

Л. С. Осьмачко, Н. М. Лижаченко

ВЗАЄМОЗАЛЕЖНІСТЬ СТРУКТУРИ І ВМІСТУ БОБРИНЕЦЬКОГО ГРАНІТОЇДНОГО МАСИВУ

(Рекомендовано акад. НАН України М. П. Щербаком)

Минеральный и химический составы пластин-составляющих Бобринецкого гранитоидного массива полностью зависят от динамокинематических и тектонофациальных условий на время их формирования.

Mineral and chemical composition of slab-components of Bobrinecky granitoid massif depends dynamokinematics and tectonofacies conditions on origin time of theirs.

Вступ

Робота є продовженням статті автора [5]. В даній публікації показано, що Бобринецький гранітоїдний масив (далі — Бобринецький масив, або масив) не є єдиним тілом, а сформований напівуособленими тілами-пластинами субвертикального падіння та субмеридіонального простягання, потужностями до 2 км. Вони відрізняються одна від одної структурними та речовинними особливостями. Це, зокрема, кількість напрямків смугастості і сланцюватості, їх орієнтація та інтенсивність розсланцювання, а також певні варіації мінерального складу та структурно-текстурних особливостей порід. За цими ознаками [5] для ділянки Бобринецького масиву виділені смуги, або пластини-складові, що якісно та кількісно по-різному задіяні дислокаційними перетвореннями. У послідовності від найбільш високих ступенів вторинних перетворень до найменших виділено такі складові масиву:

А. Зонки інтенсивного розсланцювання, які представлені дрібнозернистим лейкократовим гранітогнейсом.

Б. Смуга 1 — порівняно менш інтенсивного розсланцювання, тут переважно спостерігається один напрямок сланцюватості з довгою віссю (*a*), що розміщена субгоризонтально. Це середньозернистий рожевий гранітоїд з розлінованими порфіробластами польових шпатів (ПШ). Порода має слабо виражену смугасту текстуру, яка зумовлена змінним по площі розподілом порфіробластів ПШ та темноколірних мінералів.

В. Смуга 4 теж має один напрямок сланцюватості, але вісь *a* розміщена вертикально. Тут також спостерігається тінюва мікросмугастість. Речовинно ця смуга є сірим середньозернистим біотит-піроксеновим гранітоїдом. Відмічені ознаки вказують, що смуги-складові 1 і 4 масиву формувалися переважно в умовах здвигу та стиснення, але для першої з вказаних смуг напрямок здвигу субгоризонтальний, для другої — вертикальний.

Г. Смуга-складова 3 масиву містить декілька напрямків сланцюватості. При цьому кожний з напрямків фіксований різними за розмірами та формою мінералами. Меридіонально орієнтована сланцюватість обумовлена односистемним розміщенням досить витягнутих, дископодібних середнього розміру ПШ; діагональна та поперечна до цієї сланцюватість представлена відповідним розподілом таблитчастих крупних індивідів ПШ. Такі співвідношення свідчать про те, що смуга 3 формувалася в умовах здвигу та відносного розтягування. Речовинно це крупнозернистий рожевувато-сіруватий біотит-амфіболовий гранітоїд. Текстура його дещо плямиста через нерівномірний розподіл ПШ.

Д. Смуга 2 масиву має два напрямки сланцюватості, але вони порівняно слабо проявлені. Це рівномірнозернистий, середньозернистий, білий біотитовий з мусковітом гранітоїд. Тобто, ця складова масиву формувалась у відносно статичних умовах.

Такі доволі відмінні структурно-текстурні та речовинні ознаки пластин-складових Бобринецького масиву свідчать про різні (напівавтономні) геодинамічні режими формування цих складових.

Мета та аналіз досліджень попередників

Мета даної статті, наскільки це можливо, показати, що для докембрійських утворень, в даному випадку для Бобринецького масиву, структурна перебудова та речовинні зміни є взаємозалежними. Адже, як стверджують С. В. Горяйнов та багато інших дослідників, "...под "породой" изначально понималось породное тело, имеющее не только состав и структуру, но и форму, объем, массу и др., то есть: доминировало целостное понимание геологического породного объекта. При хронологическом рассмотрении определений понятия "горная порода", дававшихся разными авторами в XX веке, ясно прослеживается тенденция к отходу от неразделенного, целостного понимания пород как "единства формы и содержания", присущего XIX веку. О форме тел или упоминается вскользь, или же этот аспект опускается вовсе. ...постепенно закрепляется именно такое ("бесформенное") понимание термина" [1, с. 54, 55]. Щодо структур також виникло "безречовинне" їх розуміння. Майже півсторіччя такі підходи розвивалися автономно, звісно це не сприяло повному розумінню геологічних об'єктів, особливо докембрійських. Останнім часом все частіше дослідники знову почали схилитися до цілісного сприйняття докембрійських об'єктів, а процеси формування їх речовини та структури розглядати як такі, що "...управляються одним и тем же полем напряжений, действия их совпадают по направлению, месту и времени" [7, с. 82]. В такому напрямі працювали та працюють В. М. Венідіков, О. І. Слензак, Є. І. Паталаха, О. І. Лукієнко, Б. М. Чиков, С. В. Горяйнов, О. В. Лук'янов, Е. О. Нікуліна та інші дослідники.

Так як в даній статті наводяться результати робіт по ділянці в межах Інгульського мегаблока Українського щита (УЩ), то відповідно наводимо короткий огляд досліджень попередників, які вирізнялися комплексним вивченням породних асоціацій даного мегаблока.

О. І. Слензак [8] обґрунтовує, що складчаста структура УЩ взагалі та Інгульського мегаблока зокрема сформована структурами "сдвига, качения, скручивания" (СКС), що формувалися переважно в полі лівосторонніх здвигових деформацій. Структури

СКС мають здебільшого північно-західне простягання, структури інших простягань виявлені тут в підпорядкованій кількості. У лінійних частинах таких структур переважають умови здвигу-стиснення; тут здебільшого формуються такі метаморфічні утворення, як гнейси, сланці тощо. В дугових, або ядерних частинах структур СКС домінують умови здвигу-розтягування; тут формуються переважно породи гранітоїдного складу. До утворень, що сформовані в таких умовах, О. І. Слензаком віднесені породи Корсунь-Новомиргородського та Новоукраїнського масивів. Всі різновиди порід як в лінійних, так і дугових частинах структур СКС формувалися внаслідок тектонічних деформацій за рахунок єдиного субстрату шляхом його геохімічного твердофазного переміщення у вигляді силікатної плазми. "Это в целом обуславливает создание качественно новых парагенезисов минералов и пород, в том числе минералов таких энергетических уровней, которые располагаются выше верхних энергетических пределов химических реакций, и приводит к метаморфической дифференциации вещества пород фундамента в объеме структуры..." [8, с. 57].

За Є. І. Паталахою зі співавторами, мегабоки УЩ "...составляют как бы более или менее уцелевшие фрагменты по-разному переработанных раннепротерозойским протогеосинклинальным процессом гранулитового архея. Эти преобразования происходили на фоне формирования единого родоначального для всех них ССЗ — субмеридионального плана тектонического потока с субвертикальной плоскостью течения на современном срезе и флюктуацией ее вергентности в обе стороны... Тектонический поток — это организованное высокоградиягентное бифуркирующее вязко-пластичное течение, выраженное главной структурной триадой (складки, разрывы, сланцеватость). Зарождение его относится по меньшей мере к позднему архею" [6, с. 41, 115]. Інгульський мегаблок УЩ, порівняно з іншими мегаблоками, слідом за шовними зонами, є найбільш задіяним тектонічною течією. При цьому не зайвим буде нагадати, що така течія це не лише механічне зміщення, переміщення та видовження різнорангових геологічних тіл, а

внаслідок таких деформацій відбувається й орієнтована перекристалізація речовини. В центральній частині УЩ вказані деформації як тектонічний потік реалізувалися за правосторонньою здвиговою схемою.

С. В. Горяйнов зі співавторами стверджують, що структура кристалічного фундаменту Інгульського мегаблока "...сложена последовательно пересекающимися друг друга разновозрастными метаморфическими меланжами. Более ранние из них выступают для более поздних исходным субстратом и иногда сохраняются в виде реликтов. Такую структуру как целое можно назвать структурой последовательных дислокаций. Она характерна для всех кристаллических цоколей континентов" [2, с. 166]. Найдавнішими утвореннями Інгульського мегаблока, за С. В. Горяйновим зі співавторами, є метаморфічні породи завалівського комплексу віком близько 2,5 млрд років. Це гнейси та кристалічні сланці, мінеральні парагенезиси яких відповідають метаморфізму амфіболітової та гранулітової фацій метаморфізму. Мінеральна лінійність в цих породах вертикальна. Відмічені складові даного комплексу знаходяться у відношеннях взаємного перетинання з мігматитами сумовського комплексу, що свідчить про синхронність їх становлення. Ці утворення містять різною мірою змінені релікти більш давнього субстрату, тобто завалівські метаморфіти є також вторинними утвореннями. В свою чергу, породи завалівського та сумовського комплексів знаходяться у вигляді лінз-останців серед порід ладизинського метаморфічного та джулинського мігматитового комплексів. Розміри таких лінз по довгій осі сягають від метрів до 10 км. Ладизинський комплекс сформований гнейсами, кристалічними сланцями, кварцитами та карбонатними породами, мінеральна лінійність яких є субгоризонтальною з невеликим нахилом на південний схід. Породи ладизинського та джулинського комплексів формувалися за рахунок речовини завалівського та сумовського комплексів в умовах право- та лівоздвигових деформацій північно-західного простягання. Всі відмічені утворення формують структуру метаморфічного меланжу. Потужність зони ладизинського меланжу становить 40 км, де кількість блоків-останців варіює

від 40 до 50%. За рахунок ладизинського меланжу сформовано чаусовський меланж субмеридіонального простягання. Відповідно утворення першого з них містяться у вигляді блоків останців у другому. Метаморфічні утворення чаусовського меланжу представлені більш різноманітно, ніж більш давніх утворень. Вони взаємоперетинаються з мігматитами довгопристанського комплексу. Вік утворень даного етапу, за даними роботи [2], становить 1700 млн років. Крім того, С. В. Горяйнов зі співавторами стверджує, що утворень магматичного походження в районі досліджень ними не виявлено. "Фрагменты интрузивных массивов данной территории (Новоукраинского, Кировоградского) ... оказались сложенными либо метаморфическими, либо метасоматическими породами и потому из магматического класса исключены" [2, с. 17]. Окрім відмічених тектонітів, автори роботи [2] виділяють два ще більш молодих дислокаційних комплекси, що сформовані бластокатаклазитами, бластомілонітами тощо. Але останні як такі, що не несуть суттєвих площадних динамометаморфічних змін порід, нами не розглядаються.

Отже, в напрямі встановлення "єдинства форми и содержания" зроблено багато, але чомусь такі дослідження залишаються маловизначеними. Тому робимо ще одну спробу такого встановлення.

Обговорення матеріалу дослідження

Крім того, що пластини-складові Бобринецького масиву раніше за структурно-текстурними ознаками були розбраквані у динамокінематичному відношенні, нами доповнено вирізнення пластин за відносною інтенсивністю дислокаційних перетворень, або тектонофаціальними (ТФ) ознаками [4, 7 та ін.]. Також переглянуто шліфи та зроблено хімічні аналізи з усіх виділених нами пластин-складових Бобринецького масиву. Результати наведені в таблицях і на графіках, що надаються нижче. Мінеральний склад в табл. 1 та хімічний в табл. 2 і рис. 1 наведено в послідовності, що відповідає розміщенню на місцевості відповідних складових масиву — із заходу на схід, а також карто-схемі в попередній роботі [5]. Крім цього, на рис. 2 хімічний склад

Т а б л и ц я 1. Профіль мінерального складу та динамокінематичних і тектонофаціальних (ТФ) умов через східну частину Бобринецького масиву

Мінеральний склад, %	Підсмуга 1А	Підсмуга 1Б	Підсмуга 1В	Смуга 2	Підсмуга 3А	Підсмуга 3Б	Зонка інтенсивного розслаблення	Смуга 4	Зонка інтенсивного розслаблення (ЗПІ2) *
Піроксен	-	-	-	-	-	-	-	5	-
Амфібол	-	-	-	-	-	1	-	1	-
Біотит	8	9	9	8	6	12	3	9	4
Мусковіт	2	2	-	-	1	-	6	-	1
Плагіоклаз	41	40	28	40	39	34	33	39	30
КПШ	28	26	34	26	28	34	28	27	30
Кварц	21	20	25	20	25	16	28	18	33
Гранат	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Апатит	-	1	1	1	-	1	-	-	-
Хлорит	-	1	-	-	1	-	2	-	1
Циркон	-	1	1	1	-	1	-	-	-
Сфен	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Монацит	-	-	1	1	-	1	-	-	-
Ільменіт	-	-	1	1	-	-	-	-	-
Магнетит	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Ортит	-	-	-	-	-	-	-	1	-
<i>Динамокінематичні та ТФ умови</i>	Здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна) та відносне стиснення, ТФ – високі			Переважно здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна), ТФ – середні	Здвиг (вісь <i>a</i> та відносне розтягування, ТФ – низькі		Здвиг (<i>a</i> і <i>b</i> слабо відрізняються за інтенсивністю) та відносне стиснення, ТФ – дуже високі	Здвиг (вісь <i>a</i> вертикальна) та відносне стиснення, ТФ – високі	Здвиг (<i>a</i> і <i>b</i> слабо відрізняються за інтенсивністю) та відносне стиснення, ТФ – дуже високі
	Здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна) та відносне стиснення, ТФ – високі			Переважно здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна), ТФ – середні	Здвиг (вісь <i>a</i> та відносне розтягування, ТФ – низькі		Здвиг (<i>a</i> і <i>b</i> слабо відрізняються за інтенсивністю) та відносне стиснення, ТФ – дуже високі	Здвиг (<i>a</i> і <i>b</i> слабо відрізняються за інтенсивністю) та відносне стиснення, ТФ – дуже високі	Здвиг (<i>a</i> і <i>b</i> слабо відрізняються за інтенсивністю) та відносне стиснення, ТФ – дуже високі

* Головні площини (*ав*) здвигу, в яких відбувались зміщення та переорієнтація, в усіх складових Бобринецького масиву орієнтовані субвертикально та субмеридіонально.

Т а б л и ц я 2. Профіль хімічного складу та динамокінематичних і тектонофаціальних умов через східну частину Бобринецького масиву *

Хімічний склад, %	Підсмуга 1А	Підсмуга 1Б	Підсмуга 1В	Смуга 2	Підсмуга 3А	Підсмуга 3Б	Зонка інтенсивного розслаблення	Смуга 4	Зонка інтенсивного розслаблення (ЗП 2)
SiO ₂	70,78	67,98	69,44	65,63	68,4	63,38	76,3	64,82	74,28
TiO ₂	0,47	0,7	0,59	0,61	0,59	0,85	0,05	0,72	0,05
Al ₂ O ₃	12,49	13,63	13,04	13,72	13,72	14,05	12,21	15,41	14,91
Fe ₂ O ₃	1,3	0,89	0,16	4,15	0,92	1,2	0,93	0,91	0,2
FeO	3,72	3,65	4,79	4,43	4,79	6,51	1,14	4,43	1,4
MnO	0,08	0,04	0,05	0,05	0,04	0,08	0,03	0,09	0,03
MgO	0,98	0,98	0,86	1,2	1,23	2,09	0,25	1,64	0,41
CaO	1,71	1,98	1,94	2,28	1,48	3,08	0,91	2,96	0,8
Na ₂ O	2,05	2,32	2,3	2,8	2,6	2,84	3,58	3,47	3,16
K ₂ O	5,1	5,18	5,1	4,19	4,69	3,75	3,95	4,12	5,03
P ₂ O ₅	0,13	0,31	0,21	0,13	0,06	0,21	0,06	0,08	0,06
S _{заг}	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,02
H ₂ O	0,02	0,3	0,22	0,12	0,16	0,18	0,04	0,14	0,06
В.п.п.	0,99	1,55	1,06	1	1,08	1,45	0,26	0,73	0,24
Сума	99,82	99,51	99,76	100,32	99,76	99,67	99,54	99,54	100,39
<i>Динамокінематичні та ТФ умови</i>	Здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна) та відносне стиснення, ТФ – високі		Переважно здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна), ТФ – середні		Здвиг (вісь <i>a</i> субгоризонтальна) та відносне розтягування, ТФ – низькі		Здвиг (вісь <i>a</i> вертикальна) та відносне стиснення, ТФ – високі		Здвиг (<i>a</i> і <i>b</i> слабо відрізняються за інтенсивністю) та відносне стиснення, ТФ – дуже високі

* Всі повні хімічні силікатні аналізи виконано хімічним методом у лабораторії аналітичної хімії ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України. Аналітик О.П. Красюк.

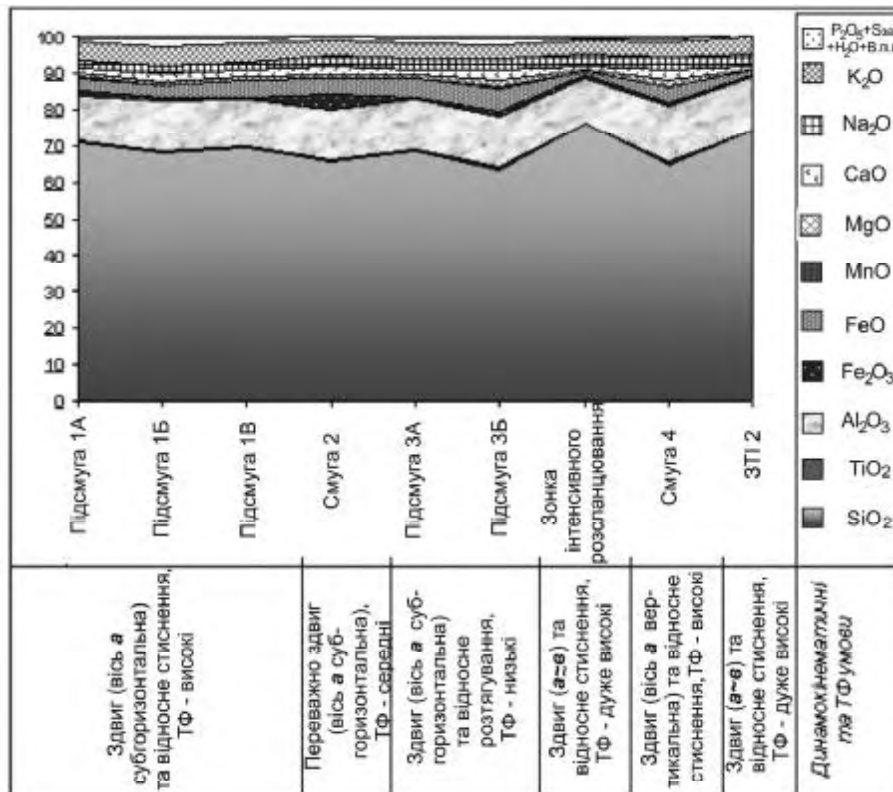


Рис. 1. Профіль хімічного складу (%), динамокінематичних і тектоно-фасціальних ознак через східну частину Бобринецького масиву

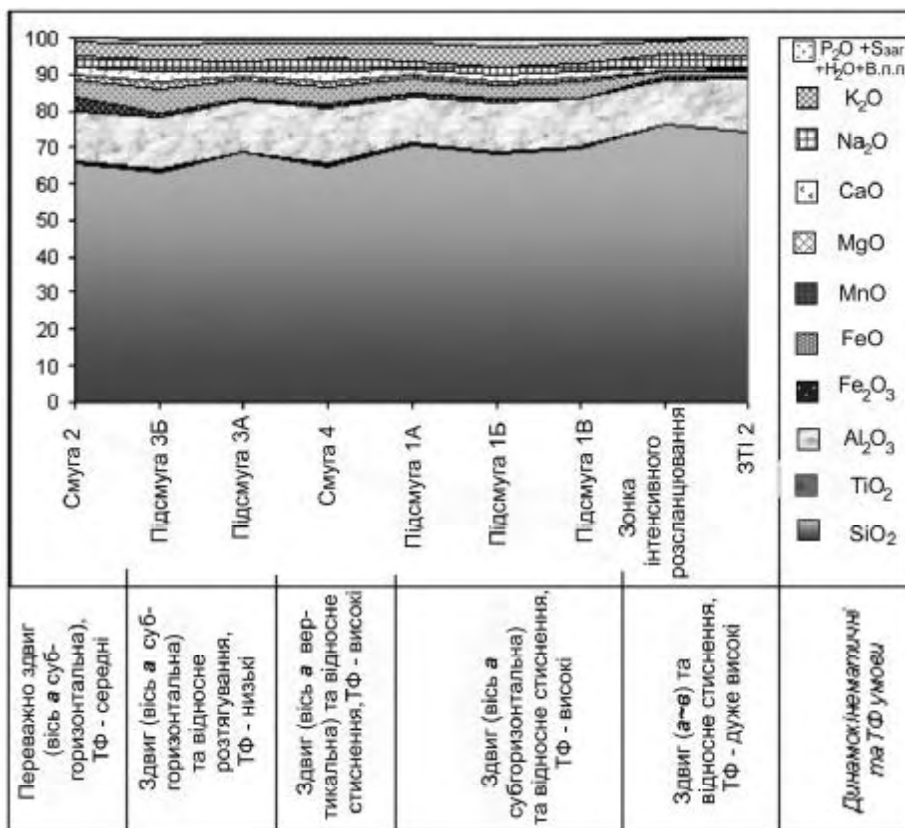


Рис. 2. Хімічний склад (%) пластин-складових Бобринецького масиву, що розміщені в послідовності зліва праворуч відповідно збільшенню інтенсивності дислокаційних перетворень (ТФ)

пластин-складових Бобринецького масиву розміщений в послідовності зліва праворуч відповідно збільшенню інтенсивності дислокаційних перетворень. Як видно з наведених даних, для пластин-складових масиву, що характеризуються дуже інтенсивними ознаками здвигу-стиснення, характерний помітно підвищений вміст SiO_2 , Na_2O , K_2O та низький CaO , Fe_2O_3 і FeO . І навпаки, пластини-складові, що вирізняються ознаками здвигу-розтягування, або відносно низькими ТФ, несуть зовсім протилежне хімічне навантаження.

Крім наведеного, з усіх досліджених нами складових Бобринецького масиву було виділено та проаналізовано під бінокляром циркони. Загалом, у всіх складових масиву переважно зустрічаються два головних різновиди цирконів, інколи три і більше. Перший представлений коротко- до подовжено-призматичних цирконами, дітетрагональними, жовтуватого-коричневими, напівпрозорими. Вони частіше гіацинтового типу, менше — цирконового, K_n (коефіцієнт подовження) 2,5—3; розміри по осі L_4 сягають 0,5 мм. Нерідко індивіди даного різновиду містять ядра. Другий з різновидів репрезентовано — подовженими до голчастих цирконами, світло-коричневими, білуватими, прозорими та напівпрозорими, K_n до 7; розміри їх по осі L_4 досягають 0,75—1 мм. У смугах-складових масиву, що зазнали порівняно слабких дислокаційних перетворень, переважають, у відсотковому співвідношенні, циркони першого із зазначених різновидів над другим. Інколи у вказаних смугах зустрічаються коричневі циркони, циртолітового типу. Для складових масиву, які вирізняються високими ступенями вторинних перетворень (ТФ), характерно переважання другого із різновидів цирконів над першим. Також тут зустрічаються коротко-призматичні, футляроподібні, сплюснені циркони, рожеваті або безколірні, прозорі до склуватих. Їх K_n до 2,5, розміри по осі L_4 сягають 0,3 мм. Індивіди часто асиметричні.

Так як смуга-складова 2 Бобринецького масиву вирізняється, порівняно з іншими складовими масиву, типовим для гранітоїдів мінеральним та хімічним складами, середньостатистичними ознаками динамомінематичних умов та відносно середніми ТФ, з неї були вилучені циркони для визна-

чення ізохронного віку гранітоїдів. Але лише циркони другого із вище наведених різновидів, адже вони не містять сторонніх включень порівняно з цирконами інших різновидів. Ізохронний вік за вказаними цирконами становить 2026 ± 46 млн років. Результати надані в роботі [9, с. 178].

Висновки

Простежується чітка залежність між ступенями дислокаційних перетворень, динамомінематичними умовами та мінеральним і хімічним складом пластин-складових Бобринецького гранітоїдного масиву. Зокрема, від складових масиву, що вирізняються низькими ступенями перетворень та мають ознаки здвигу-розтягування, до складових з високими ступенями таких перетворень, які формувались в умовах здвигу-стиснення, спостерігається така закономірність: підвищення вмісту SiO_2 , Na_2O , K_2O та зменшення — CaO , MgO та Fe_2O_3 і FeO (рис. 1, 2). Такі сполуки, як TiO_2 , Al_2O_3 та ін., не є виразно задіяними динамічними процесами. В такій же спрямованості видозмінюються співвідношення за формою та розмірами цирконів: від переважання коричнюватих подовжено-призматичних, порівняно крупних з підпорядкованою кількістю голчастих прозорих, дрібних до оберненого співвідношення. При цьому варто нагадати, що йдеться не про формування гранітоїдного масиву як цілісного тіла і навіть не про утворення його пластин, а про перерозподіл речовини первинного субстрату і формування за рахунок його речовини порфіробластів та їх матриксу. Формування та певне розміщення порфіробластів відбувалися відповідно до орієнтації траєкторій напруг в умовах імпульсних здвигів в субмеридіональному напрямку [5]. Зазначений матрикс міститься у вигляді лінзоподібних реліктів різних розмірів у межах гранітоїдних тіл, що розглядалися. Речовинно це переважно біотитові гнейси, рідше амфібол- або піроксенвмісні. Такі гнейси досить вичерпно охарактеризовані попередниками [3, 10 та ін.]. З даних цих робіт та наших спостережень можна означити, що хімізм матриксу не був визначальним при формуванні розмаїтого хімічного складу новоутворених пластин-складових Бобринецького масиву.

1. *Горайнов С. В.* Иерархия резкостных геологических тел. — Харьков, 2001. — 564 с.
2. *Горайнов С. В., Бухтатый В. Н., Горайнов Д. С. и др.* Метаморфические и метасоматические комплексы Кировоградского блока Украинского щита. — Харьков, 2004. — 173 с.
3. *Кобзарь В. Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1981. — 103 с.
4. *Лукиенко О. І.* Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу. — К.: ВПЦ "Київ. ун-т", 2002. — 367 с.
5. *Осьмачко Л. С.* Бобринецький гранітоїдний масив як вторинна дислокаційна структура // Геол. журн. — 2008. — № 4. — С. 43—50.
6. *Паталаха Е. И., Лукиенко А. И., Гончар В. В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. — Киев, 1995. — 159 с.
7. *Паталаха Е. И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. — Алма-Ата: Наука, 1970. — 215 с.
8. *Слензак О. И.* Локальные структуры зон напряжений докембрия. — Киев: Наук. думка, 1984. — 102 с.
9. *Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М. и др.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита (протерозой) — Киев: Наук. книга, 2008. — 240 с.
10. *Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. — Львов: ЗУКЦ, 2005. — 364 с.

Ін-т геохімії, мінералогії

Стаття надійшла

та рудоутворення

29.04.09

ім. М. П. Семененка НАН України,

Київ

E-mail: OsmL@ukr.net

Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка,

Київ