,48	1,16	0,84	2,62	1,92	2,84	1,14
FeO	3,56	1,83	6,76	2,47	4,88	2,59	7,08	1,63	5,78	2,00	3,46	2,29	6,41	1,59	5,26	3,09	7,49	2,10
MnO	0,08	0,05	0,82	3,46	0,11	0,05	0,11	0,06	0,12	0,05	0,09	0,03	0,12	0,05	0,10	0,06	0,11	0,05
MgO	2,15	0,82	3,64	2,64	3,17	1,15	3,26	0,73	3,29	0,85	2,43	1,60	3,88	1,23	3,69	1,90	4,76	1,65
CaO	4,47	1,30	2,72	1,80	5,41	2,34	3,87	2,16	4,81	1,93	7,86	3,60	5,20	1,28	5,10	3,71	3,24	1,82
Na ₂ O	3,96	1,79	2,59	1,16	3,12	1,20	2,74	0,98	3,50	1,63	4,34	2,84	2,44	0,50	3,34	1,24	2,41	0,88
K ₂ O	1,38	0,86	1,28	0,86	1,03	0,78	1,82	0,82	0,77	0,63	0,41	0,43	0,94	0,43	1,11	0,29	2,30	1,21
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,24	0,21	0,16	0,12	0,15	0,12	0,14	0,09	0,15	0,03	0,06	0,02	0,11	0,09	0,05	0,04
Na ₂ O+K ₂ O	5,33		3,88		4,15		4,56		4,27		4,75		3,38		4,45		4,71	
Na ₂ O/K ₂ O	2,87		2,02		3,02		1,50		4,55		10,52		2,58		3,00		1,05	
Fe ₂ O ₃ +FeO	5,70		8,60		6,82		9,19		8,53		5,86		7,57		7,88		10,33	
MgO/FeO	0,60		0,54		0,65		0,46		0,57		0,70		0,61		0,70		0,64	
al'	1,81		1,15		1,54		1,22		1,18		1,88		1,39		1,46		0,93	
mg	0,41		0,44		0,46		0,39		0,42		0,44		0,48		0,46		0,46	
f	1,43		1,30		1,17		1,54		1,40		1,29		1,08		1,16		1,18	

Примітки. n – кількість аналізів, $al' = Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, $mg = Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$, $f = (Fe^{2+} + Fe^{3+})/Mg$

показники магнезіальності $mg=0,54-0,57$. До таких відносяться також андезибазальти Олександрівської ЗКС ($mg=55$), в першу чергу за рахунок відносно зниженого вмісту у них заліза.

Андезибазальти Конської, Софіївської, Сурської і Верхівцевської ЗКС здебільшого належать до толеїтових серій, представлені лавовими, туфолововими фаціями та перешаровуються з базальтоїдами конської серії на різних стратиграфічних рівнях. Породи Чортомлицької і Білозерської ЗКС переважно відносяться до вапнисто-лужної серії. В стратиграфічному відношенні вони приурочуються до верхньої частини зеленокам'яного розрізу, що відповідає рівню солонянської світи. Представлені вони найчастіше лавовими і суббулканічними фаціями. Незначний обсяг андезибазальтів Верхівцевської, а також Сурської ЗКС відносяться до вапнисто-лужної серії. Серед них домінують утворення туфоловової і туфової фацій, які приурочені до строкатого вулканогенно-осадового рівня нижньої частини конської серії – сурської світи.

Власне андезити у порівнянні з андезибазальтами характеризуються більш витриманим вмістами головних петrogenних оксидів та петрохімічними коефіцієнтами (табл. 6.10). За середнього вмісту SiO_2 від 59 до 61 % (в Сурській ЗКС 62,25 %) сума лугів загалом контролюється інтервалом 4-5 %, що вище, аніж в андезибазальтах. Середні породи добре розчленовуються за коефіцієнтом глиноземистості al' , який для андезитів завжди складає більше 1,0 (окрім Криворізької структури – 0,93) і сягає найвищих показників 1,8-1,9 в Сурській та Софіївській ЗКС, а для андезибазальтів – лише в окремих випадках перевищує 1,0 (табл. 6.9, 6.10). Це добре відображається на трикутній діаграмі $CaO-MgO-Al_2O_3$ (рис. 6.28) і тільки середні породи новокриворізької світи практично ніяк не розділяються між собою за розподілом цих зазначених оксидів.

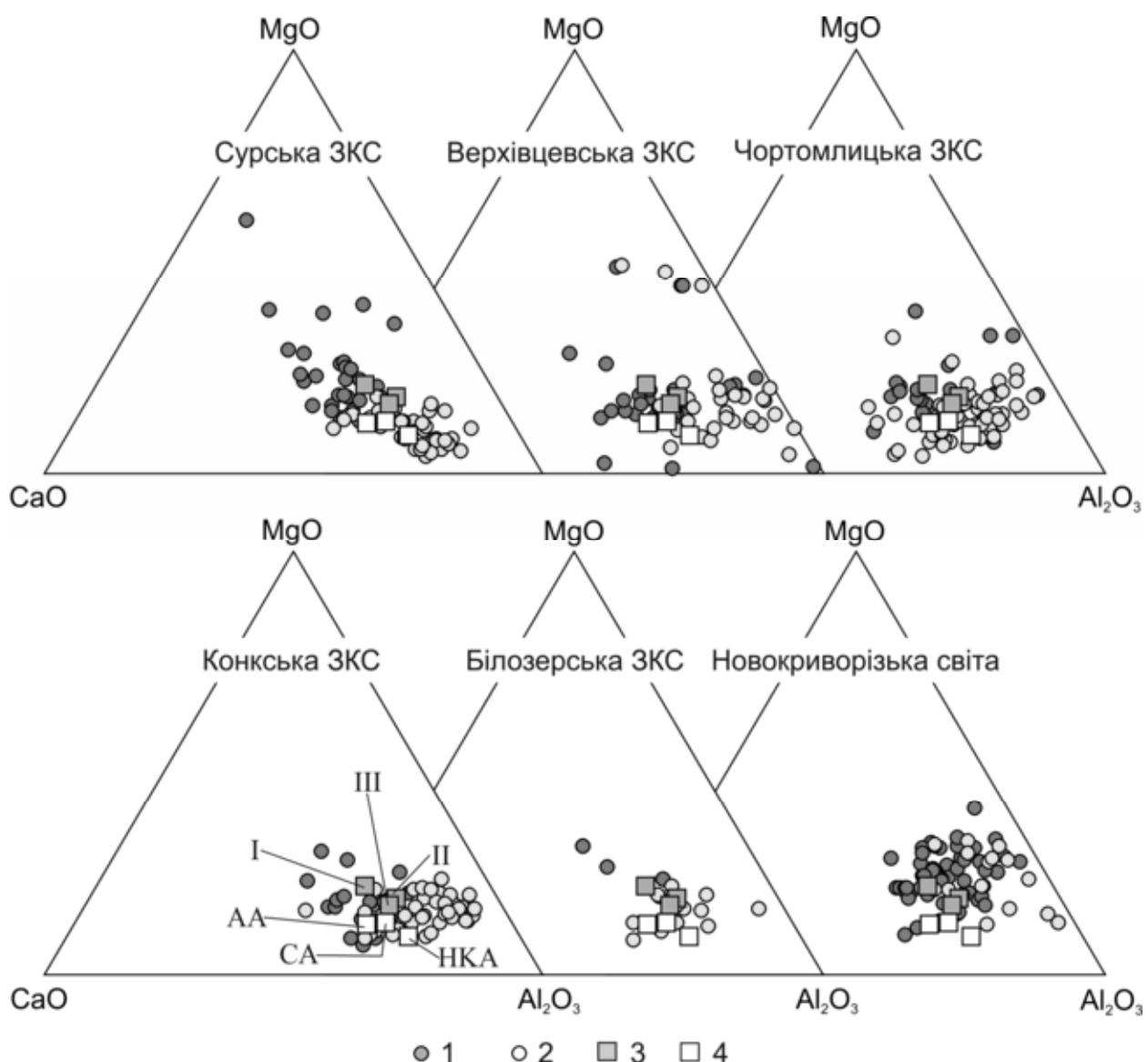


Рис. 6.28. Середні породи найбільш вивчених ЗКС Середнього Придніпров'я на діаграмі $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$: 1 – андезибазальти, 2 – андезити. Еталонні типи андезитів за К. Конді [163]: 3 – архейські I, II, і III; 4 – сучасні AA (дугові), CA (вапнисто-лужні) і HKA (висококалієві вапнисто-лужні).

За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ від 1 до 4 домінують калій-натрієві породи у всіх структурах, окрім Софіївської (10,5), а також Білозерської (4,5) ЗКС, де поширені переважно натрієві андезити. Найсуттєвіші варіації відмічаються для суми $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$: від 5,7 % в Сурській ЗКС до 10,33 % в Криворізькій. Вміст MgO в середньому складає 2-3 % і підвищується до 4,76 % в андезитах Криворізької та розташованих поблизу Олександрівської (3,88 %) та Кобеляцької (3,69 %) ЗКС. За середнім вмістом CaO від 2,71 до 5,41 % породи

переважно відносяться до низькоальцієвих, окрім помірно кальцієвих андезитів Софіївської ЗКС – 7,86 % CaO.

Андезити Сурської та Чортомлицької ЗКС відносяться до вапнисто-лужних серій та лише обмежений їхній обсяг на діаграмах AFM і JAFM (рис. 6.17, 6.18) потрапляє в поле толеїтових серій. За розподілом силіцію та лугів (рис. 6.16) вони демонструють приуроченість до групи кислих порід, особливо в Сурській ЗКС. Середні породи Верхівцевської і Конкської ЗКС належать як до вапнисто-лужних, так і толеїтових серій приблизно в рівних обсягах. В групі середніх порід вони розподілені більш-менш рівномірно з утворенням окремих петрохімічних скupчень, найбільше з яких приурочене до межі з кислими породами 64 % SiO₂. Магматити цього скupчення можна класифікувати як андезидацити. Найбільш яскраву індивідуальність демонструють андезити Білозерської ЗКС, де вони виразно відмежовуються від основних і кислих порід та формуються самостійну петрохімічну групу в інтервалі SiO₂ 56-59 %. Подібно породам двох вище згаданих структур, серед них однаковою мірою наявні утворення вапнисто-лужної та толеїтової серій. Андезити Криворізької структури переважно належать до толеїтової серії та разом з андезибазальтами виявляють чітку приуроченість до сублужних базальтів. В Софіївській, Кобеляцькій, Дерезуватській, Олександрівській та інших дрібних ЗКС середні породи виявляються спорадично і самостійних геологічних тіл не утворюють.

За розподілом головних петрогенних компонентів (рис. 6.28, 6.29) андезибазальти можуть зіставляючися з еталонними архейськими андезитами типу I за К.Конді [163]. Типи II і III за розподілом CaO, MgO і Al₂O₃ найчастіше займають проміжне положення між андезибазальтами і андезитами. Власне андезити виявляють певну близькість до сучасних типів андезитів різних геодинамічних обстановок. Найважливіші петрохімічні відхилення середніх порід від еталонів полягають у їхній підвищенні залізистості у більшості ЗКС, за винятком Чортомлицької і Сурської, нижчому вмісті CaO на фоні підвищеної глиноземистості андезитів, особливо у Верхівцевській, Чортомлицькій, Конкській ЗКС. Середні вулканіти Криворізької структури формують

самостійну групу порід, яка суттєво відрізняється як від світових еталонів, так і утворень СПК за порівняно низьким вмістом CaO, підвищеними магнезіальністю та залізистістю. В даному випадку це можна пояснити певним сублужним ухилом вихідних толеїтових розплавів, як вважає В.В. Покалюк [257, 260], на відміну від поглядів Б.І. Малюка та І.С. Паранька [210, 211], які підвищений вміст лугів пов'язують з накладеними метасоматичними процесами. Зазначимо, що андезитові породи фактично усіх ЗКС Середнього Придніпров'я за витриманої нормальної лужності належать як до вапнисто-лужних, так і толеїтових серій.

Як бачимо, андезити подібно толеїтам утворюють тренди з переходами між толеїтовими і вапнисто-лужними серіями з домінуванням останніх. За матеріалами вивчення четвертинних вулканітів Камчатки [126] тренди диференціації андезитів, які розташовані в петрохімічному полі однієї серії, відносяться до стійких. Якщо ж відмічаються переходи від однієї серії до іншої, тренди класифікуються як нестійкі. У випадку, коли такі зміни відбуваються на протязі короткого циклу виверження вулкану, формується проміжний тип трендів. На нашу думку, петрохімічні тренди розглянутих вище середніх порід ЗКС можна віднести до типу нестійких або проміжних. Вони свідчать про порушення процесів фракціонування в магматичній камері, яке могли викликати ціла низка чинників, серед яких найголовніші: виснаження магматичної камери, перерва у надходженні магми, перебудова магмопідвідної системи з формуванням проміжних різnorівневих камер, змішання магм різної ступені диференціації тощо.

Враховуючи, що толеїтові базальти також мають певну тенденцію до утворення нестійких та проміжних петрохімічних трендів, на що зверталась увага вище, можна зробити висновок про існування періодів нестабільного, переривчастого режиму виверження основних і середніх вулканітів. Це призводило до періодичних змін загального гомодромного характеру еволюції магматизму на антидромний.

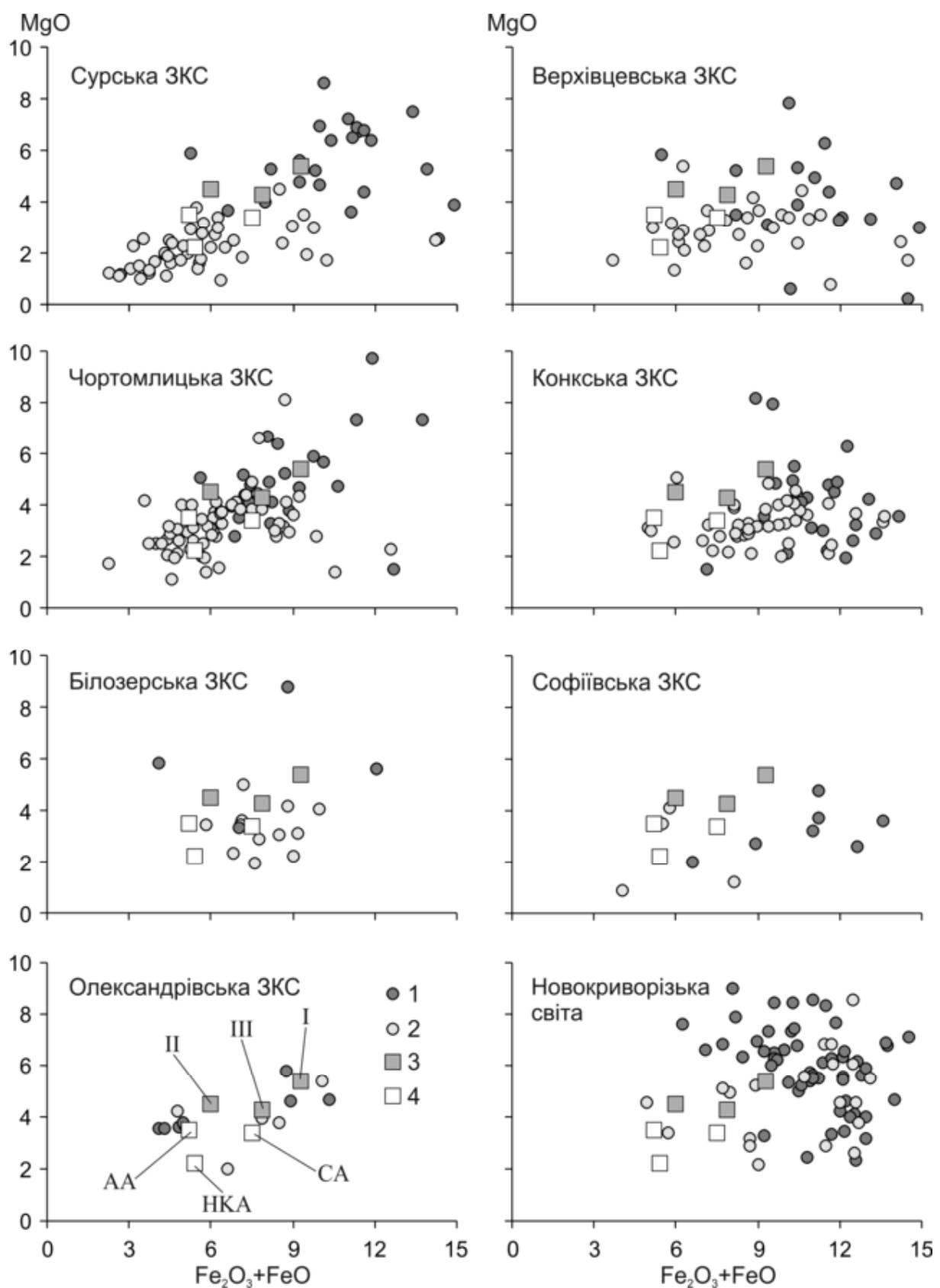


Рис. 6.29. Середні породи зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я на діаграмі MgO –($Fe_2O_3 + FeO$). Умовні позначення див. на рис. 6.28.

6.1.3.4 Дацити, ріодакити, ріоліти

Кислі породи представлені субвулканічною, лавовою і пірокластичною фаціями. За діаграмами AFM і JAFM (рис. 6.17, 6.18) кислі породи належать до вапнисто-лужної магматичної серії. Разом з тим, обмежений обсяг фігуративних точок потрапляє також і в область толеїтових серій. Породи такого хімічного складу виявляються серед лавових і пірокластичних фацій, які просторово асоціюють та, ймовірно, генетично пов'язані з базальтоїдами сурської світи.

За вмістом SiO_2 група кислих порід поділяється на дацити (64-68 %), ріодакити (68-73 %) і ріоліти ($> 73 \%$) (рис. 6.30, табл. 6.11, 6.12, 6.13). Перші дві підгрупи представлені зазвичай порфіровими породами, тоді як серед ріолітів переважно відмічаються фельзитоподібні різновиди. Найбільш поширеними є ріодакити, рідше відмічаються дацити, а найменша частка належить ріолітам. За сумою $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, яка практично не перевищує 8 %, усі три підгрупи займають чітку позицію в області порід нормальної лужності. Серед них у Верхівцевській, Чортомлицькій та дрібних ЗКС поблизу Кривого Рогу помітного розвитку набувають низьколужні відміни, в яких $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ складає 2,5-5,5 %. Найвища лужність характерна для порід Конської ЗКС, в яких в переважній більшості проб сукупність лугів сягає 7,5-8 %.

В Сурській ЗКС дацити і ріодакити формують єдине петрохімічне скupчення фігуративних точок. Ріоліти знаходяться в різко підпорядкованій кількості та можуть розглядатися як найбільш лейкократові продукти дацит-ріодакитового вулканізму. Подібний розподіл підгруп кислих магматитів характерний і для Чортомлицької та Верхівцевської ЗКС. Щоправда в останній виявлені петрохімічне скupчення проміжних порід – андези-дацитів, на що зверталася увага при описі середніх магматитів. В Конській ЗКС кислі породи представлені головним чином ріодакитами, частково – дацитами. Ріодакити відмічаються також у Білозерській та групі структур поблизу Кривого Рогу (Олександрівська, Авдотівська, Долгинцевська та ін.). В Софіївській ЗКС за-

складом кислі магматити відповідають ріолітам. В розрізах Дерезуватської, Кобеляцької та Криворізької структур кислі утворення достовірно не вивявлені.

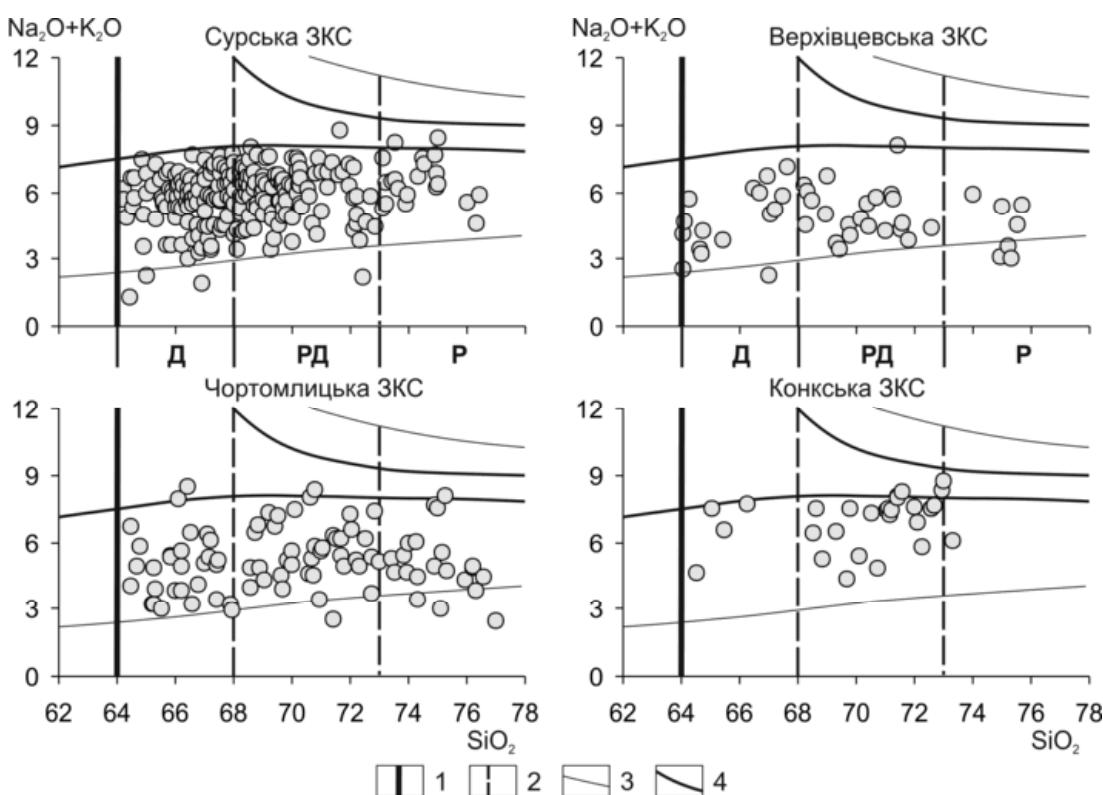


Рис. 6.30. Розподіл порід кислого складу на діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Границі: 1 – між групами кислих і середніх порід; 2 – між підгрупами кислих порід (Д – дацити, РД – ріодакити, Р – ріоліти), 3 – області розповсюдження хімічних складів магматичних порід, 4 – між породами нормальної, підвищеної і високої лужності.

Відношення лугів $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в кислих породах зазвичай розташоване в діапазоні 0,4-4, що дає змогу віднести до калій-натрієвої серії. Переважно натрієвими є лише малопоширені дацити Білозерської, Софіївської та Олександрівської, а також ріоліти Конкської ЗКС. Загалом витримані калій-натрієві показники мають тільки кислі породи Сурської ЗКС, тоді як в інших структурах відмічаються його значні, проте не системні варіації, які відповідають як натрієвим ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ до 22), так і калієвим ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 0,4$) серіям. Останні викликані зниженням до 1 % і менше вмісту Na_2O на фоні різкого зростання K_2O , що може бути викликане накладеними метасоматичними процесами.

Таблиця 6.11

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів у дацитах зеленокам'яних структур СПК

	Сурська, n=107		Верхівцевська, n=16		Чортмлицька, n=29		Конкська, n=4		Білозерська, n=3		Софіївська, n=3		Олександрівська, n=3	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	66,44	0,98	65,77	1,39	66,22	1,02	65,32	0,73	67,03	0,94	65,64	1,03	65,42	1,46
TiO ₂	0,38	0,14	0,45	0,27	0,48	0,19	0,65	0,64	0,36	0,29	0,61	0,21	0,49	0,14
Al ₂ O ₃	14,12	1,56	14,06	1,49	15,63	1,96	14,23	0,61	11,81	3,39	14,17	0,35	17,18	0,62
Fe ₂ O ₃	1,41	0,86	1,72	1,29	1,34	0,58	0,97	0,52	1,17	1,05	1,94	0,65	1,13	0,07
FeO	2,40	1,12	3,43	1,15	2,64	1,27	4,85	2,26	6,41	3,50	5,83	1,61	3,30	0,72
MnO	0,07	0,05	0,09	0,04	0,06	0,04	0,08	0,02	0,07	0,06	0,10	0,01	0,06	0,04
MgO	1,77	1,07	2,39	1,83	1,82	0,73	2,45	0,67	2,05	0,86	1,34	0,17	2,33	0,61
CaO	3,57	2,82	3,02	1,36	4,41	2,09	3,46	0,85	2,60	0,15	4,65	0,66	4,26	0,39
Na ₂ O	4,06	1,43	3,49	1,53	3,49	1,63	3,74	0,48	3,19	2,16	3,85	0,19	2,75	1,62
K ₂ O	1,57	0,74	1,25	0,78	1,40	1,02	2,90	0,98	0,63	0,46	0,66	0,94	0,42	0,32
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,28	0,22	0,15	0,11	0,18	0,05	0,11	0,09	0,22	0,12	0,12	0,06
Na ₂ O+K ₂ O	5,63		4,74		4,88		6,63		3,82		4,51		3,17	
Na ₂ O/K ₂ O	2,59		2,80		2,50		1,29		5,10		5,83		6,50	
al'	2,53		1,87		2,70		1,72		1,23		1,56		2,54	
F	0,68		0,68		0,69		0,70		0,79		0,85		0,66	

Примітки. n – кількість аналізів, al' = Al₂O₃/(FeO+Fe₂O₃+MgO), F = (FeO+Fe₂O₃)/(FeO+Fe₂O₃+MgO)

Таблиця 6.12

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів у ріодакитах зеленокам'яних структур СПК

	Сурська, n=119		Верхівцевська, n=22		Чортмлицька, n=38		Конкська, n=24		Білозерська, n=12		Софіївська, n=4		Олександрівська, n=5	
	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S	X	S
SiO ₂	69,64	1,31	70,16	1,30	70,69	1,29	71,04	1,36	69,83	0,75	70,83	1,04	70,40	1,12
TiO ₂	0,31	0,11	0,35	0,25	0,36	0,20	0,23	0,14	0,29	0,11	0,35	0,16	0,40	0,04
Al ₂ O ₃	13,94	1,17	13,35	1,65	14,40	1,63	14,02	1,36	13,96	2,02	13,72	1,29	14,75	0,44
Fe ₂ O ₃	1,16	0,68	1,07	0,76	0,86	0,60	0,73	0,50	1,08	0,66	1,68	0,90	0,91	0,64
FeO	1,80	0,73	2,98	1,44	2,17	1,05	2,41	1,30	2,03	0,76	2,69	0,98	2,26	0,64
MnO	0,05	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,08	0,10	0,06	0,04	0,05	0,03
MgO	1,24	0,57	1,57	0,64	1,15	0,44	0,92	0,51	0,97	0,53	0,71	0,21	1,19	0,34
CaO	2,60	0,80	1,98	1,15	2,64	1,01	2,01	0,97	2,36	1,21	3,43	0,99	3,99	0,97
Na ₂ O	4,36	1,30	3,50	1,89	4,17	1,44	3,81	1,21	3,27	1,04	4,01	1,59	3,45	1,67
K ₂ O	1,62	0,77	1,56	1,16	1,46	0,97	3,21	1,49	1,92	0,51	1,11	0,55	0,90	1,10
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,22	0,29	0,07	0,05	0,04	0,03	0,07	0,01	0,10	0,06	0,08	0,03
Na ₂ O+K ₂ O	5,98		5,06		5,63		7,02		5,20		5,12		4,35	
Na ₂ O/K ₂ O	2,69		2,24		2,85		1,19		1,70		3,62		3,83	
al'	3,32		2,37		3,45		3,45		3,41		2,70		3,39	
F	0,70		0,72		0,72		0,77		0,76		0,86		0,73	

Примітки. n – кількість аналізів, al'=Al₂O₃/(FeO+Fe₂O₃+MgO), F=(FeO+Fe₂O₃)/(FeO+Fe₂O₃+MgO)

Таблиця 6.13

Середній вміст (у ваг. %) головних петрогенних компонентів у ріолітах зеленокам'яних структур СПК

	Сурська, n=22		Верхівцевська, n=9		Чортмлицька, n=28		Конкська	Білозерська, n=3		Софіївська, n=6		Олександрівська 23303/241,9
	X	S	X	S	X	S		6/182,3	X	S	X	S
SiO ₂	74,37	1,02	75,98	1,82	76,56	3,46	73,31	74,26	0,91	74,54	1,55	73,24
TiO ₂	0,23	0,24	0,22	0,09	0,18	0,12	0,17	0,12	0,09	0,16	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	13,18	1,31	12,86	1,89	11,82	2,19	13,49	16,48	0,88	12,83	0,90	14,80
Fe ₂ O ₃	0,89	1,00	0,92	0,51	0,79	0,48	1,03	1,12	0,35	0,55	0,61	0,04
FeO	1,22	0,68	1,30	0,80	1,37	1,02	3,17	0,79	0,69	1,69	1,48	0,86
MnO	0,08	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
MgO	0,76	0,41	0,91	0,33	0,90	0,61	0,49	0,57	0,33	0,52	0,23	0,48
CaO	1,52	0,68	0,96	0,53	1,73	0,85	2,4	0,29	0,17	2,44	0,56	1,82
Na ₂ O	4,16	1,34	2,41	1,88	3,17	1,55	5,62	1,53	1,13	4,71	1,27	4,80
K ₂ O	2,41	1,34	1,94	1,13	1,56	1,04	0,5	2,03	1,75	1,32	1,06	2,80
P ₂ O ₅	0,07	0,04	0,06	0,06	0,05	0,05	0	0,06	0,02	0,07	0,05	0,15
Na ₂ O+K ₂ O	6,57		4,34		4,74		6,12	3,56		6,03		7,60
Na ₂ O/K ₂ O	1,73		1,24		2,03		11,24	0,76		3,57		1,71
al'	4,48		4,10		3,87		2,88	6,65		4,65		10,72
F	0,74		0,71		0,71		0,90	0,77		0,81		0,65

Примітки. n – кількість аналізів, $al' = Al_2O_3/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, $F = (FeO + Fe_2O_3)/(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$. За відсутності вибірки (< 3 аналізів) наведено результати хімічного аналізу представницької проби із зазначенням в чисельнику – номеру свердловини, в знаменнику – глибини відбору проби.

Породи відносяться до помірно високоглиноземистих: значення коефіцієнту f' поступово зростають від дацитів до ріолітів від мінімального 1,23 до максимального 6,65. При цьому за витриманого середнього вмісту Al_2O_3 13-14 % відмічається поступове зниження вмісту MgO (від 2,45 до 0,48 %) і сумарного заліза (від 7,77 до 1,91). Як бачимо, породи містять багато заліза і за коефіцієнтом залізистості $F=0,65-0,74$ відносяться до магно-залізистих та високозалізистих ($F>0,75$) у Софіївській і Білозерській, а також Конкській (ріодацити і ріоліти) ЗКС. Вміст CaO також має тенденцію до зниження від 4,65 % в дацитах, 1,99-3,99 % в ріодацитах і до 0,96-2,44 % в ріолітах.

За петрохімічними параметрами дацити і ріодацити Сурської, Верхівцевської та Чортомлицької ЗКС подібні до еталонних архейських дацитів-ріодацитів F2 за К. Конді [163]. Ріоліти Сурської, Конкської і Софіївської ЗКС наближаються до сучасних ріолітів. Головні відмінності при порівнянні зі світовими аналогами полягають у підвищенні залізистості порід СПК, що в середньому складає близько 0,75 проти 0,68 та дещо нижчому вмісті суми $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ від 3,17 % в дацитах Олександрівської до 6,57 % в ріолітах Сурської ЗКС проти 5,65 в дацитах-ріодацитах і 7,95 в ріолітах F2.

Серед субвулканічних аналогів кислих вулканітів поряд з порфіровими породами типового вулканічного вигляду відмічаються порфіроподібні гранітоїди, в яких обсяг нерозкристалізованої, «склуватої» маси не перевищує 15-20 %. Вони складають дайки, штоки та невеликі масиви у межах Чортомлицької та Сурської ЗКС і просторово контролюються їхніми межами. За середнім хімічним складом субвулканіти відповідають тоналітам та в залежності від ступеня кристалічності ідентифікуються як тоналіт-порфіри чи порфіроподібні тоналіти з варіаціями від кварцових діоритів до плагіогранітів (трондьємітів) (у ваг. %): SiO_2 складає 65,59 (за варіацій від 59,0 до 72,22), TiO_2 – 0,35 (0,21-0,66), Al_2O_3 – 14,34 (12,2-16,58), $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ – 3,99 (1,06-12,03), MgO – 1,49 (0,64-3,30), CaO – 3,67 (2,50-5,50), Na_2O – 4,39 (2,50-6,60), K_2O – 1,21 (0,23-1,90). Звертає на себе увагу деяке зміщення хімічного складу в бік середніх порід, що найкраще проявлене у межах Чортомлицької ЗКС. В будові

Чкалівського та подібних йому суббулканічних тіл поряд з тоналітами і плагіогранітами суттєва роль належить порфіровим та порфіроподібним переходіним гранодіорит-тоналітовим різновидам аж до діоритів. Загалом породи середнього і кислого складів Чортомлицької ЗКС формують єдину магматичну групу вапністо-лужної серії. Те ж саме стосується і Сурської ЗКС, проте в її межах переходні від гранодіоритів до кварцових діоритів різновиди мають обмежене поширення, а власне кварцові діорити є взагалі рідкісними. Відзначимо, що у межах Верхівцевської ЗКС відмічаються вулканіти андези-дацитового складу, проте їхні суббулканічні аналоги не виявлені. Хіба що такими є кварцові діорити центральної частини Вільнохутірського масиву, як це передбачено Схемою.

6.1.4 Тоналіт-трондьєміт-гранодіоритова (ТТГ) асоціація

Головними структурно-речовинними компонентами ранньодокембрійських кратонів світу є ТТГ асоціації та сполучені з ними зеленокам'яні пояси [61, 62, 198, 200–203, 368, 417 та ін.]. Плагіогранітоїди складають великі куполоподібні структури, які займають близько 70 % загальної площини СПК. Серед гранітоїдів найбільш поширеними є плагіокласові різновиди плутонічного, мігматито-або гнейсоподібного вигляду, які М.П. Щербак, Г.В. Артеменко, С.Б. Лобач-Жученко та ін. дослідники в своїх роботах [200, 367 та ін.] впевнено ідентифікують їх як утворення ТТГ асоціації. Проте така термінологія не набула широкого вжитку серед вітчизняних дослідників.

На початкових етапах вивчення зеленокам'яних поясів у 60-их – 70-их роках ХХ ст. гранітоїди, які складали 70-90 % території ранньодокембрійських кратонів, виділялися як комплекс «сірих гнейсів» [446]. Назва походить від загального вигляду порід: наявність смугастої текстури та характерне забарвлення у сірих відтінках – як відображення переважної відсутності рожевого калієвого польового шпату в їх складі. Вперше термін ТТГ (TTG) був застосований в роботі [436] до асоціації трьох генетично споріднених плутонічних типів порід, визначальних у складі комплексу «сірих гнейсів»:

тоналітів, , трондьємітів (плагіогранітів) і гранодіоритів. Відповідно до літературних джерел, узагальнених Дж.-Ф. Мойєном і Х. Мартіном [446, 451], породи ТТГ асоціації – це гранітоїди, які збагаченні на кремнезем (вміст $\text{SiO}_2 > 64$ ваг.%, в середньому ~70 ваг% або навіть більше), мають високий вміст натрію (3,0-7,0 ваг.% Na_2O) та низьке відношення $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (блізько 0,5). Вони досить збіднені на фемічні оксиди (≤ 5 ваг.%). Більшість архейських ТТГ мають $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ при $\text{SiO}_2 \sim 70\%$ та належать до високо глиноземистої групи.

За мінералого-петрографічними ознаками плагіоклаз переважає в *тоналіті*, а лужні польові шпати в *граніті*, у той час як в гранодіориті присутні обидва різновиди польових шпатів. Трондьєміт представляє собою суттєво збагачений на кварц різновид тоналіту, який характеризується перевагою натрієвого польового шпата над калієвим. Кількість мафічних мінералів (біотит+рогова обманка+магматичний епіidot [451]) присутніх у гранодіориті та тоналіті може змінюватися в широких межах – від 20 до 40 %, у той час як у типових гранітах їхній вміст не перевищує декілька відсотків. Серед акцесорних мінералів переважають циркон, ортит, сфен, апатит та титаномагнетит.

Таким чином, до складу ТТГ асоціацій СПК можна віднести мезоархейські (3,2-2,9 млрд років) плагіогранітоїди дніпропетровського, сурського і саксаганського комплексів [164] за виключенням останців різною мірою мігматизованих суперкрустальних порід аульської серії, які найчастіше відмічаються у першому з них. Калійшпатизовані породи, які сформувалися в результаті метасоматичних змін згаданих плагіогранітоїдних комплексів під впливом укоріненням більш пізніх (2,9-2,8 млрд років) двопольовошпатових гранітоїдів і самі гранітоїди демуринського, токівського і мокромосковського комплексів, до складу ТТГ асоціації також не включаються. Останні на діаграмі $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 6.31) представлена невеликою групою фігуративних точок порід, які потрапляють в поле підвищеної лужності в інтервалі значень SiO_2 від 72 до 75 %.

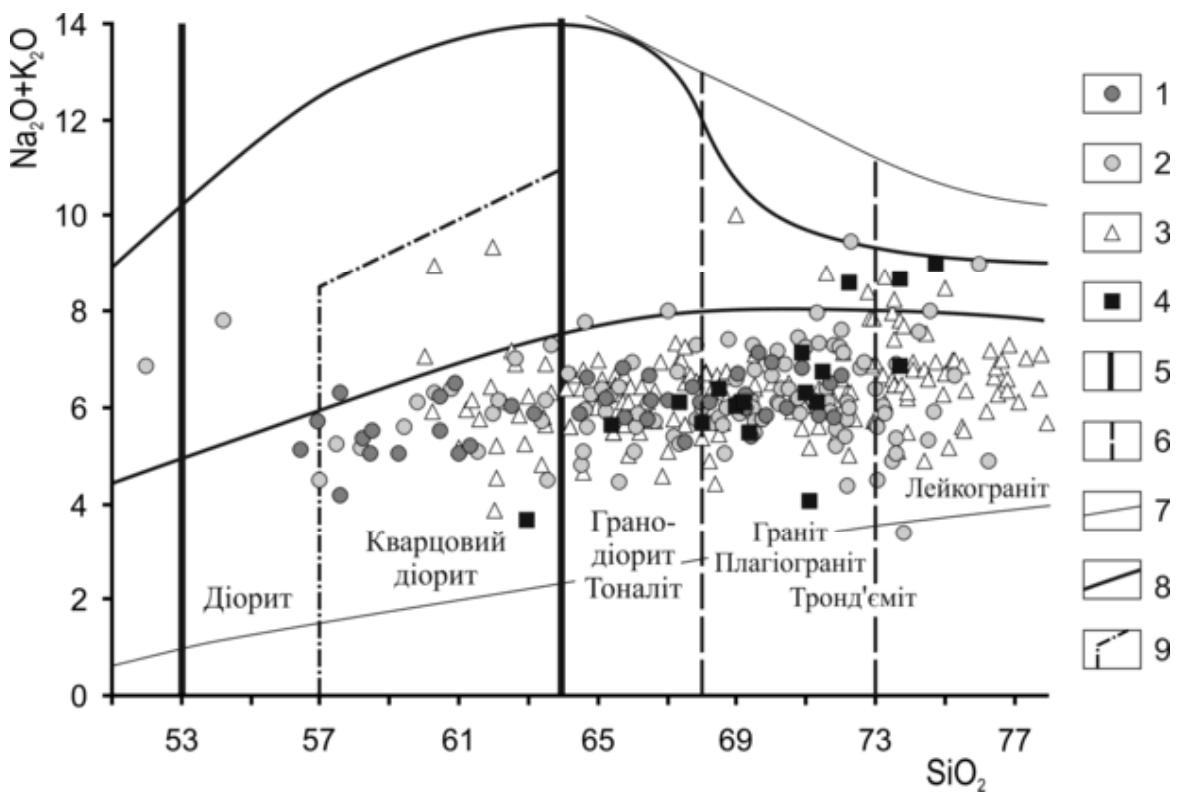


Рис. 6.31. Положення плагіогранітоїдів Середнього Придніпров'я на діаграмі $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$: 1 і 2 – дніпропетровський (1 – тип-I, 2 – тип-II); 3 – сурський; 4 – саксаганський комплекси. Границі: 5 – розділу магматичних порід на групи, 6 – розділу на підгрупи, 7 – області розповсюдження хімічних складів магматичних порід, 8 – між породами нормальної, підвищеної і високої лужності, 9 – поля вмісту кварцу в породах більше 5 %.

Дніпропетровський комплекс згідно з найпоширенішою серед дослідників СПК точкою зору [23, 37] розглядається як можливий фундамент для зеленокам'яного розрізу, а «сурські» і «саксаганські» плагіогранітоїди укорінилися по завершенні формування ЗКС [33, 308]. Проте наявні геохронологічні дані, отримані для порід дніпропетровського комплексу [11, 34, 77, 278, 307, 368 та ін.], свідчать про його формування практично синхронно із накопиченням вулканогенних зеленокам'яних товщ – 3,1-2,9 млрд років тому. Більше того, становлення ТТГ асоціацій на добре вивчених древніх кратонах зазвичай генетично не пов'язується з формуванням архейських зеленокам'яних поясів [61] і може як передувати їм, так і бути синхронним або пізнішим. В закордонній літературі [428, 474, 483] домінують уявлення, що

плагіогранітоїди, як утворення первинної континентальної кори кислого складу, сформувалися за рахунок перетворення більш древньої (примітивної) земної кори основного складу, релікти якої представлені численними ксенолітами амфіболітів серед них.

Для надання загальної петрохімічної характеристики було використано понад 400 аналізів валового хімічного складу гранітоїдів, як запозичених з фондових та літературних джерел [34, 98–101, 89, 110, 230, 231, 250, 251, 370 та ін.], так і з авторських колекцій. Середні хімічні склади архейських гранітоїдних комплексів надані у табл. 6.14, 6.15.

Хімічний склад плагіогранітоїдів згаданих вище комплексів є досить близькими між собою, а за середніми значеннями головних петрогенних компонентів вони подібні до порід TTG асоціацій світу [451]. У порівнянні з середнім складом земної кори плагіогранітоїди вирізняються нижчим вмістом фемічних компонентів, близьким до середнього складу кори вмістом Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O (за винятком дніпропетровських (тип-I) і саксаганських плагіогранітоїдів та вирізняються чітким максимумом натрію.

На класифікаційній діаграмі Ab-An-Or (рис. 6.32,а) гранітоїди формації кварцових діоритів (тип-I), характеризуються малою варіативністю нормативного складу і відповідають у більшості тоналітам з підпорядкованою кількістю трондє'мітам. Характерною особливістю цих гранітоїдів є доволі низький вміст кремнезему (середнє значення 64,48 ваг.%,), завдяки чому вони утворюють безперервний ряд від діоритів до плагіогранітів, кварцові діорити та тоналіти мають домінуюче положення, а лейкограніти не представлені взагалі. Також у порівнянні з іншими гранітоїдними комплексами збагаченні на оксиди Mg, Fe, Ca та Al. Характерною особливістю цієї групи гранітоїдів є мала варіативність лугів та кальцію. Середній вміст CaO – 4,51 ваг.%, що свідчить про їх можливе походження за рахунок перетворення первісної базитової кори [370]. Сума лугів найнижча з поміж інших гранітоїдів комплексів, а відношення $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ досить стійке коливається у межах 0,2–0,44.

Таблиця 6.14

Середній хімічний склад плагіогранітоїдів СПК.

	Дніпропетровський комплекс										Саксаганський комплекс			Сурський комплекс		
	тип-I*				тип-II											
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	3	4	5	2	3	4	5
SiO ₂	57,13	59,95	66,30	70,20	56,22	61,30	65,79	70,53	74,01	66,57	70,48	74,35	62,21	65,96	70,22	74,97
TiO ₂	0,67	0,60	0,43	0,29	0,56	0,57	0,51	0,28	0,20	0,40	0,34	0,11	0,53	0,46	0,34	0,17
Al ₂ O ₃	18,72	18,24	16,45	15,68	17,10	17,32	16,32	15,08	13,45	15,23	15,04	13,84	17,35	16,25	14,83	13,10
Fe ₂ O ₃	2,41	2,12	1,59	1,15	2,53	2,07	1,69	0,96	0,91	1,43	0,70	0,11	2,13	1,84	1,19	0,56
FeO	4,10	3,74	2,55	1,60	4,57	3,55	2,86	1,83	1,45	3,35	2,26	1,37	2,63	2,31	1,77	1,31
MnO	0,11	0,08	0,05	0,03	0,11	0,09	0,06	0,04	0,04	0,12	0,04	0,06	0,07	0,07	0,07	0,06
MgO	3,30	2,63	1,27	0,84	3,50	2,38	1,55	0,92	0,69	2,05	1,13	0,46	2,06	1,60	1,15	0,63
CaO	6,75	5,64	3,93	3,12	7,09	5,35	4,02	2,86	2,25	3,40	2,81	1,68	4,30	3,50	2,44	1,34
Na ₂ O	4,26	4,26	4,78	4,72	4,07	4,26	4,30	4,46	4,10	4,86	4,35	3,86	4,56	4,44	4,46	4,26
K ₂ O	1,06	1,27	1,38	1,57	1,78	1,64	1,75	1,90	1,85	1,49	1,85	3,22	1,38	1,80	1,92	2,30
P ₂ O ₅	0,20	0,21	0,15	0,09	0,47	0,22	0,15	0,11	0,05	0,08	0,07	0,04	0,16	0,21	0,10	0,05

Примітка. *Родини гірських порід відповідно до петрографічного кодексу України (2005), 1 – діорит, 2 – кварцовий діорит, 3 – тоналіт, 4, 5 – трондьєміти (4 – плагіограніт, 5 – лейкограніт)

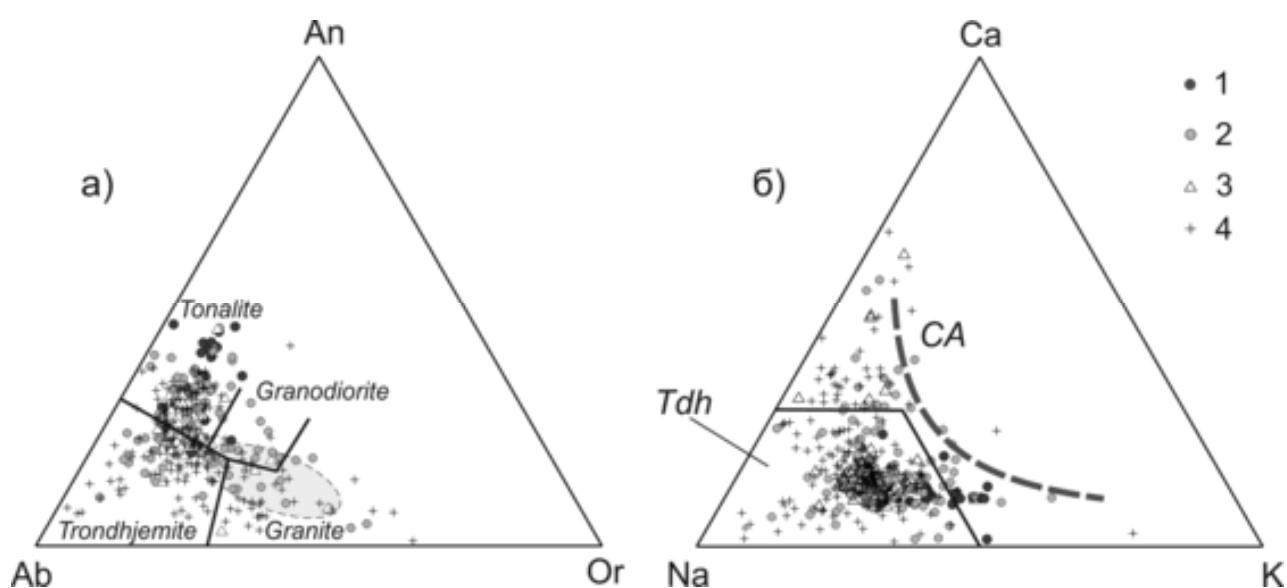


Рис. 6.32. Трикутні діаграми для плагіогранітоїдів СПК: а) An–Ab–Or; сіре поле відображає хімічний склад гранітоїдів сучасної континентальної кори; б) Na–K–Ca; Tdh – трондьємітове сімейство гранітоїдів, CA – тренд сучасних вапнисто-лужних магм. Плагіогранітоїдні комплекси: 1 і 2 – дніпропетровський (1 – тип-I, 2 – тип-II); 3 – саксаганський; 4 – сурський.

Порівняння середніх петрохімічних характеристик плагіогранітоїдів СПК та
ТГ асоціацій інших кратонів

	Комплекс								ТГ [446, 451]			
	Дніпропетровський				Саксаганськ		Сурський					
	тип-I		тип-II		ий							
n	43	S	109	S	51	S	183	S	1439	S		
SiO ₂	64,48	5,64	68,43	4,77	69,79	2,71	69,35	4,6	69,15	3,29		
TiO ₂	0,45	0,2	0,37	0,2	0,34	0,12	0,35	0,22	0,36	0,16		
Al ₂ O ₃	17,03	1,6	15,44	1,55	14,95	1,17	15,05	1,89	15,53	1,05		
FeO*	4,35	1,81	3,46	1,59	3,25	1,31	3,12	1,44	2,73	1,21		
MnO	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,11	0,07	0,07	0,05	0,08		
MgO	1,76	1,08	1,28	0,8	1,33	0,85	1,26	0,85	1,16	0,72		
CaO	4,51	1,54	3,45	1,4	2,88	0,87	2,67	1,4	3,14	1,12		
Na ₂ O	4,55	0,51	4,34	0,69	4,39	0,81	4,42	0,94	4,84	0,77		
K ₂ O	1,41	0,4	1,82	1,13	1,88	1,47	1,89	1,18	1,7	0,71		
V	74,84	9,5	-	-	40,9	9,5	60,4	14,0	32,86	23,33		
Cr	39,85	34,8	-	-	16,1	11,5	295,7	647,8	40,36	23,33		
Ni	15,1	9,5	-	-	9,2	2,6	17,1	8,2	36,35	94,06		
Cu	60,33	35,9	-	-	52,5	20,5	47,7	16,2	-	-		
Zn	66,58	14,6	-	-	55,4	10,9	56,0	10	-	-		
Rb	33,63	11,2	-	-	46,9	11,0	49,3	3,6	55,55	32,15		
Sr	728,68	117,7	-	-	224	43,6	655,7	32,2	492,91	203,42		
Ba	955,26	121	-	-	438	-	1025,9	137,2	530,64	379,76		
Zr	115,26	119	-	-	191,4	151,1	113,0	13,4	139,51	74,49		
Nb	16,22	4,8	-	-	15,8	4,7	15,4	4,3	5,2	3,59		
Y	31,92	5,6	-	-	17,8	3,6	18,9	3,1	9,18	13,01		
Rb/Sr	0,05				0,2		0,1		0,1			
Петрохімічні коефіцієнти												
F	60,17	9,3	61,36	9,8	60,32	9,67	59,63	11,42	56,91			
Mf	6,63	2,9	5,16	2,5	4,98	2,11	4,7	2,26	4,3			
K ₂ O/Na ₂ O	0,32	0,1	0,48	0,5	0,45	0,42	0,48	0,4	0,35			
K ₂ O+Na ₂ O	5,96	0,6	6,17	1,0	6,27	1,51	6,25	1,1	6,5			
A/CNK	1,12	0,15	1,12	0,15	1,16	0,15	1,2	0,16	1,13			
ag	0,43	0,08	0,5	0,1	0,53	0,19	0,53	0,14	0,52			

Примітка: n – кількість аналізів, : S – стандартне відхилення; F – Fe/(Fe+Mg), ат.%; Mf – (FeO+MgO+Mn+TiO₂), ваг.%; A/CNK – Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), молек. част.; ag – (K+Na)/Al, ат.част., FeO* – FeO+0,9*Fe₂O₃ ваг.%.

Гранітоїди, які представлені формаціями ультраметаморфічних діорит-плагіогранітових і граніт-плагіогранітових мігматитів виділяються як тип-II. Вони характеризуються порівняно значними варіаціями хімічного складу. Це добре ілюструє діаграма An–Ab–Or (рис. 6.32,а), на котрій за нормативним складом вони утворюють породний ряд від найбільш до мало поширеніх: тоналіт – трондьєміт – гранодіорит – граніт. Останні два породні члени мають різко підпорядковане значення, а їх присутність визначається поширенням проявів більш пізніх процесів мігматизації та мікроклінізації. Вміст CaO дещо нижчий, ніж у гранітоїдах типу-I – 3,46 wag.%. Часткове плавлення первинних порід супроводжувалось збагаченням на калій та підвищеннем частки салічних компонентів. Тому для цієї групи гранітоїдів характерно високий вміст лугів з середнім значенням 6,18 wag.%, що є найвищим з поміж інших плагіогранітоїдних комплексів, які розглядаються. Зростання суми лугів супроводжується стрімким зростанням відношення K_2O/Na_2O від 0,12 до 1,36.

За нормативним складом гранітоїди саксаганського комплексу є доволі однорідні та приблизно у рівній мірі відповідають трондьємітами і тоналітам (рис.6.32,а). За вмістом кремнезему, серед породних членів відсутні діорити та кварцові діорити. За середнім вмістом SiO_2 вони є близькими до гранітоїдів сурського комплексу. Подібно до гранітоїдів дніпропетровського комплексу II-типу для них також характерно зростання відношення K_2O/Na_2O яке проявляється зі зростанням лужності, але з менш похилою лінією тренду. В цілому за хімічним складом гранітоїди саксаганського комплексу є більш близькими до гранітоїдів сурського комплексу.

Гранітоїди сурського комплексу мають невитриманий хімічний склад. За нормативним складом вони представлені, у порядку зменшення поширеності: трондьєміти - тоналіти – граніти – гранодіорити. Останній має різко підпорядковане значення. Середній вміст кремнезему для них є найвищим з поміж інших плагіогранітоїдних утворень СПК – 69,4 wag.%. Співвідношення калію до натрію збільшується зі зростанням лужності подібно до гранітоїдів саксаганського комплексу.

Таким чином, плагіогранітоїди вище описаних комплексів за середніми валовими хімічними складами цілком подібні до TTG серії світу [446], за винятком дещо підвищених значень вмісту MgO та FeO у перших. У порівнянні з середнім складом земної кори вони збідненні на мафічні компоненти та кальцій. Вміст калію, кремнію та алюмінію подібний до утворень верхньої кори, а за вмістом натрію вони є сильно збагачені по відношенню до неї. На потрійній діаграмі K-Na-Ca, всі плагіогранітоїди комплексів СПК потрапляють у поле розповсюдження типових архейський утворень TTG асоціацій (рис. 6.32, б).

За відношенням лугів та кальцію плагіогранітоїди відповідають утворенням нормальні лужності, вапнистої та вапнисто-лужної петрохімічної серії. Незначне переважання глинозему над сумою вапна та лугів обумовлює незначну пересиченість глиноземом (нормативний корунд близько 1% або менше). Залізистість порід коливається у вузьких межах – 59-61 ат.%. Всі гранітоїди характеризуються чітким трендом до збіднення CaO, TiO₂, FeO, MgO, Al₂O₃. Гранітоїди саксаганського комплексу вирізняються більш крутішими трендом CaO, MgO, Al₂O₃ по відношенню до гранітоїдів інших комплексів (табл. 6.15).

Зі зростанням SiO₂ вміст Na₂O практично не змінюється. Вміст K₂O найбільш невитриманий відносно інших петрогенних компонентів. Визначається й така тенденція – для діоритів та тоналітів поведінка K₂O відносно інертна та подібна до Na₂O, а у трондіємітах загальні значення вмісту K₂O помітно зростають. Така тенденція найкраще проявлена у гранітоїдах саксаганського і сурського комплексів, трохи менше у гранітоїдах II-групи («стрибики» вмісту калію спостерігають майже по всій виборці) і майже не проявлена для гранітоїдів I-групи дніпропетровського комплексу. Визначається зростання загальної лужності гранітоїдів, що супроводжується зростанням відношення K₂O/Na₂O. В той же час високі значення вмісту K₂O не є закономірним явищем для досліджуваних вибірок, а скоріше є окремими випадковими відгалуженнями, які відхиляються від загальної тенденції.

Можливо, невитримана поведінка K_2O , та витриманий розподіл CaO , Al_2O_3 , TiO , FeO є віддзеркаленням більш пізніх проявів мігматизації та мікроклінізації. Середній вміст K_2O у плагіогранітоїдах СПК коливається у межах 1,4-1,8 ваг.%, а у складі ТТГ асоціації - 1,39 ваг.%. На нашу думку, плагіогранітоїди з значеннями вмісту K_2O у більше ніж 2,2 ваг.% є такими, що піддалися більш пізнім процесам мікроклінізації.

До цього необхідно додати, що для плагіогранітоїдів дніпропетровського, саксаганського і сурського комплексів характерні подібний речовинний склад, вік та часто відсутність чітких контактів з близькими за складом вміщуючими породами. В умовах значної закритості території це обумовлює зближені значення параметрів електромагнітних полів, що ускладнює чітку ідентифікацію їх геофізичними методами при геологічній зйомці. Не завжди діагностуються однозначно плагіогранітоїди різної хроностратиграфічної належності й у наявних природних і штучних відслоненнях, ще проблематичніше – у свердловинах.

Висновки: - за розподілом головних петрохімічних компонентів архейські плагіогранітоїди СПК загалом подібні до ТТГ асоціацій світу. Серед них найпоширенішими є трондьєміти і тоналіти з незначним переважанням перших, а гранодіорити разом із кварцовими діоритами і, подекуди, діоритами, знаходяться у велими підпорядкованій кількості;

- до складу ТТГ асоціацій Середнього Придніпров'я ми відносимо плагіогранітоїди дніпропетровського, саксаганського і сурського комплексів, за виключенням: порід гіпабісального і вулканогенного вигляду, що складають невеликі масиви і субвулканічні тіла і дайки у межах ЗКС та зазвичай розглядаються у складі ранніх фаз сурського комплексу; в різній мірі мігматизовані супракrustальні породи як основного, так і середнього та кислого складів; калійшпатизовані різновиди плагіогранітоїдів; двопольовошпатові гранітоїди, що часто відмічаються серед плагіогранітоїдів і можуть мати невиразні, поступові переходи із ними;

- вірогідна спорідненість плагіогранітоїдів дніпропетровського, саксаганського і сурського комплексів підтверджується валовим хімічним і мінеральним складом, петрографічними особливостями (див. підрозділ 4.4) та вмістом і розподілом елементів-домішок (див. підрозділ 6.2). Зазвичай плагіогранітоїди названих комплексів не мають чітких границь між собою, слабо розрізняються у геофізичних полях, внаслідок чого вони їхнє картування інколи ґрунтуються на опосередкованих даних;
- за наявними літературними даними формування плагіогранітоїдів відбувалось у віковому інтервалі 3,1-2,9 млрд років тому.

6.1.5 Двопольовошпатові гранітоїди

Двопольовошпатові граніти у порівнянні з плагіогранітоїдами добре виділяються в геологічному просторі своїми геологічними тілами – масивами, серед яких найбільш відомими є Мокромосковський, Токівський, Щербаківський, Кудашівський. Серед останніх робіт, присвячених їх вивченню, необхідно відмітити дослідження Б.З. Берзеніна, В.І. Орси, Л.М. Степанюка, О.Б. Боброва, С.І. Курила та ін. [16, 28, 180, 230, 305], завдяки яким уточнено речовинний склад, особливості формування та час укорінення Кудашівського (2906 млн років), Мокромосковського (2700 млн років), а також Орільського (2845 – 2854 млн років) масивів. Петрохімічні дослідження гранітів демуринського, мокромосковського і токівського комплексів виконані за авторськими, літературними хімічними аналізами [89, 110, 250, 251, 230, 249 та ін.] та почерпнутими з виробничих звітів Б.З. Берзеніна, М.В. Кушинова, В.М. Бестужева, О.Б. Боброва, М.М. Шурка, Л.В. Ісакова та ін.

6.1.5.1 Порфіроподібні граніти «кудашівського» типу

Хімічний склад найголовніших петротипів демуринського комплексу за результатами авторських робіт наведено у табл. 6.16. Загальна кількість використаних в роботі аналізів різних петротипів комплексу складає 121.

Таблиця 6.16

Хімічний склад (ваг. %) і петрохімічні коефіцієнти гранітоїдів демуринського комплексу та мікроклінвмісних мігматитів і гранітогнейсів дніпропетровського комплексу.

Компоненти	Номери хімічних аналізів												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	64,47	66,34	69,1	70,48	70,97	71,1	73,3	74,4	60,96	70,94	71,62	72,08	73,98
TiO ₂	0,57	0,88	0,44	0,34	0,3	0,28	0,15	0,16	0,44	0,32	0,23	0,04	0,27
Al ₂ O ₃	14,88	13,68	15	13,6	13,48	14,5	14,1	14,5	14,95	13,97	12,11	13,08	15,1
Fe ₂ O ₃	1,98	1,24	0,46	0,2	1,48	0,39	0,73	0,46	1,84	1,2	1,32	0,15	0,85
FeO	3,43	4,43	2,73	3,43	2,15	1,58	1,07	0,96	0	1,61	2,22	1,93	1,42
MnO	0,11	0,12	0,11	0,07	0,06	0,055	0,041	0,022	0,08	0,035	0,05	0,03	0,01
MgO	1,98	2,13	1,12	1,13	0,96	0,62	0,42	0,35	3,7	0,27	1,12	0,55	0,74
CaO	2,95	3,36	3,4	2,2	1,98	1,95	1,9	0,6	4,38	2,33	2,28	1,14	0,47
Na ₂ O	3,95	3,22	3,45	3,53	3,79	3,6	3,7	3,9	2	4,66	2,77	3,08	5,06
K ₂ O	3,62	3,1	3,25	4,1	3,18	4,6	2,8	3,15	6,71	4,5	4,94	5,56	1,27
P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,123	0,06	0,1	0,064	0,13	0,15	0,83	0,098	0,06	0,03	0,085
SO ₃	-	-	0,032	-	-	0,138	0,037	0,03	-	0,3	-	-	0,27
Сума	99,52	99,85	99,95	99,92	99,51	99,8	99,28	99,22	95,89	100,23	100,29	100,04	99,525
Na ₂ O+K ₂ O	7,57	6,32	6,70	7,63	6,97	8,20	6,50	7,05	8,71	9,16	7,71	8,64	6,33
Na ₂ O/K ₂ O	1,09	1,04	1,06	0,86	1,19	0,78	1,32	1,24	0,30	1,04	0,56	0,55	3,98
<i>al'</i>	3,38	2,78	5,42	4,38	5,31	9,04	11,71	14,44	3,59	9,47	4,49	7,83	8,63
K _{арп.}	0,70	0,63	0,61	0,75	0,72	0,75	0,65	0,68	0,71	0,90	0,82	0,85	0,64
Al/(Ca+Na+K)	1,15	1,18	1,23	1,08	1,21	1,10	1,36	1,46	0,87	0,96	0,92	0,97	1,89
(Na+K)/Ca	1,80	1,31	1,37	2,35	2,49	2,82	2,45	8,36	1,18	2,73	2,17	4,85	10,77

Примітка: 1-3 – порфіроподібні гранодіорити, 4-8 – граніти, 9-13 – мігматити і гранітогнейси (9,10,13 – аналізи запозичені зі звіту С.Є. Федюшина, 1976 р.). Місця відбору : 1, 5 – кар’єр Савро; 2, 4 – Кудашівський кар’єр; 3 – св. 4, Дніпропетровська область, Криничанський район, 1,1 км на південний схід від південно-східної околиці с. Вільне; 6 – св. 16, Дніпропетровська область, Криничанський район, 1,6 км на північ від с. Потоки, правий схил балки Орлова; 7, 8 – відслонення 28, с. Скелеватка, нижче дамби через б. Холодова (дорога на с. Потоки); 9 – відслонення 640; 10 – св. 1108; 11, 12 – Девладівський кар’єр; 13 – св. 16309. Коефіцієнти $al' = Al_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, $K_{арп.} = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, в мол. кількостях.

На класифікаційній діаграмі SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 6.33), переважна більшість гранітоїдів демуринського комплексу відповідає кислим породами нормального ряду, переважно гранодіоритам, меншою мірою гранітам і рідко лейкогранітам. У кожній підгрупі виділяються поодинокі різновиди порід сублужного ряду. Варто відзначити, що за відношенням суми лугів до кальцію $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}$ (табл. 6.16) гранодіорити є вапнисто-лужними (1,31-1,80), тоді як граніти – помірно лужними (2,35-2,82) і зрідка – сублужними (8,36).

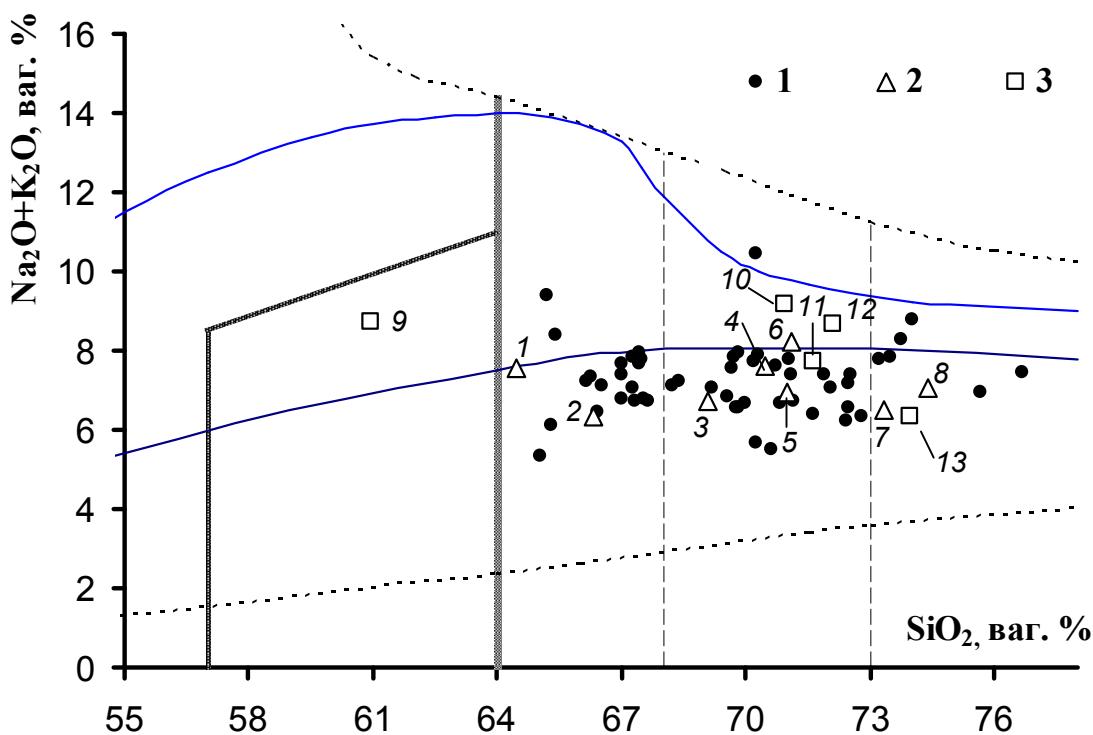


Рис. 6.33. Фігуративні точки хімічних складів гранітоїдів демуринського комплексу та мікроклінвмісних мігматитів і гранітогнейсів дніпропетровського комплексу: 1 – хімічні аналізи запозичені з довідника [110], 2 – авторські аналізи (номера точок відповідають номерам в табл. 1), 3 – мігматити і гранітогнейси.

За відношенням $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, що складає від 0,78 до 1,32, усі петротипи гранітоїдів належать виключно до калій-натрієвої петрохімічної серії. Гранодіорити вміщують 0,44-0,88 % TiO_2 і відносяться до помірно- та дуже низькотитаністих, тоді як граніти (0,15-0,34 TiO_2) – до вкрай низькотитаністих порід. За коефіцієнтом al' , значення якого переважно розміщуються в інтервалі

2-6, всі гранітоїди є вельми глиноземистими. При цьому певний обсяг гранітів представлений пересиченими глиноземом ($al' = 11,71-14,44$) різновидами. Висока глиноземистість порід виражається також у відношенні алюмінію до суми лугів і кальцію, що є доволі витриманим і складає в середньому від 1,08 до 1,46 за вмістів. Коефіцієнт агпайтності $K_{\text{агп.}} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ має доволі витримані значення для усієї групи гранітоїдів. Він обмежений інтервалом 0,61-0,75, що дає підставу віднести їх до пересиченого алюмінієм нормального (вапнисто-лужного) ряду. Загалом гранодіорити мають більш витримані петрохімічні показники у порівнянні з гранітами і мейкогранітами.

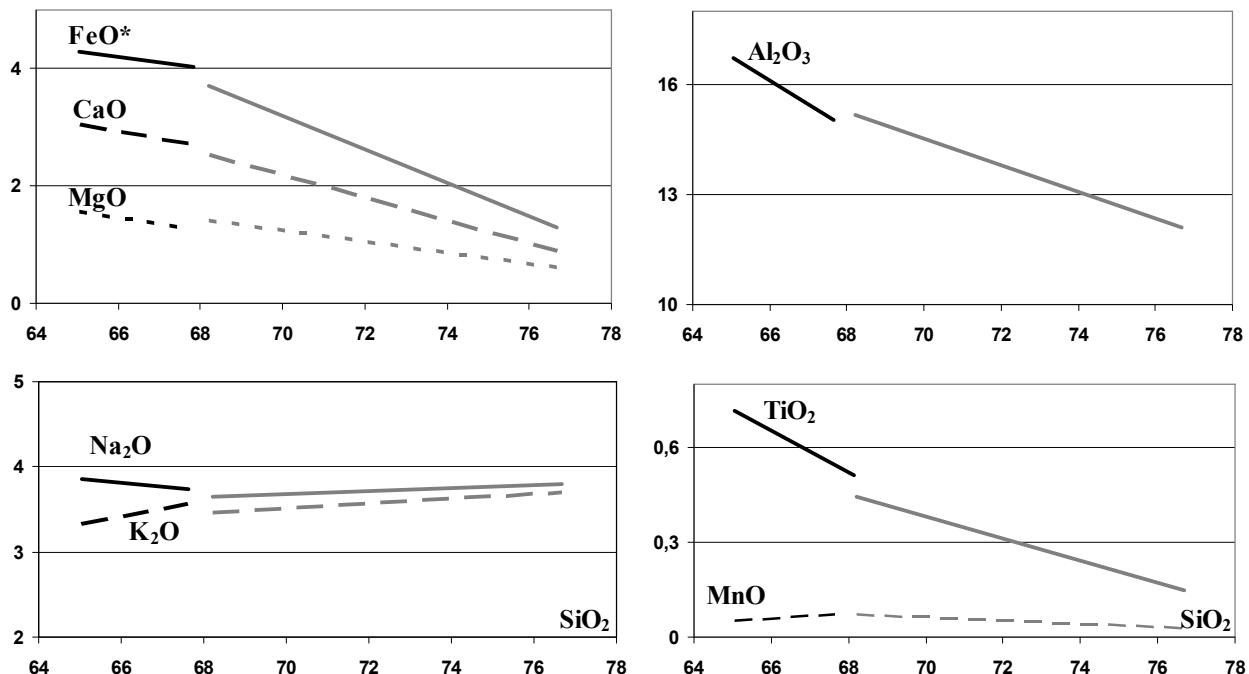


Рис. 6.34. Діграми Харкера для головних петрогенних компонентів гранітоїдів демуринського комплексу. Чорними лініями показано гранодіорити, сірі – граніти і лейкограніти.

Подібністю ліній трендів головних петрогенних компонентів порфіроподібних гранодіоритів і дрібносередньозернистих гранітів (рис. 6.34) свідчить про їхнє формування в ході єдиного процесу магматичної кристалізації. Зі зростанням вмісту кремнезemu, поступово зменшується вміст

$\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, CaO , MgO , Al_2O_3 , і TiO_2 . Вміст і поведінка K_2O і Na_2O для гранодіоритів є більш контрастною по відношенню до гранітів. Проте в гранітах їх кількість приблизно однакова і в цілому слабо зростає зі збільшенням вмісту кремнезему.

Двопольовошпатові мігматити і граніто-гнейси, які утворились, головним чином, в результаті калійшпатизації плагіогранітів дніпропетровського комплексу, відрізняються від демуринських гранітоїдів більшою варіативністю вмісту головних оксидів та зміщені хімічного складу у бік сублужних утворень.

6.1.5.2 Двопольовошпатові «мокромосковські» та «токівські» граніти.

Двопольовошпатові граніти мокромосковського і токівського комплексів на класифікаційній діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 6.35) формують два зближених скupчення фігуративних точок видовженої форми. Обидва скupчення простягаються вздовж осі ординат з максимальною концентрацією в інтервалі 71-75 % SiO_2 . За вмістом лутів вони приурочуються до лінії розділу порід нормальні і підвищеної лужності, а за SiO_2 – до границі гранітів і лайкогранітів. Разом з тим, необхідно відмітити такі головні відмінності між ними: 1) хімічний склад мокромосковських гранітів зміщений в область нормальних, а токівських – в область сублужних утворень; 2) зі зростанням вмісту SiO_2 у перших спостерігається тенденція до підвищення суми Na_2O і K_2O , а в других – зменшення; 3) мокромосковські граніти характеризуються порівняно компактним розподілом оксиду кремнію (69,16-76,67 %) і суми лутів (5,81-9,70 %), тоді як токівські – значним розкидом значень по обох осях – 64,99-77,30 % і 4,52-11,97 % відповідно.

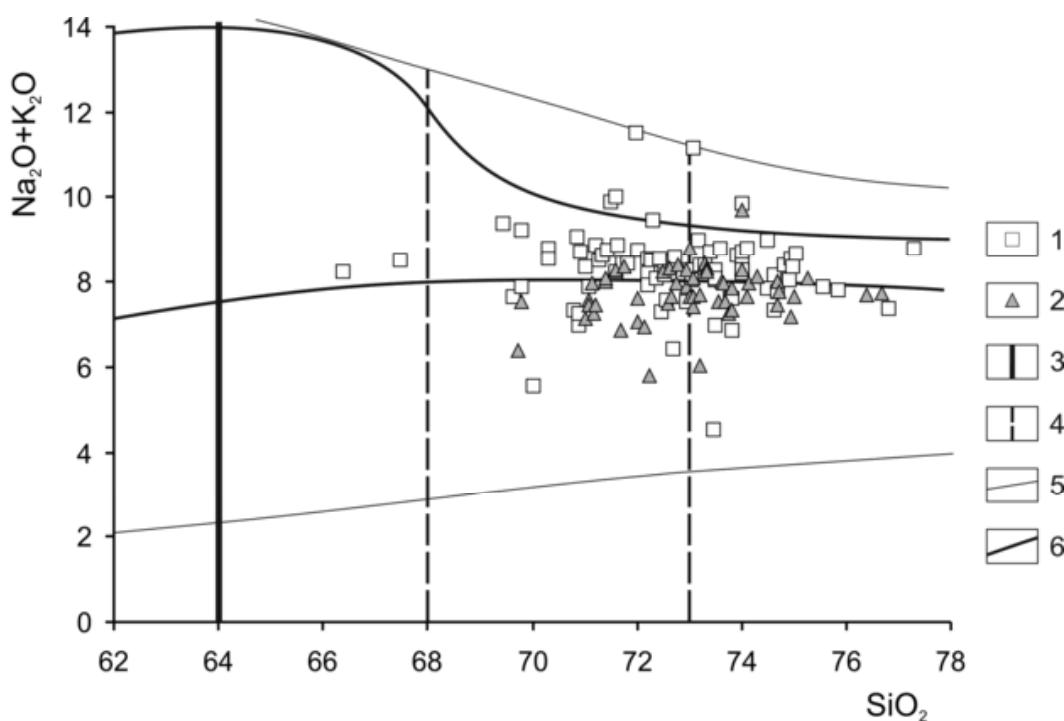


Рис. 6.35. Класифікаційна діаграма SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для гранітоїдів токівського (1) і мокромосковського (2) комплексів. Границі: 3 – розділу магматичних порід на групи, 4 – на підгрупи, 5 – області розповсюдження хімічних складів магматичних порід, 6 – між породами нормальної, підвищеної і високої лужності.

Гранітоїди мокромосковського комплексу за класифікаційною діаграмою SiO_2 – $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 6.35) визначаються як нормальні, зрідка сублужні граніти і лейкограніти. За співвідношенням нормативних мінералів на діаграми QAPF (рис. 6.36) вони класифікуються як монцограніти, зрідка як гранодіорити. Породи характеризуються значними варіаціями вмісту модального плагіоклазу, тоді як вміст модального К-польового шпату є порівняно витриманим. В абсолютних значеннях – це 5,24-56,52 % і 12,35-34,33 % відповідно. Фактично фігуративні точки нормативного мінерального складу мокромосковського комплексу формують класичний за Дж. Лемейром і П.Боуденом тренд гранітоїдів калій-натрієвої вапнисто-лужній асоціації. Цікаво, що для порід токівського комплексу відмічається протилежна закономірність: вміст плагіоклазу є стабільнішим (18,36-51,38 %) у порівнянні з К-польовим шпатом (2,95-55,61 %).

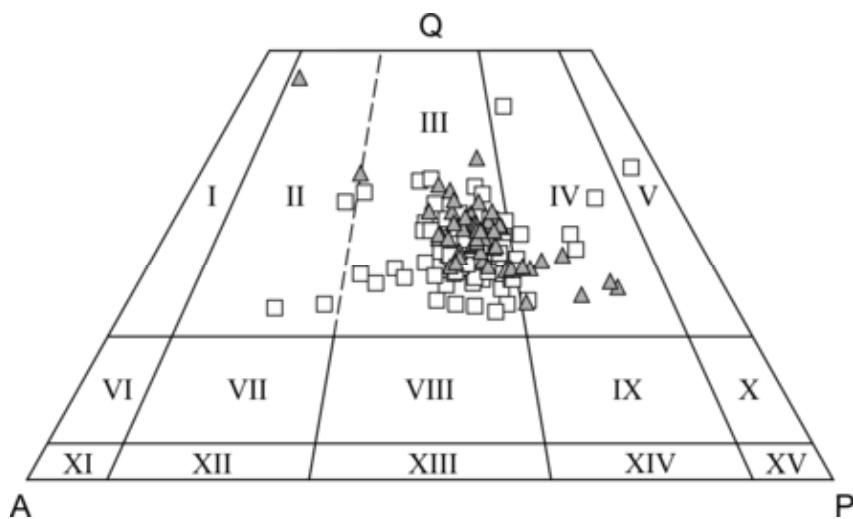


Рис. 6.36. Класифікація гранітоїдів токівського і мокромосковського комплексів на діаграмі QAPF (Streckeisen, 1976). Поля: I – лужнopolъовошпатовий граніт; II – сіенограніт; III – монцограніт (адамеліт); IV – гранодіорит; V – тоналіт і плагіограніт (трондьєміт); VI – кварцовий лужнopolъовошпатовий сіеніт; VII – кварцовий сіеніт; VIII – кварцовий монционіт; IX – кварцовий монцодіорит та кварцеве монцогабро; X – кварцовий діорит, кварцове габро та кварцовий анортозит. Інші умовні позначення див. на рис. 6.35.

Сума оксидів лугів змінюється у межах від 6,0 до 8,6 % за середнього значення 7,67 % (табл. 6.17). Відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ найчастіше розміщується в інтервалі 0,6-1,0, а максимальне та мінімальні значення зафіковані лише в одиничних випадках, які складають 2,49 і 0,26 відповідно. Це дає змогу віднести гранітоїди до калій-натрієвої серії. За вмістом TiO_2 , що в середньому складає 0,14 % вони відносяться до вкрай низькотитаністих порід. Вміст Al_2O_3 порівно витриманий і змінюється в інтервалі від 13 до 16 %, тоді як для коефіцієнта al' характерні суттєвіші варіації значень від 3,5 до 24,2 за середньої величини 8,92. В даному випадку можна говорити, що серед велими глиноземистих гранітоїдів інколи відмічаються вкрай насичені глиноземом відміни. Відношення алюмінію до суми лугів і кальцію завжди перевищує одиницю і в середньому складає 1,18. За коефіцієнтом агпайтності (в середньому $K_{\text{агп}}=0,75$) породи належать до пересиченого алюмінієм ряду. Вміст CaO оцінюється 1-2 %, дуже рідко сягає 3 %. Порівняно невисокий вміст

кальцію в породах визначає помітну перевагу над ним суми лугів. Відношення Na^+/Ca в середньому складає 4,05, що відповідає сублужній петрохімічній серії. Сумарний вміст оксидів заліза за середнього вмісту 1,95 % лише зрідка сягає 3-4 %. Наявність MgO визначається інтервалом вмістів від 0,1 до 1,34 %.

Гранітоїди токівського комплексу за діаграмою $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 6.35) класифікуються як сублужні, зрідка нормальні граніти і лайкограніти, а за діаграмою QAPF (рис. 6.36) – це монцограніти, зрідка сіенограніти і гранодіорити. Їхні петрохімічні параметри важливо розглянути у порівнянні з висвітленими вище даними по мокромосковських гранітоїдах. За вмістом таких компонентів як Al_2O_3 , MgO і CaO вони практично ідентичні (табл. 6.17). Різниця за вмістом SiO_2 між ними незначна, а найсуттєвіші відмінності спостерігаються у середніх вмістах і розподілу лугів, заліза та відповідних коефіцієнтах. Так, сума Na_2O і K_2O складає 8,34 %, що перевищує відповідний показник для мокромосковських гранітоїдів (7,76 %), головним чином за рахунок більш високого вмісту K_2O (4,83 %). Адже концентрація Na_2O в токівській гранітіах є навіть нижчою і складає 3,51 % проти 3,65 % – в породах мокромосковського комплексу. Відповідно відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ для перших є дещо нижчим (0,73) у порівнянні з другими (0,89), що виразилось у появі серед порід калій-натрієвої серії поодиноких відмін з принадлежністю до калієвої серії. Дещо вищий вміст лугів проявився у трохи вищих значеннях коефіцієнту агпайтності 0,79 і відношення суми лугів до кальцію: $\text{Na}^+/\text{Ca}=4,17$.

За вмістом сумарного заліза гранітоїди токівського (2,04 %) і мокромосковського (1,95 %) комплексів є доволі близькими. Проте вміст Fe_2O_3 у породах першого складає 1,05 %, що відповідає рівню концентрації FeO – 1,10 %, тоді як для другого ці компоненти становлять 0,46 і 1,56 відповідно. Токівські гранітоїди як і мокромосковські також є вкрай низькотитаністими, проте вміст TiO_2 у них помітно вищий і сягає 0,22 %. Більш високе значення коефіцієнта $al' = 9,52$ для токівських гранітоїдів спричинене відміченим вище високим вмістом Fe_2O_3 , а не реальному зростанням глиноземистості порід. Це

підтверджується відношенням алюмінію до суми лугів і кальцію, яке є нижчим ніж у мокромосковських гранітоїдах і складає 1,08.

Таблиця 6.17

Середній вміст головних петрогенних компонентів (ваг. %) і петрохімічні коефіцієнти гранітоїдів мокромосковського і токівського комплексів.

Комплекси	Мокромосковський комплекс n=61		Токівський комплекс n=95	
	X	S	X	S
SiO ₂	73,08	1,54	72,29	2,42
TiO ₂	0,14	0,09	0,22	0,14
Al ₂ O ₃	14,01	0,91	13,98	0,86
Fe ₂ O ₃	0,46	0,39	1,05	0,53
FeO	1,56	0,67	1,10	0,66
MnO	0,03	0,03	0,03	0,06
MgO	0,58	0,38	0,59	0,42
CaO	1,31	0,54	1,33	0,52
Na ₂ O	3,65	0,67	3,51	0,57
K ₂ O	4,12	0,74	4,83	1,31
P ₂ O ₅	0,04	0,08	0,10	0,12
Na ₂ O+K ₂ O	7,76		8,34	
Na ₂ O/K ₂ O	0,89		0,73	
al'	8,92		9,52	
K _{арп.}	0,75		0,79	
Al/(Ca+Na+K)	1,18		1,08	
(Na+K)/Ca	4,05		4,17	

Примітки. n – кількість аналів; коефіцієнти al'=Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO),

Карп.=(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, в молекулярних кількостях.

Апліто-пегматоїдні граніти, які найкраще вивчені у складі масиву в с. Крутий Берег, за співвідношенням SiO₂ і K₂O+Na₂O ідентифікуються як сублужні граніти і лейкограніти. Значення K₂O/Na₂O змінюється у межах 0,53-1,3, що обумовлює їхню приналежність до K-Na петрохімічної серії. Вміст калію цілком контролюється вмістом крупних виділень мікрокліну. Низький вміст вапна, магнію і заліза цілком відображає загальну лейкократовість порід.

Таке співвідношення на фоні підвищеної глиноземистості дають змогу відносити ці породи до високоглиноземистих сублужного ряду. Низькі значення агпаїтності викликані наявністю альбіту і значного об'єму мікрокліну. Вміст мафічних компонентів низький, сумарно він рідко сягає 1,5 %, в окремих випадках близько 2 %, обумовлюючи широкий діапазон залізистості порід. Питання щодо приналежності апліто-пегматоїдних гранітів до токівського чи мокромосковського, з одного боку, і дніпропетровського, з другого боку, залишається відкритим і потребує додаткових досліджень.

6.2 Розподіл елементів-домішок

В процесі досліджень вивчалися особливості розподілу рідкісних та рідкісноземельних (РЗЕ) елементів у метаморфічних, плутоно-метаморфічних та плутонічних утвореннях, що належать різним породним комплексам. Всі зроблені висновки базуються на даних автора з урахуванням вкрай обмеженого обсягу літературних джерел, присвячених геохімії рідкісних та рідкісноземельних елементів. Визначення вмісту хімічних елементів виконувалося методом ICP-MS у лабораторіях ВСЕГЕІ (м. Санкт-Петербург) та ІГМР НАН України.

По утвореннях ТТГ асоціації та ендербітах славгородського комплексу виконані також ізотопно-геохімічні дослідження – визначені відношення ізотопів стронцію $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатиті.

6.2.1. Суперкрустальні породи та ендербітоїди славгородського комплексу.

В суперкрустальніх породах славгородського СФК виявляється дещо вища концентрація РЗЕ (табл. 6.18) і менш диференційовані спектри розподілу (рис. 6.37,а) ніж в ендербітах, які з ними асоціюють. Також відмічаються не дуже інтенсивні негативні, а в ендербітах – помірно позитивні Еу-аномалії. Варто відзначити, що аналогічна поведінка РЗЕ відмічена також у гранулітовому комплексі Побужжя [173, 196].

Таблиця 6.18

Хімічний (у ваг. %) і рідкісноелементний (у г/т) склад суперкрустальних утворень славгородського і аульського СФК

Компоненти	Славгородський СФК							Аульський СФК		
	№№ зразків	3/192,9	6/195,5	1/213,1	3/203,0	4/112,7	5/86,0	533	14	113
SiO ₂	47,00	50,00	58,30	63,20	66,40	50,00	49	57,00	50,3	50,2
TiO ₂	1,40	0,91	0,49	0,60	0,38	2,00	1,02	0,48	0,8	0,67
Al ₂ O ₃	13,90	17,10	18,00	17,60	16,11	18,30	13,8	15,40	15,35	15,1
Fe ₂ O ₃	6,50	4,20	3,51	2,30	1,06	5,60	6,3	3,61	4,44	3,51
FeO	6,60	5,30	2,78	2,60	1,92	5,40	9,4	3,91	6,1	7,38
MnO	0,16	0,16	0,08	0,04	0,04	0,11	0,3	0,19	0,17	0,2
MgO	7,80	4,20	2,25	1,80	0,90	3,40	4,7	5,75	6,8	5,35
CaO	9,65	7,50	5,60	4,95	3,50	6,30	8,5	7,90	11,85	13,2
Na ₂ O	3,45	4,80	4,80	4,90	4,90	4,50	3,45	3,15	2,2	2
K ₂ O	0,80	1,43	1,20	0,85	0,80	0,65	1,75	0,25	0,38	0,49
P ₂ O ₅	0,28	2,26	0,30	0,23	0,19	1,24	0,089	0,16	0,054	0,059
SO ₃	0,00	0,00	0,13	0,05	0,08	0,00	0,20	0,09	0,02	0,01
В.п.п.	2,19	1,68	1,75	0,78	2,30	1,27	1,05	0,71	1,65	1,70
Сума	99,73	99,54	99,19	99,90	98,58	98,77	99,56	98,60	100,11	99,87
Cr	262,70	10,09	33,36	23,04	16,44	7,74	-	-	-	271,00
Co	37,49	28,54	20,67	13,37	12,37	33,39	-	-	-	55,30
Ni	110,66	17,63	32,57	12,58	11,94	3,25	-	-	-	92,80
Rb	4,59	0,54	1,19	0,48	0,31	0,31	-	-	-	7,75
Sr	521,54	1213,23	1167,67	462,83	586,40	1072,60	-	-	-	153,00
Y	26,90	45,18	16,71	6,73	4,44	13,59	-	-	-	16,00
Zr	51,95	345,04	130,36	117,82	36,17	19,37	-	-	-	44,70
Nb	10,75	7,83	5,55	2,72	2,07	8,96	-	-	-	2,51
Ba	11,19	7,85	17,77	18,12	15,78	10,31	-	-	-	91,90
La	61,97	323,51	62,00	41,12	34,53	55,19	6,78	7,54	1,78	2,09
Ce	143,26	696,53	133,63	83,98	67,28	126,61	15,90	17,30	4,54	4,79
Pr	16,99	79,27	16,05	8,72	7,24	14,10	2,03	2,32	0,70	0,74
Nd	66,13	307,50	67,90	31,73	26,71	53,75	8,32	8,96	3,71	3,36
Sm	11,00	48,86	12,09	4,96	4,05	8,14	2,24	1,94	1,38	1,36
Eu	2,41	7,08	3,31	1,51	1,57	2,25	0,83	0,58	0,63	0,54
Gd	7,48	26,07	7,58	2,93	2,20	4,89	2,68	1,91	1,94	1,92
Tb	1,22	2,73	0,86	0,39	0,31	0,73	0,51	0,32	0,40	0,37
Dy	5,55	13,25	4,89	1,54	1,16	2,94	3,10	1,92	2,79	2,60
Ho	0,83	2,23	0,91	0,21	0,14	0,41	0,69	0,44	0,63	0,60
Er	2,86	5,07	2,26	0,65	0,46	1,26	2,09	1,25	1,86	1,86
Tm	0,44	0,53	0,25	0,10	0,07	0,19	0,31	0,19	0,28	0,25
Yb	2,35	3,52	1,68	0,52	0,31	0,88	2,06	1,26	1,87	1,68
Lu	0,26	0,41	0,26	0,07	0,03	0,09	0,31	0,19	0,29	0,28
Hf	1,87	9,07	4,47	3,03	0,86	0,61	-	-	-	0,92
Ta	0,38	0,46	2,16	0,12	0,12	0,29	-	-	-	0,19
Pb	0,09	0,35	0,08	0,14	0,10	0,09	-	-	-	5,04
Th	3,13	155,73	1,11	0,52	16,74	0,90	-	-	-	0,33
U	0,27	3,26	0,15	0,03	0,46	нет	-	-	-	<0,1
ΣРЗЕ	322,74	1516,56	313,67	178,41	146,04	271,41	47,85	46,12	22,80	22,44
La _n /Yb _n	17,89	62,43	25,07	54,25	75,42	42,75	2,24	4,07	0,65	0,85
La _n /Sm _n	3,52	4,13	3,20	5,18	5,33	4,23	1,89	2,43	0,81	0,96
Gd _n /Yb _n	2,57	5,99	3,65	4,60	5,72	4,51	1,05	1,23	0,84	0,92
Eu/Eu*	0,81	0,60	1,05	1,21	1,60	1,09	1,03	0,92	1,17	1,02

Примітка. « - » елементи не визначалися. славгородський комплекс: 3/192,9 і 6/195,5 – кристалосланці; 1/213,1; 3/203,0; 4/112,7 і 5/86,0 – ендербіти; 533 – амфіболіт, Рибальський кар’єр; аульський комплекс: 14 – кристалосланець, с. Петропавлівка; 113, 160 – амфіболіти, середня течія р. Базавлучок, Новоіванівська ділянка.

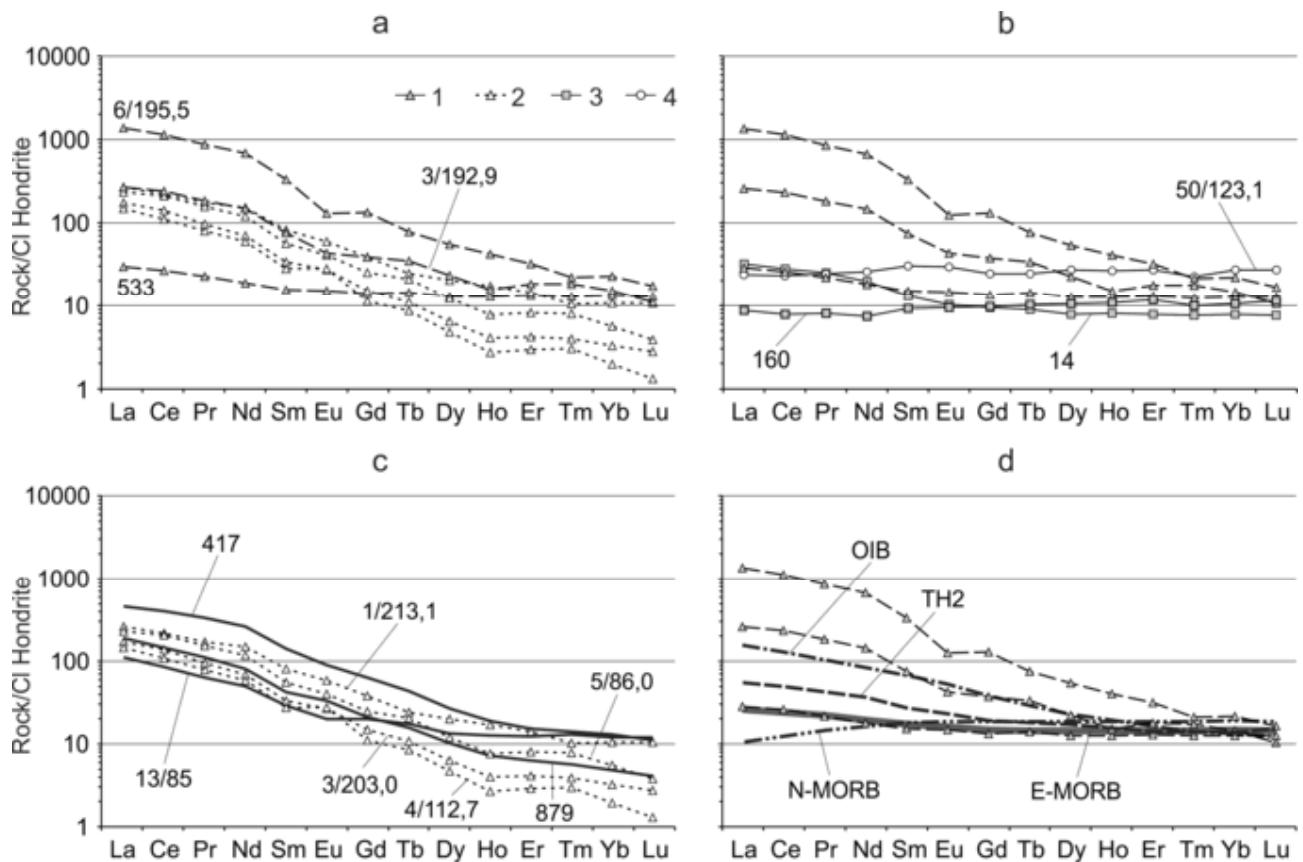


Рис. 6.37. Спектри розподілу нормованих за [448] вмістів РЗЕ у породах славгородського комплексу: а – в амфіболітах і кристалосланцях (1) і ендербітах (2); б – порівняння з амфіболітами аульської серії (3) і метабазитами ЗКС (4); с – з ендербіт-чарнокітойдами УЩ за [173] (417 – Побужжя, 13/85 – Приазов’я, 879 – новопавлівська товща ОПШЗ); д – з архейськими толеїтами ТН2 за [163] та базальтами сучасних геодинамічних обстановок за [481] (OIB – океанічних островів, N-MORB і E-MORB – серединно-океанічних хребтів). Дані за номерами зразків див. у табл. 6.18, 6.19.

Зі зниженням вмісту РЗЕ в кристалосланцях і амфіболітах відмічається більш положиста лінія розподілу та поступове зникнення Eu-аномалії, тоді як в ендербітах – навпаки.

Суперкустальні утворення славгородської товщі відрізняються від стратифікованих порід аульського і зеленокам’яногого СФК за вищим вмістом і високо диференційованим розподілом РЗЕ (рис. 6.37, б). В першу чергу це стосується основних кристалосланців в центральній частині Славгородського блоку. Сумарна концентрація рідкісних земель Σ РЗЕ в них складає від 323 г/т (зразок 3/192,9 зі св. 3, гл. 192,9 м) до 1517 г/т (зразок 6/195,5). Ступінь

диференціації (La_n/Yb_n) є високим і складає 17,89-62,43 з приблизно однаковим рівнем як для легких ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,52-4,13$), так і для важких ($\text{Gd}_n/\text{Yb}_n=2,57-5,99$) елементів. Відмічається виразна негативна європієва аномалія $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,60-0,81$. Кристалосланці, які розкриті за межами Славгородського блоку в Рибальському кар'єрі (зразок 533), характеризують значно нижчою концентрацією РЗЕ – $\sum \text{РЗЕ}=48 \text{ г/т}$, нижчим рівнем диференціації ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=2,24$), яка добре проявлена лише в спектрі легких елементів ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,89$), та відсутністю європієвої аномалії ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,03$). Загалом вони можуть зіставлятися з кристалосланцями аульського СФК (зразок 14), проте останні дещо збіднені на європій ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,92$).

Ендербіти за розподілом РЗЕ найбільш близькі до аналогічних утворень у складі новопавлівської товщі Оріхово-Павлоградської шовної зони (рис. 6.37,c). З гранулітами Приазов'я і Побужжя проявляється подібність у розподілі легких РЗЕ, тоді як за важкими елементами породи Середнього Придніпров'я є збідненими. Результати більш детального геохімічного співставлення порід Славгородського блоку з іншими районами УЩ, де поширені типові ранньодокембрійські грануліти наведені вище в підрозділі 6.1.

На рис. 6.37,d можна спостерігати, що кристалосланці та амфіболіти Славгородського блоку за характером спектрів РЗЕ дещо подібні до лужних базальтів сучасних океанічних островів [481], а також до еталонних архейських толеїтів TH2 [163], проте мають негативну європієву аномалію та збагачені на легкі та середні РЗЕ. Діопсидові кристалосланці у Рибальському кар'єрі демонструють хорошу геохімічну збіжність з Е-базальтами серединно-океанічних хребтів. Це дає підставу передбачити формування протоліту славгородської товщі в різних або нестабільних геодинамічних умовах, подібних до COX і океанічних островів.

Вмісти таких елементів як Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm (табл. 6.18, рис. 6.38,a) в метаморфітах перевищують концентрацію їх у примітивній мантії [481] в 100 і більше разів. За цими ж елементами, окрім урану, відмічається також збагачення ендербітів, але на дещо нижчому рівні (у 10-100 разів). Rb і Ba

характеризуються мантійними вмістами; Ta, Nb, Hf і Zr помірно підвищені у 5-10 разів; в ендербітах концентрація цих елементів може знижуватися до 2 разів, а Rb, Y і Yb опускатися нижче 1.

Відсутність значимого збагачення на великоіонні літофільні елементи (група LIL), свідчить про відсутність суттєвого впливу флюїдних фаз на первинну геохімічну систему. Разом з тим, збагачення менш мобільними Th і U, які входять до групи високозарядних елементів (HFS), може відображати як особливості джерела, так і післягенетичні метасоматичні процеси. Відносне збіднення на Nb, Ta і Sr (рис. 6.38) могла би слугувати ознакою значної ролі у вихідних породах осадового матеріалу [448], проте відсутність аномальних вмістів K, Eu більшою мірою вказує на процеси контамінації магми наявною на той час протокорою.

Подібність у розподілу мікроелементів суперкрустальних і плутонічних порід (за винятком Ta, який іноді утворює аномалії в ендербітах) підтверджує тезу про генетичну спорідненість суперкрустальних і плутонічних утворень славгородського СФК. З іншого боку, метаморфіти за розподілом мікроелементів відрізняються від амфіболітів аульської і конкської серій (рис. 6.38,b), що передбачає відмінності між ними у петрогенезисі та еволюційному розвитку.

Поведінка та співвідношення діагностичних елементів-домішок в кристалосланцях славгородської товщі, які наведені в табл. 6.18 та відображені на рис. 6.37 і 6.38, не дають однозначної відповіді на питання про джерела і геодинамічні умови формування їхнього протоліту. На діаграмі La/Yb – Th/Ta (рис. 6.39,a) їхні фігуративні точки не потрапляють в статистичні поля базальтоїдів сучасних геодинамічних обстановок за [403]. В координатах Zr/Y – Nb/Y (рис. 6.39,b) також спостерігається невизначеність як геодинамічної обстановки порід, так і їхнього джерела. Фігуративні точки потрапляють як в поля плумових, так і не плумових Zr/Y і Nb/Y відношень.

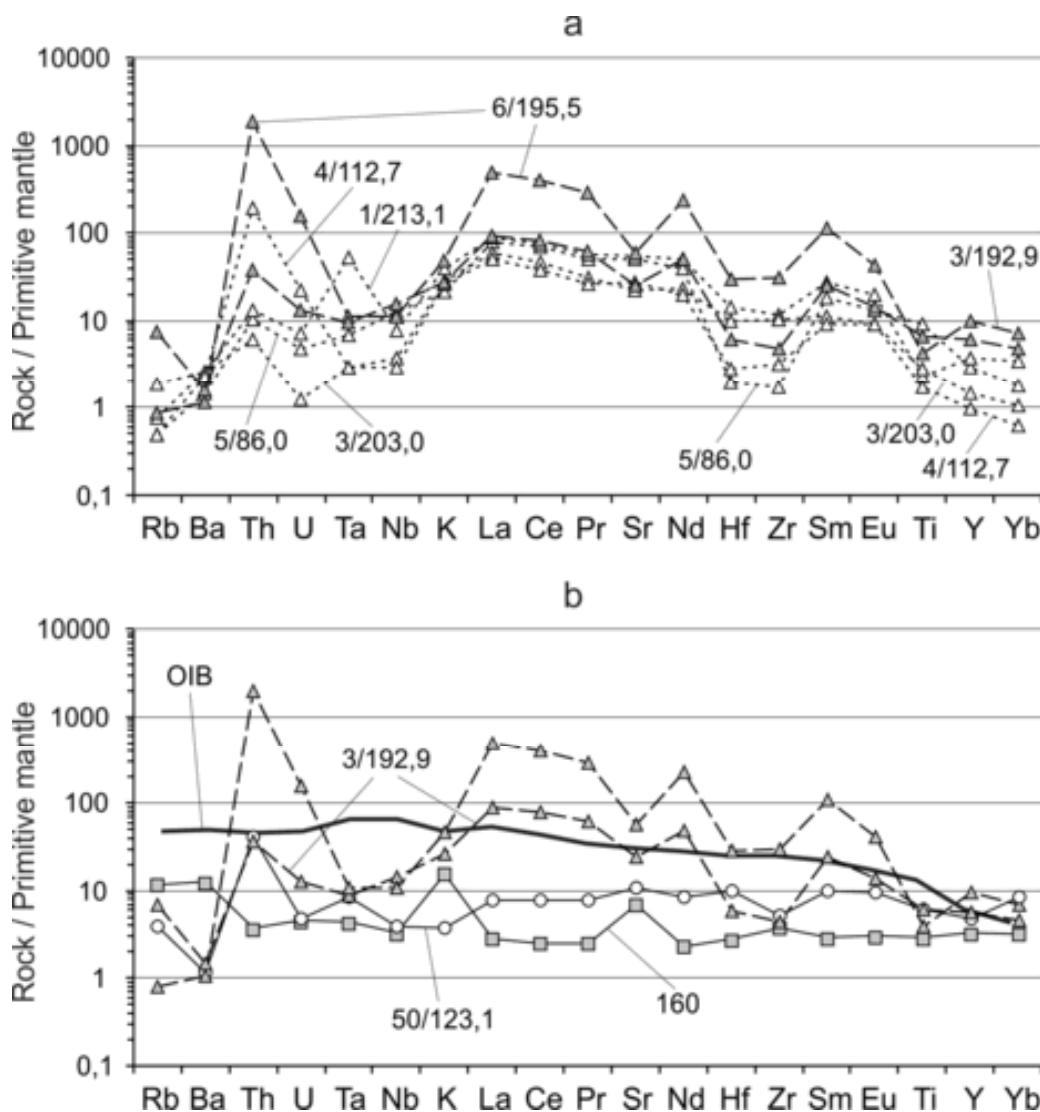


Рис. 6.38. Спектри розподілу нормованих за [481] вмістів рідкісних елементів в кристалосланцях славгородського комплексу (а) та їх порівняння з амфіболітами аульської та конкської серій (б). Умовні позначення див. на рис. 6.37, номери зразків див. у табл. 6.18, 6.19.

За дискримінаційною діаграмою Nb-Zr-Y (рис. 6.40), що застосовується для розділення різних типів базальтів MORB і континентальних толеїтів, кристалосланці та амфіболіти славгородської товщі могли сформувалися за рахунок збагачених серединно-океанічних або базальтів вулканічних дуг і внутрішньоплитних толеїтів.

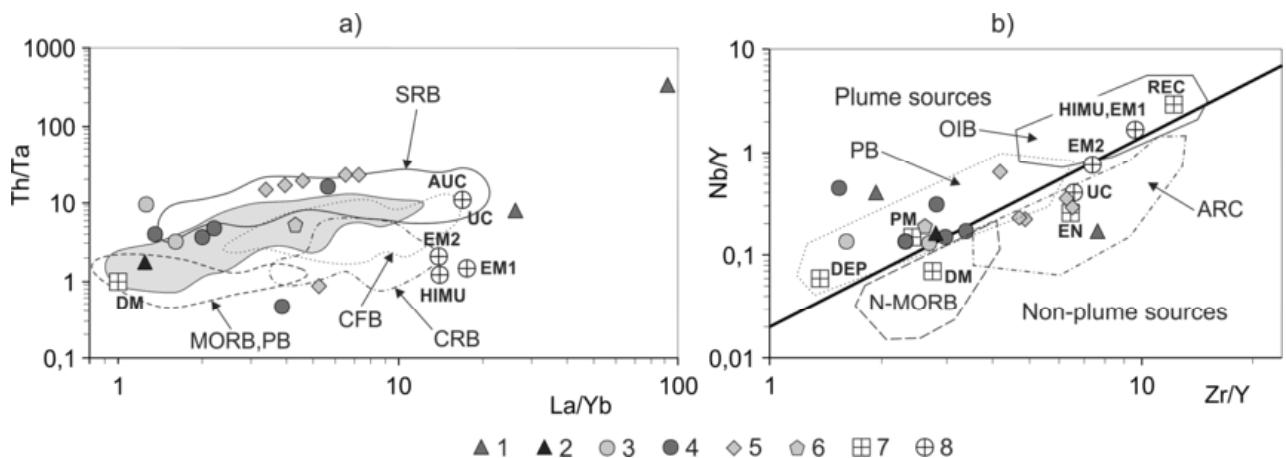


Рис. 6.39. Геодинамічна типізація мантійних джерел основних порід СПК на діаграмах К. Конді: а) La/Yb – Th/Ta [403]; б) Zr/Y – Nb/Y [407–409]. 1 – славгородська товща, 2 – аульська серії, 3 – амфіболіти і 4 – базальти конкської серії, 5 – новокриворізька світа, 6 – дайкові піроксеніти. Базальти різних геодинамічних обстановок: MORB, PB – серединно-океанічні хребти і підводні плато, SRB – зони субдукції, CFB – трапи, CRB – континентальні рифти, OIB – океанічні острови, затінена область – архейські, а також протерозойські базальти. Гіпотетичні мантійні джерела і резервуари (7 і 8): збагачена U+Th/Pb (HIMU), збагачена EM1 і EM2, примітивна (PM), деплетована (DM) мантія, глибинна деплетована мантія (або плюмовий компонент DEP), збагачений компонент (EN), рециклювана літосфера (REC), архейська і сучасна континентальна кора (AUC і UC).

Як бачимо, наявні геохімічні дані не дають змоги зробити однозначні висновки щодо геодинамічних умов формування протоліту кристалосланців і амфіболітів. За більшістю розглянутих геохімічних, а також петрохімічних методів (див. підрозділ 6.1), визначаються підводні обстановки вивержень, які найбільш близькі сучасним океанічним островам або островним дугам.

Згідно фундаментальних робіт, присвячених петrogenезису базальтів [136, 138 та ін.], джерелом сублужних базальтів можна розглядати: а) помірно або недиференційовану магму, утворену за низького ступеню часткового (не більше 25 %) плавлення примітивної мантії на глибинах ~ 60 км; б) сублужні розплави можуть також з'являтися за рахунок добре диференційованої глибинної базальтової магми на невеликих глибинах 20-30 км.

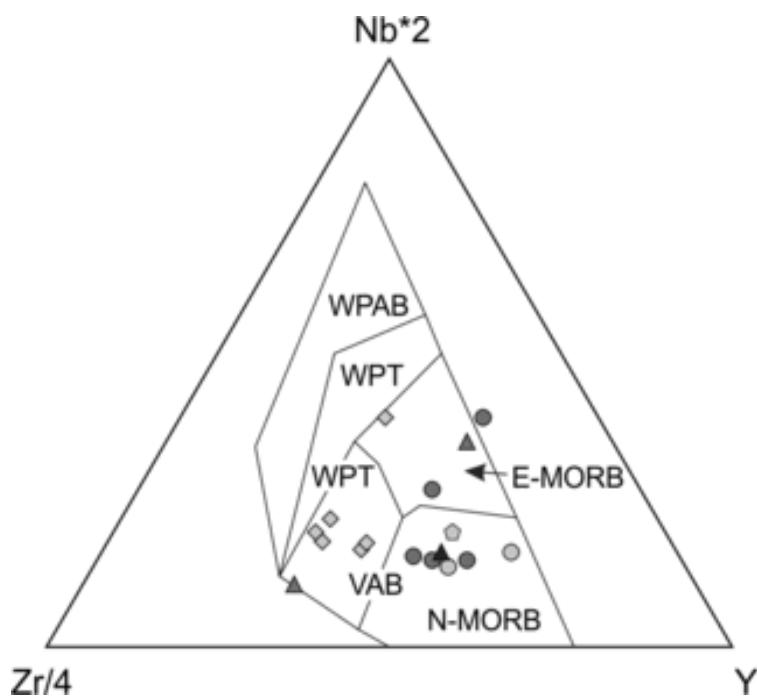


Рис. 6.40. Основні породи СПК на діаграмі Nb-Zr-Y (Meschede M., 1986). Базальти: WPAB – внутрішньоплитні лужні, WPT – внутрішньоплитні толеїти, VAB – вулканічних дуг, E-MORB і N-MORB – серединно-океанічних хребтів, збагачені і нормальні. Інші умовні позначення див. на рис. 6.39.

Первинно магматичні породи славгородської товщі представлені сублужними та олівіновими базальтами з нормативним олівіном (до 20-25 %), подекуди нефеліном (до 5 %), кварц відсутній. Це свідчить про низький рівень диференціації магми в процесі фракційної кристалізації. Певний тренд до кварцнормативних толеїтів відмічається тільки для амфіболітів і кристалосланців, які розміщені в районі б. Башмачка і Рибальському кар'єрі. Таким чином, відповідно до купольно-брилової будови Славгородського блоку [340] більш ранні утворення, що складають його центральну частину, розглядаються як продукти глибинного недиференційованого розплаву, для котрого передбачаються параметри, близькі до зазначених у пункті а. Більш пізні магматити периферійних частин блоку та за його межами фіксують переміщення магматичного резервуару на менші глибини та незначну його диференціацію. Гіпотетичним джерелом описаних утворень могла бути як

примітивна, так і збагачена EN-мантія, із залученням механізму мікроплюмів [416, 417, 459, 487 та ін.].

Серед багатьох гіпотез утворення ендербітів найбільш переконливою, на думку С.Г. Кривдіка і колег [173], є генетична модель С.Р. Тейлора і С.М. МакЛеннана [483]. Вона не суперечить результатам досліджень таких добре відомих районів поширення гранулітових комплексів на УЩ як Побужжя, Західне Приазов'я, Оріхово-Павлоградська шовна зона. Відповідно до неї ендербіти є реститовими породами після відокремлення від метаморфізованого субстрату легкоплавких евтектоїдних гранітних розплавів на амфіболітовій стадії метаморфізму, яка передувала гранулітовій. Застосовуючи її до Середнього Придніпров'я необхідно звернути увагу на те, що граніти з віком, близьким до віку ендербітів ($\sim 3,0$ млрд років) в межах Славгородського блоку і загалом СПК відсутні, тоді як плагіогранітоїди з такими геохронологічними параметрами користуються повсюдним розвитком. Таким чином, відповідно до умов досліджуваного регіону можна сформулювати наступну послідовність петрогенезису ендербітів: 1) анатектичне плавлення плагіогнейсів, частково кристалосланців славгородської товщі; 2) утворення «плагіогранітного» розплаву та вилучення з нього найбільш рухливої, лейкократової складової. Її відділення проходило одночасно під час екстрагування вихідних порцій розплаву із суперкрустальної товщі; 3) інтенсивна ін'єкційна мігматизація тугоплавких кристалосланців та амфіболітів під дією відділеної лейкократової фаза. Серед структурно-текстурних типів мігматитів часто відмічаються агматити, наприклад, у Рибальському кар'єрі, неосома яких представлена апліт-пегматоїдними породами лейкогранітового складу; 4) остаточна консолідація реститової фази евтектоїдних виплавок, утворення невеликих магматичних резервуарів; 5) укорінення та становлення тіл ендербітів, конформних структурно-текстурним елементам інтенсивно гранітизованої славгородської товщі. Помірні позитивні Eu-аномалії в ендербітах можна пояснити тим, що в реститовій, власне ендербітовій фазі розплаву незначно накопичувався плагіоклаз внаслідок вилучення біднішої на плагіоклаз лейкократової фази.

6.2.2 Амфіболіти і кристалосланці аульського СФК.

Амфіболіти характеризуються невисоким вмістом РЗЕ, який складає 22–23 г/т і перевищує хондритовий у дев'ять разів (табл. 6.18). У кристалосланцях сума $\sum \text{РЗЕ}$ дещо вища – 48 г/т, головним чином, за рахунок легких елементів. Внаслідок цього кристалосланці мають помірно диференційований ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=4,07$ і $\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2,43$), а збіднені на легкі РЗЕ амфіболіти ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=0,81\text{--}0,96$) – недиференційований розподіл елементів ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0,65\text{--}0,85$) з невеликим "негативним" нахилом графіку (рис. 6.41). Європієва аномалія в кристалосланцях слабко негативна ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,92$), тоді як в амфіболітах – практично відсутня або слабко позитивна ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,02\text{--}1,17$), що свідчить про відсутність суттєвого "плагіокласового" фракціонування магматичного джерела.

Амфіболіти відрізняються від метабазитів ЗКС Середнього Придніпров'я за нижчим вмістом РЗЕ, слабко позитивною європієвою аномалією і більш виразним відносним збідненням на легкі елементи (рис. 6.41; табл. 6.18, 6.19). Лінії розподілу РЗЕ амфіболітів загалом вписуються в межі поля типових для докембрійських зелено кам'яних поясів толеїтів ТН1, хоча і мають нетиповий для них "негативний" нахил. Вони узгоджуються також із нижньою межею статистичної області сучасних островодужніх і толеїтів серединно-океанічних хребтів. Кристалосланці мають аналогічний андезитами зеленокам'яних поясів типу I за К. Конді [163] спектр розподілу РЗЕ за дещо нижчого вмісту.

За відношеннями Th/Ta і La/Yb (рис. 6.39) субстрат амфіболітів близький до базальтів архейських зеленокам'яних поясів, а також сучасних морських платобазальтів (Онтонг-Ява, Кармутсен, Ангаючам), джерелом яких є деплетована мантія [407–409]. За діаграмою $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Nb}/\text{Y}$ передбачається спільне, найвірогідніше пломове первинне джерело для амфіболітів аульської та базальтоїдів конкської серій, а також трубоподібних дайок піроксентів серед гранітів Демуринського масиву.

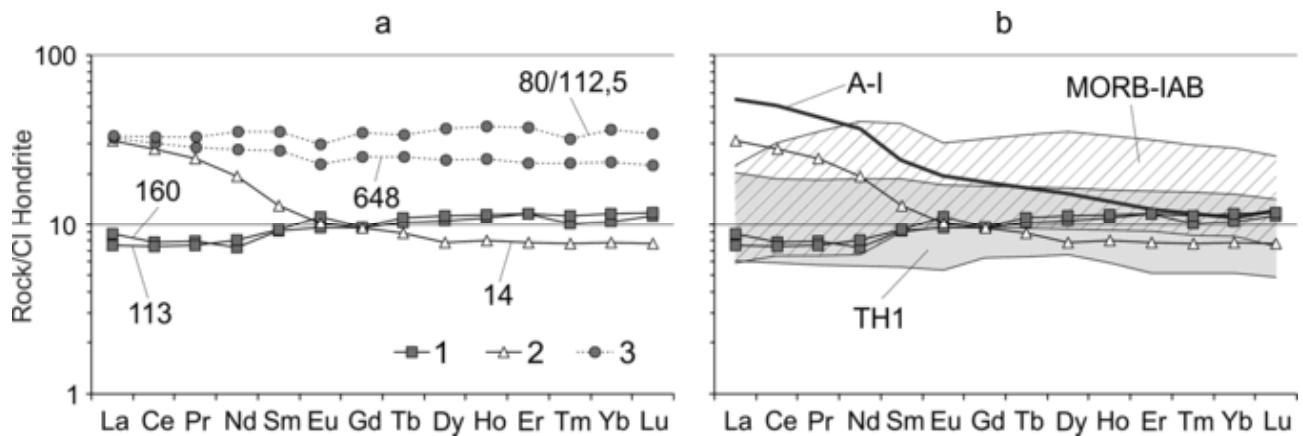


Рис. 6.41. Спектри розподілу нормованих за [448] вмістів РЗЕ в амфіболітах (1) і кристалосланцях (2) аульського комплексу. Зіставлення: а) з базитами зеленокам'яних структур Середнього Придніпров'я (3), б – з типовими архейськими базальтами (TH1) й андезитами (A-I) зеленокам'яних поясів та сучасними островодужними (IAB) і серединно-океанічними базальтами (MORB) за [163].

Відмічені особливості розподілу РЗЕ в амфіболітах і кристалосланцях підтверджує висновок петрохімічних досліджень про те, що вони є похідними різних магматичних джерел: мантійного і корового відповідно. Виразний диференційований розподіл легких РЗЕ у кристалосланцях за порівняно витриманих концентрацій важких елементів може вказувати також на певну домішку осадового матеріалу в первинних вулканітах, тобто туфітову природу андезитів.

Нормалізовані на примітивну мантію рухливі елементи LILE в амфіболітах, а саме Rb, K, Ba, Sr, утворюють добре проявлені аномалії на спайдердіаграмі (рис. 6.42, а). Високозарядні елементи HFSE такі як Ta, Nb, Hf, U, Th, а також Zr, характеризуються відносно низьким вмістом. Збагачення елементами LILE в амфіболітах на перший погляд пов'язане з метасоматозом, який мав місце в ході інтенсивних ультраметаморфічних перетворень суперкрустальніх порід аульської серії. Проте подібного розподілу елементів в кристалосланцях, з якими амфіболіти перебувають в парагенетичній асоціації та зазнали одних і тих же накладених процесів, не спостерігається. З одного боку, це є додатковим доказом існування різних джерел для цих груп порід, з

другого боку, свідчить про збагаченість на флюїдну фазу вихідного джерела амфіболітів. Найкраще це пояснюється виплавлянням островодужних базальтів із метасоматично зміненої мантії під дією флюїдів, які виділяються при поглинанні плити в зоні субдукції [477]. Саме з утвореннями острівних дуг амфіболіти є вельми близькими за розподілом елементів-домішок (рис. 6.42, b).

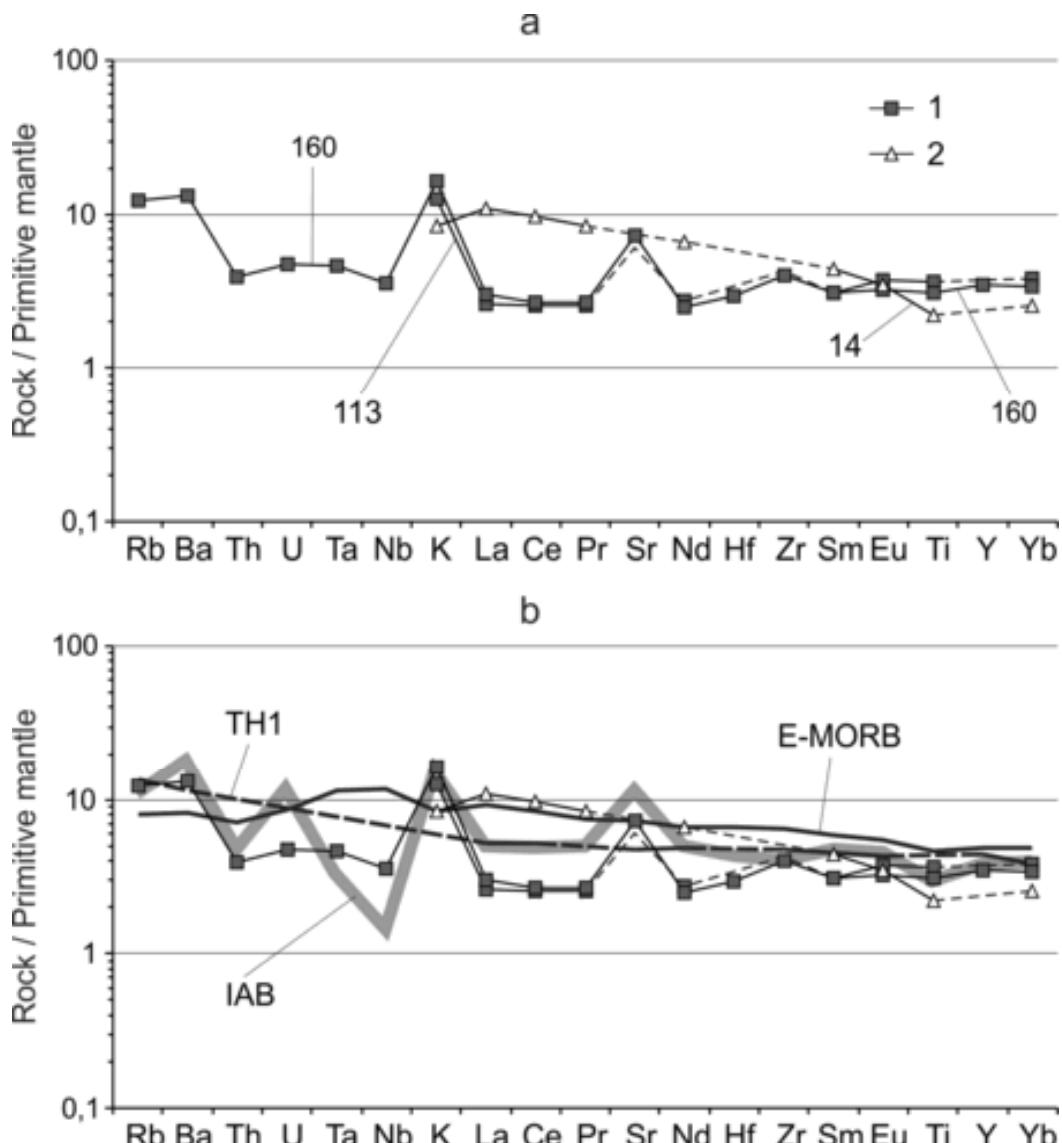


Рис. 6.42. Спайдер-діаграма для метаморфітів аульської серії (а) та їх порівняння з архейськими толеїтами TH1 за [163] та сучасними базальтами серединно-океанічних хребтів (E-MORB) і острівних дуг (IAB) за [481] (б). Штриховими лініями відображені екстрапольовані ділянки спектрів розподілу тих хімічних елементів, по яких дані відсутні. Інші умовні позначення див. на рис. 6.41, номери зразків див. у табл. 6.18.

Проте в археї ймовірно діяли не класичні, а своєрідні первісні механізми тектоніки плит. На наш погляд, найкращу геодинамічну модель запропонував M.J. Van Kranendonk, згідно з якою рециклінг земної кори в палеорхеї відбувався в умовах дрібно стільникової мантійної конвекції за рахунок діяльності мікроплюмів [417].

На дискримінаційній діаграмі Nb-Zr-Y (рис. 6.39) фігуративні точки суперкрустальних порід потрапляють в область перекриття базальтів вулканічних дуг і N-MORB, частково – E-MORB. Відзначимо також, що за елементами-домішками амфіболіти аульської серії загалом відрізняються від базальтоїдів ЗКС Середнього Придніпров'я.Хоча на окремих стратиграфічних рівнях виявляються їхні геохімічні та, ймовірно, петрологічні аналоги.

Таким чином, протоліти амфіболітів сформувалися в неокеанічних умовах, в обстановках стиснення земної кори, що добре зіставляються з сучасними острівними дугами. Подекуди діагностуються також утворення, характерні океанічним плато, серединно-океанічним хребтам або континентальним рифтам, але і в таких випадках вони перекриваються або є близькими до островодужних обстановок.

Припускається, що родонаочальний базальтовий розплав за складом був близький найбільш основним різновидам порід, які представлені зразками порфіробластичних амфіболітів 55 і Bz-03 (табл. 6.5). Згідно з роботами Х.С. Йодера і К.Е. Тіллі [136, 138] розплав такого складу міг утворитися в мантії за рахунок плавлення гранатового перидотиту, з подальшим переміщенням магми у кору і формуванням проміжної камери на глибині близько 50 км. Спектри розподілу РЗЕ зі слабо проявленою аномалією європію вказують на відсутність суттєвого фракціонування магматичного розплаву на його шляху від первинної камери до земної поверхні. Площинний розвиток останців ортоамфіболітів, що розглядаються як релікти потужних архейських лавових товщ олівінових і толеїтових базальтів, вказують на домінування тріщинного типу вулканічних апаратів. Відповідно до роботи [378] енергетичним джерелом магматизму розглядаються мікроплюми, які оперували

в умовах дрібно стільникової конвекції в палео-мезоархейській мантії. Ймовірно, що висхідні потоки тепла, які супроводжували базальтовий магматизм, генерували окремі андезитові осередки за рахунок плавлення порід нижніх горизонтів наявної на той час протокори. В результаті періодична активізація мантійного базальтового магматизму викликала часткове плавлення кори і змінювалась виверженнями середніх і кислих вулканітів з формуванням ритмічної базальт-андезит-дацитової товщі.

6.2.3 Магматичні породи зеленокам'яного комплексу.

За вмістом і розподілом РЗЕ серед базальтоїдів ЗКС можна виділити три геохімічні групи (рис. 6.43, табл. 6.19): 1) Група В1 представлена базальтами з найнижчим сумарним вмістом РЗЕ, який складає 26-33 г/т і перевищує хондиритовий у трохи більше ніж 10 разів. Розподіл РЗЕ практично не диференційований, часто легкі елементи є деплетованими відносно важких ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,64-1,36$). Європієва аномалія відсутня або негативна ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,75-0,98$). В петрохімічному відношенні до цієї групи відносяться помірно, рідше велими низькотитаністі толеїтові базальти, вміст TiO_2 в яких не перевищує 1 % і варіює від 0,65 до 0,93 %. Породи збіднені на P_2O_5 , що складає 0,06-0,09 %. Базальти групи В1 наявні на усіх стратиграфічних рівнях зеленокам'яного розрізу з домінуванням у його нижній частині, де вони часто метаморфізовані в амфіболітовій фації та не містять реліктових структурно-текстурних ознак первинних вулканітів. 2) Група В2 об'єднує більш збагачені на РЗЕ базальти – $\sum \text{РЗЕ}=61-87 \text{ г/т}$. Як і породи групи В1 вони є недиференційованими ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,86-1,38$) з незначними відхиленнями лінії розподілу РЗЕ від горизонтального положення. Еу-аномалія також практично відсутня або має незначну тенденцію до від'ємної ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,84-1,09$). Серед базальтів наявні як низько-, так і високотитаністі різновиди ($\text{TiO}_2=0,66-2,4 \%$). Значні варіації вмісту відмічаються також для заліза (від 13 до 16,5 % $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$), фосфору – $\text{P}_2\text{O}_5=0,08-0,17 \%$ в MgO – від 3,7 до 8,37 %. Вулканіти представлені потужними потоками і покровами в середніх частинах розрізів ЗКС, наприклад,

аполлонівська товща в Сурській ЗКС. Зазначені особливості речовинного складу вказують, що базальти В2 ймовірно сформувалися в процесі диференціації єдиного довгоживучого магматичного осередку.

3) Група В3 представлена високотитанистими ($TiO_2=1,53-2,85\%$) мафітами, виділеними нами у межах Сурської та Софіївської ЗКС. Для них характерні суттєві варіації вмісту РЗЕ (50-161 г/т) за диференційованого розподілу ($La_n/Yb_n=2,62-5,25$) та незначних позитивних аномалій європію ($Eu/Eu^*=1,01-1,17$). Породи відзначаються збагаченням на залізо (від 14 до 19 % $FeO+Fe_2O_3$) і відносно підвищеним вмістом фосфору ($P_2O_5=0,16-0,26\%$). Стратиграфічно базальти і долерити В3 приурочені до верхів зеленокам'яного

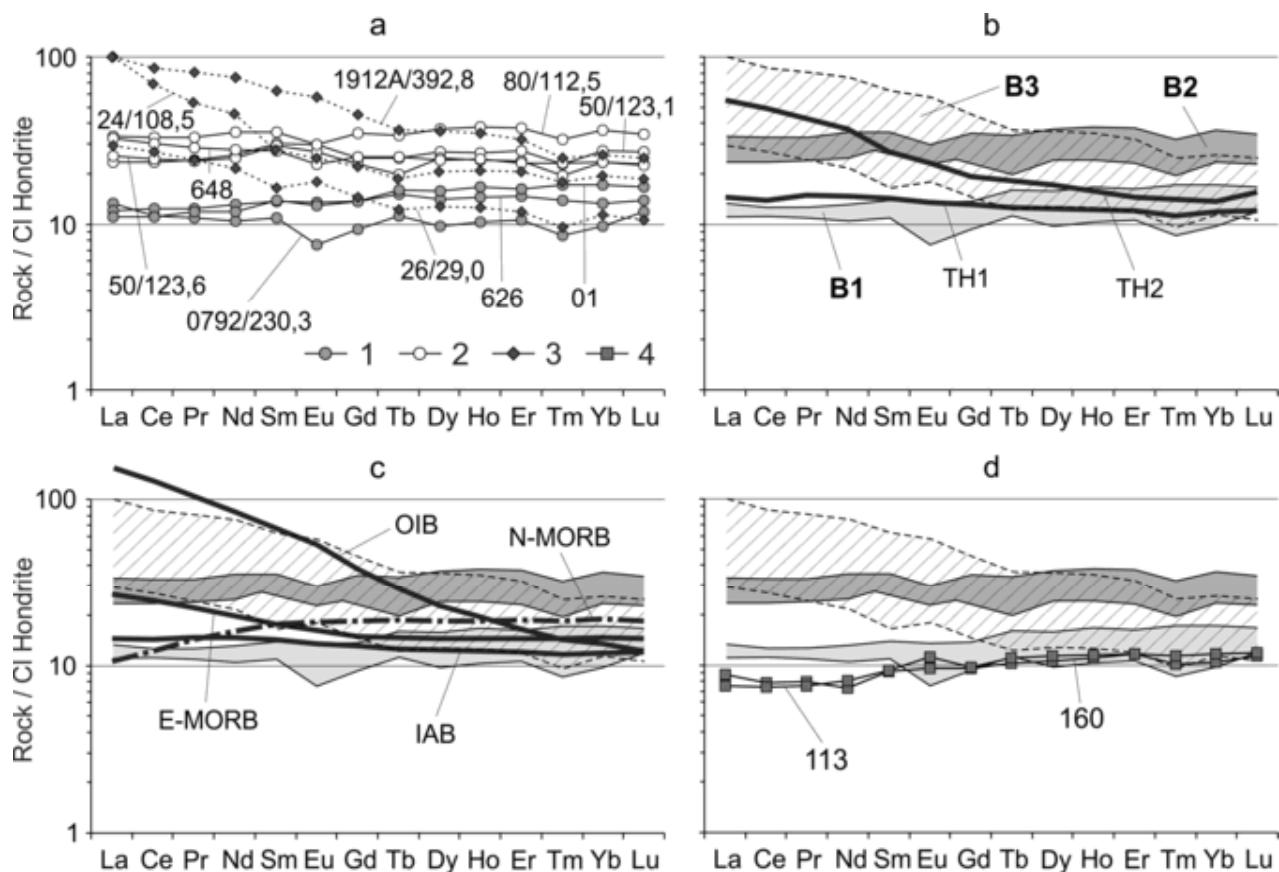


Рис. 6.43. Спектри розподілу нормованих за [448] вмістів РЗЕ в базальтоїдах ЗКС та розчленування їх на геохімічні групи: 1 – базальти В1, 2 – базальти В2 і 3 – базальти В3; 4 – амфіболіти аульської серії. Номери зразків див. у табл. 6.18, 6.19, інші умовні позначення на рис. 6.41.

Таблиця 6.19

Вміст петрогенних елементів (у ваг. %) та РЗЕ (у г/т) в базальтах і коматіїтах зеленокам'яних структур СПК.

№№ зразків	Базальти В1			Базальти В2			Базальти В3			Коматіїти			
	626	01	0792/ 230,3	80/12	648	50/ 123,1	50/ 123,6	24/ 108,5	26/ 29,0	1912A/ 392,8	0787/ 122,5	0793/ 153	Кр-1
SiO ₂	50,10	48,50	51,00	48,40	48,60	48,37	48,11	43,79	47,10	46,58	37,80	50,59	37,78
TiO ₂	0,93	0,93	0,65	2,40	1,43	0,66	0,66	1,53	2,57	2,85	0,07	0,66	0,40
Al ₂ O ₃	13,90	14,08	13,00	13,50	13,80	16,34	15,35	17,81	16,40	10,42	3,40	10,62	5,76
Fe ₂ O ₃	6,72	3,95	1,23	4,24	7,46	1,54	2,04	1,74	5,07	7,56	4,11	1,51	0,60
FeO	4,83	10,71	9,60	11,43	9,10	10,49	10,78	12,28	8,68	11,44	3,78	8,65	8,73
MnO	0,23	0,19	0,19	0,20	0,28	0,17	0,14	0,24	0,19	0,2	0,10	0,21	0,17
MgO	6,75	6,80	6,60	4,55	3,70	7,46	8,37	7,33	4,65	6,51	37,00	11,94	27,42
CaO	11,00	10,70	8,20	7,70	10,80	9,52	9,89	6,96	9,70	9,52	0,40	7,98	2,48
Na ₂ O	2,60	1,70	3,30	4,05	2,50	2,1	1,8	1,18	3,20	2,45	0,05	2,49	0,72
K ₂ O	0,30	0,25	0,20	0,40	0,35	0,1	0,1	0,27	0,23	0,2	0,18	0,36	0,08
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,06	0,17	0,17	0,12	0,08	0,16	0,26	0,19	0,05	0,08	0,04
SO ₃	0,08	0,03	0,04	0,15	0,04	0,02	0,02	<0,02	0,11	0,50	0,07	<0,02	0,20
В.п.п.	1,37	1,20	5,23	2,72	1,86	2,61	2,78	6,19	1,60	1,47	12,20	4,25	
Сума	98,87	99,13	99,29	99,92	100,09	99,50	100,12	99,48	99,77	99,89	99,20	99,34	84,38
Cr	-	-	109	40,20	-	255,25	242,42	154,53	31,41	98,24	1810	1244	165,04
Co	-	-	47,20	50,30	-	53,63	50,64	59,19	55,93	45,83	94,80	68,8	87,74
Ni	-	-	62,90	33,10	-	117,02	111,89	110,42	27,73	67,64	1020	367	764,11
Rb	-	-	9,37	2,05	-	2,64	2,68	12,22	4,47	1,23	2,59	13,17	0,15
Sr	-	-	109	115	-	236,04	209,23	118,41	149,80	390,29	4,82	130,9	11,01
Y	-	-	14,90	54,10	-	22,45	19,68	29,69	18,35	30,99	3,29	9,94	8,83
Zr	-	-	34,50	183	-	60,07	31,70	56,35	28,17	86,83	11,10	27,50	165,04
Nb	-	-	2,03	9,13	-	2,94	2,65	7,33	8,09	9,67	0,98	0,91	4,22
Ba	-	-	72,50	67,00	-	8,69	11,15	53,01	78,64	6,37	16,10	28,05	10,82
La	2,82	2,59	3,13	7,96	7,66	5,57	5,99	24,10	7,00	23,59	1,44	7,26	22,45
Ce	7,49	6,73	6,78	20,20	18,60	14,38	14,92	42,08	16,52	52,58	3,33	10,81	44,22
Pr	1,14	1,10	1,00	3,07	2,66	2,24	2,19	4,93	2,25	7,53	0,44	1,10	4,50
Nd	5,93	5,42	4,73	16,10	12,70	11,87	11,29	20,84	9,75	34,25	1,47	3,83	17,55
Sm	2,01	2,03	1,59	5,26	4,07	4,50	4,37	4,14	2,40	9,19	0,24	0,85	3,90
Eu	0,75	0,72	0,42	1,67	1,27	1,69	1,52	1,41	1,01	3,21	0,13	0,41	0,65
Gd	2,69	2,72	1,84	6,97	4,98	4,91	4,50	4,39	2,85	8,91	0,33	1,12	2,89
Tb	0,54	0,57	0,40	1,22	0,91	0,89	0,71	0,68	0,44	1,31	0,09	0,20	0,38
Dy	3,46	3,83	2,39	9,11	5,91	6,67	6,05	5,07	3,12	8,87	0,49	1,59	2,56
Ho	0,79	0,91	0,56	2,07	1,33	1,45	1,32	1,14	0,68	1,91	0,12	0,38	0,53
Er	2,33	2,59	1,68	5,98	3,70	4,39	3,82	3,29	1,89	5,09	0,39	1,07	1,57
Tm	0,34	0,42	0,21	0,79	0,57	0,56	0,48	0,44	0,24	0,62	0,04	0,14	0,23
Yb	2,13	2,76	1,56	5,86	3,77	4,41	3,75	3,12	1,82	4,18	0,35	1,16	1,79
Lu	0,34	0,41	0,29	0,84	0,55	0,66	0,56	0,46	0,26	0,61	0,07	0,16	0,33
Hf	-	-	1,01	4,96	-	3,16	1,91	1,58	0,86	3,83	0,32	0,79	9,88
Ta	-	-	0,11	0,62	-	0,36	1,55	2,10	1,50	1,07	0,10	0,08	1,10
Pb	-	-	1,74	3,16	-	0,20	0,14	-	-	0,12	<1	-	0,14
Th	-	-	0,40	2,43	-	3,51	4,94	0,90	0,70	17,22	0,21	0,89	25,96
U	-	-	0,12	0,72	-	0,10	0,24	0,30	0,55	0,39	0,25	0,42	4,75
ΣРЗЕ	32,76	32,80	26,58	87,10	68,68	64,19	61,46	116,09	50,21	161,84	8,93	30,06	103,54
La _n /Yb _n	0,90	0,64	1,36	0,92	1,38	0,86	1,08	5,25	2,62	3,83	2,79	4,27	8,52
La _n /Sm _n	0,88	0,80	1,23	0,95	1,18	0,77	0,86	3,64	1,82	1,60	3,75	5,32	3,59
Gd _n /Yb _n	1,02	0,80	0,95	0,96	1,07	0,90	0,97	1,14	1,27	1,73	0,76	0,79	1,30
Eu/Eu*	0,98	0,93	0,75	0,84	0,86	1,09	1,05	1,01	1,17	1,08	1,41	1,27	0,59

Примітка. 626 – амфіболіт, с. Шолохове, Чортомлицька ЗКС; 01 – базальт, Сурська ЗКС; 0792/230,3 – базальт, алферівська світа, Сурська ЗКС, 80/12 – базальт, Верхівцевська ЗКС; 648 – базальт, с. Кірове, Чортомлицька ЗКС; 50/123,1 і 50/123,6 – амфіболіти, Веселянський профіль, Конкська ЗКС; 24/108,5 – базальт, Верхівцевська ЗКС; 26/29,0 – габродолерит, Софіївська ЗКС; 1912A/392,8 – базальт, Сергіївське родовище, Сурська ЗКС; 0787/122,5 – перидотитовий коматійт, Сурська ЗКС; 0793/153 – коматітовий базальти, Сурська ЗКС; Кр-1 – коматійти «талькового горизонту».

розрізу, мають добре збережені структурно-текстурні ознаки первинних порід, які зазвичай добре діагностуються в польових умовах. Для них передбачається порівняно високий рівень диференціації магми в проміжних камерах у верхніх горизонтах кори.

За розподілом РЗЕ базальти В1 найкраще зіставляються з толеїтами архейських зеленокам'яних поясів ТН1 за К.Конді, а В3 – з толеїтами ТН2, тоді як базальти В2 не мають відомого геохімічного аналога (рис. 6.43,b). Стосовно геодинамічних обстановок формування, то вулканіти В3 виявляють певну подібність до збагачених базальтів середньо-океанічних хребтів та океанічних островів (рис. 6.43,c). Островодужні вулканіти, які фактично є ідентичними за розподілом РЗЕ з толеїтами ТН1, можна розглядати аналогами базальтів В1.

Важливо звернути увагу на відмінності у поведінці РЗЕ базальтів В1 і найбільш близьких до них амфіболітів аульської серії (рис. 6.43,d). Амфіболіти характеризуються нижчою сумою $\Sigma\text{РЗЕ}=22-23$; деплетовані на легкі РЗЕ і формують ліній розподілу з виразним від'ємним нахилом; мають незначну, проте стабільно позитивну Eu-аномалію. Важкі РЗЕ загалом вписуються в поле спектрів В1, розподіляючись вздовж його нижньої межі. Таким чином, вихідна недиференційована мантія, яка продукувала базальти В1, могла слугувати джерелом протоліту амфіболітів аульської серії на більш ранніх стадіях свого розвитку. Примітно, що до групи базальтів В1 окрім беззаперечно «зеленокам'яних» порід східного борту (зр. 01) і центральної частини (0792/230,3) Сурської ЗКС відносяться також амфіболіти Шолохівського відгалуження Чортомлицької ЗКС (зр. 626). Тобто, за особливостями розподілу РЗЕ останні впевнено діагностуються як типові складові зеленокам'яного розрізу.

На спайдердіаграмі (рис. 6.44,a-d) для базальтів В1 виділяються позитивні аномалії Rb, Ba, U, K і Sr та негативні – Ta і Nb, що характерно для типових сучасних островодужніх вулканітів та архейських толеїтів ТН1 (за тими елементами, по яких є дані в роботі [163]). Базальти В2 дещо подібні до збагачених серединно-океанічних базальтів і толеїтів ТН2, проте відрізняються

від них наявністю негативних аномалій Rb, Ba, Zr, інколи U та позитивних – Th і Ta. Загалом вони характеризується відмінностями у розподілі хімічних елементів, особливо групи LILE, меншою мірою – HFSE, що може свідчити про речовинну неоднорідність їхнього джерела. Поведінка рідкісних елементів у вулканітах В3 загалом вписується в геохімічне поле, обмежене збагаченими базальтами серединно-океанічних хребтів і океанічних островів. За межі цього поля потрапляють Rb, Ba, Hf і Zr, вміст яких іноді наближається до примітивної мантії, а Th може утворювати контрастні позитивні аномалії. Подібні геодинамічні обстановки для базальтів ЗКС реставруються також за трикутною діаграмою Nb-Zr-Y (рис. 6.40). Породи різного стратиграфічного рівня і ступеню метаморфізму зазвичай виявляють ознаки як базальтів серединно-океанічних хребтів, так і вулканічних дуг.

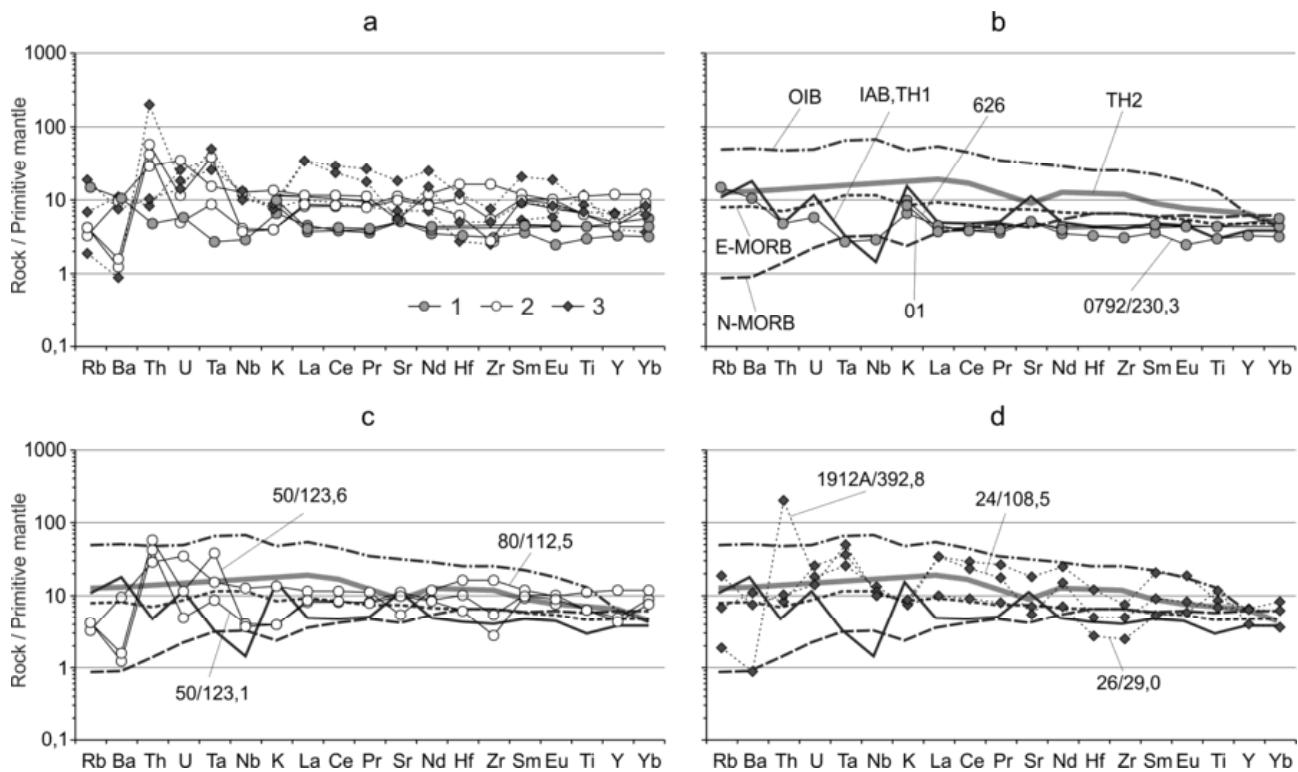


Рис. 6.44. Спайдердіаграма для базальтоїдів зеленокам'яних структур (а) та порівняння виділених за розподілом РЗЕ геохімічних груп (1 – базальти В1, 2 – базальти В2 і 3 – базальти В3) з типовими архейськими та сучасними вулканітами (б, с, д). Інші умовні позначення див. на рис. 6.41, номери зразків див. у табл. 6.19.

Базальти усіх трьох виділених геохімічних груп за діаграмою Zr/Y – Nb/Y (рис. 6.45) потрапляють в область плюмових платобазальтів, а їхнім ймовірним джерелом визначається примітивна мантія.

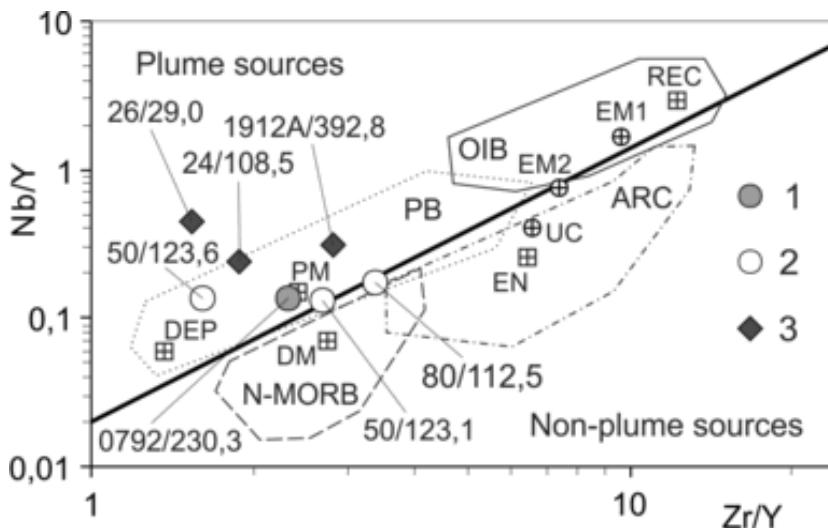


Рис. 6.45. Геодинамічна типізація мантійних джерел базальтів зеленокам'яних структур на діаграмі Zr/Y – Nb/Y (K. Condie, 2003). Геохімічні типи базальтів: 1 – B1, 2 – B2, 3 – B3. Інші умовні позначення див. на рис. 6.39, 6.43, номери проб в табл. 6.19.

За розподілом РЗЕ *коматіїти* СПК володіють цілою низкою особливостей [1, 9, 10], які вирізняють їх серед подібних утворень інших регіонів: 1) диференційований ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=2,79-4,27$) розподіл за рахунок легких елементів ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,72-5,32$; $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n=0,76-0,79$); 2) виразна позитивна європієва аномалія ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,27-1,41$), що вказує на відсутність фракціонування плагіоклазу. Перидотитові коматіїти за Eu-аномалією і розподілом важких РЗЕ корелюються з коматіїтами зеленокам'яного поясу Абітібі, що добре зіставляється з петрохімічними даними, за якими вони були також віднесені до типу Мунро (ділянка поясу Абітібі). Аналогом коматіїтових базальтів за цими ж показниками є породи типу ВК3. Проте в обох випадках коматіїти СПК є інтенсивно диференційованими на легкі РЗЕ у порівнянні з деплетованими на ці елементи породами-еталонами.

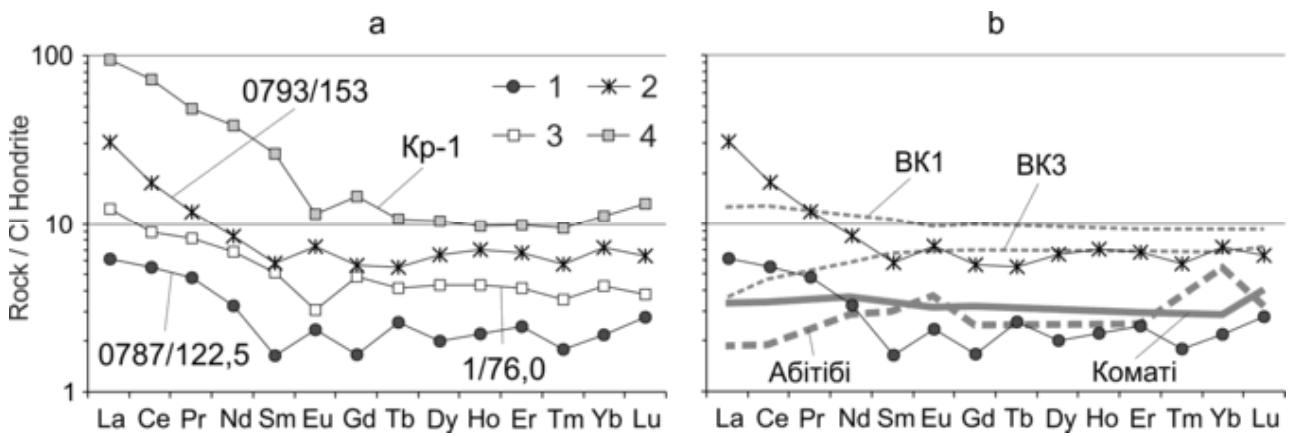


Рис. 6.46. Спектри розподілу нормованих за [448] вмістів РЗЕ в ультрамафітах СПК: а – перидотитові (1) і базальтові (2) коматіїти ЗКС, дайкові піроксеніти неметаморфізовані (3), ультрабазити талькового горизонту (4); б – порівняння коматіїтів ЗКС з аналогами зеленокам’яних поясів Канади (Абітібі) і формациї Коматі (Південна Африка) та базальтовими коматіїтами типів ВК1 і ВК2 за [163]: Номери зразків див. у табл. 6.19.

Збагачення легкими РЗЕ найчастіше пояснюється [1, 9,] коровою контамінацією коматійового розплаву. Проте таке припущення суперечить хімічному складу перидотитових коматіїтів, а саме, низькому вмісту силіцію, алюмінію і натрію, на які мав би збагатитися розплав при контамінації коровим матеріалом. Разом з тим, таке обмеження знімається у випадку з базальтовими коматіїтами, якщо доведено генетична принадлежність останніх до коматійової серії. На збагачення легкими РЗЕ та Eu могли вплинути флюїдні розчини, які утворювалися в процесі автометасоматичних та метаморфічних змін коматійтових товщ.

Спайдер-діаграма (рис. 6.47) також не дають однозначну відповідь щодо контамінації корою коматійового розплаву, у всякому випадку провідна роль такого процесу не просліджується. З одного боку, позитивні аномалії Rb і K та негативні – Nb і Ta, а у перидотитових коматіїтів ще й Sr і Ti, свідчать на користь контамінації. Але відсутність збагачення на Ba, Hf, Zr та, особливо, позитивні аномалії Sr і Ti в коматійтових базальтах, для котрих домішка

корового компоненту є більш ймовірною, заперечують суперечать контаміційній моделі генезису.

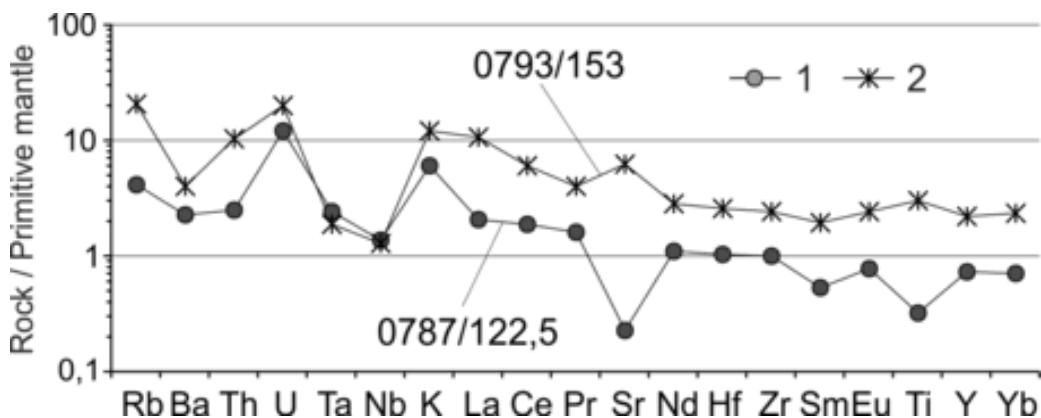


Рис. 6.47. Спайдер-діаграма для коматітів СПК. Умовні позначення див. на рис. 6.46, номери зразків див. у табл. 6.20.

Щодо розподілу РЗЕ необхідно відмітити слабко метаморфізовані перидотити і ультрамафіти «талькового горизонту», які характеризуються схожим з коматітами спектрами, проте мають негативні Eu-аномалії (рис. 6.46). Перидотити складають трубоподібне інтрузивне тіло (шток) в Кудашівському масиві західніше Верхівцевської ЗКС. Вони відносяться до післязеленокам'яного девладівського комплексу, проте має низький вміст РЗЕ, що лише у 5-6 разів перевищує хондритовий. Разом з тим, перидотити помірно диференційовані ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=3,07$) та характеризуються яскраво вираженою негативною аномалією европію ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,61$). За розподілом інших РЗЕ та хімічним складом метаперидотити вельми подібні до метакоматітів, що могло би передбачати їх виникнення за рахунок плавлення реститової фази останніх. Проте більш ймовірним є припущення про формування цих порід з частково фракціонованого реліктового мантійного джерела, яке знаходилось на примітивній стадії розвитку під час архейського «зеленокам'яного» магматизму. Ультраосновні породи талькового горизонту може розглядатися в якості ефузивного аналога описаних інтрузивних порід.

Узагальнюючі геохімічні особливості базальтів і коматіїтів можна зробити висновок про їхнє формування із різних проміжних магматичних камер, які, можливо, мали єдине вихідне джерело, генероване плюмовими процесами внаслідок плавлення гранатового перидотиту в мантії [124]. Діяльність плюму мала пульсаційний характер з поступовим виснаженням в часі, найбільш потужні прояви якого призводили до генерації коматіїтової магми та транспортуванні її до земної поверхні з наступними лавовиливами.

Тиск в джерелі при плавленні коматіїтових розплавів, розрахований за концентрацією Al_2O_3 і CaO в спеніфекс-структурних коматіїтах, складає 80-90 кбар для Сурської і Верхівцевської та 90 кбар – для Чортомлицької ЗКС. Температура розплавів складає 1500-1600°C, що відповідає температурі в джерелі плавлення 1750-1800°C. Для коматіїтів і для асоціюючих з ним базальтів передбачається плюмова природа. Було зроблене припущення про існування єдиного Дніпровсько-Приазовського плюму [1]. Проте низка відмінностей у будові кори та геохімічні дані про більшу потужність кори Приазовського блоку на момент становлення ЗКС [8, 9, 10] вказує на ймовірне існування окремого плюму в межах Середнього Придніпров'я. Глибина формування коматіїтових расплавів сягала 250-300 км, що перевищує аналогічні значення, наприклад, для Балтійських плюмів.

6.2.3 Плагіогранітоїди ТТГ-асоціації.

Плагіогранітоїди характеризуються диференційованим розподілом РЗЕ ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=8,88-26,72$), який більш інтенсивно проявлений в спектрі легких ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,53-5,9$), ніж важких ($\text{Gd}_n/\text{Yb}_n=1,66-2,78$) елементів (рис. 6.48,a; табл. 6.20). Еу-аномалія відсутня або з варіаціями до негативних (мінімальне $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,74$), рідше – позитивних (максимальне $\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,16$) значень. Серед них plagіогранітоїди дніпропетровського комплексу мають найбільший розмах вмістів: тоналіти і гранодірити Ямбурзького (Лоцкам'янського) масиву групи Dn-1 (проба 616) визначають верхню, а «катеринівські» plagіограніти групи Dn-2 – нижню межу поля геохімічного поля ТТГ-асоціації (рис. 6.48,b).

Плагіогранітоїди сурського і саксаганського відрізняються високою компактністю розподілу РЗЕ.

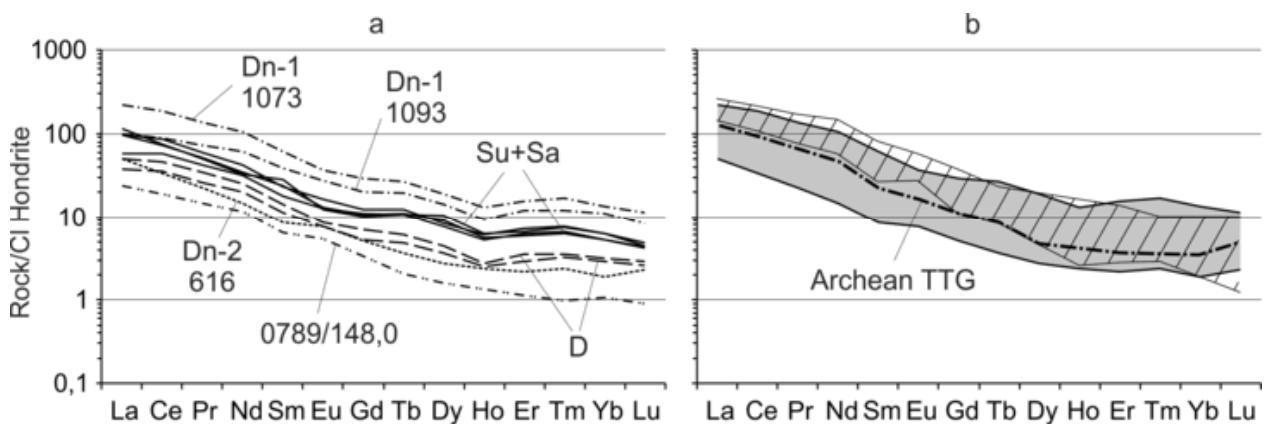


Рис. 6.48. Спектри розподілу нормованих за [448] вмістів РЗЕ в плагіогранітоїдах ТТГ-асоціації: а – плагіогранітоїдні комплекси: Dn-1 і Dn-2 – дніпропетровський, Su – сурський, Sa – саксаганський, D – дацити ЗКС а – ТТГ- піроксеніти неметаморфізовані (3), ультрабазити талькового горизонту (4); б – порівняння плагіогранітоїдів ТТГ-асоціації СПК (сіре поле) з ендербітами славгородського комплексу (заштриховане поле) і архейськими аналогами за [446, 451]. Номери зразків див. у табл. 6.20.

Відзначимо, що з нижньою межею поля ТТГ-асоціації узгоджуються спектри розподілу РЗЕ суббулканічних дацитів, які перетинають зеленокам'яну базит-ультрабазитову товщу. Кислі вулканіти в складі нижньої частини зеленокам'яного розрізу (сланці кварц-серіцитові фельзитоподібні, зразок 0789/148,0) за подібного розподілу РЗЕ мають дещо нижчий рівень сумарного вмісту ($\Sigma\text{REE}=26,72 \text{ г/т}$) та слабо позитивну Eu-аномалію ($\text{Eu/Eu}^*=1,17$). Передбачається, що кислі породи в складі ЗКС є вулканогенними аналогами плутонічних плагіогранітоїдів. До ТТГ-серії доволі близькі й ендербіти славгородського комплексу і відрізняються від них лише дещо нижчим ступенем диференціації. 90-відсткове перекриття їхніх полів вказує на близький геохімічний склад їхніх субстратів.

Таблиця 6.20

Вміст РЗЕ (у г/т) в плагіогранітоїдах (ТТГ асоціації) Середнього Придніпров'я.

№№ зразків	806	817	1073	1093/1094	831	876	616	241/178,0	241/179,4	0789/148,0
Cr	17,18	18,56	21,31	22,34	16,33	16,33	-	8,42	7,65	32,07
Co	9,30	10,25	20,89	18,68	8,97	10,31	-	6,18	1,28	9,93
Ni	8,60	11,70	15,55	14,62	8,49	11,05	-	1,78	2,31	12,71
Rb	16,38	11,73	4,69	7,23	14,74	18,40	-	24,42	20,79	19,79
Sr	472,96	417,15	664,40	638,77	159,39	164,71	-	211,83	356,57	133,90
Y	10,16	9,07	20,52	15,46	7,71	8,64	-	4,50	3,65	1,88
Zr	154,12	163,38	175,13	134,90	173,94	186,45	-	112,91	138,69	88,94
Nb	5,25	4,85	5,37	4,78	4,72	5,16	-	3,12	3,95	1,35
Ba	19,86	13,60	21,21	36,20	31,43	28,80	-	37,77	30,52	49,15
La	22,77	13,53	51,63	23,43	23,15	26,88	11,80	11,80	8,84	5,61
Ce	52,22	35,01	113,18	54,24	43,96	110,65	20,80	28,10	21,81	11,59
Pr	5,52	3,87	12,55	6,68	4,73	4,62	2,07	3,23	2,44	1,35
Nd	19,50	14,33	47,87	28,12	16,01	14,94	6,78	11,71	9,17	5,30
Sm	3,45	2,69	9,02	5,79	3,58	4,15	1,25	2,11	1,68	0,96
Eu	0,92	0,72	2,05	1,57	0,74	0,70	0,43	0,48	0,43	0,31
Gd	2,48	2,18	5,77	4,04	2,11	2,04	1,03	1,38	1,04	0,67
Tb	0,44	0,39	0,95	0,70	0,40	0,38	0,13	0,22	0,17	0,07
Dy	2,07	1,85	4,70	3,51	2,26	2,55	0,68	1,08	0,89	0,39
Ho	0,33	0,29	0,71	0,51	0,31	0,34	0,13	0,15	0,14	0,07
Er	1,15	1,00	2,47	1,92	0,96	1,05	0,35	0,57	0,47	0,18
Tm	0,19	0,16	0,42	0,30	0,15	0,18	0,06	0,09	0,08	0,02
Yb	1,01	0,84	2,19	1,79	0,86	1,00	0,30	0,51	0,47	0,17
Lu	0,11	0,11	0,28	0,20	0,10	0,12	0,06	0,07	0,06	0,02
Hf	3,91	4,03	5,04	3,55	5,13	5,10	-	3,59	4,35	2,45
Ta	0,87	0,21	0,17	0,17	0,13	0,31	-	0,31	0,40	0,14
Pb	0,11	0,10	0,25	0,13	0,26	0,17	-	0,14	0,13	-
Th	8,72	7,50	8,24	2,00	9,93	8,26	-	7,03	5,06	3,17
U	0,64	0,57	4,91	0,18	0,58	0,34	-	2,36	2,75	2,18
\sum РЗЕ	112,15	76,97	253,78	132,80	99,32	169,59	45,87	61,49	47,68	26,72
La _n /Yb _n	22,55	16,15	23,56	13,06	26,95	27,02	39,33	15,62	12,76	22,43
La _n /Sm _n	6,60	5,03	5,73	4,05	6,46	6,48	9,44	3,50	3,29	3,66
Gd _n /Yb _n	2,46	2,60	2,63	2,25	2,46	2,05	3,43	2,18	1,78	3,18
Eu/Eu*	0,31	0,30	0,28	0,32	0,27	0,24	0,38	0,8561	0,9856	1,1695

Примітка. 806 і 817 – плагіограніти сурського комплексу; 1073 і 1093/1094

– діорити Лоцкам’янського (Ямбурзького) масиву; 831 і 876 – плагіограніти саксаганського комплексу; 616 – плагіограніти «катеринівські»; 241/178,0 і 241/279,4 – дацити Сергіївського субвулканічного тіла; 0789/148,0 – ріоліт (сланець кварц-серіцитовий фельзитоподібний).

Лінія розподілу середнього вмісту РЗЕ архейських ТТГ-асоціацій за Х. Мартіном [378] практично є віссю для поля плагіогранітоїдів СПК (рис. 6.48,b), що підтверджує правомірність зарахування їх до зазначеної асоціації.

За наявними літературними даними в межах Середньопридніпровського кратону можна виділити ранню (3,1-3,0 млрд років) і пізню (3,0-2,9 млрд років) ТТГ асоціації. Генезис ТТГ асоціації архейських кратонів [451] передбачає їхнє утворення за рахунок нижніх горизонтів первісної мафітової протокори за участю континентального матеріалу. Останній у Середньому Придніпров'ї представлений суперкрустальними утвореннями славгородської товщі та аульської серії. Наявні у їхніх розрізах плагіогнейси та кристалосланці, які близькі за складом до гранітів, зазнали різного ступеню часткового плавлення і можуть розглядатися одним із джерел плагіогранітоїдної магми.

Результати ізотопно-геохімічних досліджень. Для зясування джерела походження (мантія-кора) визначалися відношення ізотопів стронцію в апатитах із плагіогранітів сурського, саксаганського та дніпропетровського комплексів, а також ендербітів славгородського комплексу та суббулканічних дацитів зеленокамяного комплексу.

Таблиця 6.21

Результати відношення ізотопів $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах із гранітоїдних порід СПК.

Номер аналізу	Номери об'єднаних проб	Назва породи	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	
			помірні	$\pm\sigma$
513	1/213,1 3/203 5/86	Ендербіт, славгородський комплекс	0,70305	8
514	831 876	Плагіограніт, саксаганський комплекс	0,70372	7
515	1073 1093/1094	Тоналіт, дніпропетровський комплекс	0,70344	6
516	817 806	Плагіограніт, сурський комплекс	0,70356	5
517	241/178 241/179,4	Метадацит, Сергіївське суббулканічне тіло	0,70358	6

Отримані значення відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 6.21) змінюються у вузьких межах – від 0,7034 до 0,7037, що дає змогу віднести ТТГ асоціацію СПК у складі дніпропетровського, сурського та саксаганського комплексів до корових утворень (рис. 6.49). Близькі значення отримано й для ендербітів славгородського комплексу $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7030$.

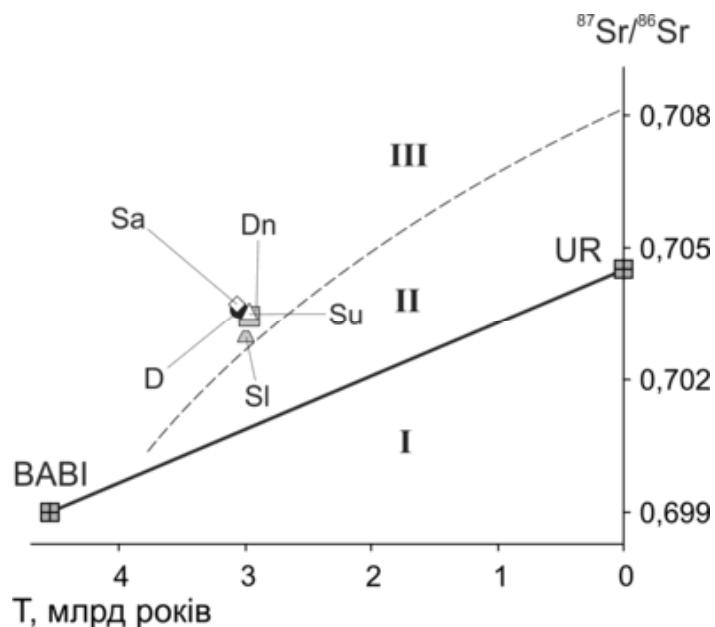


Рис. 6.49 Джерела формування плагіогранітоїдів СПК за відношенням ізотопів стронцію $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Поля: I – океанічна верхня мантія; II – континентальна верхня мантія; III - континентальна кора (Балашов, 1985). Плагіогранітоїдні комплекси: Dn – дніпропетровський, Su – сурський, Sa – саксаганський, Sl – славгородський, D – дацити ЗКС. Точки: BABI – вихідне значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,69898$ в метеоритах; UR (Union Reservoir) – сучасна невиснажена мантія.

РОЗДІЛ 7

ЗАГАЛЬНА МОДЕЛЬ ПЕТРОГЕНЕЗИСУ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСІВ
СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО КРАТОНУ

На основі узагальнення результатів досліджень, викладених у попередніх розділах дисертації, розроблена уточнена геолого-петрологічна модель СПК. Вона базується на поширеній серед українських та закордонних дослідників раннього докембрію точці зору [39, 47, 148, 153, 285, 288, 463, 464, 378, 417 та ін.], згідно з якою вивчені структурно-формаційні комплекси в розрізах кори архейських кратонів розміщені в такій послідовності (знизу доверху): гранулітовий (славгородський чарнокіт-гранулітовий), амфіболітовий (аульський плагіограніт-амфіболітовий), зеленокам'яний (середньопридніпровський тоналіт-зеленокам'яний), теригенний (криворізько-білозерський теригенно-хемогенний) та плутонічний (двопольовшпатових гранітів).

За геохронологічними даними у межах СПК відсутні утворення, древніші 3,2 млрд років [77]. Разом з тим, за геологічними даними припускається наявність утворень палео- чи навіть еоархейського віку. Ймовірно вони ще не виявлені геохронологічним датуванням або ж уран-свинцеві ізотопні системи цирконів в продатованих породах «приведені» до єдиних мезоархейських значень під впливом потужного теплового поля, що супроводжувало укорінення масивів переважно тоналі-трондьємітового (ТТГ) складу в інтервалі часу від 3,2 до 2,9 млрд років. Висвітлена нижче геолого-петрологічна модель СПК відображає весь спектр та послідовність геологічних процесів, які відтворюються за матеріалами комплексного вивчення архейських утворень, в тому числі, масиву даних геохронологічних досліджень [75, 77, 119, 146, 278, 303–307, 367, 368 та ін.]. Необхідно відмітити, що в різних кратонах час та тривалість формування того чи іншого комплексу характеризуються суттєвими варіаціями, тому глобальна

геологічна та металогенічна кореляція за геохронологічними даними є малоінформативною.

7.1. Еволюція і послідовність формування архейських утворень

Ео-палеоархейский етап еволюції земної кори СПК згідно з роботами [416, 417, 459 та ін.] відбувався в умовах дрібностільникової мантійної конвекції та діяльності мікроплюмів. Припускається, що за такого режиму сформувався славгородський комплекс. Висхідні потоки (мікроплюми) генерували базитову кору, яка поглиналась і зазнавала анатектичного переплавлення в концентрично розташованих спадних зонах. В результаті над такими зонами утворювалися блоки (або мікроплити) первісної кори кислого складу. На древніх кратонах первинна сіалічна кора збереглася фрагментарно, що пояснюється невеликими розмірами та інтенсивними і масштабними перетворення в наступні етапи кратогенезу. В палео-мезоархей геотектонічні обстановки поступово трансформувалися до параметрів, близьких тим, які оперують в сучасній системі рециклінгу кора-мантія. Так, петрогенезис аульського комплексу забезпечували потужніші за мікроплюми висхідні потоки мантійної речовини – мезоплюми за [417], що вказує на збільшення розмірів камер, в яких відбувалася мантійна конвекція. Морфологія спадних зон трансформувалася від симетрично-концентричної до латеральної. А формування мезоархейського середньопридніпровського комплексу пов’язане з діяльністю мантійного плюму [1], який охопив усю територію СПК і, можливо, Західного Приазов’я. Деякі автори [81–83, 139–144, 344] вважають, що в мезоархей почала діяти тектоніка плит.

В наведених нижче пунктах викладено особливості петрогенезису послідовно сформованих породних комплексів.

7.1.1. Формування протолітів славгородської товщі, представлених переважно сублужними базальтоїдами з прошарками туфітів і осадових

порід, відбувалося в специфічних геодинамічних обстановках, які найбільш близькі сучасним океанічним островам або острівним дугам. Відповідно до купольно-брилової будови Славгородського блоку більш ранні утворення, що складають центральну частину Новоолександрівського куполу, розглядаються як продукти глибинного сублужного недиференційованого розплаву, що утворився за низького ступеня часткового плавлення (менше 25 %) примітивної мантії. Більш пізні магматити периферійних частин куполу та за межами Славгородського блоку вказують на те, що магматичні резервуари перемістилися на менші глибини (20-30 км) та зазнали помірної диференціації.

Вихідні нашаровані осадово-вулканогенні товщі зазнали метаморфізму гранулітової фації. За максимальної температури, що сягала 835°C , і тиску близько 7 кбар, проявився ультраметаморфізм, що призвів до утворення мігматитів і вкорінення невеликих плутонічних тіл тоналіт-гранодіоритового складу. Вважається, що ці процеси завершили формування гранулітового комплексу в його первинному стані.

Наступний етап його метаморфічної еволюції – це діафторез амфіболітової фації, який за температурою $650-745^{\circ}\text{C}$ і тиском 4-6 кбар добре зіставляється з таким, що проявлений в аульському СФК. Утворення крайових частин Славгородської брили та фрагментів інших брил є найбільш діафторованими і практично не містять двопіроксенових гранулітових парагенезисів. В подальшому утворення славгородської товщі зазнали повторної, більш інтенсивної мігматизації та часткового анатектичного плавлення, в першу чергу plagio-gneissiv, а також лейкоократових кристалосланців. Рухлива лейкоократова складова утворених порцій розплаву відділялась та спрямовувалась на мігматизацію більш тугоплавких основних кристалосланців й амфіболітів. Реститова фаза акумулювалась в порівняно невеликих осередках, які 3014 млн років тому [32, 90] живили впровадження

видовжених тіл ендербітів, що укорінилися субзгідно структурно-текстурним елементам гранітизованої суперкрустальної товщі.

Грануліти славгородського комплексу, згідно прийнятої моделі архейських кратонів [464, 465], підстеляють утворення аульського комплексу.

7.1.2. Зародження і формування аульського комплексу контролювалось мезоплюмами [417]. В обстановках, подібних до сучасних острівних дуг, накопичувались потужні товщі вулканітів переважно основного складу, які чергувалися з менш поширеними лавами, туфами і туфітами середнього складу, а також рідкісними прошарками осадових порід. Роль останніх зростала на ділянках кори (наприклад, Томаківській), що ймовірно відповідали сіалічним мікроплитам славгородського СФК. Подекуди діагностуються також утворення океанічних плато, серединно-океанічних хребтів або континентальних рифтів, але і в таких випадках вони перекриваються або є близькими до порід островодужних обстановок.

Повсюдний розвиток останців ортоамфіболітів (олівінових і толеїтових базальтів) вказує на домінування тріщинного типу вулканічних апаратів. Виходячи з припущення, що родонаочальний базальтовий розплав за складом був близький меланократовим різновидам порфіробластичних амфіболітів, його утворення пов'язане з плавленням гранатового перидотиту, з подальшим переміщенням магми у кору і формуванням проміжних камер на глибині близько 50 км. Ймовірно, що висхідні потоки тепла, які супроводжували мантійний базальтовий магматизм, генерували окремі андезитові осередки за рахунок плавлення порід нижніх горизонтів наявної на той мікроплит сіалічної кори. Внаслідок цього базальтовий вулканізм чергувався з періодами корових вивержень середнього і кислого складу, що в цілому призвело до ритмічного чергування базальтів (амфіболіти), андезитів (кристалосланці) і plagіогнейсів (дацити) в розрізах базавлуцької й томаківської товщ аульської серії.

На рубежі 3,2 млрд. років тому накопичені товщі були метаморфізовані за температури $T=640\text{-}735^{\circ}\text{C}$ і тиску $P=5\text{-}8$ кбар, які відповідають високотемпературній амфіболітовій фації. В зазначених РТ-умовах інтенсивна мігматизація охопила увесь розріз аульської серії, а плагіогнейси та лейкократові кристалосланці, склад яких близький до гранітоїдного, зазнали часткового анатектичного плавлення. За рахунок таких виплавок сформувалися шароподібні субзгідні і жильні січні тіла дрібнозернистих гнейсоподібних плагіогранітоїдів. Подекуди утворений гранітоїдний матеріал консолідувався у вигляді невеликих масивів тоналіт-гранодіоритового складу.

Завершення формування аульського СФК на більшій частині території СПК фіксується метаморфізованими корами вивітрювання або продуктами їхнього перемиву, які виявлені в основі розрізу Сурської, Конкської, Білозерської ЗКС та новокриворізької світи. Разом з тим, в районі Чортомлицької ЗКС відсутня перерва у формування амфіболітового і зеленокам'яного комплексів та спостерігаються поступові переходи між ними [331, 333]. Наведені факти вказують на неодночасну зміну тектонічних режимів в різних частинах СПК.

7.1.3. Петрогенезис утворень середньопридніпровського комплексу пов'язується із діяльністю Дніпровського плюму, який на частково стабілізованій поверхні аульського СФК проявився серією «гарячих точок». В утворених над «гарячими точками» рифтоподібних западинах – майбутніх зеленокам'яних структурах, в часовому інтервалі 3,1-3,0 млрд. років тому проявились активні виверження базальтів, коматійтів, кислих вулканітів, рідко – андезитів. Вони формують подібну для усіх ЗКС загальну гомодромну послідовність вулканітів коматітової, толеїтової та вапнисто-лужної серій, на фоні якої відмічаються гетеродромні цикли підпорядкованого рангу.

Діяльність плюму мала пульсаційний характер. Виливи коматітovих лав відображають періоди максимальної його активності. Можна виділити 3-4 таких періоди плюмової активізації з поступовим її затуханням, що відображено збільшенням обсягу пірокластичних фацій, появою в розрізах туфітів та осадових і хемогенно-осадових (залізистих кварцитів) порід.

Отримані дані підтверджують точку зору [124, 209], що формування базальтів і коматітів відбувалося за рахунок різних проміжних магматичних камер, які, можливо, мали єдине материнське магматичне джерело, утворене за рахунок плавлення гранатового periidotitu під впливом плюму. В кожну ЗКС лава надходила із самостійного, сателітного по відношенню до єдиного плюмового джерела магматичного осередку, з дещо відмінним перебігом кристалізаційної диференціації.

За геодинамічним положенням базальтоїди найчастіше виявляють ознаки вулканітів серединно-океанічних хребтів та островів дуг. В узагальненому вигляді автор дотримується точки зору, що до перших відноситься нижня, коматіт-базальтова частина розрізу ЗКС, а до других – верхня, суттєво базальтова.

Завершується формування середньопридніпровського СФК укоріненням тоналіт-плагіогранітних масивів (ТТГ асоціація), які інтрудували 3,1-2,9 млрд років тому [77] переважно крайові частини ЗКС та створили характерну для них метаморфічну зональність. Базальти в крайових частинах максимально метаморфізовані в умовах амфіболітової фації: $T=600-700\text{ }^{\circ}\text{C}$ і $P=4-8\text{ kбар}$. У внутрішніх частинах структур інтенсивність метаморфізму може знижуватися до низькотемпературної зеленосланцевої фації. Вкорінення ТТГ асоціації спричинило також мігматизацію сформованих раніше аульського та славгородського комплексів. Згідно з найпоширенішою точкою зору плагіогранітоїди ТТГ асоціації утворилися за рахунок нижніх горизонтів первісної мафітової протокори за участю континентального матеріалу [451]. В умовах Середнього Придніпров'я поряд з такою моделлю, потенційним

джерелом плагіогранітоїдної магми можуть розглядатися плагіогнейси та кристалосланці в складі суперкрустальних славгородської товщі та аульської серії. Вони близькі за складом до гранітоїдів і зазнавали різного ступеню часткового плавлення, особливо в умовах, які сягали амфіболітової фації.

За відношенням ізотопів стронцію $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах, яке змінюється у вузьких межах від 0,7034 до 0,7037, плагіогранітоїди усіх комплексів (дніпропетровського, сурського, саксаганського) відносяться до корових утворень. Практично аналогічні значення отримано й для енедербітів славгородського комплексу $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7030$.

7.1.4. Внаслідок інверсії щільностей та процесів геоізостазії просідання зеленокам'яних товщ урівноважувалося висхідним спливанням крупних мас плагіогранітоїдів – граніто-гнейсовых куполів. Їхня верхня частина частково зазнавала ерозії ще на етапі становлення зеленокам'яного СФК. Продукти його розмиву в розрізах конкської серії представлені «незрілими» псеміто-алевритовими відкладами, які сформувалися за рахунок денудації переважно основних порід. Еrozія власне гранітоїдного купола розпочалася $\sim 3,0$ млрд. років тому і фіксується нагромадженням теригенних відкладів білозерської і криворізької серії, в тому числі добре сортованих кварцових пісковиків і конгломератів.

Серед відкладів криворізької серії переважають мілководно-басейнові та наземно-континентальні фації, широкий розвиток мають продукти глибокого хімічного вивітрювання. Це визначає приналежність порід до континентального ступеня літогенезу й домінування протоплатформних умов седиментації, тою чи іншою мірою активізованих рифтогенними та блоковими рухами [237, 239, 241, 255–257, 261, 262 та ін.]. Примітно, що осадконакопичення глеюватської світи відбувалося в тектонічно активних напіваридних, басейнових умовах седиментації. Осадовий матеріал представлений продуктами розмиву плагіогранітоїдів архейського

фундаменту і раніше накопичених палеопротерозойського відкладів криворізької світи. Передбачаються [259].

7.1.5. Вкорінення масивів двопольовошпатових гранітів (Демуринський, Мокромосковський, Токівський, Щербаківський, Орільський) знаменує собою завершення процесу становлення зрілої кори континентального типу. Граніти перелічених вище масивів [180] сформувались за рахунок корового субстрату. Більш логічно припустити, що їх джерелом стали найбільш ранні ($> 2,8$ млрд років) багаті на калій осадки білозерської та криворізької серій, які могли залучитися в процеси колізійної взаємодії СПК із сусідніми Приазовським і Інгульським мегаблоками. Разом з тим, не відкидається і точки зору про можливість їхнього генезису за рахунок порід тоналіт-гранодіоритового складу.

7.2. Корисні копалині, пов'язані з різними породними комплексами

Виконаний аналіз літератури по геології та металогенії архейських кратонів показує, що найбільше промислове значення мають родовища золота, алмазів, заліза, нікелю, міді, цинку. Аналогічні корисні копалини, окрім алмазів, виявлені також і в межах СПК, проте суттєво у менших обсягах. Світовому за масштабом рівню відповідають тільки промисловово освоєні залізорудні об'єкти. Мінералізація золота і нікелю (силікатного) за оціненими запасами відповідає рангу середніх і дрібних родовищ, розробка яких на даний час визнана економічно недоцільною. Інші види корисних копалин (молібден, кобальт, вольфрам, свинець, цинк, сурма, вісмут, рідкісні землі, уран та ін.) представлені недостатньо вивченими проявами, з перспективою переведення декотрих із них, за умови інтенсивних геологорозвідувальних робіт, в ранг невеликих родовищ.

7.2.1. Залізо

На сьогоднішній день активно розробляються унікальні родовища заліза у Криворізькому басейні, загальні запаси якого оцінюються у 22 млрд т. Розпочато також освоєння Кременчуцького залізорудного району, де розвідані Горішнеплавнинське, Лавриківське, Єристівське, Біланівське, Кременчуцьке та ін. родовища із загальними запасами 4,5 млрд т. Загальні запаси Білозерського району оцінюються у 700 млн т. В його межах знаходяться Південно-Білозерське, Північно-Білозерське та Переверзівське родовища, перше із яких розробляється шахтним способом. За виробництвом товарних залізних руд Україна займає 7-ме місце світі, поступаючись Китаю, Бразилії, Австралії, Індії, Росії та США.

Усі промислові поклади названих вище районів приурочені до утворень криворізко-білозерського метатеригенно-хемогенного СФК та представлені залізистими кварцитами криворізького типу [13, 58, 68, 96, 95, 108, 112, 113, 115–118, 170, 172, 214, 236, 297]. Поповнення запасів можливе лише за рахунок бідних руд цього типу в Конкській (Кирпотинське та Веселянське родовища, Вільнянський та Юлівський прояви) та Верхівцевській ЗКС, а також залізистих кварцитів алгомського типу у Сурській та Чортомлицькій ЗКС. Проте в коротко- та середньотерміновій перспективі вони навряд чи матимуть практичне значення.

7.2.2. Золото

Вперше самородне золото було виявлене в кінці 60-их – на початку 70-их років ХХ ст. [63–65] в зеленокам'яних утвореннях Сурської та Верхівцевської ЗКС. З тих пір ЗКС стали об'єктами активних пошуків родовищ благородного металу, які ведуться донині (І.О. Гаєв, 1970; І.К. Абрамов, 1976; О.Б. Бобров, 1985, М.Т. Цима, 1988; Петъко В.М., 1998; Л.О. Рязанцева, 2010 та ін.). Головним результатом ГРР стало: відкриття О.Б. Бобровим Сергіївського родовища – найбільш перспективного об'єкту з

оціненими у 2009 р. мінімальними запасами в обсязі 10 т золота; виділення в південній частині Сурської ЗКС Солонянського рудного поля [318], в межах якого окрім Сергіївського знаходиться родовище Балка Золота та десятки перспективних проявів в корінних породах [208, 221, 222, 341, 449], а також в їхніх корах вивітрювання та базальних палеогенових відкладах осадового чохла [156, 157, 314, 325]; відкриття низки проявів і родовища Балка Широка в Чортомлицькій ЗКС [165–167, 252, 253, 269, 356 та ін.]; відкриття рудопрояву Жовтянський в межах одноіменної структури [54], що приурочена до Криворізько-Кременчуцького розлому; десятки перспективних рудопроявів по всій території СПК [1, 66, 102, 162, 174, 242, 270, 342 313 та ін.].

За складом вміщуючого породного комплексу та особливостями структурної локалізації золоторудні об'єкти у межах кожної ЗС класифіковані на окремі групи, які далі подані від високо до найменше перспективних. В Сурській ЗКС виділено 4 групи: 1) в базитах аполонівсько-сергіївської ВПА [341] на контакті з субвулканічними та дайковими тілами кислого складу; 2) в субвулканічних тілах кислого складу, серед яких виділяються субінtrузії ізометричної трубоподібної форми – неки; 3) в ультраосновних породах ефузивної (коматіти) та інтрузивної фазій; 4) в осадочно-вулканогенних товщах із залізистими кварцитами. На східних флангах родовищ Сергіївське і Балка Золота виявлені нетипові комплексні золото-молібденові руди. Відомий також самостійний Ганнівський прояв молібдену, що приурочений до новокриворізької світи.

Золоте зруденіння Чортомлицької ЗКС поділено на шість груп: 1) в метаморфізованих осадово-вулканогенних породах сурської світи, в тому числі залізистих кварцитах; 2) в тектонізованих та березитизованих ендо- і езоконтактових зонах некових тіл, складених плагіограніт-порфірами, що проривають базальтові товщі; 3) у внутрішній частині некової інтрузії кислого складу (Північно-Чкалівська палеовулканічна споруда); 4) в

ультраосновних породах лавової (коматіти) та інтузивної фацій; 5) в ефузивних товщах, складених породами середнього та основного складу; 6) зруденіння в амфіболітах крайових частин структури.

Зруденіння золота Верхівцівської ЗС розділяється на п'ять груп: 1) в екзоконтакті ультраосновних інтузивів з породами білозерської та конкської серій; 2) в зонах тектоно-метасоматичних змін метакоматітів, що місять прошарки базальтів, ріодакитів; 2) в породах вулкано-плутонічної асоціації кислого складу; 3) в контактowych зонах дайок кварцових порфірів і плагіограніт-порфірів, що проривають амфіболіти і базальти нижньої підсвіти сурської світи; 4) в ендоконтактах Вільнохутірського гранітоїдного масиву; 5) в породах теплівської товщі (залізисті кварцити з прошарками пісковиків, базальтів, коматітів).

В межах Білозерської ЗС виділено дві групи: 1) в магнетитових кварцитах білозерської серії; 2) у філітоподібних та чорних (углецевих) сланцях так званої чорносланцевої формациї.

Золоте зруденіння Криворізької структури класифіковано на три групи: 1) в зоні Криворізько-Кременчуцького розлуку серед тектонізованих до мілонітів порід залізисто-кременистої та углецево-кременистої формаций (криворізька та інгуло-інгулецька серії); 2) в зонах контакту продуктивної залізорудної саксаганської та теригенно-сланцевої гданцівської світ; 3) в тектонізованих та метасоматично змінених амфіболітах і тремоліт-актінолітових сланцях новокриворізької світи. До цього необхідно додати, що в конгломератах Криворізької, а також Верхівцевської ЗКС, геолого-структурним аналогом яких є золото- та ураноносні породи Вітватерсrandу, подібного зруденіння не виявлено.

Значні залишкові концентрації благородного металу (до 50 г/т) виявлені також в потужній палеозой-кайнозойській корі вивітрювання над відомими корінними родовищами і рудопроявами [157]. Окрім цього, у нижньопалеогенових алювіальних відкладах бучацької серії виявлені

поховані розсипи [156]. Найбільш багаті екзогенні поклади золота (до 10 г/м³) розташовані в області близького зносу продуктів денудації родовищ Балка Золота і Сергіївське.

Як бачимо, потенційно промислове зруденіння золота пов'язане з середньопридніпровським тоналіт-зеленокам'яним, значно рідше з криворізько-білозерським теригенно-хемогенным комплексами. Головні золоторудні перспективи СПК пов'язані з родовищами таrudопроявами Сурської (Сергіївське, Балка Золота), Чортомлицької (Балка Широка) та Верхівцевської ЗКС. З відкриттям рудопрояву Жовтянський суттєво зросли перспективи залізисто-кременистих утворень криворізької серії, що контролюються Криворізько-Кременчуцьким розломом. Провідними геолого-генетичними типами [191] золотого зруденіння за масштабами розповсюдження та ресурсами благородного металу є: 1) золотоносні мінералізовані зони; 2) золотоносні залізисті кварцити (зруденіння в теригенно-хемогенному комплексі). Не менш важливими з економічної точки зору розглядаються також екзогенні концентрації золота, освоєння яких передбачає застосування низькозатратних флотаційно-гравітаційних методів вилучення благородного металу: 3) елювіальні скupчення (розсипи) в корі вивітрювання кристалічних порід; 4) поховані алювіальні розсипи в палеогенових відкладах осадового чохла.

7.2.3 Нікель, мідь.

Широкомасштабні пошуки зруденіння сульфідного нікелю та міді з великими обсягами бурових робіт виконувалися ще у 50-70-ті ХХ ст., до відкриття коматітів. Вони базувались виключно на ліквацийному типі мідно-нікелевого зруденіння. В процесі пошуків, проведених на більшості ЗКС, були виявлені локальні рудні інтервали міді та нікелю, які не вдавалось впевнено прослідити ні за простяганням, ні за падінням. На підставі цього дослідники дійшли висновку про безперспективність виявлення донних

покладів, проте вказували на можливий перерозподіл, збагачення і формування вторинних рудних тіл зруденіння на післяматичному етапі. Негативний результат пошуків, в першу чергу був обумовлений застосуванням виключно ліквацийної моделі зруденіння, яка не враховує фаціальну неоднорідність рудогенеруючих ультраосновних тіл і наявність поряд з plutонічними утвореннями їхніх вулканогенних комагматів. Відзначимо, що коматіти як архейські ультраосновні вулканіти були виявлені тільки у 1969 р. [490] в Південній Африці і на час інтенсивних пошуків мідно-нікелевих руд в Середньому Придніпров'ї ще не виділялися.

Результати виконаного нами [335] літолого-фаціального розчленування Петрівського тіла базит-ультрабазитів, що розташований в південно-західному борту Сурської ЗКС і в середині ХХ ст. був об'єктом неодноразових пошуково-розвідувальних робіт на нікель, засвідчили про його комбіновану вулкано-плутонічну будову зі значним поширенням коматітових лав. Тому постає питання про необхідність перегляду перспектив нікеленосності та, можливо, попутну оцінку платиноносності подібних вулкано-плутонічних структур Сурської та Верхівцевської ЗКС.

Типовими геолого-структурними обстановками, сприятливими для локалізації зруденіння кольорових металів (нікель, мідь, цинк) за даними, напрацьованими у промислово освоєних зеленокам'яних регіонах інших щитів, є наступні [381, 383, 450]: 1) найбільш високий вміст нікелю типовий для найбільш розігрітих та магнезіальних розплавів, які виливаються і застигають в безпосередній близькості від джерела виверження; 2) диференціація коматітових лав з утворенням добре вираженої кумулятивної зони, багатої олівіном; 3) приуроченість рудних покладів до підошвенnoї частини серії коматітових потоків у місцях її ускладнення післягенетичними розривними порушеннями (скидами, зсувами), які призводять до створення структурних пасток; 4) ділянки структурно-тектонічних ускладнень у магмопідвідних канальних тілах. Таким чином,

рудоформування у коматитах відбувається в результаті двох головних стадій: перша – сингенетичне збагачення нижніх частин серії потоків та сприятливих ділянок в межах канальних тіл; друга – епігенетичне накопичення у межах локальних структурно-тектонічних пасток.

Роботи першої черги пропонується виконати в межах Правдинського масиву або вулкано-плутонічної споруди, що розташована на північно-західному фланзі Сурської ЗКС. В процесі пошуково-оціночних роботів там були виявлені окремі рудні перетини сульфідного нікелю та міді, які не вдалося прослідити.

7.2.4 Проблема виявлення алмазів.

Згідно правила Кліффорда, Середньопридніпровський мегаблок як типовий архейський кратон або архон, є теоретично перспективний на корінні джерела алмазів кімберлітового типу. Прямою пошуковою ознакою є знахідки великої кількості дрібних (не промислових) алмазів в алювіальних відкладах Дніпра та його приток рр. Самоткань, Домоткань. Проте корінні джерела чи хоча б кімберлітові трубки в межах СПК поки ще не виявлені. Можна відмітити лише, що в розташованому східніше Приазовському протерозойському кратоні або протоні відомі декілька кімберлітових трубок, нажаль, без алмазів. В обох випадках відсутність корінних алмазоносних кімберлітів зазвичай пояснюється недостатньою вивченістю кратонів [51, 147, 365].

Головна особливість глибинної будови СПК полягає в існуванні мантійного виступу в його центральній частині, де потужність кори зменшується до 30 км. Виступ приблизно простягається вздовж лінії Сурська ЗКС – Томаківський купол – Білозерська ЗКС, що не зовсім узгоджується з північ-північно-східним видовженням СПК. Просторово мінімальна потужність кори відповідає Сурській ЗКС, а в напрямку на захід до Інгулецько-Криворізької та на схід до Оріхово-Павлоградської шовних зон

вона нарощується до 50 км. Відповідно до таких особливостей будови кори, найбільш стабільними ділянками СПК розглядаються розташовані на захід від мантійного виступу Пятихатський, Демуринський, Саксаганський та Південний блоки і на схід – Славгородська брила та Комишуваський блок. Саме в межах зазначених тектонічних блоків більш висока ймовірність виявлення кімберлітів у порівнянні із зоною мантійного виступу. Серед блоків як перспективніший можна виділити Славгородську брилу, яка складена діафторованими гранулітовими утвореннями славгородського комплексу. В якості алмазоносного аналогу для нього можна розглядати гранулітовий пояс Лімпопо в Південній Африці [471].

Окрім звичних кімберлітових, а також лампроїтових джерел алмазів в останні десятиліття виявлені нетрадиційні типи алмазоносних порід. Так, у 1999 р. (Французька Гвіана) відкрито новий геолого-промисловий тип алмазоносних порід – специфічні вулканокластичні коматіти [400]. Незважаючи на їхній протерозойській вік це відкриття дає підставу розглядати й архейські коматіти як беззаперечні мантійні утворення, потенційно перспективними на алмази. Коматіти з характерними структурами спініфекс розповсюджені у межах Сурської, Верхівцевської, а також Чортомлицької ЗКС [20, 48, 285, 290, 335].

Ще один новий тип алмазів був виявлений на початку 2000-их в зеленокам'яному поясі Мічіпікотен субпровінції Вава кратону Сюперіор у горизонті неоархейських (2,7 млрд років) різних за складом брекчій та дайках лампрофірів ймовірно протерозойського віку, що їх перетинають [384, 475, 480 та ін.]. Брекчія утримує округлі мантійні ксеноліти та фрагменти гнейсів і/або плагіогранітів (трондьємітів).

Аналогічні породи виявлені свердловинами 10373, 10370 в Сурській ЗКС. Вони представлена двома дайками неметаморфізованих лужних порід потужністю до 8-10 м, які перетинають базальти аполлонівської товщі, проте за зовнішнім виглядом практично від них не відрізняються, чому й були

пропущені при бурінні Сурського структурного профілю. пізніше З.В. Туробова [347] діагностувала їх як камптоніти (меланократові різновиди жильної серії нефелінових сіенітів лампрофірового ряду). Від типових камптонітів вони відрізняються вищим вмістом титану, закисного заліза та меншим вмістом кремнезему.

За результатами геологозйомочних робіт Сурської ЗКС [67, 317] дайки камптонітів пропонується виріznити у ранзі самостійного неоархейського дайкового комплексу лужних порід та виконати спеціалізовані пошукові роботи з метою з'ясування імовірної алмазоносності цих утворень.

Отже, головні металогенічні перспективи СПК пов'язані із тоналіт-зеленокам'яним комплексом. В межах Сурської, Чортомлицької та інших ЗКС виявлені перспективні, проте недостатньо вивчені родовища золота Сергіївське, Балка Широка, Балка Золота та десятки рудопроявів, число яких за результатами пошукових робіт постійно поповнюється. В короткотерміновій перспективі практичне значення можуть отримати також прояви нікелю, міді, а також молібдену в комплексі із золотом. Нез'ясованим залишається питання нових типів алмазоносних порід – коматітів та камптонітів (лужних порід лампрофірового ряду).

Криворізько-білозерський СФК серед інших має найвище практичне значення завдяки унікальним та великим родовищам заліза Кривбасу. Залізорудна сировинна база може нарощуватися за рахунок біdnіших покладів магнетитових залізистих кварцитів як криворізького, так і алгомського типів.

Аульський та славгородський комплекси є найменш вивченими та зруденіліми. Найбільш очікуваним для них є виявлення мінералізації рідкісних земель ітрієвої групи. На довгострокову перспективу припускається виявлення алмазоносних кімберлітів, більшою мірою серед утворень славгородського гранулітового комплексу.

Щодо плутонічних комплексів двопольовошпатових гранітоїдів можна відмітити лише прояви та пункти мінералізації берилію, вольфраму, молібдену, літію, рубідію, цезію та ін., які локалізуються в контактах гранітних масивів із метаморфічними товщами аульського та середньопридніпровського СФК. З гранітами Мокромосковського масиву пов'язані також прояви рідкіснометалевих та рідкісноземельних пегматитів.

Як бачимо, в генералізованому розрізі кори СПК найбільш інтенсивне зруденіння в приурочене до середнього зеленокам'яного, а також верхнього теригенного рівнів. Головною передумовою для виявлення родовищ алмазів кімберлітового і лампроїтового типів, згідно з правилом Кліфорда, є принадлежність СПК, як стабільної ділянки земної кори, що не зазнала суттєвої тектонічної переробки після її консолідації, до групи архейський кратонів (архонів). В довгостроковій перспективі передбачається виявлення алмазоносних порід в межах поширення утворень славгородського гранулітового комплексу.

РЕКОМЕНДАЦІЇ ЩОДО СТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ ЗЕЛЕНОКАМЯНИХ УТВОРЕНЬ

В процесі досліджень підтверджено загальну подібність розрізів ЗКС та, разом з тим, виявлено істотні відмінності породного складу та будови деяких стратиграфічних рівнів [326]. З метою вдосконалення схем стратиграфічного розчленовування зеленокам'яних утворень виконано вивчення та детальне зіставлення розрізів трьох найбільш відомих та добре вивчених Верхівцевської, Сурської та Конської ЗКС. Ці структури вибрані не випадково, бо: - характеризують варіації складу зеленокам'яних товщ в поперечному перерізі, із заходу на схід СПК; - представляють головні тектонічні типи [46, 292]: амебоподібний, брахіальний та лінійний відповідно; - в останні 10-15 років вони були охоплені великомасштабними геологозйомочними роботами, які проводилися на базі єдиної, нині діючої стратиграфічної схеми.

При розчленовуванні ЗКС і побудові розрізів зазначених структур на першому етапі замість світ, підсвіт, товщ, пачок у їхньому обсязі відображалися породні асоціації, яким привласнені індекси, що складаються з першої букви назви структури й порядкового номера асоціації в розрізі (нумерація знизу нагору). Такий методичний підхід, з одного боку, забезпечує прямий зв'язок всіх стратиграфічних побудов з реальною геологічною обстановкою, з іншого боку, дозволяє уникнути формальної кореляції розрізів по назвах стратиграфічних або формаційних підрозділів. На другому етапі виконувалася стратиграфічна ідентифікація виділених породних асоціацій, що відповідала наступним критеріям і параметрам: 1) положення асоціації в розрізі й у плані; 2) породний склад; 3) внутрішня впорядкованість, співвідношення та послідовність породних різновидів, які входять до її складу; 4) розташування відносно вище і нижче лежачих

асоціацій; 5) відповідність затвердженим у Схемі світам конкської й білозерської серій; 6) виділення нових світ у випадку істотної відмінності від стратотипових розрізів затверджених підрозділів; 7) для найменування пропонованих світ використані назви типових районів поширення породних асоціацій; 8) кілька асоціацій, що відповідають обсягу світи, розглядаються як окремі підсвіти.

Верхівцевська ЗКС (мал. 8.1) розташована в східній частині СПК. Завдяки наявності п'яти чітко виражених відгалужень, вона є яскравим прикладом структур амебоподібного тектонотипу [46]. Така морфологія припускає як складну первісну конфігурацію структури, так і більше пізні накладені деформації, пов'язані зі становленням гранітоїдних масивів як мінімум двох різновікових комплексів – сурського та демуринського.

Для побудови зведеного розрізу в якості базових використані матеріали ГДП-50 Криничанської (М. М. Шурко, 2009), Самотканської площа (О. М. Бестужев, 2007), а також ГГК-50 Алферівської структури (О. Б. Бобров, 1989). За даними цих робіт виділяється 8 стратиграфічних та відповідних їм формаций підрозділів, що розглядаються нами як породні асоціації (табл. 8.1):

- асоціація В1. Базальти, долерити (амфіболіти, сланці плагіоклаз-амфіболові, плагіоклаз-хлорит-амфіболові) з одиничними прошарками залізистих кварцитів;
- асоціація В2. Вулканіти основного складу (амфіболіти, сланці кварц-альбіт-хлорит-амфіболові, карбонат-кварц-біотит-хлоритові) асоціюють із менш розповсюдженими коматітами (сланці карбонат-серпентин-хлорит-талькові, серпентиніти, tremolітити) і залізистими кварцитами;
- асоціація В3. Базити різко переважають над коматітами. Спорадично відмічаються залізисті кварцити;

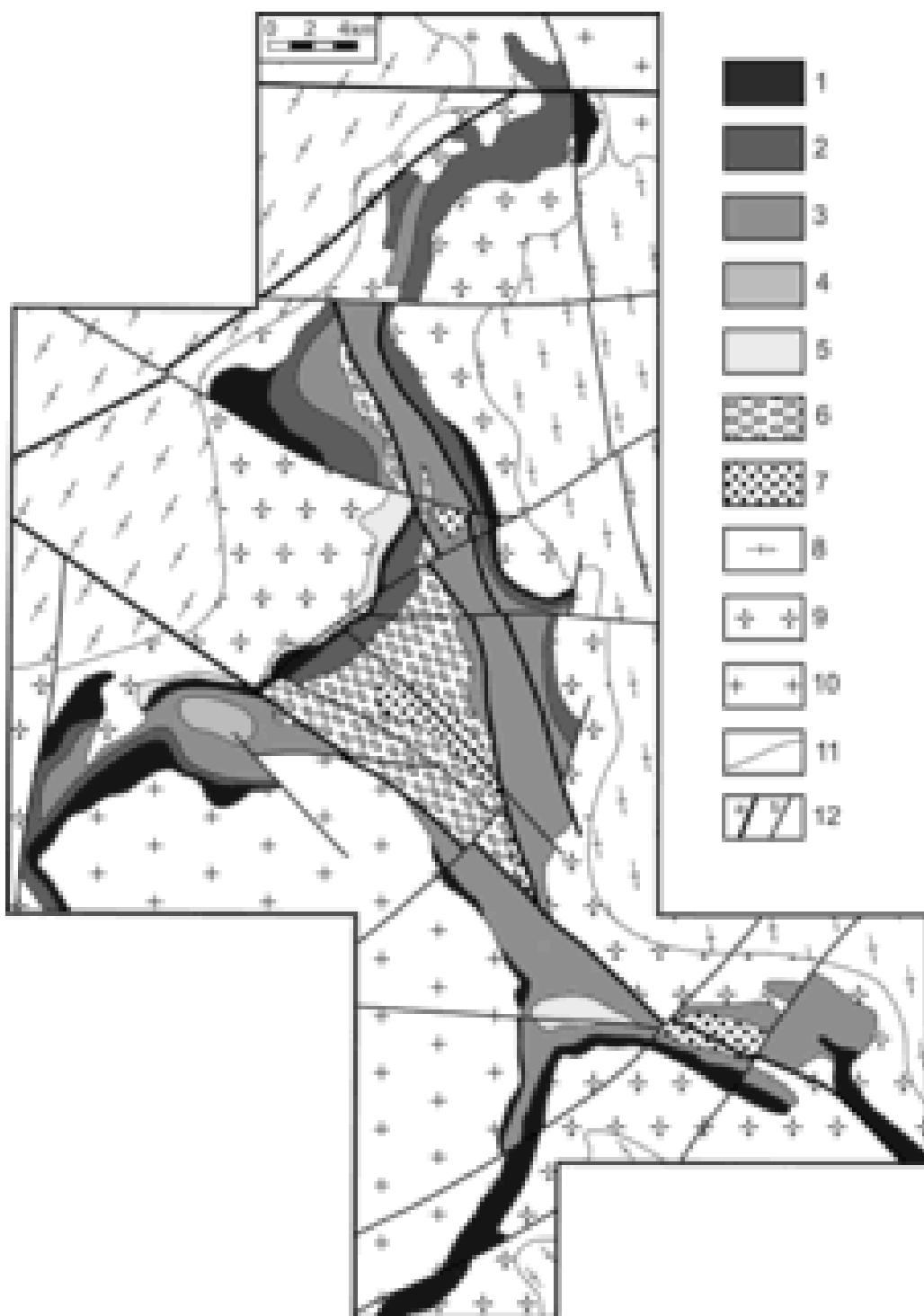


Рис. 8.1. Схематична геологічна карта Верхівцевської ЗКС: конкська серія – сурська світа: 1 – перша підсвіта (породна асоціація В1), 2 – друга подсвіта (В2 і В3), 3 – третя підсвіта (В4); 4 – алферівська світа (В5); солонянська світа (В6). Білозерська серія: 6 – михайлівська світа (В7); 7 – теплівська товща (В8). Гранітоїди: 8 – мігматити, 9 – plagіограніти, 10 – двопольовошпатові граніти.

Таблиця 8.1

Зіставлення породних асоціацій Верхівцевської ЗКС зі стратиграфічними та формаційними підрозділами, виділеними за даними геологозйомочних робіт.

Індекс породної асоціації	Середня потужність, м	Стратиграфічне розчленування		Формаційне розчленування	
B8	900	Теплівська товща		Сланцево-джеспіліт-толеїтова (з коматітами) формація	
B7	2100	Михайлівська світа		Конгломерат-пісковиково-сланцева формація	
B6	550	Солонянська світа		Ріодацитова формація	
B5	350	Алферівська світа		Коматітова формація	
B4	1600	Конкська серія	Третя підсвіта	Сланцево-джеспіліт-толеїтова підформація	
B3	1650		Друга підсвіта		
B2	650				
B1	1100	Перша підсвіта		Верхня толеїтова підформація	
				Джеспіліт-коматіт-толеїтова підформація	
				Нижня толеїтова підформація	

- асоціація B4. Переважно базальти лавової та туфової фацій. У незначній кількості присутні коматіти, осадові та вулканогенно-осадові породи і прошарки залізистих кварцитів.

- асоціація B5. Коматіти, рідше базальти, їхні туфи та осадові породи.

- асоціація В6. Ріоліти, дацити, андезити лавової й туфової фацій; у лавах відзначається значна кількість ксенолітів нижчезаллягаючих основних вулканітів, рідше осадових порід;

- асоціація В7. Найбільше поширеними є пісковики та сланці філітоподібні карбонат-кварц-серіцитові (алевроліти, аргіліти), які утворюють ритмічне перешарування; у незначних кількостях наявні залізисті кварцити; іноді з'являються базальти, що складають до 25 % розрізу асоціації;

- асоціація В8. Характеризується змішаним осадово-вулканогенним складом: базальти лавової та туфової фацій, коматіти, залізисті кварцити, алевроліти, пісковики.

Загальна потужність розрізу становить від 5000 м до 10500 м. Біля його двох третин складено переважно вулканітами конкської серії, що представлена сурською (асоціації з В1 по В4), алферівської (В5) і солонянською (В6) світами (табл. 1). Серед них сурська світа виділяється значною перевагою за обсягом над алферівською і солонянською світами разом узятими, становлячи більше половини розрізу серії. Верхній, переважно осадовий рівень розрізу структури – це михайлівська світа білозерської серії (асоціація В7) і теплівська товща (В8).

Сурська ЗКС (рис. 8.2) розташована в центральній частині СПК. На відміну від Верхівцевської вона має просту морфологію і нагадує прямокутник зі слабко вираженими відгалуженнями. Це дозволяє розглядати її як типову структуру брахіального тектонотипу [46]. Вона найменш деформована серед описуваних структур і характеризується відмінною збереженістю первинних структурно-текстурних особливостей магматичних порід, метаморфізм яких у внутрішніх частинах синклінорію не перевищує низькотемпературної субфації зеленосланцевої фації. Структура є найбільш вивченою серед інших завдяки виявленим у її межах родовищ іrudoproyaviv золота, а також молібдену.

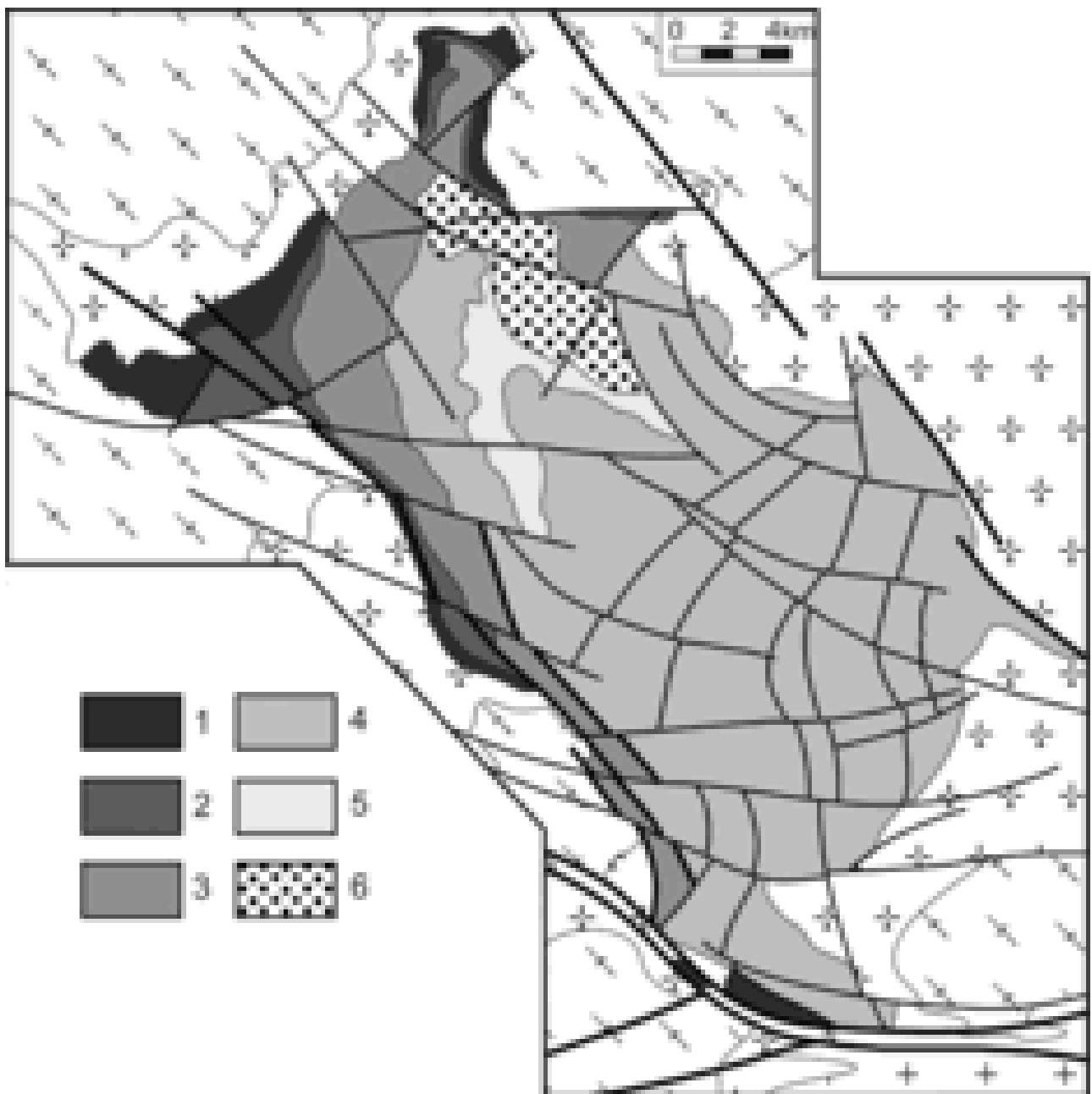


Рис. 4. Схематична геологічна карта Сурської ЗКС: конкська серія – сурська світа: 1 – перша підсвіта (породна асоціація C1), 2 – друга підсвіта (C2), 3 – третя й четверта підсвіти об'єднані (C3 і C4); 4 – аполлонівська товща (C5); 5 – алферівська світа (C6); 6 – пашенівська товща. Інші умовні позначення див. на рис. 8.1.

При побудові зведеного розрізу використані матеріали ГДП-50 південної (В. В. Сукач , 1999) і північної (В. Я. Ганзя , 2006) частин структури, а також дані ГГК-50 (О. Б. Бобров , 1985). Знизу нагору виділяється 7 породних асоціацій (табл. 8.2):

- асоціація С1. Основні вулканіти (амфіболіти, сланці епіidot-плагіоклаз-амфіболові, плагіоклаз-хлорит-амфіболові); рідко залізисті кварцити. У вигляді одиничних прошарків відмічаються вулканогенно-осадові породи (сланці кварц-хлорит-амфіболові, гранат-кварц-амфіболові, гранат-амфібол-кварцові) і коматійти;

Таблиця 8.2

Зіставлення породних асоціацій Сурської ЗКС зі стратиграфічними та формацийними підрозділами, виділеними за даними геологозйомочних робіт.

Індекс породної асоціації	Середня потужність, м	Стратиграфічне розчленування		Формаційне розчленування
Конкська серія		Сурська світа	Пашенівська товща	Джеспіліт-толеїтова формація
37	750		Алферівська світа	Коматіїтова формація
36	300		Аполлонівська товща	Толеїтова формація
35	3400		Четверта підсвіта	Верхня коматіїтова підформація
34	200		Третя підсвіта	Сланцево-джеспіліт-толеїтова підформація
33	1900	Літо-фраційний комплекс коматіїт-толеїтової і джеспіліт-толеїтової формацій	Друга підсвіта	Нижня коматіїтова підформація
32	300		Перша підсвіта	Нижня толеїтова підформація
31	1000			

- асоціація С2. Коматіти з незначною часткою базальтів;
- асоціація С3. Строката за складом породна асоціація: лави, туфолави і туфи основного, рідше середнього й кислого складу, туфопісковики, пісковики, туфоалевроліти, алевроліти, залізисті кварцити, коматіти (сланці тальк-карбонатні й серпентиніти);
- асоціація С4. Коматіти;
- асоціація С5. Потоки та потужні покриви базальтів і долеритів, іноді відмічаються пікробазальти; в одиничних прошарках виявлені попільні туфи та просторово пов'язані з ними ріоліти; досить рідко трапляються лінзи коматітів (сланців серпентин-тальк-карбонатних, тальк-хлорит-карбонатних);
- асоціація С6. Угорі переважають розшаровані лави коматітів, рідше базальти; унизу серед них з'являються туфолави базальтів, а також туфіти й осадові породи, які перебувають у тісному просторовому зв'язку між собою;
- асоціація С7. Базальти, їх туфолави й туфи, рідше долерити. У підлеглій кількості відмічаються вулканогенно-осадові породи (туфіти, туфоалевроліти, туфоаргіліти, алевроліти), які містять малопотужні прошарки залізистих кварцитів (сланців магнетит-хлорит-кварцових, хлорит-кварц-магнетитових).

У Сурській ЗКС відсутній верхній осадовий рівень, що відповідає білозерській серії. У складі нижнього рівня (конкська серія) виділяються (табл. 8.2) сурська світа (асоціації С1-С4), аполлонівська товща (С5), алферівська світа (С6) і пашенівська товща (С7). Загальна потужність вулканітів оцінюється від 6300 м до 9200 м.

Конкська ЗКС характеризується витягнутою дугоподібною морфологією (мал. 8.3), що визначає її приналежність до лінійного тектонотипу [46]. У порівнянні з іншими структурами вона є найбільше інтрудованою плагіогранітoidами сурського комплексу та високим рівнем метаморфічних перетворень (переважають розсланцювані породи амфіболітової фазії). За

даними ГГК-50 (О. М. Бестужев , 2003) у розрізі знизу нагору виділяється 10 породних асоціацій (табл. 8.3):

- асоціація К1. Базити (амфіболіти й плагіоклаз-амфіболові сланці по них), рідко трапляються коматійти (актинолітити, tremolітити), пісковики й туфопісковики;
- асоціація К2. Вулканіти основної складу (амфіболіти) і пісковики (кварц-хлорит-серіцитові сланці, гнейси й кварцити) є найпоширенішими; присутні прошарки залізистих кварцитів, один із яких залягає в підошві асоціації;
- асоціація К3. Характеризується появою серед базитів значного обсягу ріолітів (сланців кварц-плагіоклаз-серіцитових, серіцит-кварц-плагіоклазових);
- асоціація К4. Однорідна товща базитів (сланці кварц-плагіоклаз-хлоритові, кварц-плагіоклаз-епіidot-актиноліті);
- асоціація К5. Представлена перешаруванням вулканітів основної складу з алевролітами та, рідше, пісковиками (кварцитами);
- асоціація К6. Строкатий породний склад: переважають вулканіти основної складу (сланці плагіоклаз-карбонат-кварц-біотит-хлоритові, карбонат-кварц-альбіт-біотитові, хлорит-кварц-епіidot-плагіоклаз-актинолітові); рідше відмічаються ріодацити (сланці плагіоклаз-кварц-серіцитові); малопоширеними є коматійти (сланці тальк-хлорит-тремолітові, тальк-карбонат-тремоліт-хлоритові), андезити й андезибазальти (сланці епіidot-плагіоклаз-кварц-хлоритові); характерним є наявність окремих прошарків залізистих кварцитів і пісковиків;
- асоціація К7. Коматійти (сланці серпентин-тальк-хлорит-тремолітові, карбонат-хлорит-тремолітові, тальк-карбонат-тремоліт-хлоритові);

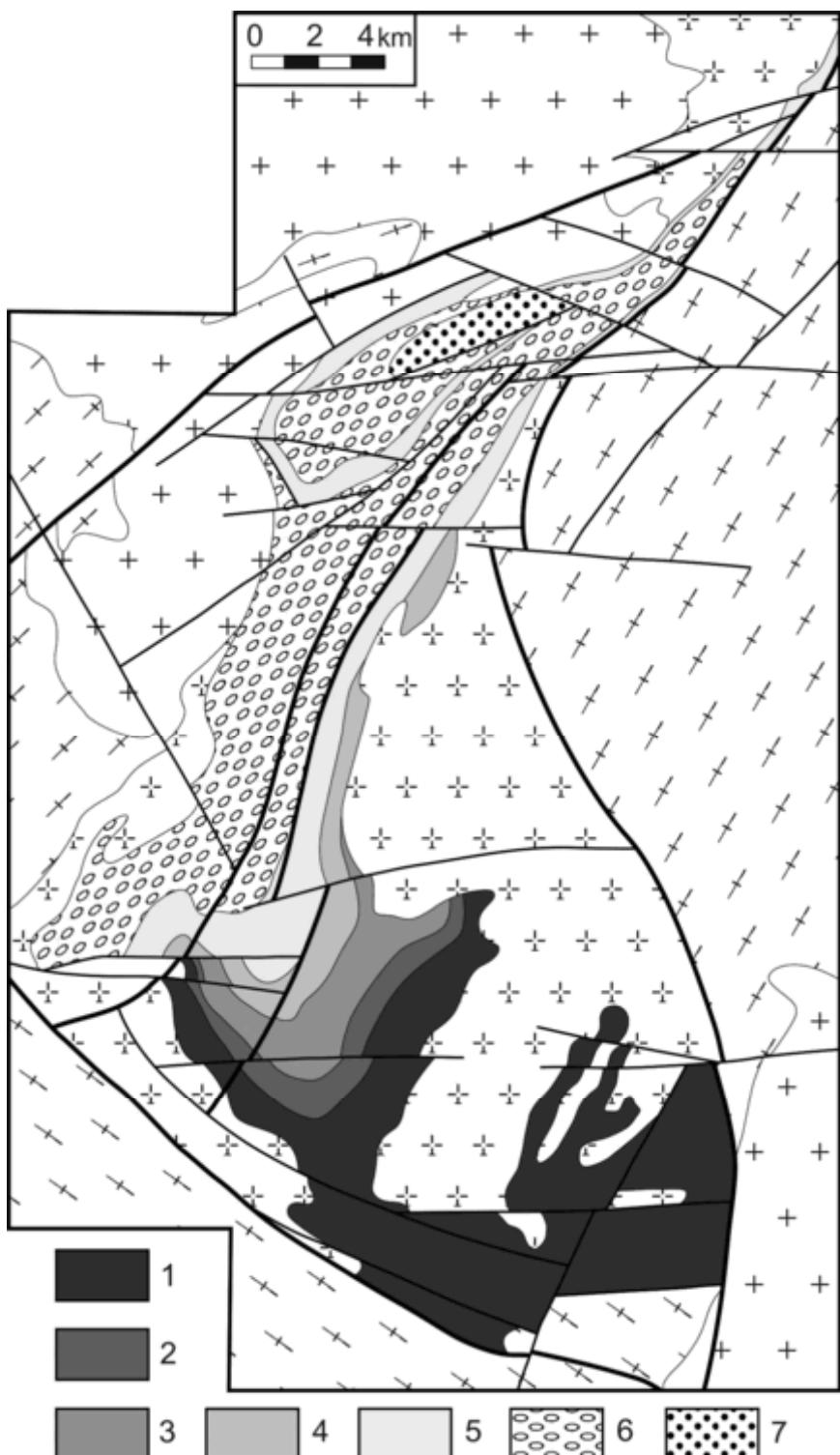


Рис. 8.3. Схематична геологічна карта Конкської ЗКС (складена за матеріалами О. М. Бестужєва): конкська серія – сурська світа: 1 – нижня підсвіта (породна асоціація K1), 2-5 – середня підсвіта: 2 – перша пачка (K2), 3 – друга й третя пачки об'єднані (K3 і K4), 4 – четверта пачка (K5), 5 – п'ята пачка (K6) і верхня підсвіта (K7) об'єднані. Білозерська серія: 6 – михайлівська світа (K8), 7 – запорізька світа (K9 і K10). Інші умовні позначки див. на рис. 8.1.

Таблиця 8.3

Зіставлення породних асоціацій Конської ЗКС зі стратиграфічними та формацийними підрозділами, виділеними за даними геологозйомочних робіт.

Індекс породної асоціації	Середня потужність, м	Стратиграфічне розчленування			Формаційне розчленування	
K10	350	Білозерська серія	Запорізька світа			Джеспіліт-кременисто-сланцева формація
K9	400		Михайлівська світа			Коматітова формація
K8	1700					Пісковиково-сланцева формація
K7	130	Конська серія	Сурська світа	Верхня підсвіта		Верхня коматітова підформація
K6	1800			Середня підсвіта	П'ята пачка	Сланцево-джеспіліт-толеїтова підформація
K5	800				Четверта пачка	
K4	1000				Третя пачка	
K3	500				Друга пачка	
K2	750				Перша пачка	
K1	1900		Нижня підсвіта		Літофациальний комплекс коматіт-толеїтової і джеспіліт-толеїтової формацій	

- асоціація K8. Переважно осадова товща, складена піщано-глинистими утвореннями, іноді з малопотужними прошарками залізистих кварцитів; присутні одиничні пачки базитів і сланців ультрамафітового складу (коматіти);

- асоціація K9. Коматіти, базальти, рідко залізисті кварцити й осадки;

- асоціація К10. Серед залізистих кварцитів і сланців іноді відмічаються коматіїти та вулканогенно-осадові породи.

Потужність загального розрізу оцінюється від 7900 м до 10400 м.

Нижній, переважно вулканогенний рівень розрізу (конкськая серія) представлений тільки сурською світою конкської серії (асоціації К1-К7) (табл. 8.3). Слід зазначити значну потужність світи (до 7 км) і переважно базитовий склад її підсвіт. Верхній рівень (білозерська серія) становить не більше 20 % розрізу структури. У її складі виділяються михайлівська (асоціація К8) і запорізька (К9 і К10) світи.

Аналіз геохронологічних даних. У межах Верхівцевської ЗКС [77] установлено дві вікових групи кислих магматичних порід. Більш древня група – 3168 ± 16 млн років – представлена дацитами, які досить рідко трапляються серед базитов нижньої частини розрізу (асоціації В34) у північно-західному борті структури. Інtrузивні тоналити в центральних частинах ЗКС із віком 3110 ± 18 млн років формують молодшу групу порід, які проривають товщу раніше накопичених утворень. За рахунок значної погрішності визначення до цієї групи варто також віднести субвулканічні дацити з віком 3073 ± 40 млн років. Таким чином, нагромадження товщ Верхівцевської ЗКС почалося не пізніше 3168 ± 16 і завершилося раніше 3110 ± 18 млн років тому.

У Сурській ЗКС продатовані [77] субвулканічні дацити й ріодацити, що проривають утворення внутрішніх частин структури – відповідно 3056 ± 16 і 3077 ± 39 млн років. Ці цифри визначають верхню вікову границю вулканогенних товщ структури. Зіставляючи дані віку з більш високою точністю (16-18 млн років), відзначається пізніше становлення субвулканічних дацитів Сурської ЗКС у порівнянні з Верхівцевською, що, відповідно, може припускати більше тривалий період активного розвитку для першої. Разом з тим, інтервали визначення з точністю 39-40 млн років

перекриваються, що не виключає практично одночасного впровадження суббулканічних плагіогранітів в обох структурах.

Конська ЗКС є найменш вивченою в геохронологичному відношенні. За даними K-Ar методу для амфіболітів, що входять до складу асоціації К6, отримані цифри в інтервалі 2 900-3 050 млн років, що відображають час метаморфічної кристалізація амфіболу [146].

На підставі наведених вище нечисленних геохронологічних даних можна зробити попередній висновок про те, що нижня, істотно вулканогенна частина розрізів (конська серія) сформована практично одночасно з можливим незначним омолодженням від Верхівцевської до Сурської ЗКС. Накопичення порід, що входять до складу асоціацій В36, 31-37, К1-К7 відбувалося в інтервалі часу 3,2-3,1 млрд років, а його тривалість становила не менш 50, але не більше 80 млн років.

Геохронологічні дані про час нагромадження переважно осадових порід верхнього рівня (асоціації В7, В8, К8, К9) відсутні. На підставі віку кластогенного циркону михайлівської світи в Білозерській ЗКС 3070 ± 30 млн років і часу впровадження плутонічних плагіогранітів у бортах Сурської ЗКС 2950 ± 10 млн років [77] припускається, що до рубежу 3,0 млрд років тому формування первинного розрізу ЗКС закінчилося.

Обговорення проблемних питань розчленування. В результаті аналізу та зіставлення описаних вище розрізів-колонок (рис. 8.1-8.3, табл. 8.1-8.3) виявлено низку проблемних питань і важливих особливостей стратиграфічного розчленування представлених схем Верхівцевської, Сурської і Конської ЗКС:

- 1) Жодна зі структур не володіє повним розрізом, який відповідає Схемі або прийнятому відповідно до роботи [39] формаційному діленню. З 8 офіційних підрозділів (4 світи конської, 3 світи білозерської серій і теплівська товща) 5 наявні у Верхівцевській ЗКС, 3 – у Конській і 2 – у Сурській. У всіх структурах відсутня чортомлицька світа, що виділялася в

обсязі верхньої дацит-андезит-толеїтової формації в межах Алферівського відгалуження Верхівцевської ЗКС (О. Б. Бобров, 1989), але не була підтверджена наступними роботами (М. М. Шурко, 2009). Алферівська світа виявлена в Сурській (асоціація С6) і Верхівцевській (В5), солонянська – тільки у Верхівцевській ЗКС (В6). Підрозділи білозерського рівня відсутні в Сурській ЗКС. У Конкській ЗКС вони представлені михайлівською (К8) і запорізькою (К9) світами, а у Верхівцевській – михайлівською світою (В7) і теплівською товщею (В8). Не ідентифікована у вивчених розрізах нижня дацит-андезит-толеїтова формація, що виділялася А. О. Сівороновим у низах розрізу Конкської ЗКС у ранзі магдалинівської світи. Утворення даного рівня розглядаються в складі нижньої толеїтової поформації коматійт-толеїтової формації (нижня підсвіта сурської світи).

2) Єдиний підрозділ, який відмічається у всіх структурах – це сурська світа. За складом вона відповідає коматійт-толеїтовій формації, що характеризується літофаціальними взаємозаміщеннями із джеспіліт-толеїтовою формацією [40]. Це визначає її досить різноманітний породний склад і складну внутрішню будову (табл. 8.1-8.3). У різних структурах вона представлена асоціаціями базитового (В1, В3, С1, К1, К4), ультрабазитового (В5, С2, С4, К7), змішаних базит-ультрабазитового (В2), осадово-вулканогенного (В4, С3, К2, К5) складів, що відокремлюються у вигляді підсвіт і пачок. Так, у Сурській ЗКС одновідмінна світа підрозділяється на чотири підсвіти, у Верхівцевській – на три підсвіти з виділенням у другій підсвіті двох пачок, у Конкської – також на три підсвіти, але з п'ятьма пачками в середній підсвіті. Загальна потужність сурської світи становить не менш 3 км у Сурській ЗКС (блізько 50 % розрізу) до 7 км у Конкській ЗКС (не менш 70 % розрізу).

3) Деякі стратиграфічні та формаційні підрозділи за складом та обсягом не відповідають таким у Схемі або відсутні в ній. Так, у Сурській ЗКС [336] на рівні дацит-андезит-толеїтової чортомлицької світи виділяється складена

базальтоїдами аполлонівська товща (асоціація С5), що відповідає толеїтовій формaciї. Тут же, у верхах Конкської серii залягає асоціація С5 (пашенівська товща), для якої відсутній офiцiйний стратиграфiчний i формaciйний (джесплiт-толеїтова формaciя) аналог на цьому рiвнi розрiзу.

4) Звертає увагу на себе те, що породнi асоцiацiї, видiленi в ранзi пiдсвiт i пачок сурської i запорiзької свiт, виступають у ролi самостiйних гeологiчних тiл, якi вiдповiдають за складом i потужнiстю асоцiацiям, що видiляються як свiти. Наприклад, у складi п'ятої пачки (асоцiацiя К6) поряд з базальтами присутнi рiодацити, коматiйти, прошарки андезитiв, андезибазальтiв, залiзистi сланci й кварцити при потужностi бiльше 1500 м. Даний факт дає пiдставу розглядати деякi породнi асоцiацiї як рiвнозначнi пiдроздiли, незалежно вiд рангу їх стратиграфiчного еквiвалента.

5) Потужностi зеленокам'яних вiдкладiв у найбiльш повних розрiзах трьох структур приблизно однаковi та становлять близько 10 км, тодi як мiнiмальнi значення вiдрiзняються: для Верхiвцевської – 5 км, Сурської – бiльше 6 км, Конкської ЗКС – майже 8 км. Не виключається, що в деяких випадках загальна потужнiсть може бути завищеною. У першу чергу, за рахунок розвитку в складчастих породах накладеного разсланцовування, що створює вигляд безперервного нашарованого розрiзу, особливо, у кернi свердловин. Наприклад, у центральнiй частинi Сурської ЗКС для базитової товщи встановлено пологу брахиальну складчастостi на фонi субвертикального разсланцовування, що ранiше помилково приймалося за шаруватiсть [339]. Зростання потужностi розрiзiв можливе також за наявностi насувних структур, але таке припущення для СПК не пiдтверджується наявними фактичними даними.

Як бачимо, розглянутi структури за близьких значеннях потужностей розрiзiв мають набори стратиграфiчних i формaciйних пiдроздiлiв, якi вiдрiзняються мiж собою. Єдиною загальною одиницею є сурська свiт, хоча її породне наповнення i будова не однаковi в рiзних структурах. Іншi

виділяються тільки в одній або двох структурах. Отже, для того щоб розкрити індивідуальні особливості розрізу кожної ЗКС необхідно розробляти поструктурні стратиграфічні колонки з наступною ідентифікацією офіційних підрозділів, а за її неможливості, виділяти нові одиниці.

Стратиграфічна ідентифікація і кореляція. В основі розрізу ЗКС розташовується сурська світа. Це досить різноманітна за складом і найбільш потужна стратиграфічна одиниця. Породні асоціації, які їй відповідають у Верхівцевській (В34), Сурській (С1-С4) і Конкській ЗКС (К1-К7) мають низку істотних розходжень у складі та будові. За результатами ГГК-50 Сурської ЗКС (А. Б. Бобров, 1985) в об'ємі теперішньої сурської світи цілком обґрунтовано пропонувалося виділити дві самостійні світи, кожна з яких підрозділялася на дві підсвіти. Як буде показано нижче, такий підхід підтверджується матеріалами виконаних досліджень і вичленення двох світ з двома підсвітами в об'ємі асоціацій С1, С2, С3, С4 цілком відповідає вимогам «Стратиграфічного кодексу України, 1997». Разом з тим, у формацийному відношенні цей стратиграфічний рівень як єдиний літо-фаціальний комплекс коматійт-толеїтової і джеспіліт-толеїтової формаций є добре пізнаваним і корелюється у розрізах.

Що стосується інших підрозділів Схеми, то чортомлицька світа в розглянутих структурах не ідентифікована; алферівська та солонянська світи порівняно легко діагностуються завдяки яскраво вираженим коматітovим і риодацитовим породним складом відповідно; виділення світ білозерської серії також не містить у собі значних складностей; теплівська товща добре впізнається за її структурним положенням в основних частинах ЗКС.

Розроблена схема стратиграфічного розчленовування та кореляції Верхівцевської, Сурської і Конкської ЗКС має такий вигляд (рис. 8.4, табл. 8.4). В основі розрізу залягає магдалинівська світа (асоціація К1). Раніше вона виділялася А.О. Сівороновим в обсягі нижньої дацит-андезит-

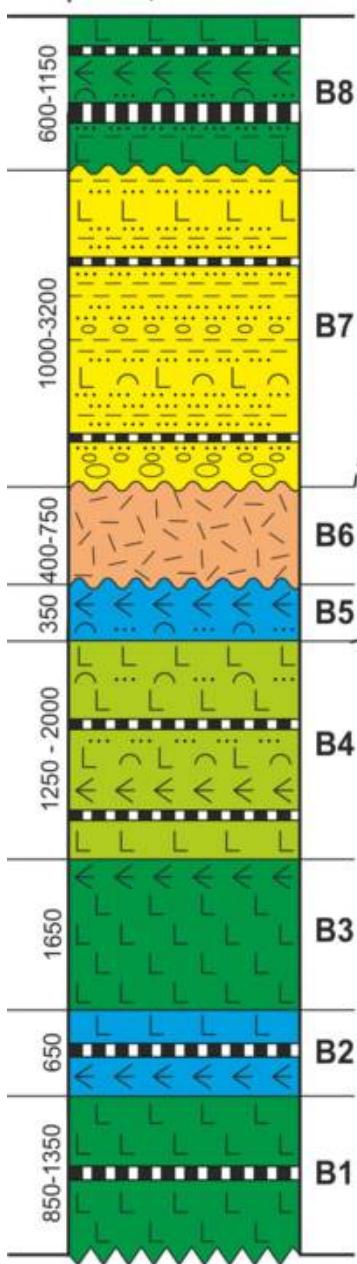
толеїтової формациї, але останніми роботами (А.М. Бестужев, 2003 р.) з'ясований істотно толеїтовий склад цього стратиграфічного рівня. Було доведено, що кислі породи мають дайкову природу, а середні – утворилися в результаті гранітизації базитів під впливом впровадження цих дайок.

Вище залягає сурська світа, які відрізняється від магдалинівської наявністю лінз і прошарків залізистих кварцитів і відсутністю осадових порід. У відношенні даної світи пропонується обмежити її обсяг базит-ультрабазитовими асоціаціями В1, В2 у Верхівцевській і С1, С2 у Сурській ЗКС, які добре корелюються між собою.

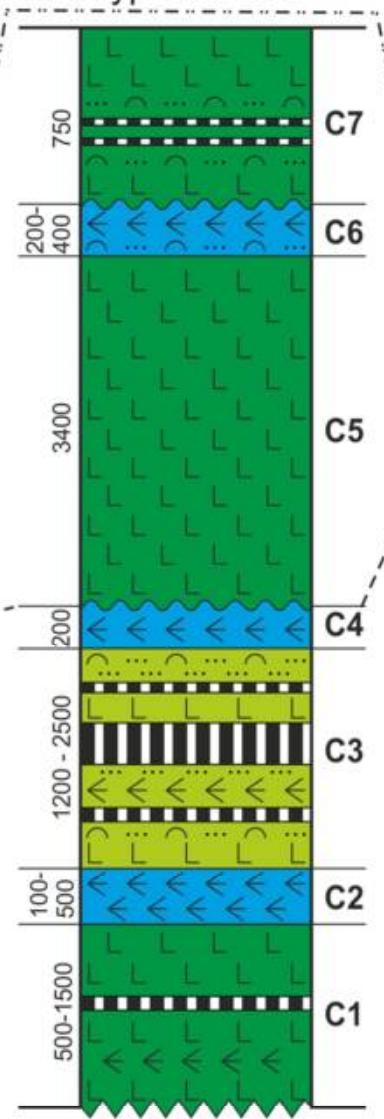
Степногірська світа виділяється вище сурської й тільки в Конкській ЗКС, в обсягі двох підсвіт (асоціацій К2 і К3). Для нижньої підсвіти характерна присутність серед базитів значної кількості осадових порід, залізистих сланців і кварцитів, тоді як верхня характеризується бімодальним ріоліт-базальтовим складом.

Вище залягають істотно базитові домотканська у Верхівцевській і приморська світи в Конкській ЗКС. Перша (асоціація В3) характеризується присутність незначного обсягу коматіїтів у покрівельній частині та зіставляється з монотонною базальтоїдною за складом нижньою підсвітою (К4) приморської світи, у верхній підсвіті якої (К5) значного розвитку набувають осадки.

Верхівцевська ЗКС



Сурська ЗКС



Конкська ЗКС

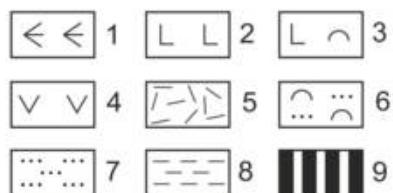
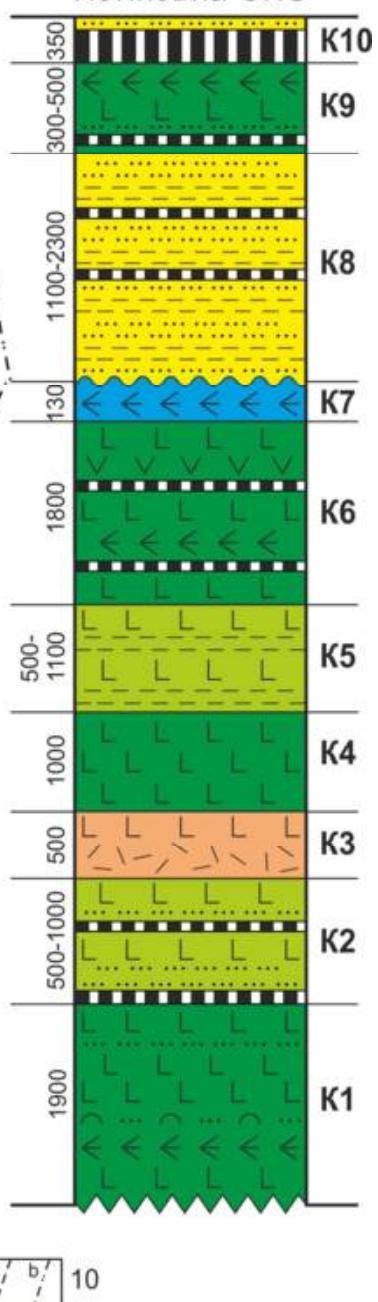


Рис. 8.4. Стратиграфічні розрізи-колонки Верхівцевської, Сурської та Конкської ЗКС: 1 – коматити, 2 – базальти, долерити, 3 – туфи і туфолави основного складу, 4 – андезити, 5 – ріодакити, дакити, ріоліти, 6 – туфіти, 7 – пісковики, 8 – алевроліти, аргіліти, 9 – залізисті кварцити, 10 – лінії кореляції: а – покрівлі сурської світи конкської серії, б – підошви михайлівської світи білозерської серії. Праворуч колонок зазначені індекси породних асоціацій, ліворуч – їхні потужності в метрах.

Таблиця 8.4

Запропонована схема стратиграфічного розчленування і кореляції зеленокамяних відкладів Верхівцевської, Сурської та Конської ЗКС

Наступний в розрізі стратиграфічний рівень присутній у всіх структурах. Його особливістю є строкатий вулканогенно-осадовий породний склад із хемогенно-осадовими залізистими кварцитами, що завершується товщою коматітів. У Сурській і Конській ЗКС він виділяється як миколаївська світа в обсязі двох підсвіт (асоціації C3, C4 і K6, K7). У Верхівцевській ЗКС цей

рівень представлений гранівською світою (асоціація В4), вулканогенно-осадові породи якої корелюються з нижньою підсвітою миколаївської світи.

Аполлонівська світа (асоціація С5) виділяється тільки в Сурській ЗКС. Вона має однорідний склад – базальти та долерити, які формують потоки й потужні покриви з добре збереженими структурно-текстурними ознаками первинних вулканітів.

Алферівська світа чітко фіксується в розрізах Верхівцевської (асоціація В5) і Сурської (С6) ЗКС. Верхні частини розрізів складені розшарованими потоками коматітів, у нижній частині серед них зростає кількість основних вулканітів і з'являються вулканогенно-осадові породи.

Асоціацію С7 у Сурській ЗКС пропонується виділити в ранзі пашенівської світи. Разом з тим, за складом вона відповідає джеспіліт-толеїтовій формації, що зближує її з теплівською товщою та запорізькою світою. Головною перешкодою її розміщення на білозерському рівні є відсутність метакоматітів у розрізах. З іншого боку, вона має багато загального з миколаївською світою. На даній стадії вивченості доцільно пашенівську світу розмістити в складі конкської серії.

Завершує розріз конкської серії солонянська світа (асоціація В6), яка достовірно визначена в західному борту Верхівцевської структури – ріоліти, ріодакити, рідко андезити й осадові породи.

Михайлівська світа (асоціація В7) білозерської серії встановлена у Верхівцевській ЗКС і виділена в обсязі конгломерат-песковиково-сланцевої формації. У Конкської ЗКС із нею корелюється шевченківська світа (асоціація К8), у якій відсутні важливі для ідентифікації михайлівської світи конгломерати.

До складу білозерської серії пропонується включити в ранзі теплівської світи одноіменну товщу (асоціація В8) у Верхівцевській ЗКС і асоціацію К9 у Конкської ЗКС. Вони складені базальтами, коматітами при підлеглій ролі залізистих кварцитів і осадків. Запорізька світа, що залягає вище, виділяється

в обсязі асоціації К10, у якій переважають залізисті кварцити, з якими пов'язані промислово освоєні родовища заліза.

Наявні геохронологічні дані свідчать про близько одночасне формування зеленокам'яних товщ в інтервалі часу 3,2-3,0 млрд років тому з деяким омоложенням розрізів зі сходу і заходу СПК до його центру, від Верхівцевської й, імовірно, Конкської ЗКС до Сурської. Виконані стратиграфічні побудови припускають трохи інші часові співвідношення. Так, нагромадження зеленокам'яного розрізу (конкська серія) почалося в Конкської, потім практично одночасно стартувало в Сурській і Верхівцевській ЗКС. Найпізніше закінчили свій розвиток Конкська й Верхівцевська ЗКС, що фіксується за наявністю і представницькими розрізами білозерської серії.

Висновки. У результаті детального аналізу, розчленовання й зіставлення зведених стратиграфічних розрізів Верхівцевської, Сурської і Конкської ЗКС підтверджено раніше встановлений факт про індивідуальність складу і будови кожної з них. Отримані результати, акумульовані в табл. 8.1, є першим досвідом поструктурного підходу до стратиграфічного розчленовання зеленокам'яних утворень, що дозволяє повною мірою розкрити геологічні особливостіожної ЗКС. Разом з тим, пропонована схема не претендує на завершеність і вимагає подальшого обговорень, узгодження й доробки. За результатами розгляду наведених вище матеріалів стратиграфічного розчленування зеленокам'яних утворень на засіданні НСК України (протокол від 19.11.2015 р.) поструктурний методичний підхід до розчленування буде викладений у поясннювальній записці до оновленої Хроностратиграфічної схеми розчленування раннього докембрію УЩ.

Серед найбільш назрілих на сьогодні пропозицій щодо врахування їх в чинній Схемі є такі:

- 1) включення до складу білозерської серії утворень теплівської товщі Верхівцевської ЗКС у ранзі світи та розташування її вище стратиграфічного

рівня михайлівської світи. До утворень теплівської світи варто віднести також відповідну породну асоціацію в розрізі білозерської серії Конкської ЗКС;

2) виділення базальтоїдної за складом аполлонівської світи в Сурській ЗКС, стратиграфічне положення якої відповідає дакит-андезит-толеїтовому рівню чортомлицької світи.

Для розробки повного комплексу пропозицій щодо вдосконалення стратиграфічного розчленування зеленокам'яних утворень СПК необхідне проведення аналогічних робіт для Чортомлицької, Білозерської та інших ЗКС, а також по нижній частині Криворізької структури, що також належить до типових утворень зеленокам'яного комплексу. Паралельно пропонується виконати комплекс геохронологічних досліджень із метою локалізації верхніх і нижніх рубежів конкської та білозерської серій, а також датування окремих стратиграфічних підрозділів або горизонтів-маркерів у їхньому складі.

Варто також відмітити, що результати дисертаційних досліджень дають змогу зробити деякі висновки щодо розчленування утворень аульського та славгородського СФК. Найголовніші із них такі:

- суперкрустальна гнейсово-кристалосланцева славгородська товща є самостійною стратиграфічною одиницею, яка розміщена нижче аульської серії;
- томаківська товща за формаційним складом корелюється із низами базавлуцької товщі. Зважаючи на слабку вивченість цього підрозділу та певну невизначеність щодо його хроностратиграфічного положення [245, 246] пропонується розглянути питання щодо достовірності його виділення;
- до складу дніпропетровського комплексу пропонується включити в ранзі пізньої фази формацію плагіокласових та мікроклін-плагіокласових апліт-пегматоїдних гранітів та пегматитів [132, 134].

Пропонована схема розчленування утворень славгородського та аульського СФК наведена в табл. 8.5.

Таблиця 8.5

Схема стратиграфічного розчленування аульського та славгородського СФК на формаційній основі

Структурно-формаційні комплекси	Петрогенетичні класи формаций	Породні комплекси	Конкретні формациї	Підрозділи хроностратиграфічної схеми
Аульський плагіограніт-амфіболітовий СФК	Суперкустальні метаморфічні формациї	Стратифікований кристалосланцево-амфіболітовий	Кристалосланцево-амфіболітова	Базавлуцька товща
	Метаморфічно-ультраметаморфічні формациї		Кристалосланцево-гнейсова	
	Плутоно-метаморфічні (ультраметаморфічні) формациї	Ультраметаморфічний діорит-плагіогранітових мігматитів	Діорит-плагіогранітових мігматитів	Аульська серія
	Плутонічні формациї		Граніт-плагіогранітових мігматитів	
			Плагіогранітова	I фаза
Славгородський чарнокіт-гранулітовий СФК	Суперкустальні метаморфічні формациї		Апліт-пегматоїдних гранітів	Дніпропетровський комплекс
	Плутоно-метаморфічні (ультраметаморфічні) формациї		Гіперстенова гнейсово-кристалосланцева	II фаза
			Гнейсо-ендербітова	III фаза
				Славгородська товща
				Славгородський комплекс

ВИСНОВКИ

В результаті виконаних досліджень з'ясовано особливості петрогенезису Середньопридніпровського кратону як самостійної геотектонічної структури в фундаменту СЄП. Найважливіші висновки, які відображають наукові результати виконаної роботи:

1. Аналіз та узагальнення літературних даних з геології відомих архейських кратонів, в тому числі СПК, засвідчили про однотипність їхньої будови. Породні комплекси, які їх складають, в розрізі кори розташовані в такій послідовності (знизу доверху): гранулітовий (славгородський чарнокіт-гранулітовий), амфіболітовий (аульський плагіограніт-амфіболітовий), зеленокам'яний (середньопридніпровський тоналіт-зеленокам'яний), теригенний (криворізько-білозерський теригенно-хемогенний) та плутонічний двопольовшпатових гранітів). Повний набір вищезазначених комплексів може використовуватися як надійна діагностична ознака кратонів подібного типу.

2. Утворення гранулітового комплексу, окрім Славгородської брили виявлені південно-західніше від неї у низці фрагментів інших брил, що відслонюються по обидва береги Дніпра в районі сс. Башмачка, Ясинувате, Діброво, у Рибальському кар'єрі, поблизу м. Запоріжжя.

3. Протоліти суперкрустальних порід славгородської товщі та аульської серії мають переважно вулканогенну природу за незначної ролі вулканогенно-осадових (туфітів) і осадових порід. Їх формування проходило в специфічних умовах ранньодокембрійського тектогенезу: дрібностільникова мантійна конвекція та діяльність мікро-, мезоплюмів. З часом вони поступово еволюціонували до параметрів, близьких тим, які оперують в сучасній системі рециклінгу кора-мантія.

4. За оціненими Р-Т параметрами метаморфізм утворень славгородського комплексу відповідає гранулітовій з інтенсивним діафторезом високотемпературної амфіболітової фації. Регресивні зміни гранулітів пов'язуються з метаморфізмом пізніше сформованого аульського комплексу.

5. Протоліти аульської серії магматичного походження представлені двома групами порід: 1) основного (амфіболіти) і 2) середнього та кислого (кристалосланці та плагіогнейси) складу. Для них припускаються самостійні, не пов'язані єдиними процесом диференціації магматичні джерела: для перших – мантійне, для других – корове. Вулканічна діяльність охоплювала всю територію Середнього Придніпров'я, на відміну від наступного в часі «зеленокам'яного» магматизму, який локалізувався в межах трогоподібних западин.

6. В умовах високотемпературної амфіболітової фації, що сягала температури 735°C і тиску 8 кбар, плагіогнейси в складі аульської серії зазнали часткового анатектичного плавлення. Це призвело до формування шароподібних і жильних тіл дрібнозернистих гнейсоподібних плагіогранітоїдів, які подекуди перетинають стійкі в таких РТ-умовах амфіболіти і кристалосланці.

7. Зеленокам'яні структури складені сформованими в загальній гомодромній послідовності вулканогенними та плутонічними утвореннями коматітової, толеїтової та вапнисто-лужної серій. Породи кожної серії в різних структурах характеризуються відмінностями за речовинним складом та ступенем диференціації, що вказує на існуванням самостійних магматичних камер, які поставляли лаву в ту чи іншу структуру. Продукти найбільш диференційованих толеїтових магм (високотитаністі базальти і долерити) виявлені в Сурській ЗКС, підтверджена наявність феробазальтів і ферогабро у Софіївській ЗКС. Сформовані внаслідок такого перебігу вулканізму стратиграфічні розрізиожної ЗКС можуть суттєво відрізнятися за речовинним складом і повнотою світ і підсвіт.

8. Плагіогранітоїдний магматизм, який охопив Середнє Придніпров'я близько 3 млрд років тому, представлений типовими для древніх кратонів ТТГ масивами. Теплове поле, пов'язане з їхнім укоріненням, спричинило зональний метаморфізм утворень зеленокам'яних структур та повторну мігматизацію аульського та славгородського комплексів.

9. Джерелом ТТГ асоціацій розглядаються плагіогнейси та лейкократові кристалосланці в складі суперкрустальних товщ славгородської товщі та аульської серії, які зазнали різного ступеня часткового плавлення в процесі високих фазій метаморфізму.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Атлас “Геологія і корисні копалини України” / Л. С. Галецький, Н. М. Чернієнко, Ю. М. Брагін та ін. – НАН України, ТОВ УЦПТ “Геос-XXI сторіччя”. – К.: ДП «Такі Справи», 2001. – 168 с.
2. Arrestova N. A. Мантийные источники и условия формирования расплавов архейских коматиитов и базальтов в различных блоках Балтийского и Украинского щитов / N. A. Arrestova, A. B. Breveskiy, G. V. Artemenko и др. // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов : тези міжн. наук.-практ. конф. – Київ : УкрДГРІ, 2010. – С. 22–25.
3. Arrestova N. A. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) / N. A. Arrestova // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 36. – С. 28–39.
4. Artemenko G. V. Вік конкської вулкано-плутонічної асоціації північно-західної частини Верхівцівського району / G. V. Artemenko, Є. М. Бартницький, А. В. Мартинюк та ін. // Допов. АН УРСР. Сер.Б. – 1988. – №10. – С. 3–7.
5. Artemenko G. V. Два типа архейских дифференцированных интрузий в Среднеприднепровском блоке / G. V. Artemenko // Мінерал. журн. – 1997. – т.19. – №1. – с. 56–67.
6. Artemenko G. V. Эволюция кислого магматизма в зеленокаменных поясах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива / G. V. Artemenko // Минерал. журн. – 1997. – Т19. – N2. – С.52–59.
7. Artemenko G. V. Возраст гранитоидов Славгородского блока (Среднеприднепровский мегаблок) / G. V. Artemenko, Е. А. Татаринова, В. В. Демедюк и др. // Доклады НАН України. – 2004. – № 8. – С. 118–123.
8. Artemenko G. V. Возраст и геохимические особенности метабазитов Западного Приазовья / G. V. Artemenko, E. V. Bibikova, I. A. Samborская и др. // Мінерал. журн. – 2014. – 36, № 3. – С. 40–51.
9. Artemenko G. V. Геохимическая характеристика метабазитов коматиит-базальтовой ассоциации зеленокаменных структур Приазовского и Среднеприднепровского мегаблоков УЩ / G. V. Artemenko, I. A. Samborская, V. V. Demedjuk // Минерал. журн. – 2009. – 31, № 4. – С. 60–69.
10. Artemenko G. V. Геохимические отличия перidotитовых и пироксенитовых коматиитов зеленокаменных поясов Приазовского и Среднеприднепровского

- мегаблоков УЩ / Г. В. Артеменко, И. А. Самборская // Мінерал. журн. – 2009. – 31, № 2. – С. 13–19.
11. Артеменко Г. В. Геохронологія Середньопридніпровської, Приазовської та Курської граніт-зеленокам'яних областей: автореф. дис. на здоб. наук. ступеня д-ра геол. наук / Г. В. Артеменко. – ІГМР НАН України : Київ, 1998. – 31 с.
 12. Белевцев Р. Я. О горизонтальной и вертикальной метаморфической зональности криворожского бассейна / Р. Я. Белевцев // Геологическое строение и перспективы рудоносности Кривого Рога на больших глубинах. – К.: Наук. думка, 1973.– С. 91–95.
 13. Белевцев Я. Н. Генетическая классификация железных руд Кривого Рога / Я. Н. Белевцев // Минералогический сборник. – 1952. – № 6.– С. 125–130.
 14. Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения // Материалы научной конференции и путеводитель экскурсии. – Институт геологии КарНЦ РАН, 2005. – С. 334.
 15. Белоусов В. В. Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ / ред. : В. В. Белоусов, И. В. Кириллов. – М. : Недра, 1970. – 304 с.
 16. Берзенин Б. З. К петрологии Мокромосковского массива / Б. З. Берзенин, В. М. Кичурчак // Геол. журн. – 1978 – 38, № 5 – с. 132—135.
 17. Берзенин Б. З. Некоторые черты геологии и петрологии гранитоидов северо-восточного обрамления Сурской структуры / Б. З. Берзенин, А. Б. Бобров, В. И. Орса и др. // Геол. журн. – 1983. – № 2. – С. 90–96.
 18. Берзенин Б. З. Петрогенезис, геологическое строение и особенности металлогении докембрия района Славгород-Синельниковских магнитных аномалий : автореф. дис. на соискание науч. степени канд. геол.-мин. наук / Б.З. Берзенин. – Дн-ск, 1972. – 27 с.
 19. Бобров А. Б. К вопросу о расчленении комплекса основных и ультраосновных пород Среднего Приднепровья / А. Б. Бобров // Геол. журн. – 1992. – № 6. – С. 35–42.
 20. Бобров А. Б. Метаморфизованная коматиитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита (состав, строение, стратиграфическое положение, металлогения) / А. Б. Бобров // Геол. журн. – 1993. – № 1. – С. 9–19.
 21. Бобров А. Б. Метаморфизованные коматииты Приазовского геоблока Украинского щита / А. Б. Бобров, Б. И. Малюк, В. А. Шпыльчак // Геол. журн. – 1991. – № 1. – С. 92–100.

22. Бобров А. Б. Метариодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Статья 2. Палеовулканические реконструкции, металлогения / А. Б. Бобров // Геол. журн. – 1993. – № 6. – С. 47–58.
23. Бобров А. Б. Метатоналиты днепропетровского комплекса (геологическая позиция, состав, генезис) / А. Б. Бобров // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2005. – № 2. – С. 37–50.
24. Бобров А. Б. О подушечных метабазитах Верховцевской и Сурской структур (Среднее Приднепровье) / А. Б. Бобров, А. А. Сиворонов, Б. З. Берзенин // Геол. журн. – 1981. – Т. 41. – № 6. – С. 128–133.
25. Бобров А. Б. Особенности метаморфизма пород Сурской зеленокаменной структуры (Украинский щит, Среднее Приднепровье) / А. Б. Бобров, В. Д. Колий, В. В. Сукач та ін. // Минерал. журн. – 1997. – № 4. – С. 61–70.
26. Бобров А. Б. Риодацит-плагиогранитная вулкано-плутоническая ассоциация Сурской зеленокаменной структуры (Украинский щит) / А. Б. Бобров, А. А. Сиворонов // Геол. журн. – 1987. – 47, № 14 – С. 63–71.
27. Бобров А. Б. Состав и строение Еленовского плагиогранитоидного массива (Среднее Приднепровье) / А. Б. Бобров // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 64–72.
28. Бобров А. Б. Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднепровья / А. Б. Бобров, Б. З. Берзенин // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – с. 93–96.
29. Бобров О. Б. Вивчення геологічної будови України : звіт / О. Б. Бобров, В. В. Сукач, В. А. Колосовська та ін. – 2009 р. ; 6 книг : 2233 стор., 53 рис., 3 табл., 432 бібл.
30. Бобров О. Б. Вулкано-плутонические ассоциации зеленокаменных поясов Украинского щита : дис. на здобуття наук. ступеня. докт. геол.-мін. наук / О. Б. Бобров. – Львів, держ. університет, 1993. – 405 с.
31. Бобров О. Б. Геологічна будова Софіївської зеленокам'яної структури (Середнє Придніпров'я, Український щит) / О. Б. Бобров, О. М. Бестужев, В. Д. Кузь // Мін. ресурси України. – 2004. – № 4 . – С. 21–26.
32. Бобров О. Б. Геологія та геохронологія гранулітів Славгородської брили (Середньопридніпровський мегаблок, Український щит) / О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк, О. А. Лисенко та ін. // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки : тези допов. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – С. 247–250.

33. Бобров О. Б. Геологія та радіологічний вік тоналітів Сурського масиву (Середнє Придніпров'я). / О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк, В. М. Скобелев // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2008. – № 3. – С. 17–32.
34. Бобров О. Б. Геолого-структурна позиція та ізотопний вік плагіогранітоїдів району Верхівцевської зеленокам'яної структури (Середнє Придніпров'я) / О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк, В.М. Скобелев та ін. // Мін. ресурси України. – 2004. – № 3. – С.19–23.
35. Бобров О. Б. До питання виділення Комендантівської зеленокам'яної структури / О. Б. Бобров, Л. В. Ісаков, В. В. Сукач та ін. // Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита : матеріали 4 наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. – Дн-ськ, 2007. – С. 51–52.
36. Бобров О. Б. Комендантівська структура – нова зеленокам'яна структура Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита / О. Б. Бобров, Л. В. Ісаков, В. В. Сукач та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2007. – № 4. – С. 10–25.
37. Бобров О. Б. Метатоналіти дніпропетровського комплексу та вікові етапи їх формування (геологічна позиція, склад, результати Shrimp радіології) / О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, С.А. Сергєєв та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2008. – № 1. – С. 9–23.
38. Бобров О. Б. Новий тип золотого зруденіння в зеленокам'яних поясах Українського щита (за даними глибинного геологічного картування) / О. Б. Бобров // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – № 11. – Львів : Світ, 1992. – С. 82–88.
39. Бобров О. Б. Основні типи породних комплексів докембрію Українського щита (геологія, металогенія) / Бобров О. Б., Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю. та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – Київ : УкрДГРІ, 2004. – № 1. – С. 5–24.
40. Бобров О. Б. Парагенерации метакоматиит-толеитовой формации зеленокаменных поясов Украинского щита / О. Б. Бобров, В. С. Монахов, В. В. Сукач // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 4. – С. 103–113.
41. Бобров О. Б. Проблемы стратиграфии, геохронологии и корреляции нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы / О. Б. Бобров, В. П. Кирилюк, В. В. Сукач // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2010. – № 3–4. – С. 242–251.

42. Бобров О. Б. Ранньодокембрійські супракrustальні комплекси Українського та Балтійського щитів як індикатори головних етапів і геодинамічних умов формування континентальної кори фундаменту Східно-Європейської платформи в археї і палеопротерозої : звіт про НДР за договором № Ф40/64-2012 / О.Б. Бобров, В.В Сукач, Л.М. Степанюк та ін. / ІГМР НАН України. – 2012. – 112 с., 26 рис., 12 табл., 53 бібл.
43. Бобров О. Б. Славгородський чарнокіт-гранулітовий структурно-формаційний комплекс Українського щита. Стаття 1. Проблеми ідентифікації і поширення / О. Б. Бобров // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2010. – № 3–4. – С. 11–16.
44. Бобров О. Б. Славгородський чарнокіт-гранулітовий структурно-формаційний комплекс Українського щита. Стаття 2. Геологія та петрографія стратифікованих утворень / О. Б. Бобров, А. М. Лисак, О. А. Лисенко та ін.] // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2011. – № 1. – С. 9–20.
45. Бобров О. Б. Текстурні форми архейських метабазальтових потоків Верхівцевської структури / О. Б. Бобров // Мін. ресурси України. – 2005. – № 2. – С. 22–24.
46. Бобров О. Б. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Б. І. Малюк та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2002. – № 1–2. – С. 46–67.
47. Бобров О. Б. Формаційні ряди зеленокам'яних комплексів світу та їх міжконтинентальна кореляція / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Б. І. Малюк // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2004. – № 2. – С. 5–32.
48. Бобров О. Б. Генетична позиція та масштабність зруденіння родовища Балка Широка в аспекті обговорення деяких принципів генетичної типізації золотих родовищ України / О. Б. Бобров, Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь та ін. // Мін. ресурси України. – 2003. – № 3. – С. 4–9.
49. Бобров О.Б. Зіставлення речовинного складу ендербітідів західної та центральної частин Українського щита / О. Б. Бобров, А. С. Войновський, І. Є. Меркушин та ін. // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрійських породних комплексов : тези міжнар. наук.-практичної конф. – Київ : УкрДГРІ, 2010. – С. 34–36.
50. Бобров О.Б. Металогенія ранньоархейських зеленокам'яних поясів / О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – № 1–2. – 2001. – С. 19–41.

51. Божко Н. А. Геотектонические факторы локализации коренных источников алмаза и их роль в оценке перспектив алмазоносности Украинского щита / Н. А. Божко // Мінерал. журн. – 2013. – Т. 35, № 2. – С. 24-38.
52. Бойко В.Л. Петрология Софиевской вулкано-плутонической ассоциации / В. Л. Бойко, И. Б. Щербаков, Т. А. Рокачук и др. – НАН України: Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования. – К., 2001. – 88 с.
53. Буланов В. А. Кристаллохимизм породообразующих минералов: учебн. пособие / В. А. Буланов, А. И. Сизых. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2005. – 220 с.
54. Бутирін В. К. Проблема золотоносності докембрію Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони / В. К. Бутирін, В. Д. Євтєхов, І. С. Паранько та ін. // Мін. ресурси України. – 1999. – № 1. – С. 4–7.
55. Великанов Ю.Ф. Гранитоиды обрамления Криворожской структуры. Проблемы корреляции геологических тел и комплексов / Ю.Ф. Великанов, О.Ю. Великанова, Б.А. Занкевич и др. // Геол. журн.. – 2012. – № 3. – С. 49–58.
56. Великанова О. Ю. Петрология мафіт-ультрамафітів Девладіївської регіональної зони розломів : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук ; спец. : 04.00.08 / О. Ю. Великанова // ІГМР НАН України, Київ. – 2008. – 21 с.
57. Винклер Г. Генезис метаморфических пород / Г. Винклер ; перев. с англ. Е. Г. Кондрашова. – М. : Недра, 1979. – 328 с.
58. Винниченко П. Е. Новое в строении Белозерского железорудного района / П. Е. Винниченко // Геол. журн. – 1975. – 45, № 3. – С. 114–120.
59. Войновський А. С. Кореляція ендебітідів західної та центральної частин Українського щита за геохімічними критеріями / А. С. Войновський, В. М. Жужома, О. Б. Бобров та ін. // Мін. ресурси України. – 2011. – № 1. – С. 16–20.
60. Войновський А. С. Структурно-речовинні комплекси докембрію Українського щита / А.С. Войновський // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2002. – №1–2. – С.86–91.
61. Вревский А. Б. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов / А. Б. Вревский, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев и др. // Геотектоника. – 2010. – № 4. – С. 1–19.
62. Вревский А. Б. Колъско-Норвежская провинция. Архей / А. Б. Вревский // Ранний докембрий Балтийского щита [ред. В. А. Глебовицкий]. – С.-Пб., 2005. – С. 10– 123.

63. Гаев И. А. Золото в докембрии Среднего Приднепровья / И. А. Гаев, Н. М. Гаева // АН СССР. – №5, 1971. – с.198.
64. Гаев И. А. Проявления золота в докемрийских осадочно-вулканогенных породах Среднего Приднепровья / И. А. Гаев, Н. М. Гаева, Г. Т. Лебедь // Геол. журн.. – №4, 1970. – С.126–131.
65. Гаєва Н. М. Золото похованих аллювіальних розсипів Українського щита (Сурська структура, Середнє Придніпров'я) / Н. М. Гаєва, В. В. Сукач // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 4. – С. 123–128.
66. Галецкий Л. С. Золоторудная минерализация Среднего Приднепровья Украинского щита / Л. С. Галецкий, С. М. Доброхотов // Мин. ресурсы Украины. – 1996. – № 2. – С. 7–9.
67. Ганзя В. О. Звіт про геологічне довивчення у масштабі 1 : 50 000 дочетвертичних утворень північної частини Сурської структури (аркуші М-36-130-В-в,г, Г-в; М-36-142-А, Б-а, б) / В. О. Ганзя, В.В. Сукач, М. Т. Цима та ін. – Дніпропетровськ, 2006. – 4 кн., 778 с., 70 рис., 18 табл., 202 бібл., 1 папка: 27 граф. додатків.
68. Ганоцкий В. И. Тепловская свита – неотъемлемая составная часть конкско-верховцевской серии Украинского щита / В. И. Ганоцкий, О. М. Струева // Геол. журн. – 1986. – 46, № 2. – С. 73–90.
69. Гафаров Р. А. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры / Р.А. Гафаров, А.М. Лейтес, В.С. Федоровский и др. // Геотектоника. – 1978. – № 1. – С. 43–57.
70. Геологічна будова та золотоносність Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я) / [О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Д. С. Гурський та ін.] // Артпрес-Техпечать. – 2002. – 180 с.
71. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України / [О. Б. Бобров, А. О. Сіворонов, Д. С. Гурський та ін.] // УкрДГРІ. – Київ, 2004. – 386 с.
72. Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита / [Н. Я. Азаров, А. В. Анциферов, Е. М. Шеремет и др.] – К. : Наук. думка, 2005. – 190 с.
73. Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита [Н. Я. Азаров, А. В. Анциферов, Е. М. Шеремет и др.]. – Киев: Наукова думка, 2006. – 197 с.

74. Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры: пер. с англ. / [Х. Венке, Г. Дрейбус, Э. Ягоутц и др.] – М. : Мир, 1987. – 320 с.
75. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / [Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. и др.]. – К. : Наук. думка, 1989. – 144 с.
76. Геохронология докембрия Украины / [Семененко Н. П., Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н. и др.]. - К. : Наук. думка, 1965. – 261 с.
77. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. / [Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М. и др.]. – К. : Наук. думка, 2005. – 241 с.
78. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / [Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М. и др.]. – К. : Наук. думка, 2008. – 240 с.
79. Гинзбург А. И. Основы геологии гранитных пегматитов / А. И. Гинзбург, И. Н. Тимофеев, Л. Г. Фельдман. – М. : Недра, 1979. – 296 с. .
80. Глебовицкий В. А. Эволюция раннедокембрийской земной коры Балтийского щита / В. А. Глебовицкий, С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев и др. // Ранний докембрий Балтийского щита. – С.Пб., 2005. – С. 632-663.
81. Глевасский Е. Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье / Е. Б. Глевасский // Минерал. журн. – 1996. – 18, № 4. – С. 72–88.
82. Глевасский Е. Б. Металлогения гнейсо-гранулитовых зон Украинского щита / Е. Б. Глевасский, О. А. Крамар, С. П. Лашко и др. // Геохімія та екологія. – Київ: ІГНС, 2003. – Вип. 8. – С. 59–68.
83. Глевасский Е. Б. Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии докембрия Украинского щита с позиций плитотектоники / Е. Б. Глевасский // Мінерал. журн. – 2005. – 27, № 3. – С. 57–66.
84. Гликсон А. И. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария / А. И. Гликсон // В кн. : Ранняя история Земли. – М. : Мир – 1980. – с. 264-285.
85. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы/ [Минц М. В., Сулейманов А. К., Бабаянц П. С. и др.] – М. : ГЕОКАРТ : ГЕОС, 2010. – Т. 1. – 407 с.
86. Глуховский М. З. Тектоническая эволюция архейского гранитообразования / М. З. Глуховский, В. М. Моралев // Геотектоника. – 1991. – № 4. – С. 10–23.

87. Глуховский М.З. Тектоника и петрогенезис комплекса Алданского щита в связи с проблемойprotoофиолитов / М. З. Глуховский, В. М. Моралев, М. И. Кузьмин // Геотектоника. – 1977. – № 6. – С. 103–117.
88. Гошовський С. В. Організаційні аспекти створення літотеки типових докембрійських породних комплексів Українського щита як складової частини загальнонаціональної Державної літотеки / С. В. Гошовський, О. Б. Бобров, В. В. Сукач та ін. // Геологічні пам'ятки – яскраві свідчення еволюції Землі : зб. матеріалів 2-ої міжнародної наук.-практич. конф. – К. : Логос, 2011. – С. 33–36.
89. Гранитоидные формации Украинского щита / [Е. Н. Бартницкий, Е. Н. Голуб, Б. А. Горлицкий и др.] – К. : Наук. думка, 1984. – 191 с.
90. Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита – европейский эталон / [Бобров О. Б., Кирилюк В. П., Гошовский С. В. и др.] – Львов: ЗУКЦ, 2010. – 160 с.
91. Грачев А. Ф. Зеленокаменные пояса – главные корообразующие структуры раннего докембра / А. Ф. Грачев, В. С Федоровский // Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембра. – М. : ГИН АН СССР, 1984. – С. 18–19.
92. Грачев А. Ф. Зеленокаменные пояса докембра: рифтовые зоны или островные дуги? / А. Ф. Грачев, В. С. Федоровский // Геотектоника. – 1980. – № 5. – С. 3–22.
93. Грачев А. Ф. О геодинамике Земли в раннем докембре / А. Ф. Грачев, В. А. Калинин, В. С. Федоровский // Проблемы расширения и пульсаций Земли. – М. : Наука, 1984. – С. 49–56.
94. Грачев А. Ф. Рифтогенез в раннем докембре / А. Ф. Грачев, В. С. Федоровский // Континентальный и океанский рифтогенез. – М. : ГИН АН СССР, 1982. – С. 51–52.
95. Гузенко Г. Ф. О роли метасоматических процессов в оруденении железистых кварцитов Белозерского района / Г. Ф. Гузенко, А. И. Никонов // Проблема метаморфогенного рудообразования : тез. докл. межведомственного совещания. – К. : Наук. думка, 1969. – С. 145–149.
96. Гузенко Г.Ф. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья / Г. Ф. Гузенко, М. Н. Доброхотов // Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. – М. : Недра, 1964. – С. 3–14.

97. Данилович Л. Г. Петрологические типы коматиитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) / Л.Г. Данилович // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 1. – С.17-21.
98. Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000, аркуш М-36-XXXVI (Дніпропетровськ). Центральноукраїнська серія / [уклад. В. О. Шпильчак, В. В. Манюк, В. В. Сукач та ін.]. – К. : УкрДГРІ, 2007. – 116 с., рис. 11, дод. 4.
99. Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000. Центральноукраїнська серія, L-36-VI (Запоріжжя); L-37-I (Пологи). / [уклад. А. А. Петренко] – К. : УкрДГРІ, 2009. – 76 с., рис. 11, 1 папка граф. дод.
100. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія: Центральноукраїнська. Аркуші: М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг). // [уклад. В. В. Захаров, А. В. Мартинюк, Ю. М. Токар]. – К. : Геоінформ. – 2002. – 101 с., рис. 13, 1 папка: 5 граф. додатків.
101. Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000. Серія: Центральноукраїнська. Аркуші: L-36-VI (Запоріжжя), L-37-I (Пологи) // уклад. А. А. Петренко, В. О. Шпильчак, А. І. Некряч – К. : Держкомітет природних ресурсів України. – 2004. – 145 с., рис. 11, 1 папка: 7 граф. додатків.
102. Дерябин Н. И. Золото докембрия / Н. И. Дерябин // ИГН НАНУ, Геол. комитет Украины. – К. : Альфа Принт, 2000. – 112 с.
103. Дищук М. Ю. Геологічна будова Сергіївського родовища золота / М. Ю. Дищук, О. М. Коваль, М. І. Лебідь та ін. // Мін. ресурси України. – 1995. – № 3–4. – С. 4–7.
104. Дир У. А. Породообразующие минералы (в 5-ти томах) : пер. с англ. / У. А. Дир, Р. А. Хауси, Дж. Зусман. – Т. 1–5. – М.: Мир 1965–66. – 1950 с.
105. Домарацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов / Н. А. Домарацкий // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса: сб. науч. трудов. МГК. XXII сессия. Доклады сов. геологов, пробл. 16. – М., 1964. – С. 166–179.
106. Дранник А. С. Геолого-структурное районирование Украинского щита для уточнения стратиграфической корреляции докембрийских образований / А. С. Дранник, М. М. Костенко, К. Е. Есипчук // Мин. ресурсы Украины. – 2003. – № 1. – С. 26–29.
107. Елисеев Н. А. Метаморфизм / Н. А. Елисеев. – М. : Недра, 1963. – 428 с.
108. Еремеев Г. П. Закономерности формирования тектонических структур месторождений железа Белозерского района и их роль в образовании богатых

- руд: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол.-мін. наук / Г. П. Еремеев. – К. : ІГФМ АН УРСР, 1989. – 21 с.
109. Есипчук К. Е О методологии и опыте картирования магматических ассоциаций на Украинском щите / К. Е. Есипчук., В. Я. Великанов, А. С. Дранник // Геологія і магматизм Українського щита. – К., 2000. – С. 30–33.
110. Есипчук К. Е. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность : справочник / К.Е. Есипчук, В.И. Орса., И.Б. Щербаков та ін. – К.: Наук. думка, 1993. – 231 с.
111. Ефремова С. В. Петрохимические методы исследования горных пород / С. В. Ефремова., К. Г. Стafeев. – М. : Недра, 1985. – 512 с.
112. Євтєхов В. Д. Актуальні проблеми геологічного дослідження Криворізького басейну та прилеглих територій / В. Д. Євтєхов, І. С. Паранько // Геол.-мінерал. вісник.– 1999.– № 2.– С. 5–8.
113. Євтєхов В. Д. До проблеми розвитку мінерально-сировинної бази Криворізького басейну / В. Д. Євтєхов, І. С. Паранько // Мін. ресурси України. – 1999. – № 2. – С.7–11.
114. Жариков В. А. Гранитообразование по амфиболитам / В. А. Жариков, Л. И. Ходоревская // Петрология. – 2006. – № 4. – С. 319–336.
115. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Зеленокаменные пояса и роль вулканизма в формировании месторождений / [Е. М. Лазько, А. А. Сиворонов, М. А. Ярощук и др.] – К. : Наук. думка, 1990. – 171 с.
116. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм / [Р.Я. Белевцев, О.Я. Беляев, В.В. Ветренников и др.] – К. : Наук. думка, 1989. – 148 с.
117. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия / [Щербак Н. П., Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю. и др.] – К. : Наук. думка, 1988. – 200 с.
118. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 2. / [Н. П. Семененко, И. Н. Бордунов, Н. И. Половко и др.] – К. : Наук. думка, 1978. – 367 с.
119. Журавлев Д. З. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы амфиболитов и плагиогнейсов аульской серии Среднего Приднепровья / Д. З. Журавлев, И. С. Пухгель, А. В. Самсонов и др. // Докл. АН СССР. – 1987. – № 6. – с. 1456–1461.

120. Занкевич Б. О. Закономірності розташування порід вулкано-плутонічних асоціацій стосовно головних розломів Сурської структури / Б. О. Занкевич, В. Ф. Лапуста // Геологія і магматизм Українського щита. – К., 2000. – С. 33–34.
121. Занкевич Б. О. Структурні критеріїprotoактивізації Середньопридніпровського блока Українського щита / Б. О. Занкевич // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. – 2004. – С. 44–47.
122. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы / Ред. С. Б. Лобач-Жученко. – Л. : Наука, 1988. – 212 с.
123. Золоторудное поле Колар (Индия) / [отв.ред. Ф.В. Чухров] – М. : Наука, 1988. – 232 с.
124. Золотухин В. В. Проблемы петрологии ассоциирующих вулканогенных базитов и ультрабазитов древних платформ и их никеленосности (на примере коматиитов, коматиитоподобных пород и базальтов) / В.В. Золотухин, Б.И. Малюк – Новосибирск : Сиб. отд-ние РАН. – Гео : Манускрипт, – 2001. – 242 с.
125. Зюльцле В. В. К вопросу о стратиграфии докембрийских образований юго-западной части Украинского щита / В. В. Зюльцле // Геол. журн. – 1986. – 46, № 3. – С. 10–18.
126. Иванов Б. В. Петрохимические тренды дифференциации вулканитов, как индикаторы типов вулканических извержений / Б. В. Иванов // Вулканализм и геодинамика : материалы 4 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Петропавловск-Камчатский : ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. – Режим доступа до ресурсу: <http://www.kscnet.ru>.
127. Ільвицький М. М. Кумулятивні періодити Південно-Білозерського ультрамафітового масиву (Український щит) / М. М. Ільвицький // Відомості Академії гірничих наук України. – № 4. – 1997. – С. 9–10.
128. Ильвицкий М. М. Ультрамафиты Днепровской гранит-зеленокаменной области / М. М. Ильвицкий // Сб. Геология и металлогения. Днепропетровск. – 1989. – с. 77–92.
129. Ильвицкий М. М. Хромшпинелиды ультрамафитов Сурской зеленокаменной структуры. / М. М. Ильвицкий, К. Лаайоки, С. С. Горностаев // Геологія і магматизм Українського щита. – К. – 2000. – с. 190–192.
130. Ісаков Л. В. Геолого-структурні закономірності формування полів гранітних пегматитів Східноукраїнської пегматитової області: дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук /Л. В. Ісаков. – Дніпропетровськ – 2009. – 362 с.

131. Ісаков Л. В. Західне Приазов'я – самостійний мегаблок Українського щита / Л. В. Ісаков, О. Б. Бобров, І. С. Паранько та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2011. – № 4. – С. 122–133.
132. Ісаков Л. В. Поля гранітних пегматитів Західного Приазов'я / Л. В. Ісаков. – К. : УкрДГРІ – 2007. – 134 с.
133. Ісаков Л. В. Роль глибинних мантійних плюмів у формуванні мегаструктур Українського щита / Л. В. Ісаков, І. С. Паранько // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2013. – № 2. – С. 41–56.
134. Ісаков Л. В. Нові дані про речовинний склад та формаційну належність плагіогранітоїдів Саксаганського куполу (Середньопридніпровський мегаблок Українського щита) / Л. В. Ісаков, В. В. Сукач, О. О. Курочка та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2007. – № 2. – С. 90–97.
135. Ісаков Л. В. Особливості мінерального складу, внутрішньої будови та структурної позиції рідкісноземельних пегматитів Гайчурського пегматитового поля / Л. В. Ісаков, В. О. Шпильчак, В. В. Сукач // Науковий вісник НГУ. – 2007. – № 1 – С. 42–46.
136. Исаков Л. В. О необходимости выделения январского гранитного комплекса в пределах Западноприазовского геоблока / Л. В. Исаков, О. Б. Бобров, И. С. Паранько и др. // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов : тези міжнарод. наук.-практичної конф. – К. : УкрДГРІ, 2010. – С. 85–87.
137. Йодер Х. С. Образование базальтовой магмы / Х. С. Йодер. – М. : Мир, 1979. – 238 с.
138. Йодер Х. С. Происхождение базальтовых магм / Х. С. Йодер, К. Е. Тилли – М.: Мир, 1965. – 247 с.
139. Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит / Г. И. Каляев // Геол. журн. – 1976. – 36, № 1. – С. 29–41.
140. Каляев Г. И. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины / Г. И. Каляев, Е. Б. Глевасский, Г. Х. Димитров. – К. : Наук. думка, 1984. – 240 с.
141. Каляев Г. И. Проблема формационного анализа раннего докембрая / Г. И. Каляев, В. Н. Вербицкий, Б. А. Горлицкий и др. // Геол. журн. – 1977. – 37, № 1. – С. 20–28.

142. Каляев Г. И. Реликты золотоносной островной дуги в архейском фундаменте Украинского щита / Г. И. Каляев // Проблемы золотоносности недр Украины : сб. научн. трудов. – К. : НАН Украины, 1997. – С. 82–94.
143. Каляев Г. И. Состав и этапы развития земной коры Украинского щита / Г. И. Каляев // Геол. журн. – 1984. – 44, № 1. – С. 99–110.
144. Каляев Г.И. Палеотектоника и проблемы стратиграфии Украинского щита / Г. И. Каляев // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – С. 77–86.
145. Карта геологических формаций докембria Українського щита. Масштаб 1 : 500 000. Объясн. зап. / [науч. ред. Лазько Е. М.] – К. : Госкомгеологии Украины, 1991. – С. 116.
146. Каталог изотопных дат пород Українського щита / [Н. П. Щербак, В. Г. Злобенко, Г. В. Жуков и др.]. – К. : Наук. думка, 1978. – 224 с.
147. Квасниця В. М. Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазоносності Українського щита / В. М. Квасниця, Є. Б. Глеваський, С. Г. Кривдік // Мінерал. журн. – 2003. – № 5/6. – С. 24–39.
148. Кирилюк В. П. Стратиграфічні схеми нижнього докембрію Росії та України: зіставлення, аналіз відмінностей, шляхи зближення / В. П. Кирилюк, І. Л. Жуланова // Геол. журн. – 2013. – № 2. – С. 89–121.
149. Кирилюк В. П. Породные ассоциации и петроструктурные формационные группы докембрийских щитов / В. П. Кирилюк, А. М. Лысак // Вопросы теории и практики формационных исследований нижнего докембра. – Вестник Львов. ун-та. Сер. геол. – Львов : Вища школа, 1981. – Вип. 7. – С. 13–22.
150. Кирилюк В. П. Ранньодокембрійська геологічна еволюція та проблема «тектономагматичної активізації» Українського щита / В. П. Кирилюк // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. – 2004. – Вип. 31–32. – С. 22–27.
151. Кирилюк В. П. Содержание и методология формационных исследований метаморфических комплексов нижнего докембра. В. П. Кирилюк // Метаморфические формации (принципы выделения и классификации) – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 27–36.
152. Кирилюк В. П. Стратиграфия докембра западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1. Стратиграфические комплексы докембра и формации раннего архея / В. П. Кирилюк // Геол. журн. – 1982. – 42, № 3. – С. 88–103.
153. Кирилюк В. П. Эндогенные формации докембра щитов, их систематика и картирование / В. П. Кирилюк, А. М. Лысак, К. И. Свешников // Геологические

- формации и закономерности размещения полезных ископаемых. – М. : Наука, 1990. – С. 115–122.
154. Кічурчак В. М. До питання зв'язку розташування корисних копалин з петрологією верхньої мантії (на прикладі південно-східної частини Українського щита) / В. М. Кічурчак, П. Г. Пігулевський // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. – 2004. – Вип. 31-32. – С. 36–62.
155. Классификация и номенклатура магматических горных пород / [под ред. О. А. Богатикова, Н. П. Михайлова, В. И. Гоньшаковой] – М. : Недра, 1981. – 158 с.
156. Ковальчук М. Типоморфні особливості розсипного золота з бучацьких алювіальних відкладів Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області / М. Ковальчук, В. Сукач, Ю. Крошко // Мінерал. зб. ЛНУ. – 2012. – № 62. – Вип. 2. – С. 93–101.
157. Ковальчук М. С. Типоморфні особливості золота з кори вивітрювання рудоносних порід Сергіївського родовища / М. С. Ковальчук, В. В. Сукач, Н. М. Гаєва / Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій: зб. матеріалів міжнародної наук. конф. – К., 2014. – С. 49.
158. Кожевников В. Н. Раннедокембрийские кратоны: глобальные корреляции, к перспективам алмазоносности Карельского региона / В. Н. Кожевников // Геология и полезные ископаемые Карелии. – 2008. - Вып. 11. – С. 5–17.
159. Колий В. Д. Видовые наборы пород как основа выделения геоформаций в метаморфических комплексах / В. Д. Колий, А. А. Сиворонов // Структурные элементы земной коры и их эволюция. – Новосибирск : Наука, 1983. – С. 25–29.
160. Колий В. Д. Поперечная структурно-формационная зональность Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области / В. Д. Колий, А. А. Сиворонов // Геотектоника. – М. : Наука, 1989. – № 5 – С. 28–40.
161. Колий В. Д. Стратиграфия нижнего докембрая Среднеприднепровского блока Украинского щита / В. Д. Колий, А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров, и др. // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 28–40.
162. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500000. Пояснювальна записка / [Войновський А. С., Бочай Л. В., Нечаєв С. В. та ін.] – К.: УкрДГРІ. – 2003. – 336 с.
163. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса : пер. с англ. / К. Конди. – М. : Мир, 1983. – 390 с.

164. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснівальна записка) / [К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін.] - К. : УкрДГРІ, НСК України, 2004. – С. 29.
165. Корниенко А. И. Геологическое строение месторождения Балка Широкая с позиций вулкано-плутонической модели зеленокаменного разреза / А. И. Корниенко, В. Н Петько, П. М. Романюк и др. // Мін. ресурси України. – 1999. – № 2. – С. 11–16.
166. Корниенко А. И. Перспективы золотоносности Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье) с позиций вулкано-плутонической модели строения геологического разреза / А. И. Корниенко, В. Н. Петько, П. М. Романюк // Мін. ресурси України. – 2001. – № 2. – С. 6–10.
167. Корнієнко А. І. Результати вивчення золоторудного родовища Балка Широка на основі реконструкції зеленокам'яної товщі. / А. І. Корнієнко, П. М. Романюк // Геологія і генезис рудних родовищ України : матеріали наук.-техн. наради. – К., 2004.– С. 93–95.
168. Косыгин Ю.А. Тектоника Ю.А. / Косыгин. – М.:Недра. – 1983. – 536 с.
169. Кравцова Е. И. Система Ab-An-Or(H₂O) и Ab-An-Or-Qu (H₂O) при pH₂O от 0 до 10 кбар / Е. И. Кравцова // Изв.АН СССР. Сер. геол. – 1974. – № 3. – С. 5–24.
170. Кравченко В. М. Зональность оруденения Саксаганской синклинали и закономерности изменения качества железных руд с глубиной / В. М. Кравченко, Э. В. Дмитриев, А. Г. Батурина // Труды Украинского научно-исследовательского геологоразведочного института. – М. : Недра, 1965. – Вып. 10. – С. 327–331.
171. Кравченко В. М. Металлогеническое значение белозерской серии докембрия Украинского щита / В. М. Кравченко, В. П. Жулид, М. В. Рузина // Вісник Дніпропетровського університету. – 1998. – № 1. – С. 3–10.
172. Кравченко В. М. Промышленные типы месторождений железа в докембрийских формациях : уч. пособие / В. М. Кравченко. – Дн-вск : Горный институт, 1985. – 75 с.
173. Кривдік С. Г. Геохімічні особливості ендебітів Українського щита та деякі міркування щодо їхнього петрогенезису / С. Г. Кривдік, В. М. Загнітко, Л. Л. Тому́рко та ін. // Мінерал. журн. – 2006. – 28, № 3. – С. 10-26.
174. Критерии поисков и перспективы промышленной золотоносности Украины. // Труды II Межведомственного совещания. – К., 1993. – Т. 1, 2. – 301 с.

175. Куликов В. С. Классификация высокомагнезиальных магматических пород / В. С. Куликов, В. В. Куликова // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы 2-ой научной конф. – Томск, 2001. – Вып. 2. – С. 146–151.
176. Куликов В. С. О классификации ультраосновных-основных высокомагнезиальных вулканитов нормальной и низкой щелочности (новый взгляд на примере Фенноскандии) / В. С. Куликов, В. В. Куликова, Я. В. Бычкова // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск : ИГ КарНЦ РАН, 2012. – № 15. – С. 38–44.
177. Кулиш Е.А. Вулканизм и седиментогенез зеленокаменного этапа раннедокембрийской истории Кривбасса / Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк, В.Г. Яценко и др. – Киев, 2008 – 146 с.
178. Кулиш Е.А. Осадочный литогенез зеленокаменного этапа раннедокембрийской истории Кривбасса (петрохимический и литолого-фациальный аспекты) / Е.А. Кулиш, В.В Покалюк, В.Г. Яценко // Геол. журн.. – 2008. – № 3. – С.31–42.
179. Кулиш Е.А. Петрохимия талькового горизонта Криворожской серии / Е.А. Кулиш, В.В. Покалюк, В.Г. Яценко // Мінералогічний журнал. – 2009. – Т.31. – № 3. – С. 39–54.
180. Курило С. І. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту із двослюдяного граніту Мокромосковського масиву / Курило С. І., Степанюк Л. М., Бобров О. Б. та ін. // Мінерал. журн. – 2012. – 34, № 1. – С. 63–68.
181. Курлов Н.С. О выделении латовской свиты нижнего протерозоя Кривбасса / Н.С. Курлов, В.В. Покалюк // Геол. журн.. – 2010. – № 2. – С.32–37.
182. Кушинов Н. В. Структурно-тектонические соотношения аульской толщи с породами конско-верховцевской серии / Н. В. Кушинов // Геол. журн. – 1981.– 41, № 5. – С. 9–12.
183. Кушинов Н. В. О тепловской свите Белозерского синклиниория / Н. В. Кушинов // Геол. журн. – 1985. – Т. 45. – № 4. – С. 71–74.
184. Кушинов Н. В. Состав и возраст метаморфизованных терригенно-хемогенных осадков белозерской свиты Белозерского железорудного района / Н. В. Кушинов // Геол. журн. – 1987. – Т. 47. – № 2. – С.125–132.
185. Кушинов Н. В. Чкаловский гранитоидный массив / Н. В. Кушинов, А. И. Некряч, В. Д. Кузь // Геол. журн. – 1987. – № 5. – С. 48–52.

186. Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации и металлоносность Конкско-Белозерского синклиниория / В. Д. Ладиева // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы : тез. докл. 3-го регионального совещания. – Дн-ск, 1979. – К. : Наук. думка, 1979. – С. 148–149.
187. Лазько Е. М. Геологические формации и проблемы стратиграфии нижнего докембрия Украинского щита / Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др. // Геол. журн. – 1984. – № 2. – С. 103–112.
188. Лазько Е. М. Использование формационных исследований при построении стратиграфической схемы докембрия Украинского щита / Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др. // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1983. – С. 22–26.
189. Лазько Е. М. К построению рациональной стратиграфической схемы докембрия Украинского щита / Е. М. Лазько // Геол. журн. – 1982. – 42, № 3. – С. 77–87.
190. Лазько Е. М. К проблеме соотношения гранулитовых и гранитно-зеленокаменных областей / Е. М. Лазько, А. М. Сиворонов, А. М. Лысак // Геол. журн. – 1985. – 45, № 6. – С. 24–31.
191. Лазько Е. М. Металлогения архея. / Е. М. Лазько, А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров и др. – Львов: ЗУКЦ. – 2005. – 158 с.
192. Лазько Е. М. Промышленно-генетические типы золоторудных месторождений нижнедокембрйских зеленокаменных поясов/ Е. М. Лазько, А. А. Сиворонов // Критерии поисков и перспективы промышленной золотоносности Украины : сб. науч. тр. – Т. 2. – К., 1992. – С. 148–155.
193. Лазько Е. М. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе) / Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др. // Геол. журн. – 1986. – № 2. – С. 18–26.
194. Лазько Е. М. Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия / Е. М. Лазько // Проблемы геологии докембрия. – К. : Наук. думка, 1971. – С. 32–43.
195. Лесная И. М. Возрастные этапы формирования мафит-эндербитовой ассоциации Побужья / И. М. Лесная, Т. Э. Плоткина, Л. М. Степанюк и др. // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С. 56–69.
196. Лесная И. М. Геохронология чарнокитоидов Побужья / И. М. Лесная. – К. : Наук. думка, 1985. – 133 с.

197. Лобач-Жученко С. Б. 3,5 млрд лет (SHRIMP II) U–Pb возраст гранулитов Побужского гранулитового комплекса, Украинский щит / С. Б. Лобач-Жученко, Т. В. Каулина, В. А. Глебовицкий и др. // Доклады Академии наук. Геохимия. – 2014. – Т. 456. – № 5. – С. 581–585.
198. Лобач-Жученко С. Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова и др. // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 26–42.
199. Лобач-Жученко С. Б. Древнейшие гранулиты Украинского щита, Побужский гранулитовый комплекс / С. Б. Лобач-Жученко, Т. В. Каулина, В. В. Сукач и др. // Науковий вісник НГУ. – 2015. – № 1. – С. 21–27.
200. Лобач-Жученко С. Б. Древние кратоны – возраст, строение, состав, геодинамика / С. Б. Лобач-Жученко // Мінерал. журн. – 2014. – 36, № 2. – С. 61–70.
201. Лобач-Жученко С. Б. Карельская гранит-зеленокаменная область. Западно-Карельский домен / С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, А. В. Коваленко и др. // в кн. : Ранний докембрий Балтийского щита [ред. В. А. Глебовицкий]. – С.Пб. : Наука, 2005. – С. 343–395.
202. Лобач-Жученко С. Б. Метаморфизованные осадочные породы днестровско-бугской серии палеоархея Украинского щита : состав, возраст, источники / С. Б. Лобач-Жученко, В. В. Балаганский, Ш. К. Балтыбаев и др. // Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 5. – С. 1–18.
203. Лобач-Жученко С. Б. Фенно-Карельская гранит-зеленокаменная область. Архей. Водлозерский домен / С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, А. В. Коваленко и др. // в кн. : Ранний докембрий Балтийского щита [ред. В. А. Глебовицкий] – С.Пб. : Наука 2005. – С. 288–339.
204. Лобач-Жученко С. Б. Этапы формирования побужского гранулитового комплекса по данным изотопно-геохронологических исследований (Среднее Побужье, Украинский щит) / С. Б. Лобач-Жученко, В. В. Балаганский, Ш. К. Балтыбаев и др. // Мінерал. журн. – 2013. – 35, № 4. – С. 86–98.
205. Лысак А. М. Гнейово-амфиболитовая формация бассейна р. Базавлук (Украинский щит) / А. М. Лысак, А. А. Сиворонов // Геол. журн. – 38, № 5. – 1978. – С. 89–97.
206. Лысак А. М. Нижнедокембрйские комплексы и особенности геологического развития восточной части Саксаганского блока Украинского щита /

- А. М. Лысак, А. А. Сиворонов // Геологический сборник Львовского геологического общества. – 1976. – № 15. – С. 55–62.
207. Лысак А. М. Петрографо-geoхимические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации р. Базавлук (Украинский щит) / А. М. Лысак, А. А. Сиворонов // Геол. журн. – № 6. – 1976. – С. 55–67.
208. Ляхов Ю. А. Флюїдний режим метаморфогенно-гідротермального зруденіння золота Сурської зеленокам'яної структури. (Український щит) / Ю. А. Ляхов, А. О. Сиворонов О. Б. Бобров та ін. // Львів. ун-т, Мінералогічний Зб.. – 1994. – № 2. – С. 27–44.
209. Малюк Б. И. Магмогенез раннедокембрийских зеленокаменных поясов на примере Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области: автореф. дис. на соиск. науч. степени д-ра геол.-мин. наук / Б. И. Малюк. – Л., 1991. – 35 с.
210. Малюк Б. И. Петрохимическое сопоставление метавулканитов криворожской и конкско-верховцевской серий / Б. И. Малюк, В. Д. Колий, И. С. Паранько // Сов. геология. – 1991. – Т. II.– С. 65–70.
211. Малюк Б. И. Застосування нетрадиційних методів геологічних досліджень для кореляції вулканогенно-осадових відкладів / Б. И. Малюк, И. С. Паранько // Геол. журн. – 1992. – № 3. – С. 127–137.
212. Маракушев А. А. Роль магматического замещения в процессах формирования и деструкции континентальной земной коры / А. А. Маракушев // Вестник ОГГН РАН. – 2001. – №2 (17). – С. 1–14.
213. Марков М. С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембра / М. С. Марков, В. С. Федоровский // Геотектоника. – 1986. – № 6. – С. 21–39.
214. Мельник Ю. П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций / Ю. П. Мельник. – К. : Наук. думка, 1986. – 235 с.
215. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов / К. Менерт. – М.: Мир, 1971. – 320с.
216. Методические указания по информационному анализу высокометаморфизованных комплексов докембра Украины / [под ред. Лазько Е. М., Кирилюк В. П. и др.]. – К. : Мингео УССР, 1970. – С. 42.
217. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах) / Е. Е. Милановский. – М. : Недра, 1983. – 280 с.
218. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли / Е. Е. Милановский // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1984. – № 12. – С. 38–56.

219. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия / В. И. Фонарев. – М. : Наука. – 1987. – 296 с.
220. Михайлов Д. А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия / Д. А. Михайлов. – Ленинград : Наука. – 1983. – 168 с.
221. Монахов В. С. Метасоматическая зональность Сурской синклинали / В. С. Монахов. – К. : «Наук. думка», 1986. – 192 с.
222. Монахов В. С. Околорудные метасоматиты как критерий прогноза и поисковый признак золотого оруденения в докембрийских образованиях Среднего Приднепровья / В. С. Монахов, М. Ю. Дышук, В. В. Сукач и др. // Геол.-мінерал. вісник.– 2001.– №1. – С. 24–37.
223. Некрасов Е. М. Гидротермальная природа руд золота, локализованных в железистых кварцитах: На примере месторождений Зимбабве / Е. М. Некрасов // Известия АН СССР. Сер. геология. – 1983. – № 10. – С. 109–121.
224. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота / Е. М. Некрасов // М.: Недра, 1988. – 286 с.
225. Некряч А. И. Предложения по изменениям и дополнениям к действующей стратиграфической схеме расчленения зеленокаменных толщ Среднего Придніпров'я / А. И. Некряч, В. В. Сукач, В. Д. Кузь и др. // Геологія і магматизм Українського щита. – К., 2000. – С. 1–63.
226. Некряч А. И. Мезоархейський габроїдний магматизм як один із важливих факторів геологічної будови Середнього Придніпров'я (на прикладі Славгородського району) / А. И. Некряч, М. А. Козар // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеолкарти-200 : тези доповідей 1-ої наук.-вироб. наради геологів-зйомщиків. – К., 2001. – С. 117–119.
227. Некряч А. И. Новые данные о стратиграфии Сурской зеленокаменной структуры / А. И. Некряч, М. М. Малих, В. В. Сукач // Геологія і стратиграфія Українського щита : тези доп. Всеукраїнської міжвідомчої наради. – К., 1998. – С. 74–77.
228. Никсон П. Алмазоносные вулканокластические кимберлиты в морских осадках мелового возраста (провинция Саскачеван, Канада) / П. Никсон, К. Лехи // Геология и геофизика. – 1997. – 38, № 1. – С. 19–24.
229. Новикова А. С. Гранит-зеленокаменные области и проблема архейской океанической коры / А. С. Новикова, Н. А. Штрейс, А. А. Щипанский // Геотектоника. – 1991. – № 4. – С. 3–9.

230. Орса В. И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранито-зеленокаменной области / В. И. Орса. – К. : Наук. думка, 1988. – 204 с.
231. Орса В. И. Петрология гранито-гнейсового комплекса Среднего Приднепровья / В. И. Орса. – К. : Наук. думка, 1973. – 169 с.
232. Павловский Е. В. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) / Е. В. Павловский, М. С. Марков // Структура докембра и связь магматизма с тектоникой. – Тр. ГИН АН СССР ; Вып. 93. – М. : Наука, 1963. – С. 9–53.
233. Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков / Е. В. Павловский // Геотектоника. – 1975. – № 6. – С. 3–14.
234. Пара- и ортоамфиболиты докембра (состояние проблемы и опыт анализа на примере амфиболитов Кольского полуострова) / [А. В. Сидоренко, О. М. Теняков, О. М. Розен и др.]. – М. : Наука, 1972. – 210 с.
235. Паранько І. С. До питання про методику стратифікації та кореляції метаморфічних розрізів докембрію / І. С. Паранько // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита : тези доповідей Всеукраїнської міжвідомчої наради. – К., 1998. – С. 45–47.
236. Паранько І. С. Металогенічні особливості стратигенних комплексів пізнього архею і протерозою Українського щита / І. С. Паранько // Геол.-мінерал. вісник.– 1999.– № 2.– С. 9–13.
237. Паранько І. С. Ряди стратифікованих формацій і формаційні типи протерозойських метаморфічних комплексів Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук.. ступеня докт. геол. наук / І. С. Паранько.– Львів, 1997. – 35 с.
238. Паранько І. С. Тектонічний кодекс України – необхідність, мета і завдання / І. С. Паранько, О. Б. Бобров, Л. В. Ісаков, В. В. Сукач // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2010. – № 1–2. – С. 222–226.
239. Паранько І. С. Формації і стратиграфія Криворізької структури / І. С. Паранько // Відомості АГН України. – 1997.– № 4. – С. 54–58.
240. Паранько И. С. К вопросу о стратиграфическом расчленении метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений Криворожской структуры / И. С. Паранько, В. В. Решетняк, Г. Е. Змиевский и др. // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 46–57.
241. Паранько И. С. Некоторые особенности развития Криворожской структуры / И. С. Паранько // Геол. журн.– 1993.– № 4.– С. 112–133.

242. Паранько И. С. Перспективы золотоносности докембрийских конгломератов Украинского щита / И. С. Паранько // Геол. журн. – 1993. – № 4. – 48–55.
243. Паранько И. С. Состав и строение метаморфизованной конгломерат-песчаниково-сланцевой формации Кривого Рога / И. С. Паранько // Вестник Киев. ун-та. Прикладная геохимия и геофизика. – 1991. – Вып. 17. – С. 91–107.
244. Пелл Дж. А. Кимберлиты кратона Слейв, Северо-Западные Территории, Канада (предварительный обзор) / Дж. А. Пелл // Геология и геофизика. – 1997. – 38, № 1. – С. 9–18.
245. Переверзев С. И. Новые представления об архейских образованиях Среднеприднепровского мегаблока (на примере Славгородского блока) / С. И. Переверзев // Матеріали III наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. – К. : УкрДГРІ, 2005. – С. 201–204.
246. Переверзев С. И. Томаківська світа – новий підрозділ у складі аульської серії / С. И. Переверзев // Мін. ресурси України. – 2003. – № 2. – С. 14–16.
247. Перчук Л. Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита / Л. Л. Перчук // Соросовский образовательный журн. – 1997. – № 6. – С. 56–63.
248. Перчук Л. Л. Динамика и становление континентальной коры в докембрии / Л. Л. Перчук // Вісник КНУ ім. Т. Шевченка. – 2004. – С. 11–18.
249. Петрогохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / [Толстой М. И., Гасанов Ю. Л., Костенко Н. В. та ін.] – К. : ВПЦ «Київський університет», 2003. – 329 с.
250. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / [Есипчук К. Е., Шеремет Е. М., Зинченко О. В. и др.]. – К. : Наук. думка, 1990. – 236 с.
251. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Украинского щита. / [К. Е. Есипчук, В. И. Орса, И. Б. Щербаков и др.] – К. : Наук. думка, 1992. – 236 с.
252. Петъко В. М. Геологична будова і перспективи рудоносності Чортомликської зеленокам'яної структури Середнього Придніпров'я / В. М. Петъко, А. І. Корнієнко та ін. // Перспективи золотоносності надр України : зб. праць. – Вісник Львів. ун-ту. – 1994. – № 12. – С. 135–147.
253. Петъко В. Н. Литолого-структурный контроль оруденения на месторождении золота Балка Широкая / В. Н. Петъко, А. И. Корниенко, П. М. Романюк, Н. Н. Кирьянов // Мін. ресурси України. – 1998. – № 4. – С. 38–41.

254. Пігулевський П. Г. Будова та мінерагенія земної кори і верхньої мантії східної частини Українського щита за результатами комплексних геолого-геофізичних досліджень : автореф. дис. на здобуття вч. ступеня д-ра геол. наук : 04.00.22 / П. Г. Пігулевський; КНУ ім. Т. Шевченка. – К., 2012. – 40 с.
255. Покалюк В. В. Геология и литогенез досаксаганских метаморфических комплексов Криворожского железорудного бассейна / В.В. Покалюк, Е.А. Кулиш – Киев: ЛОГОС, 2004. – 245 с.
256. Покалюк В. В. Вещественный состав и условия формирования метатеригенных отложений латовской толщи в Южном Криворожье / В. В. Покалюк, М. Н. Коржнев // Геол. журн. – 1990. – № 4. – С.99–106.
257. Покалюк В. В. Вулканізм і седиментогенез ранньодокембрійських етапів розвитку Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони Українського щита: автореф. дис. на здобуття вч. ступеня докт. геол. наук / В. В. Покалюк. – Київ. – 2016. – 39 с.
258. Покалюк В. В. К проблеме петрогенезиса карбонат-тальковой толщи Кривбасса / В. В. Покалюк, В. Г Яценко // Доповіді АН України. – 2008. – № 1. – С. 110–114.
259. Покалюк В. В. Литохимия метакластогенных осадков верхов палеопротерозоя Криворожского железорудного бассейна в аспекте палеогеографических и палеотектонических условий формирования / В. В. Покалюк, В. В. Сукач // Науковий вісник НГУ. – 2015. – № 2. – С. 14–23.
260. Покалюк В. В. О выделении субщелочного ряда основных вулканитов среди архейских зеленокаменных пород Украинского щита / В. В. Покалюк, В.Г. Яценко, С.И. Терещенко // Доповіді АН України. – 2009. – № 5. – С. 153–159.
261. Покалюк В. В. Рифтогенные и протоплатформенные формации в раннем докембрии Криворожского бассейна Украинского щита / В. В. Покалюк, М. Н. Коржнев // Геол. журн.. – 2015. – №3. – С.51–60.
262. Покалюк В. В. Седиментогенез в раннем докембрии Криворожского железорудного бассейна: Литохимические типы и MINLITH-нормативный состав метаосадков / В. В. Покалюк, В. В. Сукач // Науковий вісник НГУ. – 2014. – № 6. – С. 5–14.
263. Пономаренко О. М. Особливості розподілу рідкісноземельних елементів у базит-ультрабазитах Середньопридніпровського мегаблока Українського щита /

- О. М. Пономаренко, В. В. Сукач, А. І. Самчук та ін. // Геохімія та рудоутворення. – 2014. – Вип. 34. – С. 26–33.
264. Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород / Ю. И. Половинкина. – М. : Недра. – 1966. – Т. 1-4.
265. Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия / А. А. Предовский // Апатиты : Изд-во АН СССР, 1970. – 116 с.
266. Природа метаморфизма / [под ред. У. С. Питчера и Г. У. Флинна]. – Из во : «Мир», М., 1967. – 376 с.
267. Ранний докембрый Балтийского щита / [ред. В. А. Глебовицкий]. – С.Пб. : Наука, 2007. – 711 с.
268. Ранний докембрый северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры ./ [М. В. Минц, В. Н. Глазнев., А. Н. Конилов и др.]. – М. : Науч. мир, 1996. – 277 с.
269. Романюк П. М. Результати впровадження вулкано-плутонічної моделі будови зеленокам'яного розрізу для підрахунку ресурсів золота та деякі зауваження щодо застосування підрахункових кондіцій на ранніх стадіях вивчення золоторудних родовищ (на прикладі родовища Балка Широка) / П. М. Романюк, А. І. Корнієнко // Мін. ресурси України. – 2004. – № 3. – С. 14–18.
270. Рузина М. В. Рудоносность стратотипа белозерской серии в Белозерской зеленокаменной структуре Украинского щита : дис. на соискание уч. степени канд. геол. наук / М. В. Рузина. – Днепропетровск: НГА Украины, 2000. – 178 с.
271. Ручкин Г. В. Золорудные месторождения раннедокембрийских зеленокаменных поясов / Г. В. Ручкин, Ю. Н. Дерюгин // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 292, № 4. – С. 944–947.
272. Рыборак М. Сарматия в архее – корреляция главных породных комплексов и эндогенных процессов Воронежского массива и Украинского щита / М. Рыборак, С. Лобач-Жученко, В. Сукач и др. // Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою : зб. тез наук. конф. – К., 2015. – С. 57–58.
273. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии / Л. И. Салоп – Ленинград : Недра, 1982. – 343 с.
274. Самборская И. А. Геохимия архейских кумулятивных ультрамафитов Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) /

- И. А. Самборская, Г. В. Артеменко, И. Н. Бондаренко и др. // Пошукова та екологічна геохімія. – К., 2007. – № 1 (6). – С. 21–27.
275. Самборская И. А. Геохимия архейской аортозит-диорит-гранодиорит-плиогранитной серии Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) / И. А. Самборская, Г. В. Артеменко, И. Н. Бондаренко и др. // Пошукова та екологічна геохімія. – 2007. – № 1 (6). – С. 14–20.
276. Самборская И. А. Петрогеохимическая характеристика габброидов расслоенного комплекса Александровской структуры (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) / И. А. Самборская, Г. В. Артеменко, И. Н. Бондаренко и др. // Минерал. журн. – 2007. – 29, № 4. – С. 56–64.
277. Самойлов В. С. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика / В. С. Самойлов, В. В. Ярмолюк // Геотектоника. – 1992. – № 1. – С. 3–20.
278. Самсонов А. В. Геохронология аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита / А. В. Самсонов, И. С. Пухтель, Д. З. Журавлев и др. // Петрология. – 1993. – Т. 1. – № 1. – С. 29–49.
279. Самчук А. И. Хіміко-аналітичні особливості визначення рідкісноземельних елементів методом мас-спектрометрії в базит-ультрабазитах / А. И. Самчук, В. В. Сукач, Т. В. Огар та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2014. – № 3–4. – С. 212–221.
280. Свешников К. И. Плутонические и плутонометаморфические формации и магматические комплексы Среднего Приднепровья / К. И. Свешников, А. М. Лысак, А. А. Сиворонов и др. // Вестн. Киевск. ун-та: Прикладная геохимия и петрофизика. – 1984. – Вып. 11. – С. 85–94.
281. Свешников К. И. О формационной принадлежности массивов “порфиробластических гранитоидов” Украинского щита / К. И. Свешников // Геол. журн. – 1984. – № 6. – С. 110–119.
282. Свєшніков К. І. Області докембрійської тектономагматичної активізації фундаменту Східноєвропейської платформи / К. І. Свєшніков, А. О. Сіворонов // Вісник КНУ. Геологія. – 2004. – Вип. 31–32. – С. 18–22.
283. Семененко Н. П. Метабазитовые и кератофитовые алюмосиликатные формации центральной части Украинского щита. / Н. П. Семененко, В. Д. Ладиева, В. Л. Бойко. – К. : Наук. думка, 1982. – 376 с.

284. Семененко Н. П. О золотоносности докембрийских песчано-конгломератовых отложений Кривого Рога / Н. П. Семененко, И. К. Латыш, Н. К. Ширинбеков и др. // Геохимия и рудообразование. – 1973. – Вып. 2. – С. 70–78.
285. Сіворонов А. О. Промислові типи та пошукові критерії золоторудних родовищ у нижньодокембрійських зеленокам'яних поясах / А. О. Сіворонов, Б. І. Малюк, О. Б. Бобров // Вісник Львів. ун-ту, сер. геол. – Львів : Світ, 1992. – № 11.– С. 51–65.
286. Сиворонов А. А. Формации и происхождение нижнедокембрийских зеленокаменных комплексов Восточно-Европейской платформы: автореф. дис. на соискание науч. степени докт. геол.-мин. наук / А. А. Сиворонов. – М., 1987. – 38 с.
287. Сиворонов А. А. «Серые гнейсы» и проблема древнейшей континентальной коры / А.А. Сиворонов, Б.И. Малюк // Геол. журн.. – 1984. – № 1. – С. 110–119.
288. Сиворонов А. А. Геотектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембра: Рифтогены и полезные ископаемые / А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров, Б. И. Малюк ; под ред. В. В. Глушко. – М. : Наука, 1991. – С. 55–62.
289. Сиворонов А. А. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов / А. А. Сиворонов, Б. И. Малюк // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. – Новосибирск : Наука, 1983. – С. 130–138.
290. Сиворонов А. А. Метаморфизованная коматиит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье) / А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров, А. Г. Смоголюк и др. // Геол. журн. – 1983. – № 3. – С. 108 – 121.
291. Сиворонов А. А. Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембра А. А. Сиворонов Б. И. Малюк // Геотектоника. – 1983. – № 5. – С. 38–51.
292. Сиворонов А. А. Морфологические типы раннедокембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья (Украинский щит) / А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров, Б. И. Малюк // Геотектоника. – 1984. – № 5. – С. 22–37.
293. Сиворонов А. А. Об Аполлоновском палеовулкане (Сурская зеленокаменная структура, Среднее Приднепровье) / А. А. Сиворонов, А. Б. Бобров // Геол. журн. – 1987. – № 2. – С. 23–29.

294. Сиворонов А. А.. Тектоническое строение фундамента Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области / А. А. Сиворонов, М. Г. Сирота, А. Б. Бобров // Геол. журн. – 1983. – 43, № 6. – С. 52–64.
295. Синицин В. О. Формація монаховітів (середньотемпературних золотоносних субвулканічних кварц-карбонатних метасоматитів) в архейських зеленокам'яних товщах / В. О. Синицин, В. В. Сукач // Теоретичні питання і практика досліджень метасоматичних порід і руд : тези доповідей наук. конференції. – Київ : ІГМР НАН України. – 2012. – С. 71–73.
296. Сиротин В. И. Доархейская и архейская история Земли : этапы, геодинамика и зарождение литогенеза / В. И. Сиротин // Вестник ВГУ, серия : геология. – 2010. – № 2. – С. 32–46.
297. Скаржинская Т. А. О белозерском типе железорудных формаций в докембрии Украинского щита / Т. А. Скаржинская // Доклады АН УССР, сер. Б. – 1979. – № 11. – С. 901–903.
298. Скобелев В. М. Петрография и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. / В. М. Скобелев – К. : Наук. думка, 1987. – 140 с.
299. Слабунов А. И. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки / А. И. Слабунов, С. Б. Лобач-Жучено, Е. В. Бибикова и др. // Геотектоника. – 2006. – № 6. – С. 3–32.
300. Соллогуб В. Б. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований / В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Л. Г. Калюжная // Геофизический сборник. – К. : Наук. думка, 1966. – С. 3–18.
301. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. / В. Б. Соллогуб. – К. : Наук. думка, 1986. – 184 с.
302. Степанюк Л. М. Хронология формирования гранулитовых комплексов Верхнего Побужья, по данным цирконометрии / Л. М. Степанюк // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 6. – С. 71–76.
303. Степанюк Л. М. Генезис та вік циркону із амфіболіту новокриворізької світи Криворізької структури / Л. М. Степанюк, О. Б. Бобров, І. С. Паранько та ін. // Мінерал. журн. – 2011. – 33, № 3. – С. 69–76.
304. Степанюк Л. М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита : автореф. дис. на здоб. наук. ступеня докт. геол. наук / Л.М. Степанюк. – К., 2000. – 34с.

305. Степанюк Л. М. Уран-свинцева радіоgeoхронологія за цирконом гранітоїдів Кудашівського масиву (Середньопридніпровський мегаблок Українського щита) / Л. М. Степанюк, С. І. Курило, О. Б. Бобров та ін. // Геол. журн. – 2013. – № 1 – С. 78–87.
306. Степанюк Л. М. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури / Л. М. Степанюк, І. С. Паранько, О. М. Пономаренко та ін. // Мінерал. журн. – 2011. – 33, № 4. – С. 80–90.
307. Степанюк Л. М. Уран-свинцевий вік цирконів із амфіболітів аульської серії – час інtrузії габроїдів в суперкрустальні породи / Л. М. Степанюк, О. Б. Бобров, Т. І. Довбуш та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2009. – № 1–2. – С. 9–17.
308. Степанюк Л. М. Час формування гранітоїдів саксаганського комплексу. / Л. М. Степанюк, О. Б. Бобров, В. В. Захаров та ін. // Мін. ресурси України. – 2010. – № 1. – С. 21–26.
309. Стогний Г. А. Структура кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы по результатам анализа геофизических полей / Г. А. Стогний, В. В. Стогний // Тихоокеанская геология. – 2006. – Т. 25, № 4. – С. 26–32.
310. Stratigraphic разрезы докембрия Украинского щита / [Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Берзенин Б. З. и др.] – К. : Наук. думка, 1985. – 168 с.
311. Стульчиков В. А. Геохимия и рудоносность докембрия Верховцевской синклинали / В. А. Стульчиков – Киев: Наук. думка, 1985. – 156 с.
312. Ступка О. С. О тектоническом режиме архея (на примере Украинского щита) / О. С. Ступка // Геотектоника. – 1984. – № 1. – С. 46–59.
313. Сукач В. Типоморфні особливості самородного золота зони гіпергенних змін залізисто-кременистих утворень Криворізької структури (на прикладі Північно-Тарапаківського рудопрояву) / В. Сукач, І. Паранько, М. Ковальчук та ін. // Мінералогічний зб. ЛНУ. – 2013. – № 63. – Вип. 2. – С. 76–82.
314. Сукач В. Типоморфні особливості золота з рудних зон та кори звітрювання родовища Балка Золота / В. Сукач М. Ковальчук Н. Гаєва // Мінералогічний зб. ЛНУ. – 2014. – № 64. – Вип. 2. – С. 88–94.
315. Сукач В. Тоналіт-тронд'єміт-гранодіоритові асоціації Середньопридніпровського архейського кратону / В. Сукач, С. Курило, О. Грінченко // Вісник КНУ. Геологія. – 2016. – № 1(72) – С. 20–26.
316. Сукач В. В. Генетические особенности демуринского комплекса двуполевошпатовых гранитоидов (Среднее Приднепровье, Украинский щит) /

- В. В. Сукач, С. И. Курило, Н. Н. Шурко // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах : материалы Всероссийской конференции. – Апатиты : Изд-во К & М, 2013. – С.159–162.
317. Сукач В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Мокрая Сура : отчет Сурского геолого-поискового отряда о результатах геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 южной части Сурской структуры совместно с поисковыми работами на золото в 1989–1999 гг. (листы М-36-142-Б-в,Г;-Г-а,б) / В. В. Сукач, Н. Т. Цыма, Н. М. Гаева и др./ – Днепропетровск – 1999. – 12 книг : 2112 с., 111 рис., 88 табл., 281 библ., 2 папки: 37 граф. прил.
318. Сукач В. В. Геологічна будова та перспективи золотоносності Солонянського рудного поля (Середнє Придніпров'я) / В. В. Сукач // Доповіді НАН України. – 1999. – № 6. – С. 139–142.
319. Сукач В. В. Геолого-структурна позиція, формаційна належність та генетичні особливості гранітоїдів демуринського комплексу (Середньопридніпровський мегаблок УЩ) / В. В. Сукач, С. І. Курило, М. М. Шурко // Геол. журн. – 2014. – № 2(347). – С. 17–28.
320. Сукач В. В. Геолого-структурні обстановки локалізації золотоносних монаховітів у зеленокам'яних структурах Середнього Придніпров'я / В. В. Сукач, В. О. Синицин // Метасоматизм та рудоутворення : міжнародна наук. конференція, (5–7 жовт. 2016 р., м. Київ) – Київ, 2016. – С. 65–78.
321. Сукач В. В. Геолого-структурні обстановки локалізації зруденіння золота Солонянського рудного поля (Сурська зеленокам'яна структура, Середнє Придніпров'я) / В. В. Сукач // Геохронологія та рудоносність докембрію та фанерозою : зб. тез наук. конференції. – К., 2015. – С. 116–117.
322. Сукач В. В. Геолого-структурное положение, породный состав и рудоносность мезоархейских субвуликанических плагиогранитоидов зеленокаменных структур Среднего Приднепровья / В. В. Сукач // Гранитоиды : условия формирования и рудоносность : тез. науч. конференции. – К. : ИГМР НАН Украины, 2013. – С. 128–130.
323. Сукач В. В. Геохімічні особливості та металогенічні перспективи аульського плагіогранітоїдно-амфіболітового комплексу Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита / В. В. Сукач // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології : Наука і виробництво : матеріали міжнародного геол. форуму ;Т. 1. – К. : УкрДГРІ, 2014. – С. 194–198.

324. Сукач В. В. До питання формаційного розчленування аульського структурно-формаційного комплексу Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита / В. В. Сукач, І. С. Паранько, Л. В. Ісаков та ін. // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2008. – № 4. – С. 63–74.
325. Сукач В. В. Золото в системе: коренной источник, элювий, россыпь (на примере месторождения Балка Золотая Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной структуры) / В. В. Сукач, М. С. Ковальчук, Н. М. Гаева // Рудообразующие процессы : от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений : материалы Всероссийской конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2013. – С. 245.
326. Сукач В. В. Мезоархейские зеленокаменные структуры Среднего Приднепровья Украинского щита: стратиграфические разрезы, их вещественный состав и возрастная корреляция / В. В. Сукач // Мінерал. журн. – № 2. – 36, 2014. – С. 77–91.
327. Сукач В. В. Модель розвитку Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області / В. В. Сукач // Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита : матеріали IV наук.-виробничої наради геологів-зйомщиків України. – Дніпропетровськ, 2007. – С. 95–96.
328. Сукач В. В. О формировании самостоятельности и практическом значении золотоносных кварц-карбонатных метасоматитов зеленокаменных структур докембрия / В. В. Сукач, В. О. Синицин // Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України та світу : тези наук. міжнародної конф. – К. : КНУ, 2011. – С. 49– 51.
329. Сукач В. В. Особенности хроностратиграфического положения варваровского базит-ультрабазитового комплекса (Среднеприднепровский мегаблок УЩ) / В. В. Сукач, О. Б. Бобров, В. А. Шпыльчак и др. // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов : тези міжнародної наук.-практичної конф. – Київ : УкрДГРІ, 2010. – С. 215–217.
330. Сукач В. В. Петрогенезис амфіболітів аульської серії басейну р. Базавлучок, Середньопридніпровський мегаблок Українського щита / В. В. Сукач // Мінерал. журн. – 2015. – 37, № 1. – С. 69–84.
331. Сукач В. В. Петрографічні типи амфіболітів басейну р. Базавлук та їх формаційна і хроностратиграфічна належність / В. В. Сукач, В. О. Синицин,

- Ю. В. Кандала // Тези V наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. – К., 2010. – С. 219–222.
332. Сукач В. В. Питання вивчення і картування ультраметаморфогенних плагіогранітоїдів Середнього Придніпров'я / В. В. Сукач // Матеріали III наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. – Рівне, 2005. – С. 242–245.
333. Сукач В. В. Проблема соотношения плагиогранит-амфиболитового и зеленокаменного структурно-формационных комплексов Среднего Приднепровья УЩ / В. В. Сукач, Л. В. Исаков // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов : тези міжнародної наук.-практичної конф. – Київ : УкрДГРІ, 2010. – С. 313– 314.
334. Сукач В. В. Речовинний склад та стратиграфічне положення золотовміщуючої аполлонівсько-сергіївської вулкано-плутонічної асоціації (Середнє Придніпров'я, Український щит) / В. В. Сукач, А. І. Некряч, О. Б. Бобров та ін. // Геологія і магматизм Українського щита. – К., 2000. – С. 112–115.
335. Сукач В. В. Розшаровані коматіїтові потоки Сурської зеленокам'яної структури та їх потенційна металоносність / В. В. Сукач, М. М. Ільвицький // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2005. – № 2. – С. 63–69.
336. Сукач В. В. Стратиграфія і магматизм зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я на прикладі Сурської структури / В. В. Сукач // Мін. ресурси України. - 2005. - № 4. - С. 29–34.
337. Сукач В. В. Сублужні біотитові амфіболіти району балки Башмачки, Середнє Придніпров'я / В. В. Сукач // Мінерал. журн. – 2016. – 38, № 1. – С. 58–72.
338. Сукач В. В. Сублужні метаморфізовані габроїди Середнього Придніпров'я / В. В. Сукач // Тези IV наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків України. – Дніпропетровськ, 2007. – С. 59 – 62.
339. Сукач В. В. Тектоніка золотоносних зеленокам'яних комплексів Середнього Придніпров'я на прикладі Сурської структури / В. В. Сукач, А. І. Некряч, М. М. Малих // Тези доповідей І Наук.-виробн. наради геологів-зйомщиків. – Гурзуф, 2001. – С. 131–134.
340. Сукач В. В. Тектоніка північно-східної частини Придніпровського мегаблоку УЩ / В. В. Сукач, Л. В. Ісаков, В. О. Шпильчак // Науковий вісник НГУ. Дніпропетровськ : НГУ, 2005 – № 6. – С. 25–28.
341. Сукач В. В. Типізація золоторудних об'єктів Солонянського рудного поля / В. В. Сукач, Л. В. Ісаков, М. Т. Цима // Науковий вісник НГУ. – 2005. – № 9. – С. 10–15.

342. Сукач В. В. Типоморфные особенности золота коры выветривания Северо-Тарапаковского рудопроявления (Криворожско-Кременчугская структура) / В.В. Сукач, Н.М. Гаева, А.В. Яговдик и др. // Материалы семинара Юшкинские чтения – 2014. – Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014 – С. 131–132.
343. Сукач В. В. Геолого-формаційне вивчення фундаменту зеленокам'яних структур Середньопридніпровського геоблоку УЩ : звіт / В. В. Сукач, Л. В. Ісаков, О. О. Курочка та ін.. – Дніпропетровськ: УкрДГРІ – 2006. 2 кн. : 270 ст., 80 рис., 11 табл., 154 бібл. джерел, 1 папка : 7 граф. додатків.
344. Тектоника Украинского щита / [Г. И. Каляев, З. А. Крутиховская, Г. В. Жуков и др.]. – К. : Наук. думка, 1972. – 300 с.
345. Типоморфизм амфиболов из метабазитов УЩ / [Г. В. Легкова, В. Л. Бойко, В. С. Монахов и др.] ; отв. ред. Н. П. Семененко ; ИГФМ АН УССР. – К. : Наук. думка, 1991. – 106 с.
346. Третьяков Ю. И. Золото (Геолого-экономический обзор) / Ю. И. Третьяков, В. Д. Сальников // К. : Геоинформ. – 1999. – 156 с.
347. Туробова З. В. Дайки лужних порід з району Сурських магнітних аномалій / З. В. Туробова // Доповіді АН УССР. Серія Б. – 1973.– № 6. – С. 511–516.
348. Тяпкин К. Ф. Новая модель геоизостазии и тектогенез / К. Ф. Тяпкин // Геол. журн. – 1985. – 45, № 6. – С. 1–10.
349. Ультрабазитовые формации Центральной части Украинского щита / [Н. П. Семененко, С. М. Рябоконь, И.Н. Бордунов и др.] – К.: Наук. думка, 1979. – 426с.
350. Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья / И. С. Усенко – К. : Из-во КГУ им. Т. Г. Шевченко, 1948. – 192 с.
351. Усенко О. В. Условия формирования зеленокаменных структур Приднепровского блока Украинского щита / О. В. Усенко // Геофиз. журн. – 2006. – 28, № 6. – С. 74–93.
352. Усенко О. В. Условия формирования гранитоидов Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области / О. В. Усенко // Геофиз. журн. – 2014. – 36, № 2. – С. 57–74.
353. Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). / В. С. Федоровский. – М. : Наука, 1985. – 200 с.
354. Фомин А. Б. О коматиитах Украинского щита / А. Б. Фомин, О. С. Егоров, К. И. Когут // Докл. АН УССР. Серия Б. – 1980. – № 2. – С. 36–40.

355. Фомин Ю. А. Вариации стабильных изотопов в минералах Белозерской зеленокаменной структуры Украинского щита / Ю. А. Фомин, В. И. Ганоцкий, В. М. Кравченко и др. // Докл. НАН Украины. Сер. Б. – 1996. – № 3. – С. 871–874.
356. Фомин Ю. А. Золото-джеспилитовое оруденение балки Широкая (Среднее Приднепровье) / Ю. А. Фомин Л. Т. Савченко, Ю. Н. Демихов, и др. // Геол. журн. – 1994. – № 3. – С. 84–95.
357. Формаційний аналіз нижньодокембрійських комплексів Українського щита під час проведення геологознімальних робіт (Теоретико-практичні аспекти) / [О. Б. Бобров, А. М. Лисак, К. І. Свєшніков та ін.]. – К. : УкрДГРІ, 2006. – 164 с.
358. Хайн В. Е. Геотектоника с основами геодинамики / В. Е. Хайн, М. Г. Ломидзе. – М. : Изд-во МГУ, 1995. – 480 с.
359. Хайн В. Е. Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов / В. Е. Хайн // Геотектоника. – 1989. – № 5.– С. 38–51.
360. Хайн В. Е. Современная геология: проблемы и перспективы / В. Е. Хайн // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 1. – С. 66–73.
361. Цымбал С. Н. Геохимические особенности верхней мантии под Украинским щитом / С. Н. Цымбал, С. В. Богданова, Ю. С. Цымбал // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. – К., 2007. – С. 251–256.
362. Щербак М. П. Вікові рубежі в формуванні порід мафіт-ультрамафітової асоціації гранулітових комплексів Середнього Побужжя / М. П. Щербак, Л. М. Степанюк, І. М. Лісна та ін. // Доповіді НАН України – 1996. – № 7. – С. 109–114.
363. Щербак Н. П Возраст осадочно-вулканогенных формаций Восточно-Анновской полосы / Щербак Н. П., Артеменко Г. В, Бартницкая Е. М. и др. // Докл. АН УССР. Сер. Б.– 1989. – № 2. – С. 29–35.
364. Щербак Н. П. Возраст вулканизма и осадконакопления нижнебелозерской подсвиты / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий и др. // Доклады АН УССР. Сер. геол. – 1986. – № 6. – С. 24–28.
365. Щербак Н. П. Возрастная корреляция эндогенных процессов кратонов Слейв (Канада) и Среднеприднепровского (Украина) в связи с проблемой алмазоносности / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, А. В. Гринченко // Мінерал. журн. – 2003. – 25, № 5–6. – С. 18–23.

366. Щербак Н. П. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита. / Н. П. Щербак, А. Н. Пономаренко // Минерал. журн. – 2000. – № 2–3. – С. 12–24.
367. Щербак Н. П. Геохронологические рубежи формирования зеленокаменных ассоциаций пород Среднеприднепровского, Карельского кратонов и зеленокаменных поясов Воронежского массива Восточно-Европейской платформы / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, А. Н. Пономаренко // Мінерал. журн. – 2009. – 31, № 2. – С. 3–19.
368. Щербак Н. П. Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинского щита / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко // Мінерал. журн. – 2014. – 36, № 2. – С. 7–17.
369. Щербак Н. П. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита / Н. П. Щербак, Е. Н. Бартницкий // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 3–23.
370. Щербаков И. Б. Петрологія Українського щита. / І. Б. Щербаков // Львів : ЗУКЦ. – 2005. – 366 с.
371. Щербаков И. Б. Гранитоидные формации Украинского щита / И. Б. Щербаков, К. Е. Есипчук.– К. : Наук. думка, 1984. – 191 с.
372. Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита / И. Б. Щербаков – К. : Наук. думка, 1975. – 278 с.
373. Щипанский А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А.А. Щипанский, А.В. Самсонов, А.Ю. Петрова и др. // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.
374. Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокамяных поясов : автореф. дис. на соискание науч. степени докт. геол.-мин. наук / А. А. Щипанский.– М. : ГИН РАН, 2005. – 64 с.
375. Яценко Г. М. Алмазоносные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / [Г. М. Яценко, Д. С. Гурский, Е. М. Сливко и др.] – К. : УкрГГРИ. – 2002. – 331 с.
376. Яценко Г. М. Нижний докембрий центральной части Украинского щита / Яценко Г. М. – Львов : Вища школа, 1980. – 140 с.
377. Anchaeusser C. R. A Reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology / C. R. Anchaeusser, R. Mason, M. J. Viljoen, R. P. Viljoen // Geol. Soc. Bul. – 1969. – V. 80. – N 11. – P. 2175–2200.

378. Archean crustal evolution / [Edited by Condie K. C.]. – 1-st Edition. – Elsevier B.V. – 1994. – Vol. 11. – 525 p.
379. Ariskin A. A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt / A. A. Ariskin // J. Volcanol. Geotherm. Research. – 1999. – V. 90. p. 115-162.
380. Armstrong R. L. The persistent myth of crustal growth / R. L. Armstrong // Aust. J. Earth Sci. – 1991. – N 38. – P. 13–630.
381. Arndt N.T. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township northeast Ontario / N.T. Arndt, A.T. Naldrett, D.R. Pyke // T. Petrol., 18. – 1997. – P. 319-369.
382. Arndt N.T. What is a komatiite? / N. T. Arndt, E.G. Nesbit // Komatiites. London. – 1982. – P. 19–27.
383. Arndt N. T. Ore deposits associated with mafic magmas in the Kaapvaal craton / N. T. Arndt, A. T. Naldrett, D. R. Hunter // Mineral Deposita. – 1997. – V. 32. – P. 323–334.
384. Ayer J. A. The timing and petrogenesis of diamondiferous lamprophyres in the Michipicoten and Abitibi greenstone belts; in Summary of Field Work and Other Activities / J. A. Ayer, R. V. Conceição, J. W. Ketchum et al. – Ontario Geological Survey, Open File Report, 2003. – 6120. – P. 10-1 to 10-9.
385. Best M. G. Igneous and Metamorphic Petrology / M. G. Best. – 2nd ed. – Blackwell Publishing company. – 2003 – 758 p.
386. Bibikova E. V. Ancient crust in the Dniestr-Bug Domain, western Ukrainian Shield: Sm-Nd and U-Pb isotopic data / E. V. Bibikova, S. Claesson, L. M. Stepanyuk // Геофиз. журнал. – 2000. – 22, № 4. – P. 77–78.
387. Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca.35 pieces . / W. Bleeker // Lithos. – 2003. – V. 71. – N 2–4. – P. 99–134.
388. Bleeker W. The Central Slave Basement Complex, Part I: its structural topology and autochthonous cover / J. Ketchum, V. Jackson, M. Villeneuve // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1999. – V. 36. – P. 1083-1109.
389. Blenkinsop T. G. The Zimbabwe Craton / [T. G. Blenkinsop, A. Martin, H. A. Jelsma et al.] / In: M.J. De Wit and L.D. Ashwal (Editors). Tectonic evolution of greenstone belts // Oxford Monograph on Geology and Geophysics. – 1997, 35. – P. 567–580.

390. Blewett R. S. Archaean tectonic processes: a case for horizontal shortening in the North Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia / R. S. Blewett // Precambrian Res. – 2002. – N 113. – P. 87–120.
391. Blundy J. D. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer / J. D. Blundy, T. J. B. Holland // Contrib. Mineral. Petrol. – 1990. – V. 104, 2. – p. 208-224.
392. Bogdanova S. EUROPE: East European Craton / S. Bogdanova, R. Gorbatschev, R.G. Garetsky // Encyclopedia of Geology. – Elsevier, 2005. – Vol. 2. – P. 34–49.
393. Bogdanova S.V. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia / S. V. Bogdanova, B. Bingen, R. Gorbatschev et al. // Precambrian Res. – 2008. – V. 160. – P. 23-45.
394. Bogdanova S. V. The Palaeoproterozoic terrane pattern in the Western part of the East European Craton / S. V. Bogdanova // Abstract Seventh Eurobridge workshop. – Szczecin near Suwalki (Polish). – Warsaw. – 1999. – P. 11–12.
395. Borming J. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa : REE Geochemistry, Sm/Nd Age and Mantle Evolution / J. Borming, G. Gruau, A.Y. Glikson // Contribs Mineral. and Petrol. – 1982. – V. 80. – P. 25–40.
396. Bowring S. A. Priscoan (4.00 – 4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada / S. A. Bowring , I. S. Williams // Contrib Mineral Petrol. – 1999. – N 134. – P. 3–16.
397. Brey G. P. Geothermobarometry in four phase Iherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers / G. P. Brey, T.Kihler // Jour. Petrology. – 1990. – V. 31.– N 6. – p. 1353-1378.
398. Bullis H. R. Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories / H.R. Caivert, R.A. Hureau, and B.D. Penner // Economic geology. - 1994. - V. 89. – N 6. - P. 1217-1227.
399. Caivert A. J. Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada / A. J. Caivert, J. N. Ludden // Tectonics. – 1999. – 18, N 3. – P. 412–429.
400. Capdevila R. Diamonds in volcaniclastic komatiite from French Guiana / R. Capdevila, N. Arndt, J. Letendre, J.-F. Sauvage // Nature, 399. – 1999. – p. 456–458.
401. Cassidy K. F. A revised geological framework for the Yilgarn Craton, Western Australia / K. F. Cassidy, D. C. Champion, B. Krapež et al. //Western Australia Geological Survey. – 2006. – Record 2006/8. – 8 p.
402. Clifford T. N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa / T. N. Clifford // Earth Planetary Science Letters. – 1966, 1. – p. 421-434.

403. Condie K. Greenstones through time / K. Condie // In: Archean Crustal Evolution, Elsevier, 1994. – P. 85–120.
404. Condie K. C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? / K. C. Condie // Earth and Planetary Sc. – Letters 163. – 1998. – P. 97–108.
405. Condie K. C. Episodic crustal growth models: afterthoughts and extensions / K.C.Condie // Tectonophysics 322. – 2000. – P. 153–162.
406. Condie K. C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. / K.C.Condie // Lithos 23. – 1989. – P. 1–18.
407. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? / K.C.Condie // Lithos 79. – 2005. – P. 491–504.
408. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? / K.C.Condie // Lithos 79. – 2005. – p. 491– 504.
409. Condie K. C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. / K.C.Condie // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4. – 2003. – p. 1005. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GC000333>.
410. Condie K. C. Mantle Plumes and Their Record in Earth History / K.C.Condie. – Cambridge University Press, Cambridge. – 2001. – 306 p.
411. Condie K. C. Supercontinents and superplume events: distinguishing signals in the geologic record / K.C.Condie // Physics of the Earth and Planetary Interiors 146. – 2004. – P. 319–332.
412. Condie K. C. Earth as an Evolving Planetary System / K. C. Condie. – 2nd Edition. – Academic Press, Elsevier. – 2011 – 574 p.
413. Condie K. C. Contrasting sources for upper and lower continental crust: the greenstone connection / K. C. Condie // J. Geol. – 1997. – N 105. – P. 729–736.
414. Condie K. C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? / K. C. Condie // Earth and Planetary Sc. Letters. – 1998. – N 163. – P. 97–108.
415. Condie, Kent. Archean greenstone belts / K. Condie. // Elsevier. – 1981. – 434 p.
416. Davies G.F. Punctuated tectonic evolution of the Earth. / G.F. Davies, // Earth and Planetary Science Letters. –1995. – N 36. – P. 363–380.

417. Earth's Oldest Rocks. Edited by M. J. Van Kranendonk, R. H. Smithies and V. C. Bennett. / Developments in Precambrian Geology. – Vol. 15 (K. C. Condie, Series Editor). – Elsevier B.V. – 2007. doi: 10.1016/S0166-2635(07)15041-6.
418. Phillips G. N. An epigenetic origin for Archean bandad iron-formation – hosted gold deposits / G.N. Phillips, D.I. Groves, J.E. Martyn // Econ. Geol. – 1984. – V.79. – P.162–171.
419. Frost B. R. A Geochemical Classification for Granitic Rocks / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins at al. // Journal of Petrology. –2001. – V. 42. – N 11. – P. 2033–2048.
420. Frost B.R. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. / B.R. Frost, C. D. Frost // Journal of Petrology. – 2008. – V. 49. – P. 1955–1969.
421. Geology, radiological age and metallogeny of greenstone complexes in the Ukrainian Shield /[Bobrov O.B., Malyuk B.I., Goshovskiy S. V., et al.] // 33rd Intern. Geol. Congr. – Lviv : ZUKC LLP, 2008. – P. 71.
422. Gorbatschev R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatschev, S. Bogdanova // Precambrian Res. – 1993. – V. 64. – P. 3–21.
423. Griffin W. L. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications / W. L. Griffin, S. Y. O'Reilly, J. C. Afonso, G. C. Begg // Journal of Petrology. – 2009. – V. 50. – P. 1185–1204.
424. Griffin W. L. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle / W.L. Griffin, S. Y. O'Reilly, N. Abe et al. // Precambrian Res. – 2003. – V. 127. – P. 19–41.
425. Gupta S. First evidence for anomalous thick crust beneath mid – Archaean western Dharwar craton / S. Gupta, S. S. Rai, K. S. Prakasam et al // Current science. – 2003. – V. 84. – N 9, 10. – P. 1219 –1226.
426. Hamilton W. B. Plate tectonics began in Neoproterozoic time and plumes from deep mantle have never operated / W. B. Hamilton // Lithos. – 2011. – P. 1–20.
427. Hammarstrom J. M. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer / J. M. Hammarstrom, E. Zen // Am. Mineral. – 1986. – V. 71.– N 11/12 – p. 1297-1313.
428. Hawkesworth C. J. The generation and evolution of the continental crust. / C. J. Hawkesworth, B. Dhuime, A. B. Pietranik et al. // Journal of the Geological Society. – 2010. – V. 167. – P. 229– 248.
429. Helmstaedt H. Crust–mantle coupling revisited: the Archean Slave craton, NWT, Canada / H. Helmstaedt // Lithos, 2009 – Vol.112. – P. 1055–1068.

430. Henry D. J. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications / D. J. Henry, G. V. Charles // American Mineralogist. – 2002. – Vol. 87. – p. 375–382.
431. Herzberg C. Thermal history of the earth and its petrological expression. / C. Herzberg, K. Condie, J. Korenaga // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – V. 292. – P. 79–88.
432. Holland, T. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry / T. Holland & J. Blundy // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1994. – V. 116. – P. 433–447.
433. Hollister L. S. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of talc-alkaline plutons / L. S. Hollister, G. C. Grissom, E. K. Peters et al. // Am. Mineral. – 1987. – V. 72 – N 314. – p. 231–239.
434. Houlé, M.G. Field trip guidebook to the stratigraphy and volcanology of supracrustal assemblages hosting base metal and gold mineralization in the Abitibi greenstone belt / M.G. Houlé, J.A. Ayer, G. Baldwin et al. // Timmins, Ontario ; Ontario Geological Survey. – 2008. – 84 p.
435. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms / [A. Streckeisen, B. Bonin, B. Zanettin et al.] // Recommendation of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge. – 2011. – 252 p.
436. Jahn B. M. REE geochemistry and isotopic data of Archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara Block, western Australia: implications for the early crustal evolution. / B. M. Jahn, A. Y. Glikson, J. J. Peucat et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta – 1981. – V. 45. – P. 1633–1652.
437. Janse A. J. A. Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the World / A. J. A. Janse // Proceedeng of the 5-th Internationa Kimberlite Conference, Araxa, Brazil, 1991. Vol. 2. Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration ; CPRM Special Publication.– 1994. – 1B. – P. 215–235.
438. Janse A. J. A. Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach / A. J. A. Janse, P. A. Sheahan // J. Geochem. Explor. – 1995. –V. 53. – P. 73–111.
439. Jensen L. S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks / L. S. Jensen // Ontario Div. Mines, 1976. – MP 66. – 22 p.
440. Johnson M. C. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks / M. C. Johnson, M. J. Rutherford // Geology. – 1989. – V. 17. – N 9. – p. 837–841.

441. Krogh T. E. High precision U-Pb ages for granulite metamorphism and deformation in the Archean Kapuskasing structural zone / T. E. Krogh // Ontario: Implications for the structure and development of the lower crust : Earth and Planetary Sc. Letters. – 1993. – V. 119. – P. 1–18.
442. Kumar P. S. Radioelements and heat production of an exposed Archaean crustal cross-section, Dharwar craton, south India / P. S. Kumar, O. K. Reddy // Earth and Planetary Science Letters, 2004. – V. 224. – p. 309-324. doi:10.1016/j.epsl.2004.05.032.
443. Lobach-Zhuchenko S. B. The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite-Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U-Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample / S. B. Lobach-Zhuchenko, T. V. Kaulina, S. K. Baltybaev et al. / From: Halla, J., Whitehouse, M. J., Ahmad, T. & Bagai, Z. (eds) ; Crust–Mantle Interactions and Granitoid Diversification: Insights from Archaean Cratons // Geological Society, London. – 2016. – Special Publications. – 449. <http://doi.org/10.1144/SP449.3>.
444. Luhr J. F. The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices / J. F. Luhr, I. E. E. Carmichael, J. C. Varekamp // Journal of Volcanol. and Geothermal Res. – 1984 – N 23. – p. 69–108.
445. Main types of rock complexes and mineral deposits in the Ukrainian Shield. Geological excursion guidebook / [O. B. Bobrov, D. S. Gurskiy, M. D. Krasnozhon, et al.] – Kyiv : Geographica, 2002. – 166 p.
446. Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust / H. Martin ; Condie, K. C. [Ed.]. // The Archean Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology. – Amsterdam : Elsevier, 1994. – P. 205–259.
447. McCulloch M. T. Progressive growth of the earth's continental crust and depleted mantle: geochemical constraints / M. T. McCulloch, V. C. Bennett // Geochim. Cosmochim. – Acta 58. – 1994. – P. 717–738.
448. McDonough W. F. The composition of the Earth / W. F. McDonough, S.-S. Sun // Chemical Geology. – 1995. – V. 120. – P. 223-253.
449. Monakhov V. S. Gold-bearing factors of Middle Dnieper granit-greenstone Area of Ukrainian shield (for Sursk greenstone structure) / V. S. Monakhov, V. V. Sukach, O. V. Kostenko et al. // Мінерал. журн. – 1999. – № 4. – С. 20–31.
450. Moore A. G. Geology of Archaen metakomatiite succession, Tramways, Kambalda Ni province, Western Australia: assessing the extent to which volcanic facies

- architecture and flow emplacement mechanisms can be reconstructed / A. G. Moore, R. A. F. Cas, S. W. Beresfords, M. Stone // Australian Journal of Earth Sciences. – 2000. – V. 47. – P. 659–673.
451. Moyen J. F. Forty years of TTG research / J. F. Moyen, H. Martin // Lithos. – 2012. – V. 148. – P. 312–336.
452. Mudrovska I. V Bi-tellurides and orogenic gold: examples from the Ukrainian Shield / I. V. Mudrovska, C. L. Ciobanu N. J Cook et al // Proc. of 32nd IGC, Florence, Italy, 2004 ; Scientific Sessions : abstracts (part 1). – 2004. – P. 277.
453. Myers J. S. Preface: Archaean geology of the Eastern Goldfields of Western Australia- regional overview / J. S. Myers // Precambrian Research. – 1997. – V. 83. – p. 1–10.
454. Nesbitt R. W. Komatiites: geochemistry and genesis / R. W. Nesbitt, S. S. Sun, A. C. Purvis // Canad. mineralogist. – 1979. – V. 17. – N 2. – P. 165–186.
455. Nisbet E. G. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt / E. G. Nisbet, M. J. Bickle, A. Martin // Rhodesia, J. Petrol, 1977. – N 18. – P. 521–566.
456. Niu Y. L. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations / Y. L. Niu, M. J. O'Hara // Journal of Geophysical Res. – 2003. – V. 108. – No. B4, 2209, doi:10.1029/2002JB002048.
457. Nutman A. P. Meta-igneous (non-gneissic) tonalities and quartz-diorites from an extensive ca. 3800 Ma terrain south of the Isua supracrustal belt, southern West Greenland: constraints on early crust formation / A. P. Nutman, V. C. Bennet et al. // Contrib. Mineral Petrol. – 1999. – N 137. – P. 364–388.
458. Nutman, A. P. The Itsaq gneiss complex of southern West Greenland and the construction of Eoarchean crust at convergent plate boundaries / A. P. Nutman, C. R. L. Friend, K. Horie, H. Hidaka // Earth's Oldest Rocks [Edited by M. J. Van Kranendonk, R. Hugh and V. C. Bennett]. Developments in Precambrian Geology. – Amsterdam, Elsevier. – 2007. – V. 15. – P. 187–218.
459. Park, R. G. Early Precambrian plate tectonics / R. G. Park // South African Journal of Geology. – 1997. – N 100. – P. 23–35.
460. Patino Douce A. E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas. / A. E. Patino Douce / In: Castro A., Fernández C. & Vigneresse J.L. [eds.] // Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques ; Special Publications. Geological Society, London. – 1999. – V. 168. – P. 55–75.

461. Pearce J. A. Statistical analyses of major element patterns in basalts / J. A. Pearce // *Petrology*. – 1976. – V. 17, – N 1, – P. 220–300.
462. Pearce T. H. The $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet* / T. H. Pearce, B. E. Gorman, T. C. Birkett // *Sci. Lett.* – 1975. – 24. p. 419-426.
463. Percival J. A. Archean craton / J. A. Percival // In : A. N. Le Cheminant, D. G. Richardson, R. N. W. DiLabio, K. A. Richrdson [Eds.]. Searching for Diamond in Canada. Geological Survey of Canada. Open File. – 1996. – p. 161-169.
464. Percival J. A. Geology and metallogeny of the Superior province / J. A. Percival // Canada : Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007. – Special Publication. – V. 5. – P. 903–928.
465. Percival J. A. Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block / J. A. Percival, J. K. Mortensen, R. A. Stern, K. D. Card, N. J. Bégin // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1992. –V. 29. – P. 2287–2308.
466. Polat A. Geochemical characteristics of the Neoarchean (2800-2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton : Evidence for plume-craton interaction / A. Polat, J. H. Li, B. Fryer et al. // *Chemical Geology*. – 2006. – V. 230. – P. 60–87. doi:10.1016/j.chemgeo.2005.11.012.
467. Puchtel I. S., Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreny Belt, Baltic Shield / I. S. Puchtel, A. W. Hofman, K. Mezger et al. // *Contrib Mineral Petrol*. – 1996. – V. 124. – P. 273–290.
468. Rapp R. P. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trodhjemites and tonalities / R. P. Rapp, E. B. Watson, C. F. Miller // *Precambrian Res.* – 1991. – V. 51. – P. 1–25.
469. Rey P. F. Contribution of mantle plumes, crustal thickening and greenstone blanketing to the 2.75–2.65 Ga global crisis / P. F. Rey, P. Philippot, N. Thebaud // *Precambr. Res.* – 2003. – V. 127. – P. 43–60. doi:10.1016/S0301-9268(03)00179-7.
470. Rollinson H.R. Early Earth Systems – A Geochemical Approach / H.R. Rollinson. – Blackwell Publishing, Oxford, UK. – 2007. – 296 p.
471. Rollinson H. R. The magmatic, metamorphic and tectonic evolution of the North Marginal Zone of the Limpopo Belt in Zimbabwe / H. R. Rollinson, T. Blenkinsop // *Journal of the Geological Society, London*. – 1995. – V. 152. – p. 66–75.
472. Rollinson H. R. The Metamorphic History of the Isua Greenstone Belt, West Greenland. / In: Fowler, C.M.R., Ebinger, C.J., Hawkesworth, C.J. (Eds.), *The Early*

- Earth: Physical, Chemical and Biological Development. – Geological Society of London. – 2002. – Special Publication 199. – P. 329–350.
473. Rollinson H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation / H. R. Rollinson. – Longman Scientific & Technical. – London. – 1993 – 352 p.
474. Rudnick R. L. Making continental crust. / R. L. Rudnick // Nature. – 1995. – V. 378. – P. 571–578.
475. Sage R. P. The “Sandor” diamond occurrence, Michipicoten greenstone belt, Wawa, Ontario: A preliminary study / R. P. Sage. – Ontario Geological Survey, Open File Report, 2000. – 6016. – 49 p.
476. Shchipansky A. A. The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield cross the Dniepr-Donets Aulacogen / A. A. Shchipansky, S. V. Bogdanova // Tectonophysics. – 1996. – Vol. 268. – P. 109–125.
477. Schmidt M. W. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation / M. W. Schmidt, S. Poli // Earth Planet. Sci. – 1998. – Lett. 163. – p. 361–379.
478. Smithies R. H. It started with a plume – early Archaean basaltic proto-continental crust / R. H. Smithies, M. J. Van Kranendonk, D. C. Champion // Earth and Planetary Sc. Let. – 2005. – V. 238. – P. 284–297. doi:10.1016/j.epsl.2005.07.023.
479. Springer W. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas / W. Springer, A.S. Hans // Contrib Mineral Petrol. – 1997. – №127. – P.30–45.
480. Stone D. Petrography, chemistry and diamond characteristics of heterolithic breccia and lamprophyre dikes at Wawa, Ontario / D. Stone, L Semenyna. – Ontario Geological Survey, Open File Report, 2004. – 6134. – 39p.
481. Sun S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S. Sun, W. F. McDonough // Magmatism in the ocean basins / [Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry]. – Geol. Society London, Special Publ. – 1989. – V. 42. – P. 13–345.
482. Swager C. P. Tectono-stratigraphy of late Archaean greenstone terranes in the southern Eastern Goldfields, Western Australia / C. P Swager // Precambrian Research. – 1997. – V. 83. – P. 11–42.
483. Taylor S. R. The continental crust: its composition and evolution / S. R. Taylor, S. M. McLennan // Oxford : Blackwell, 1985. – 312 p.

484. Thurston P. C. Depositional Gaps in Abitibi Greenstone Belt Stratigraphy : A Key to Exploration for Syngenetic Mineralization / P. C. Thurston, J. A. Ayer, J. Goutier, M. A. Hamilton // Society of Economic Geologists ; Inc. *Economic Geology*. – 2008. – V. 103. – P. 1097–1134.
485. Ukraine: Carpathians and Ukrainian Shield. Geological excursion guidebook / [O.B. Bobrov, D.S. Gurskiy, B.I. Malyuk et al.]. – Kyiv-Lviv : ZUKC, 2006. – 154 p.
486. Van Hunen J. Archean Subduction : Fact or Fiction? / J. Van Hunen and J.-F. Moyen // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 2012. – V. 40. – P. 195–219.
487. Van Kranendonk M.J. Two types of Archean continental crust : Plume and plate tectonics on early Earth *American Journal of Science*, Vol. 310, December, 2010, P. 1187–1209, DOI 10.2475/10.2010.01.
488. Van Kranendonk, M. J. Evidence for Mesoarchean (3.2 Ga) rifting of the Pilbara Craton: The missing link in an early Precambrian Wilson cycle / M. J. Van Kranendonk, R. H. Smithies, A. H. Hickman et al. // *Precambrian Res.* – 2010. – V. 177. – P. 145–161. doi:10.1016/j.precamres. 2009.11.007.
489. Van Kranendonk M. J. Geology and tectonic evolution of the Archaean North Pilbara terrain, Pilbara Craton, Western Australia / M. J. Van Kranendonk, A. H. Hickman, R. H. Smithies et al. // *Economic Geology*. – 2002. – V. 97. – P. 695–732. doi:10.2113/gsecongeo.97.4.695.
490. Viljoen M.J. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks / M. J. Viljoen, R. P. Viljoen // *Geol. Soc. Afr., Spec. Publ.* – 1969. – V. 2. – P. 55–86.
491. White W. M. Geochemistry / W. M. White. – 2000. – 700 p.
492. White S. H. Tectonic evolution of the eastern Pilbara, Australia / S. H. White, T. E. Zegers, W. M. Van Haaften et al. // *Geol. Mijnb.* – 1998. – V. 76 (4) – P. 343–347.
493. Windley B. F. Arc-generated blocks with crustal sections in the North Atlantic Craton of West Greenland : Crustal growth in the Archean with modern analogues / B. F. Windley, and A. Garde // *Earth-Science Reviews*. – 2009. – V. 93. – P. 1–30. doi:10.1016/j.earscirev. 2008.12.001.
494. Windley B. F. Tectonic models for the geological evolution of crust, cratons and continents in the Archaean / B. F. Windley // *Revista brasileira de geosciences*. – 1998. – V. 28. – P. 183–188.
495. Wood B. J. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene clinopyroxene relationships in simple and complex systems / B. J. Wood, S. Banno // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1973. – V. 42. – N 2 – p. 109–124.

496. Wu C. M. A Report on a biotite – calcic Hornblende geotermometer / C. M. Wu et al. // *Acta Geologica Sinica.* – V. 76. – 2002. – N 1. – p. 126-131.
497. Zegers T.E. Middle Archaean continent formation by crustal delamination / T. E. Zegers, P. E. Van Keken // *Geology.* – 2001. – V. 29. – N 12. – P. 1083–1086.
498. Zhao G. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent / G. Zhao, P. A. Cawood, S. A. Wilde, M. Sun // *Earth-Science Reviews.* – 2002. –V. 59. – P. 125–162.