

ДИНАМО-КІНЕМАТИЧНІ УМОВИ ПІЗНІХ СТАДІЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКОГО ГРАНІТУУТВОРЕННЯ І ТЕКТОГЕНЕЗУ В МЕЖАХ ПЕРВОМАЙСЬКОЇ ЗОНИ РОЗЛОМІВ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ) ЗА ДАНИМИ МІКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛІЗУ

В. ШЕВЧУК Доктор геологічних наук, професор кафедри загальної та історичної геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка

Д. КРАВЧЕНКО Кандидат геологічних наук, доцент кафедри загальної та історичної геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка

А. МАЗКО Асистент кафедри загальної та історичної геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка

На основе исследования преимущественной ориентации с-осей кварца в бластомилонитах гранитоидного состава, которые формируют гранито-гнейсовую моноклиаль в пределах Первомайской разломной зоны, показано, что синдеформационное двуполевошпатовое гранитообразование происходило в условиях растяжения, которое сменялось транстенсией и транспрессией на поздне- и постгранитизационных стадиях. Показан хрупко-пластический стиль деформирования с реализацией механизмов внутреннезерновой трансляции и рекристаллизации.

On the basis of primary c-axis of late syngenetic quartz in blastomylonites of granitic composition, which from granite-gneissic monocline in Pervomaik fault zone, it is demonstrated that bifeldspart granite formation occurred in the conditions of tension followed by transtension and transpression with realization of translation and recrystallization mechanism is demonstrated.

Ключові слова: Первомайська розломна зона, граніто-гнейсова монокліналь, бластомілоніти, с-вісь кварцу, внутрішньозернова трансляція, рекристалізація.

Ключевые слова: Первомайская разломная зона, гранито-гнейсовая моноклиаль, бластомилониты, с-ось кварца, внутреннезерновая трансляция, рекристаллизация.

Keywords: Pervomaik fault zone, granite-gneissic monocline, blastomylonites, C-axis of quartz, with realization of translation, recrystallization.

Постановка проблеми

Первомайська зона розломів (ПЗР) – одна з найбільш виразних розломних зон Українського щита (УЩ). Вона добре відслонена по берегах р. Південний Буг поблизу м. Первомайська і простежується в субмеридіональному напрямку вздовж долини р. Синюхи. Біля м. Тального вона спряжена з Тальнівською і Ядлово-Трактемирівською розломними зонами, разом з якими формує єдину граничну структуру – Голованівську шовну зону (ГШЗ), яка відокремлює Кіровоградський мегаблок УЩ від Росинсько-Тікицького та Дністровсько-Бузького мегаблоків [1, 2, 3]. Втім, граничні функції ГШЗ загалом і ПЗР зокрема на різних етапах геологічного розвитку УЩ виглядають досить проблематичними. Досі немає єдності в уявленнях про будову та розвиток не лише граничних структур, а й в ідентифікації архейських та палеопротерозойських структурно-формаційних комплексів, які складають мегаблоки УЩ.

У результаті геологознімальних і тематичних досліджень однозначно встановлено, що прибузька частина ПЗР формується по ранньоархейських гранулітових утвореннях монофасіального метаморфізму, в основному по гіперстенових кристалічних сланцях, гнейсах та ендербітоїдах, а північніше р. Ятрань – по утвореннях плагіограніт-амфіболітового структурно-формаційного комплексу (амфіболові та біотит-амфіболові гнейси, кристалічні сланці, амфіболіти, плагіомігматити та плагіогранітогнейси). Останній сприймається або як аналог палео-, мезо-архейських комплексів багатьох щитів світу (зокрема, аульської серії УЩ), або, за наявними радіологічними датуваннями, як неоархейський комплекс [1, 5]. Так чи інакше, утворення обох структурно-формаційних комплексів виступають у ролі субстрату під час потужної палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації. Саме палеопротерозойський етап

розвитку ПЗР визнано найпотужнішим, а то й визначальним [2, 3]. В аргументації цього положення так чи інакше фігурують палеопротерозойські гранітоїди, хоча їх роль у палеопротерозойському розвитку ПЗР досі залишається дискусійною і потребує подальших досліджень. Зокрема, важливим уявляється з'ясування динамо-кінематичних умов двопольовошпатового гранітоутворення в межах розломної зони.

Головні особливості будови та стадійності палеопротерозойського розвитку ПЗР

ПЗР разом із деякими іншими шовними структурами УЩ відзначається широким розвитком строкатої гами автохтонних та параавтохтонних двопольовошпатових гранітоїдів із добре проявленою структурно-текстурною анізотропією – тектонітів, що одночасно є продуктами гранітоутворення і деформаційних перетворень, перманентного дроблення і більш чи менш досконалого бластезу. У тектонічному відношенні такі тектоніти складають систему ешелонуваних мігматитових і граніто-гнейсових монокліналей [7] із субмеридіональним простяганням і субвертикальним падінням, які, кулісоподібно підставляючи одна одну, власне й формують субмеридіональну ПЗР у палеопротерозойському її виразі. Навіть без врахування спряжених зон іншої орієнтації, які пронизують суміжні структури УЩ, лише за розповсюдженням тектонітів гранітоїдного складу (двопольовошпатові мігматити і граніто-гнейси) з виразними площинними та лінійними структурно-текстурними елементами (мігматитові смугастість, сланцюватість, кліваж, мінеральна лінійність) ПЗР у Прибузькій частині має ширину близько 10 км.

Такі уявлення співзвучні з результатами досліджень П.С. Верем'єва і В.А. Рябенко, які встановили широкий розвиток у розломній зоні сланцюватих і смугастих бластомілонітів і тісний зв'язок диференційованих тектонічних рухів із калієвим метасоматозом під час їх формування [2]. О.С. Іванушко показав наявність двох генетичних типів смугастості, підкресливши накладений характер складчастості, смугастості та кліважу північно-західного простягання [4]. Що стосується палеотектонічних реконструкцій, важливими є багаторічні тектонофізичні дослідження О.Б. Гінтова, згідно з якими в будові ПЗР беруть участь структури другого порядку чотирьох фаз розривоутворення, що об'єднуються у 14 зон сколювання. Головною є друга (первомайська) фаза, під час якої сформувались три зони сколювання, що утворюють кулісоподібний ряд із простяганням 345° при повсюдному розвитку елементарних та ешелонуваних сколів 357° [3].

Суміщення (чергування) в часі і просторі стадій речовинних перетворень і деформаційних епізодів робить процеси синдеформаційного гранітоутворення не лише віковим репером, а й своєрідним фіксатором динамо-кінематичних умов структуроутворення і

гранітоїдного петрогенезису. Саме в тектонічно найбільш активних зонах можливо розрізнити декілька стадій речовинних перетворень. Найчастіше з більшою чи меншою впевненістю можна розрізнити такі стадії: ранній кремне-калієвий метасоматоз, проявлений, зокрема, біотитизацією субстрату, калішпатовий порфіробластез та пізні окварцювання. Кожна з цих стадій відділена епізодами крихко-пластичного деформування, що, зрештою, має перманентний характер.

На ранніх стадіях перетворень, коли зберігаються релікти субстрату, найважливішими для структурного аналізу виявляються парагенезиси таких наскрізних структурно-текстурних елементів, як мігматитова і мілонітова смугастість, сланцюватість, кліваж, різні категорії лінійності тощо. На більш пізніх – до них додаються мікротекстури, утворення яких пов'язане, зокрема, з деформацією порфіробластів калієвого польового шпату (КПШ). Особливо складною для реконструкцій є заключна стадія формування синкінематичних гранітоїдів, під час якої утворюються мікролінзи і мікросмуги кварцового складу і завершується формування специфічних сланцювато-смугастих граніто-гнейсів – політектонітів, поширених практично в усіх частинах розрізу ПЗР. Серед них виділяються кілька структурно-текстурних різновидів. Усі вони, з одного боку, мають спільні особливості, тому часто макроскопічно не розділяються, а з іншого – для них властиве різне співвідношення речовинних перетворень і деформацій.

У зв'язку з цим цілком зрозуміло стає необхідність комплексних структурно-петрологічних досліджень із послідовним аналізом різнорангових і різновікових структурних та речовинних парагенезисів. Важливе місце у таких дослідженнях має проведення мікроструктурного аналізу, оскільки кварц виявляється особливо чутливим до деформаційних проявів і зберігає у своїй структурі особливості динамо-кінематичних умов пізніх стадій формування тектонітів. Саме ця обставина обумовлює високу інформативність досліджень переважної орієнтації с-осей кварцу в орієнтованих зразках тектонітів, висвітлення яких складає суть цієї роботи. Такі дослідження в межах ПЗР проводилися і раніше [2, 4]. Вони не мали системного характеру, однак показали стійкий розвиток деяких характерних типів тектонітів. Можливості сучасного мікроструктурного аналізу, збагаченого експериментальними роботами, зокрема в аспекті реконструкції динамо-кінематичних умов тектогенезу, обумовлюють доцільність розширення його використання для характеристики розломних зон УЩ [6].

Головні типи тектонітів за переважною орієнтацією с-осей кварцу

Досліджувалися найбільш характерні тектоніти з різних частин ПЗР. Отримані діаграми орієнтації с-осей кварцу виявилися несподівано різноманітними, що, очевидно, свідчить про суттєві розбіжності

як в умовах, так і в механізмах формування тектонітів. Найбільш контрастними за характером візерунків на діаграмах виявилися тектоніти, які відрізняються морфологією виділень та ступенем рекристалізації пізньосингенетичного кварцу. Виокремлені типи тектонітів із виразними структурно-текстурними особливостями мають доволі чітке розташування в межах ПЗР.

Східна частина ПЗР

Представлена переважно грубосмугастими, різнозернистими, часто пегматоїдними і порфіробластичними граніто-гнейсами з полігенною смугастістю-сланцюватістю, ознаками багатостадійного дроблення і бластезу. У східному об'ямуванні ПЗР вони поступово змінюються квазігомогенними порфіроподібними параавтохтонними гранітами із слабо проявленими директивними текстурами із суттєво іншим щодо тектонітів заляганням.

Структурно-текстурні характеристики грубосмугастих тектонітів вкрай невитримані. Релікти метаморфічного субстрату у них практично відсутні, хоча реліктовими часом сприймаються нодулі ранніх генерацій тектонітів. Вони мають дрібно-середньозернисту гранобластову структуру, кварцпольовошпатовий склад і доволі значний вміст порфірокластів і дрібних зерен плагіоклазу (понад 50% без врахування порфіробластів КПШ). Порфірокласти плагіоклазу часто несуть антипертити та інші сліди заміщення калієвим польовим шпатом. На такому тлі різко виділяються порфіробласти-порфірокласти КПШ, часто видовженої вздовж генеральної смугастості форми, вміст яких у тектонітах часом перевищує 50%. Такі політектоніти, як правило, аляскітові, дрібнолускуватий біотит зрідка зустрічається у реліктових нодулях разом із дрібними зернами апатиту і циркону. Серед таких політектонітів поширені гранатовмісні різновиди. Вміст гранату і розміри зерен змінюються в широких межах.

Давлені, часом дроблені і частково перекристалізовані порфіробласти КПШ (2-3-ї генерації) разом

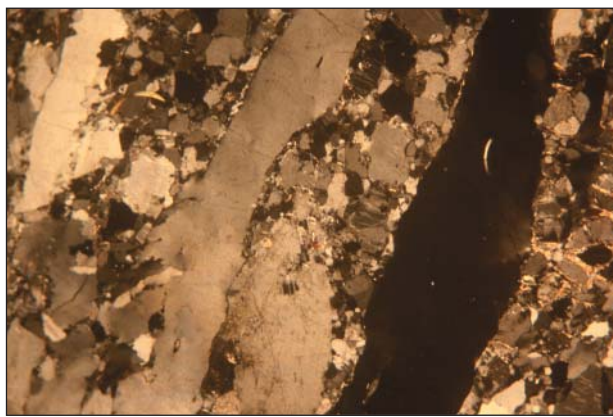


Рис. 1. Мікрофото смугастих тектонітів. Субвертикальні смуги складені практично недеформованим кварцом із різним погасанням. Довжина 3,2 мм

із порфіробластами плагіоклазу формують специфічну сингранітизаційну сланцюватість-смугастість (рис. 2). Але найбільш виразна директивна текстура пов'язана з розвитком пізньосингранітизаційного кварцу, різко видовжені лінзи-смуги якого мають субпаралельну орієнтацію, за виключенням випадків «обтікання» ними крупних порфіробластів КПШ. Така пізня мікросмугастість близька за орієнтацією до попередньої порфіробластичної. Крупнокристалічний кварц мономінеральних лінз-смуг добре розкристалізований у досить витриманих динамічних умовах, про що свідчить однакове згасання у поляризованому світлі (рис. 1).

Діаграми зразків із виразним лінзоподібно-смугастим розташуванням пізньосингенетичного кварцу без суттєвої наступної його перекристалізації демонструють так званий призматичний тип петроструктурних візерунків, у якому с-осі кварцу розташовуються у вигляді одиночного поясу (рис. 3). Такий тип візерунків отримано експериментально і показано його формування при високих температурах, низьких швидкостях деформування і в умовах розтягу. У таких досліджах підтверджується активне призматичне ковзання під час деформації. Площини призми намагаються розташуватися паралельно осі максимального розтягу, в той час як с-осі кварцу знаходяться паралельно осі максимального стиснення (σ_1). Зокрема, близькі до природних тектонітів візерунки отримані Х. Грінном зі співавторами [9]. Експерименти були проведені за таких умов: $T=950\text{ }^\circ\text{C}$; $P=15\text{ кбар}$; $\dot{\epsilon}=10^{-6}\text{ с}^{-1}$. Висновок про формування таких тектонітів в умовах розтягу цілком узгоджується з геологічними даними щодо протікання головних фаз автохтонного гранітоутворення, зокрема КПШ-порфіробластезу і пізнього окварцювання. Окрім того, умови латерального розтягу є найбільш прийнятними також для становлення згаданих порфіроподібних гранітів.

Разом із тим смугасті граніто-гнейси зазнають дещо пізніших сингенетичних деформаційних впливів. Згадані смуги-лінзи кварцу часто мають хвилясте

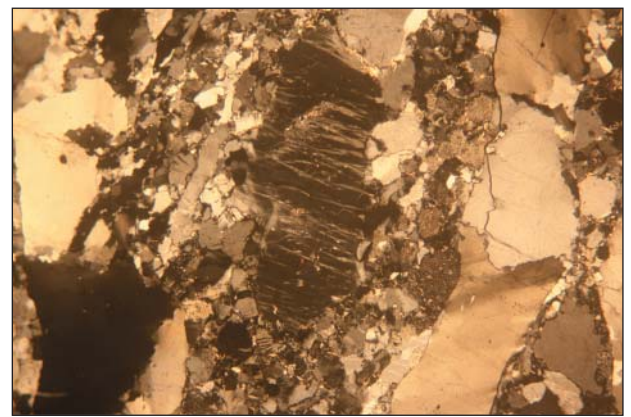


Рис. 2. Мікрофото смугастих тектонітів. Лінзи-смуги кварцу слабо деформовані без суттєвої перекристалізації. У центрі – пертитизований порфіробласт КПШ

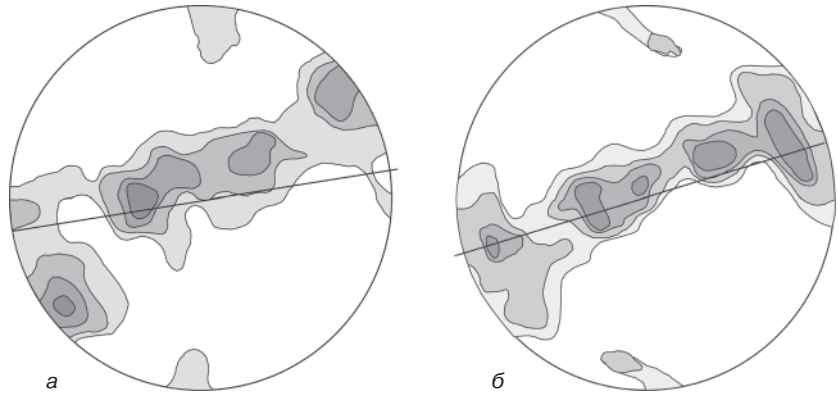
погасання або смуги зламу, а деякі з них зазнають перекристалізації. Найчастіше слабка перекристалізація помітна вздовж тонких мікротріщин, що розвиваються найчастіше вздовж контактних поверхонь кварцових лінз-смуг, рідше пронизують під гострим кутом власне смуги або виходять за їх межі. Трапляються також випадки, коли перекристалізація майже повністю охоплює окремі лінзи кварцу (рис. 4). Тріщини, що обмежують мікрозони сколювання, добре помітні завдяки кристалізації гідролітичних агрегатів.

Агрегати перекристалізованого кварцу дуже дрібнозернисті, що ускладнює коректне визначення орієнтації с-осей нових зерен. Однак проведені дослідження дозволяють достатньо впевнено діагностувати динаміко-кінематичні умови перекристалізації кварцу. Діаграма на рис. 5 демонструє орієнтацію сингенетичного кварцу в лінзах-смугах (жирні крапки та тенденції до розсіювання с-осей нових зерен під час пізньої перекристалізації). Ці тенденції цілком відповідають результатам експериментальних досліджень, що дозволяють діагностувати умови деформування [8]. Ймовірно такі розсіянні в тектонітах мікрозони бластезу розвивались за правозсувною схемою в умовах скиду, тобто на цій стадії зберігалась складова латерального розтягу, але з'явилась виразна правозсувна неспівосна компонента. Такий висновок добре кореспондується з багатьма емпіричними даними щодо характеру процесів рекристалізації під час формування S – C – структур, зокрема з тими, які демонструють залежність характеру розсіювання с-осей нею від кута між ранньою і пізньою текстурами [11].

Постгранітаційні деформації у тектонітах проявлені спорадичним розвитком пізнього кліважу, з ознаками мікрозсувних деформацій (рис. 6).

На рисунку добре простежується мікропросічка мілоніту, що зміщує фрагменти порфірокласта плагіоклазу за лівозсувною схемою. Водночас вона зміщує також тонкозернисті агрегати перекристалізованого кварцу, що свідчить про більш пізній її розвиток. Подібні мілонітові мікропросічки, зазвичай субпаралельні, формують доволі густу субвертикальну сітку (пізньо-постгранітаційний кліваж) з виразними неспівосними деформаціями, яка формувалася в умовах транспресії.

Макроскопічно схожі лінзовидно-смугасті тектоніти із чудово вираженими лінзами-смугами, що складені майже виключно кварцом, простежуються вздовж долини р. Синюхи. Поблизу с. Калмазового вони утворюють центральну частину ПЗР. У цих тектонітах смужки кварцу товщиною 0,2-2,0 мм субпаралельні



а 300 замірів. Ізолінії 2-4-6-8%

б 250 замірів. Ізолінії 1-2-4-6%

Рис. 3. Діаграми орієнтації с-осей кварцу у лінзовидно-смугастих політектонітах. Переріз перпендикулярний до смугастості: вертикальний (а) і горизонтальний (б). Горизонтальна пряма – смугастість. Шліф 5. 1

або хвилясто вигнуті при «обтіканні» порфіробластів КПШ. Між смугами кварцу – тонкозернистий піроксеновий граніто-гнейс. Зерна моноклінного піроксену часом утворюють видовжені скупчення або зустрічаються у вигляді нерівномірно розподілених дрібних зерен. Біотит відсутній майже повністю. Плагіоклаз трапляється в декількох генераціях, великі порфірокласти (понад 1 мм) з антипертитами зустрічаються зрідка, натомість дрібнозернистий перекристалізований кислий олігоклаз разом із КПШ формують основну масу тектонітів. КПШ трапляється у вигляді або порфіробластів овальної форми або дрібних перекристалізованих зерен. Порфірокласти давлені, а дрібні зерна лише пертитизовані, однак пертити орієнтовані в основному впоперек сланцюватості. Особливістю кварцових лінз-смуг можна вважати повсюдно проявлену перекристалізацію, з перетворенням їх у мозаїчні дрібнозернисті агрегати. Іноді спостерігаються перехідні продукти синтектонічної рекристалізації у вигляді субзерен, утворених з колишніх монокристалів (рис. 7, 8).

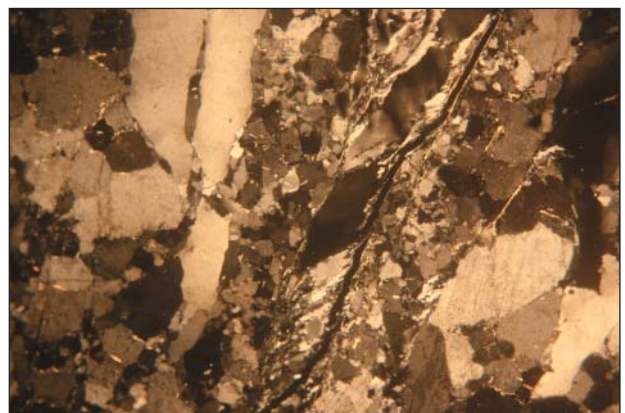


Рис. 4. Мікрофото політектонітів. Мікрозони накладеної рекристалізації кварцу. Довжина 3,2 мм.

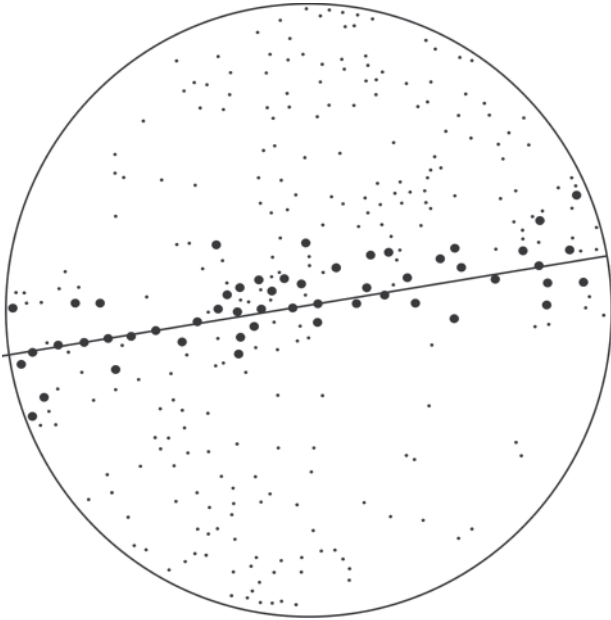


Рис. 5. Діаграма орієнтації с-осей кварцу в смугастих політектонітах із частковою перекристалізацією кварцу. Жирні крапки – с-осі кварцу недеформованих смуг, дрібні крапки – с-осі необласт у деформованих смугах

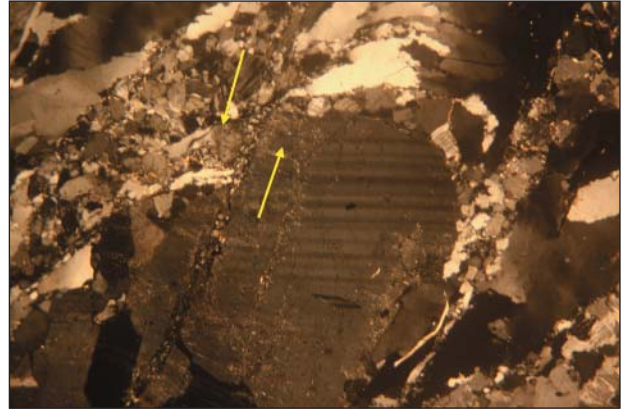


Рис. 6. Просічка мілоніту, що зміщує фрагменти порфіробласта плагіоклазу та агрегати рекристалізованого кварцу. Довжина 3,2 мм.

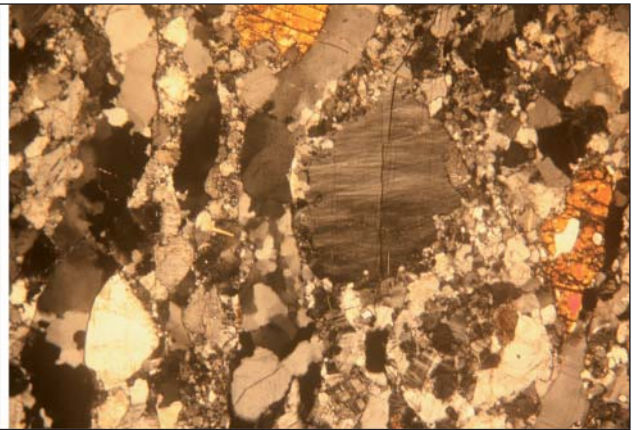
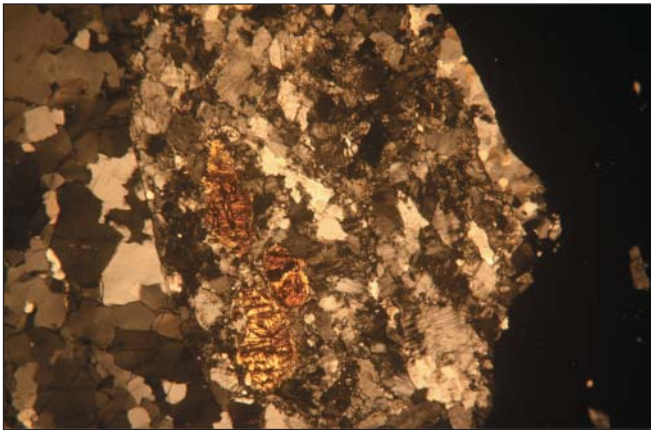


Рис. 7, 8. Мікрофото лінзовидно-смугастих політектонітів із високим ступенем рекристалізації кварцу. Смуги кварцу мають мозаїчну будову з повною (рис. 7) або частковою (рис.8) рекристалізацією. Довжина 3,2 мм

За таких умов високого ступеню перекристалізації кварцу в субпаралельних лінзах-смугах виникають особливі тектоніти, що позначається принципово іншим характером діаграм переважної орієнтації с-осей кварцу у кварцових лінзах-смугах (рис. 9).

Візерунки на діаграмах, з одного боку, оригінальні, характерні для вузького кола геологічних ситуацій, з іншого – дуже стійкі для мігматитів із лінзовидно-смугастим розташуванням пізньо-сингенетичного кварцу. Вони характеризуються чіткими, іноді відповідним чином «розмитими» поодинокими максимумами. Головна складність динамічної інтерпретації таких діаграм полягає в тому, що на характер розподілу с-осей

кварцу, як це показано, зокрема, в експериментах Г. Хобса [10], одночасно впливає не лише поле напружень, у якому відбувається динамічна рекристалізація, а й орієнтація первинних монокристалів, що перекристалізувалися.

У дослідах із природним і синтетичним кварцом перекристалізація розпочиналася з розпаду монокристалів на субзерна, розорієнтація між якими зростає до 20-30° (локально до 90°) у залежності від величини деформації. Контроль із боку напружень полягає в тому, що с-осі нових кристалів намагаються орієнтуватися під кутом 50° до осі максимального стиснення σ_1 . Разом із тим, у залежності від напрямку прикладання

диференційованих навантажень щодо кристалографічних елементів кварцу, напрямки розвертання с-осей субзерен зовсім різні. У зразках з орієнтацією 0° та \perp г с-осі обертаються в напрямку σ_1 , з орієнтацією навантажень \parallel с – залишаються стійкими щодо орієнтації с-осі монокристалу, а при орієнтації \perp г – залишаються під кутом близько 90° до σ_1 . Спостерігаються переходи від субзерен із розмитими межами і слабкою зміною орієнтації до нових зерен із чіткими межами і закономірними, часом значними змінами орієнтації. Рекристалізовані зерна, що формуються із субзерен, вільні від ознак деформування, якщо не потрапляють у наступний деформаційний епізод.

Повертаючись до діаграм тектонітів із високим рівнем перекристалізації пізньосингранітаційного кварцу та враховуючи первинну орієнтацію с-осей кварцу в лінзах-смугах (рис. 1), зазначимо високу ймовірність того, що рекристалізація відбувалася в умовах латерального стиснення (перпендикулярно граням призми первинних монокристалів).

Західна частина ПЗР

Складена переважно дрібнозернистими біотитовими граніто-гнейсами з дрібнозернистою гранобластовою структурою і сланцювато-лінзовидною текстурою (рис. 10). Мінеральний склад доволі витриманий: біотит, КПШ, олігоклаз, кварц. Біотит майже повністю хлоритизований, із виділенням магнетиту і тонкогочастого рутилу. Біотит формує найбільш виразну сланцюватість, розподілений нерівномірно, часом утворює видовжені скупчення. Дрібнозернисті кварц-польовошпатові агрегати майже рівномірно зернисті, лише зерна кварцу бувають помітно видовженими. Зерна КПШ майже ізометричні, мають прямокутний переріз, пертитизо-

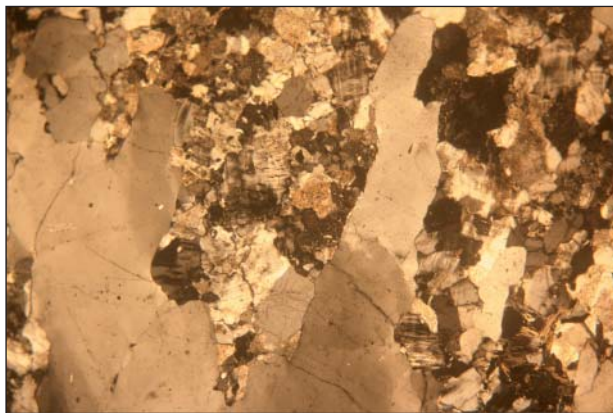
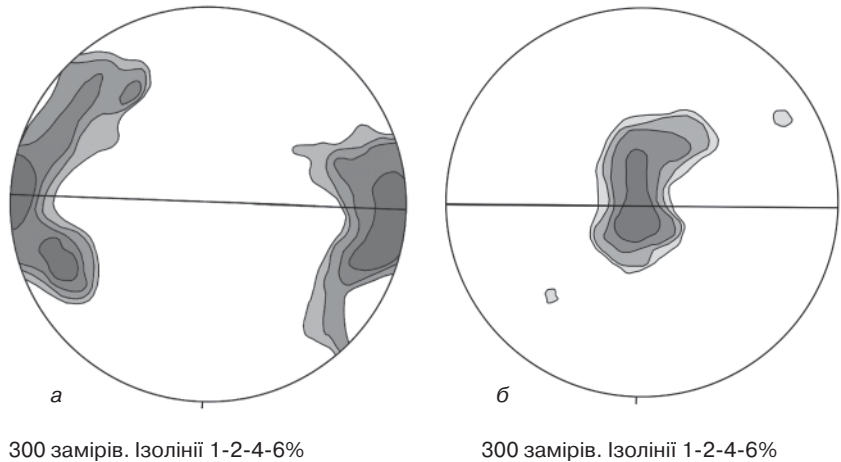


Рис. 10. Мікрофото дрібнозернистого політектоніту. Шліф 58,3. Довжина 3,2 мм



300 замірів. Ізолінії 1-2-4-6%

300 замірів. Ізолінії 1-2-4-6%

Рис. 9. Діаграми орієнтації с-осей перекристалізованого кварцу у смугастих політектонітах: вертикальний (а) та горизонтальний (б) перерізи. Шліф 7.1

вані; пертити орієнтовані переважно перпендикулярно сланцюватості по кварцу. Порівняно невеликі порфіробласти КПШ поодинокі, а місцями відсутні зовсім. Плагіоклаз зустрічається у двох генераціях, ранній плагіоклаз зазвичай сосюритизований, із деформаційними ознаками. Кварц також слабо давлений (хвилясте погасання). У цілому відзначається доволі досконалий бластез при дрібнозернистій будові.

Близький до попереднього граніто-гнейса дрібнозернистий біотитовий граніто-гнейс із гранобластовою структурою і сланцювато-смугастою текстурою (рис. 11) відзначається значно менш досконалим бластезом та краще проявленими ознаками метасоматичного розвитку КПШ. У зернах плагіоклазу є звичні антипертити, зустрічаються дрібні зернятка гранату, зрідка релікти піроксену, значно більше слабохлоритизованого біотиту. Повсюдно спостерігаються не повністю завуальовані бластезом реліктові площини доволі густого мінералізованого кліважу (2-3 площини на 1 мм), що переходять у сланцюватість, зерна раннього плагіоклазу деформовані зі згином полісинтетичних двійників, порфіробласти

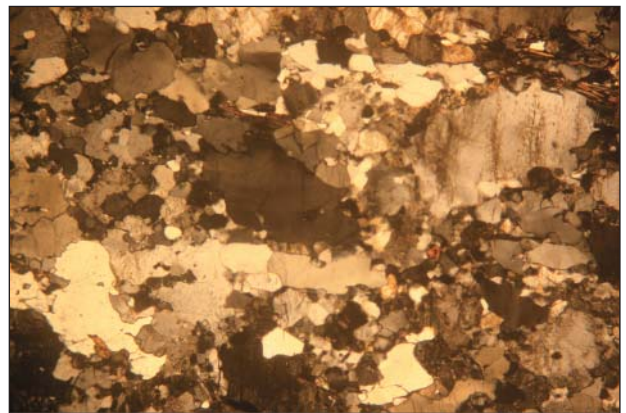


Рис. 11. Мікрофото дрібнопорфіробластичного політектоніту. Шліф 6,2. Довжина 3,2 мм

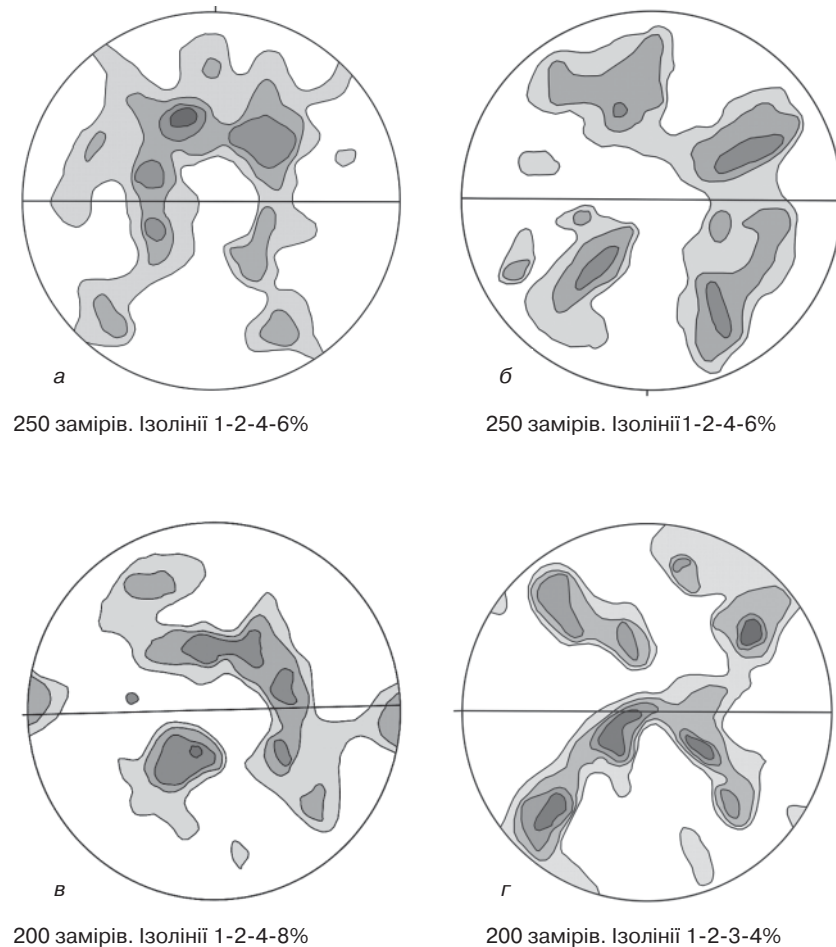


Рис. 12. Діаграми орієнтації с-осей кварцу у дрібнопорфіробластичних (а, б; шліф 6,2) та дрібнозернистих політектонітах (в, г; шліф 58,3): вертикальні (а, в) та горизонтальні (б, г) перерізи.

КПШ також деформовані. Лінзуватість-сланцюватість у тектонітах створюється як видовженими зернами кварцу і КПШ з ознаками поперечного стиснення, так і дрібнозернистими кварц-польовошпатовими агрегатами. Таким чином, за мікротектонічними даними, у таких політектонітах прослідковується декілька стадій деформаційних і речовинних перетворень.

Дослідження закономірностей переважного орієнтування с-осей кварцу в таких тектонітах дозволяє конкретизувати динамічні умови та співвідношення трансляційних механізмів і рекристалізації під час його деформування. Діаграми на рис. 12 наочно демонструють найбільш поширені тенденції.

Вони характеризуються складними візерунками розподілу с-осей кварцу з домінуванням «малодугового» та г-типу переважної орієнтації с-осей. За експериментальними даними, малодуговий розподіл с-осей кварцу відносно осі максимального стиснення (σ_1) формується завдяки комбінації базисного та

призматичного ковзання. Як показав Дж. Талліс із співавт., тілесний кут малої дуги щодо σ_1 зростає зі збільшенням температури та зменшенням швидкості деформації [12]. Крім того, цей кут при одночасному проковзуванні по базисній площині і площинах призми збільшується: що більшою стає вага призматичного ковзання в деформації. Вже згадані експерименти [9] показали, що за умов суттєвого значення динамічної рекристалізації, за високої температури і сповільненої деформації активно стає система ковзання по площині додатного ромбоєдра, с-осі кварцу намагаються розташовуватися двома симетричними щодо σ_1 максимумами.

Ближчими до г-типу орієнтацій відзначається саме тектоніт 58,3, у якому ступінь перекристалізації помітно вищий. Слід зазначити, що візерунки цього тектоніту також несуть ознаки орієнтацій типу «перехресних поясів», характерні для зони переходу від с-типу до г-типу орієнтацій, коли визначальними елементами внутрішньо кристалічної трансляції стає ковзання по площинах паралельно σ_1 . Такі візерунки також частково перекриваються полем динамічної рекристалізації кварцу.

На діаграмах на рис. 12 передано комбінаційність динамічних умов деформування. Поряд із виразними ознаками малодугового та г-типу розподілу с-осей кварцу доволі чітко простежується тенденція до неспівосних деформацій.

Висновки

Потужні процеси палеопротерозойського двопольовошпатового гранітоутворення в межах ПЗР позначились формуванням доволі різноманітних синдеформаційних граніто-гнейсів – політектонітів із чітко проявленими директивними текстурами. Вони утворюють складну граніто-гнейсову монокліналь субмеридіонального простягання з крутим падінням смугастості і сланцюватості, що має багатостадійний розвиток.

У комплексі методів структурно-петрологічних досліджень ПЗР доволі інформативним засобом реконструкції умов деформування є мікроструктурний аналіз, зокрема, виявлення закономірностей переважної орієнтації с-осей кварцу.

За мікроструктурними даними, розвиток пізньосингенетичного кварцу мав синкінематичний характер. Наведена серія діаграм демонструє суттєві розбіжності

в динамо-кінематичних умовах пізніх стадій автохтонного гранітоутворення. У східній частині зони виразно діагностується переважання умов латерального розтягу і транстенсії з формуванням у тектонітах мономінеральних лінз-смуг кварцу, а в західній більш потужно реалізована траспресійна деформаційна схема. Слід підкреслити, що діаграми дають підстави припускати підпорядкований вплив неспівосних (зсунених) деформацій на цих стадіях формування тектонітів. Діаграми відображають також співвідношення головних механізмів пластичного деформування кварцу: внутрішньозернової трасляції та динамічної рекристалізації.

Виявлений дискретний характер полів напружень і деформацій у межах ПЗР, позначений різними типами тектонітів на тлі витриманого їх залягання, може свідчити про комбінаційність силових факторів тектогенезу та різноранговість полів напружень під час гранітоутворення. Окрім провідного регіонального тектонічного фактора (блокові переміщення та міжблокова взаємодія) суттєвим міг бути диференційований вплив об'ємних ефектів термомпружності та фазових перетворень під час гранітоутворення в межах самої Первомайської зони розломів.

1. Анциферов А.В. и др. Геолого-геофизическая модель Головановской шовной зоны Украинского щита // Донецк. – Вебер (Донецкое отделение). – 2008. – 308 с.

2. Верем'єв П.С., Рябенко В.А. Морфологія і внутрішня будова Ємілово-Первомайського глибинного розлому Українського щита // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1968. – № 10. – С. 867–871.

3. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины // Киев. – Феникс. – 2005. – 572 с.

4. Иванушко А.С. Особенности складчатой структуры нижнего докембрия Украинского щита // Киев. – Наук. думка. – 1979. – 152 с.

5. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка // Киев. – ПТЭ. – 1991. – 116 с.

6. Шевчук В.В. Петроструктурні особливості синдеформаційних метасоматитів Тальнівської зони розломів // Сучасні напрямки української геологічної науки: Зб. наук. пр. ІГН НАН України / П.Ф. Гожик, відповід. ред. – Київ. – 2006. – С. 55–61.

7. Шевчук В., Шевчук В. Особливості докембрійського і фанерозойського граніто-гнейсового структуроутворення // Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – Вип. 37. – С. 4–6.

8. Del'Angelo L.N., Tullis J.A. Fabric development in experimentally sheared quartzites // Tectonophysics. – 1989. – Vol. 169. – P. 1–21.

9. Green H.W., Griggs D.T., Christie J.M. Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates // Experimental and natural rock deformation. Springer. – 1970. – P. 272–335.

10. Hobbs B.E. Recrystallization of single crystals of quartz // Tectonophysics. – 1968. – 6, № 5. – P. 353–401.

11. Knipe R.J., Law R.D. The influence of crystallographic and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S – C mylonite // Tectonophysics. – 1987. – Vol. 135. – P. 155–169.

12. Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T. Mikrostructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1973. – Vol. 84. – P. 297–314.