

Структурно-речовинні особливості основних порід деренюхінського комплексу Українського щита в зонах в'язких розломів

Лукієнко О.І., Кравченко Д.В.

Київський національний університет ім. Т.Шевченка, м.Київ

Застосовуючи тектонофаціальний аналіз визначено структурно-речовинну будову порід деренюхінського комплексу на окремо взятому відслоненні. Показано, що подібна структура могла виникнути в результаті існування в'язкого докембрійського розлому, в результаті розвитку якого виникли різноманітні структурно-речовинні комплекси, які мають закономірне розташування.

Деренюхінський комплекс Українського щита складений дунітами, перидотитами, лерцолітами, гарцбургитами, піроксенітами, серпентинітами та габро, габро-норитами й габро-амфіболітами. Крім того, він містить хромітові руди. За діючою стратиграфічною схемою цей комплекс відноситься до неоархею (дніпровію). Породи цього комплексу, звичайно масивні та ізотропні (несланцюваті), в той час як у зонах в'язких розломів, що являють собою лінійні зони високопластичної зсувної деформації (своєрідної в'язкої течії гірських порід на зерновому рівні), зазнають структурно-речовинну перебудову, яка приводить до створення рівноважних для такої деформації анізотропних текстур. Найбільш характерною формою прояву таких текстур є кристалізаційна сланцюватість (тектонічна гнейсуватість), що зумовлена переважною орієнтацією видовжених та плоских зерен та агрегатів зерен породоутворюючих мінералів.

Досліджуваним об'єктом стало відслонення в с. Троянка на правому березі біля мосту через правий приток р. Ятрань, яке охоплює фрагменти високопорядкового в'язкого розлому північно-західного-субмеридіонального простягання. Дослідження проводились за методологією тектонофаціального аналізу, яка враховує Р-Т умови і реологічні властивості середовища (їм відповідають структурно-реологічні обстановки – катазона, мезозона, епізона та перехідні між ними підзони) в момент дислокаційних перетворень порід, та відносну інтенсивність таких перетворень за десятибальною шкалою тектонофацій (своєрідних деформаційних фацій) [1, 2, 3].

За результатами тектонофаціальних досліджень було встановлено, що відзначений

фрагмент в'язкого розлому маркується тектонофаціями I – VIII (у рамках десятибальної шкали “гранулітової” катазони. Ці фації створюють латеральні ряди, які відображають зміну інтенсивності дислокаційних перетворень порід (структурну зональність) вхрест простягання даного розлому (рис. 1). При чому у межах таких рядів текстура основних порід деренюхінського комплексу змінюється від майже масивної (тектонофація III) до добре розвиненої сланцюватої (тектонофація VIII). Такі зміни супроводжуються частковою амфіболізацією порід.

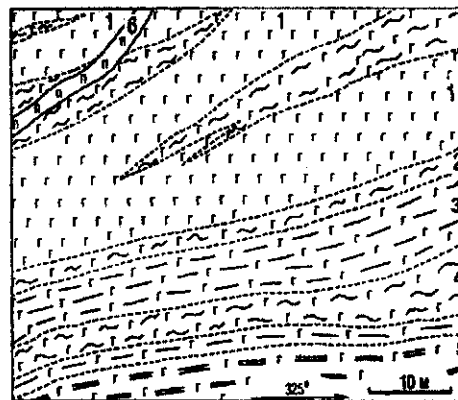


Рис. 1. Геолого-тектонофаціальна схема фрагмента в'язкого розлому в породах деренюхінського комплексу в с. Троянка. 1 - ТФ I-II (габро). 2, 4 - ТФ III-IV (габро-норити). 3 - ТФ VI-VII (піроксен-амфіболові кристалосланці). 5 - ТФ VIII-IX (піроксен-амфіболові кристалосланці). 6 - жила апліт-пегматоїдіс.

Розглянемо подібні зміни більш докладно. **Тектонофації I-II.** У цій структурній обстановці породи (у даному випадку середньозернисті габро) мають масивну, практично ізотропну (несланцювату) текстуру. Під мікроскопом структура порід гранобластова (рис. 2), яка переважно створена різноорієнтованими таблит-

частими та субмікрометричними зернами клінопіроксену (діопсид) та основного плагіоклазу (лабрадор, андезин). Переважна більшість зерен піроксену має добре виражену спайність. Крім того, ці мінерали створюють прості двійники (рис. 3). Плагіоклази утворюють прості та полісинтетичні двійники двох систем. При цьому двійники другої системи або виклинюються, створюючи так звані "вісячі" двійники, (рис. 4), або накладаються під гострим кутом на попередню систему.

Відзначене двійникування в обох мінералах, швидше за все, має деформаційну природу. Наприклад, відомо, що діопсид деформується шляхом трансляційних мікрозміщень у кристалічній ґратці та двійникування при температурах від середніх до високих та загальному тиску 5 кбар, що відповідає умовам гранулітової фації регіонального метаморфізму [4].



Рис. 2. Масивні габро гранобластової структури. Збільшення $\times 3$

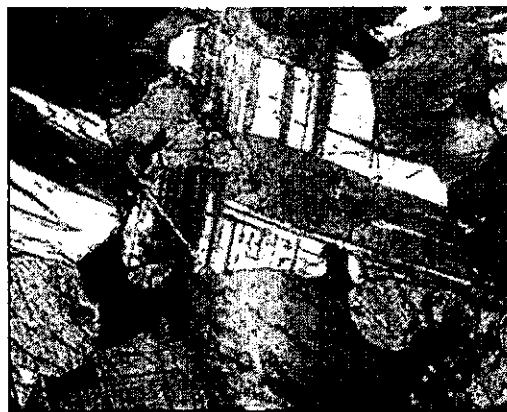


Рис. 3. Плагіоклази з двома системами полісинтетичних двійників. Збільшення $\times 8$.

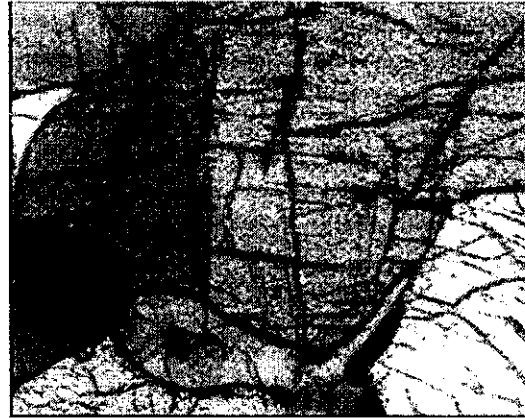


Рис. 4. Прості двійники в піроксенах. $36 \times$.



Рис. 5. Своєрідні малюнки "шахової дошки" в плагіоклазі. $36 \times$.

Тектонофації III-IV представлені грубим кристалізаційним розсланцюванням габро-норитів. На мезорівні фіксується поява амфіболів, з'являються перші ознаки структурної анізотропії за рахунок певного переважного орієнтування та видовження зерен темноколірних мінералів. Видовження при цьому характеризується відношенням $a:c$ (довгої до короткої осі зерен) $= 1,1:1,5$.

Вивчення порід під мікроскопом показало, що вони мають немато-гранобластову структуру. Піроксени в них представлені ортопіроксенами (гіперстен) та клінопіроксенами. У плагіоклазах, також, як і в попередньому випадку, спостерігається розвиток двох систем полісинтетичних двійників. В разі перетинання цих систем, утворюються своєрідні малюнки "шахової дошки", які дуже схожі на мікроклінову ґратку (рис. 5).

Амфібол у даних породах представлений керсутитом (бурою роговою обманкою). При цьому привертає увагу те, що цей мінерал не розвинений по клінопіроксену, що вказує на їх одночасну кристалізацію. Згідно думки Судовікова М.Г [5], присутність цього мінералу може розглядати-

ся як показник перекристалізації порід майже в "сухих" умовах, тобто в умовах гранулітової фації. Зокрема, відомо, що цей мінерал являє собою амфібол з відносно високим вмістом титану та незначною кількістю води (остання риза відповідає загальній недосиченості водою порід гранулітової фації). Можливо, присутність цього мінералу в асоціації з відзначеними піроксенами та плагіоклазами, фіксує перехідні Р-Т умови між гранулітовою та амфіболітовою фаціями.

Тектонофації V-VI. У цій деформаційній обстановці породи представлені піроксен-амфіболовими кристалосланцями, мінеральний склад яких відповідає попередньо описаній породі (при зростанні частки амфіболів). Але кристалізаційна сланцюватість у них більш інтенсивна. Вона зумовлена більш-менш односистемним орієнтуванням зерен амфіболів і в першу чергу керсутиту (середній кут між довгими осями дорівнює 40°) та досить помітним видовженням зерен цього мінералу ($a:c=1,6-3,0$), а також наявністю лінзовидних зерен плагіоклазу, які опинились "затиснутими" між зернами бурої рогової обманки (рис. 6, 7).

Більшість (~30-40%) зерен керсутиту в даних тектонофаціях має пряме згасання. Крім того, в мікронах розтягу розвинені мікроструктури взаємного проростання зерен цих мінералів (рис. 8). При цьому на границі таких зерен утворюється своєрідна сімплектитова оторочка, котра, як відомо, виникає через те, що швидкість кристалізації обох мінералів менша за швидкість утворення порожнини. В той же час на границі зерен керсутиту із зернами інших мінералів і, зокрема, клінопіроксену, замість взаємного проростання відбувається "скид" рудної речовини (рис. 9).

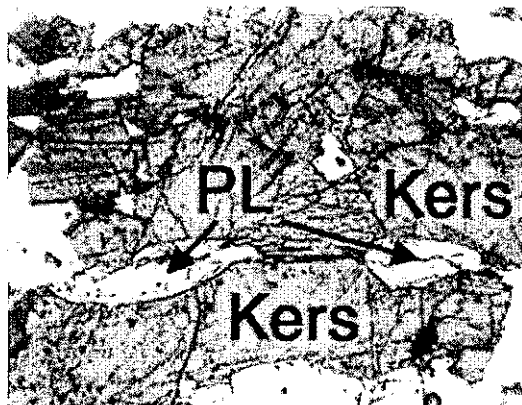


Рис. 6. Лінзовидні зерна плагіоклазу "затисні" між зернами бурої рогової обманки. Зб. х8.

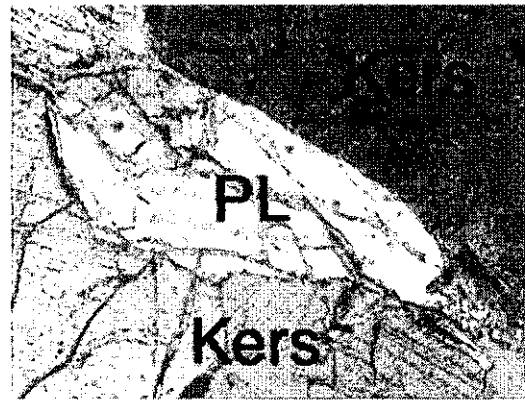


Рис. 7. Фрагмент рис.6. Зб. х20.

Тектонофації VII-VIII. Ця деформаційна обстановка є ще більш сильною, у порівнянні з аналогічними перетвореннями в попередніх тектонофаціях. Наявні кристалізаційно розсланцювані піроксен-амфіболові породи (кристалосланці), у яких кутові взаємовідношення довгих осей зерен не перевищують 20° , а видовження орієнтованих зерен характеризується відношенням $a:c=3-6$.

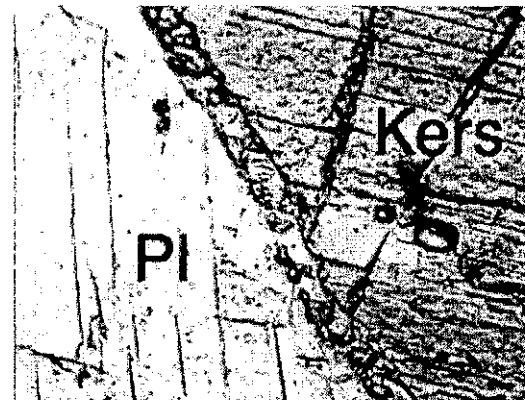


Рис. 8. Мікрофотографія взаємного проростання керсутиту та плагіоклазу при розтяганні. Зб. х20.

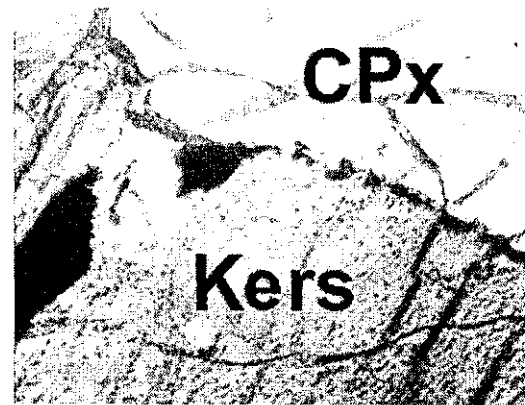


Рис. 9. "Скид" рудної речовини на контактї керсутиту та клінопіроксену. Зб. х20.

Таким чином, наведені дані свідчать:

1. Тектурно-структурні та часткові мінеральні зміни розглянутих вище типів у піроксенітах та габроїдах відбувалися в результаті високопластичного розтягу-стиснення при зсувних деформаціях у Р-Т умовах, як мінімум наблизених до гранулітової фації.

2. Інтенсивність таких змін має цілком означений тектонофаціальний контроль, тобто контролюється відносною величиною відзначених деформацій: збереження первинної структури чи практично незначні структурно-речовинні зміни мають місце тільки в тектонофаціях I-II у вигляді ділянок-реліктів між зонами в'язких розломів; помітні початкові процеси такої перебудови порід починаються в тектонофаціях III-

IV, тобто на периферії в'язких розломів; більш суттєві зміни відзначеного характеру проявлені в тектонофаціях V-VI та ще більшою мірою в тектонофаціях VII-VIII, тобто у внутрішніх частинах в'язких розломів. Можна бути впевненими, що цей процес, ще в більш інтенсивній формі проявлений у тектонофаціях IX та X, які на дослідженій ділянці, на жаль, відсутні.

3. Відзначена нерівномірність структурно-речовинної зміни порід, швидше за все, зумовлена нерівномірністю розподілу навантажень на субстрат та підвищенням інтенсивності деформацій в напрямку від периферії до осьової частини в'язкорозломних зон, а не через накладання одної структурно-реологічної обстановки на іншу.

1. Лукиенко А.И. Тектонофации складчатых сооружений (на примере палеозоя Казахстана) / Автореф. диссертации на соискание ученой степени докт. геол.-мин. наук. – К., 1993. – 24 с.

2. Паталаха Е.И. Тектонофаціальний аналіз складчатих сооруже́нь фанерозоя. – М.: Недра, 1985. – 168 с.

3. Паталаха Е.И. Тектонофаціальний аналіз як концепція і його значення для геології. – К., 1989. – 241 с.

4. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. – Л., 1981. – 68 с.

5. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. – Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1964. – 212 с.

Методом тектонофаціального аналізу определено структурно-вещественное строение пород деренюхинского комплекса на отдельно взятом обнажении. Показано, что подобная структура могла возникнуть в результате существования вязкого докембрийского разлома, в результате развития которого образовались разнообразные структурно-вещественные комплексы, которые имеют закономерное расположение.

Applied tectonic-facial methods was determined texture-matter construction of derenuhinsky complex's rocks on example one outcrop. It was shown that structure like this could arise with existent of Pre-Cambrian viscous fault. In result of its developing arose different texture-matter parageneses which had regular arrangement.