05(К ун.)
Вісн

ISSN 1728-3817 (загальний)
ISSN 1728-2713 (серійний)

ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

37
2006

ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ISSN 1728-2713

ГЕОЛОГІЯ 37/2006

Засновано 1958 року

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для науковців, викладачів, аспірантів та студентів.

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations carried out by lectures and scientific researches of geological faculty, Kyiv Taras Shevchenko University.

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	В.В. Шунько, канд. геол.-мінералог. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, канд. геол. наук, доц. (відп. секр.); С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.; В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є.Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М.Шуман, д-р фіз.-мат. наук; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, чл.-кор. НАН України
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, геологічний факультет; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 07.06.06 (протокол № 13)
Атестогано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/7 від 09.06.99
Зареєстровано	Міністерством інформації України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КІ № 251 від 31.10.97
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

Наукова бібліотека
ім. М. Максимовича
КНУ
ім. ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
11844JB
45 - чит зал періодики та дисерт Ц 18.50

© Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2006

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Шевчук В., Шевчук В.
Особливості докембрійського та фанерозойського граніто-гнейсового структуроутворення 4

Павлишин В., Дяків В.
Розвиток біологічної мінералогії в Україні 6

Толстой М., Костенко Н.
Еволюція петрохімічного складу гранітоїдів Українського щита 10

Левченко О., Підтілок О.
Досвід побудування виробничих функцій для шахт Донбасу 13

Курило М.
Типізація стадій літогенезу і рудоутворення 15

Грінченко О., Бондаренко С., Сьомка В., Бондаренко О.
Срібло в протерозойських комплексах західної частини Українського щита
(особливості поширення, мінералого-геохімічні аспекти) 17

Митрохин О., Митрохіна Т.
Титаноносні габроїди федорівського апатит-ільменітового родовища 20

Бункевич О., Андреєв О.
Визначення концентрацій елементів-домішок у мікрокристалах акцесорних мінералів
методом рентгено-флуоресцентного аналізу з метою дослідження петролого-геохімічної,
енергетичної та металогенічної еволюції земної кори 23

Андреєва О., Курило М.
Економічна оцінка рудопроявів та родовищ бентоніту України із використанням методики коефіцієнтів приведення 25

Папка Є., Нестеровський В., Богатиренко В.
Особливості фізико-хімічних умов кристалізації водорозчинних солей 27

Павлов Г., Павлова О., Бубнова О., Філіпов С.
Мікротектонічний аналіз порфіроподібних гранітів північно-західної частини Українського щита 29

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Іванік О.
Геологічні фактори впливу на напружено-деформований стан у системі геологічне середовище – трубопровід у кріолітозоні 31

ГЕОФІЗИКА

Рева М., Онищук І.
Про вплив геометрії польових установок мікроелектрозондування на точність вимірювань при геоекологічних дослідженнях 34

ГЕОІНФОРМАТИКА

Павлов Г., Індутний Ф., Індутний А., Філіпов С.
3D моделювання структурної анізотропії гірських порід 37

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Shevchuk V., Shevchuk V.
Peculiarities of Pre-Cambrian and Phanerozoic granite-gneiss structure-formation 4

Pavlyshyn V., Dyakiv V.
Development of biological mineralogy in Ukraine 6

Tolstoy M., Kostenko N.
Evolution of the petrochemical content of the Ukrainian shield's granitoids 10

Levchenko O., Pidtilok O.
Experience of construction of production function for Donbas mines 13

Kurylo M.
Typification of lithogenesis and ore-formation stages 15

Grinchenko O., Bondarenko S., Semka V., Bondarenko O.
Silver in Proterozoic complexes of the western part of Ukrainian shield (peculiarities of distribution, mineralogic-geochemical aspects) 17

Mytrokhyn O., Mytrokhina T.
Ti-rich gabbro of Fedorivka apatite-ilmenite deposit 20

Bunkevich A., Andreev A.
Determination of the trace elements in the accessory mineral microcrystals using X-ray fluorescence analysis in order to petrological, geochemical, energetical and metalogenic investigation of the Earth crust evolution 23

Andreyeva O., Kurylo M.
Economical evaluation bentonitic deposits of Ukraine using method of reduction coefficient 25

Papka Ye., Nesterovskiy V., Bogatyrenko V.
Peculiarities of physical-chemical conditions of water soluble salts crystallization 27

Pavlov G., Pavlova O., Bubnova O., Filipov S.
Microtectonical analysis of porphyric granites of North-Western part of Ukrainian Shield 29

HYDROGEOLOGY AND ENGENEERING GEOLOGY

Ivanik O.
Geological factors of influence on strain-deformed state of system geological environment – pipeline in cryolithozone 31

GEOPHYSICS

Reva M., Onyshchuk I.
On influence of geometry of microelectrosounding field-arrays on the measuring accurancy for geoecological investigation 34

GEOINFORMATICS

Pavlov G., Indutny F., Indutny A., Filipov S.
3D modelling of structural anisotropy of the rocks 37

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ, МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 551.254 : 551.25

В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, В. Шевчук, здобувач

ОСОБЛИВОСТІ ДОКЕМБРІЙСЬКОГО ТА ФАНЕРОЗОЙСЬКОГО ГРАНІТО-ГНЕЙСОВОГО СТРУКТУРОУТВОРЕННЯ

Аргументується різний стиль архейського, протерозойського та фанерозойського граніто-гнейсового структуроутворення, що обумовлено зміною потужності, теплових та реологічних режимів літосфери. Показано проміжний характер структурних проявів палеопротерозойської гранітизації із широким розвитком граніто-гнейсових монокліналей.

Different style of Archean, Proterozoic and Phanerozoic granite-gneiss structure-formation is argued. It caused by changes of thicknesses, thermal and rheologic regimes of lithosphere. Intermediate character of structural demonstration of Paleoproterozoic granite-formation with development of granite-gneiss monocline have been analyzed.

Генетичні проблеми граніто-гнейсового структуроутворення. Серед різноманітних морфологічних і динамо-кінематичних типів тектонічних структур різновікових метаморфічних комплексів особливе місце належить граніто-гнейсовим структурам (ГГС). Слід зауважити, що поняття "граніто-гнейс" досі використовується у дещо різних змістах. За ранніми визначенням (Ейхвальд, 1849; Безбородько, 1918), граніто-гнейси – це граніти із первинною гнейсовою текстурою. К. Шуркін (1957) граніто-гнейсами називав орто- і парапороди – продукти метаморфізму та гранітизації. Автори Геологічного словника (1973) рекомендують вживати цей термін стосовно гнейсів із директивними текстурами близьких за складом до гранітів будь-якого походження, окрім продуктів динамометаморфізму. Серед сучасних дослідників найчастіше граніто-гнейсами називають сланцюваті продукти автохтонної гранітизації, близькі за складом до гранітів, без обмежень щодо складу й текстурних особливостей субстрату. Саме наявність кристалізаційної сланцюватості є головною особливістю граніто-гнейсів, яка підкреслює їхнє синдеформаційне формування [12]. За структурно-текстурними характеристиками граніто-гнейси, як і складені ними тектонічні структури доволі строкаті, що відображає різноманітність шляхів палінгенно-метасоматичних (речовинних) перетворень та еволюцію напружено-деформованих станів, у яких вони формувалися.

Іншим принциповим питанням у діагностиці граніто-гнейсів і ГГС є, очевидно, характер гранітизації, участь у їхньому формуванні високотемпературного кремній-лужного метасоматозу і часткового або повного плавлення метасоматично зміненого до гранітоїдного складу субстрату. Такі перетворення відбуваються в межах теплових аномалій, розвиток яких забезпечується функціонуванням глибинних флюїдів відповідної спеціалізації [2]. Остання обставина має визначальне значення в сенсі впливу не лише на зміну речовини, реологічних станів та характер прояву деформаційних процесів, але й на характер полів напружень у геологічних середовищах. Зазначимо, зокрема, що за експериментальними даними вміст у породах до 10 % розплаву досить слабо змінює криві "напруження-деформація", при цьому запорогова розрядка напружень, як і до плавлення, відзначається широким розвитком порушень сколового характеру. Зате по досягненню критичного вмісту розплаву, експериментально встановленого Ван дер Молленом і Патерсоном на рівні 30–35 %, дотичні напруження різко падають до значень, що не проявляються, і у середовищах розвивається стійкий режим квазів'язкого течіння. Експериментальні дані підтверджують також закономірну орієнтацію зон розплавлення паралельно максимальним стискуючим напруженням [14]. З іншого боку, за оцінками багатьох дослідників лише термопружність у колонах розвитку теплових аномалій здатна створювати високі напруження, ще більшого зростання рівня напружень слід очікувати від об'ємних ефектів різноманітних фазових перетворень [9; 10; 13].

Відтак, різноманітність ГГС пояснюється, окрім іншого, долученням до зовнішніх щодо систем структуроутворення тектонічних сил внутрішнього силового чинника, роль якого може бути як другорядною, так і визначальною. До того ж, метасоматичні перетворення спричиняються до густинної інверсії та появи архімедових сил з активізацією діапіризму. Не дивлячись на постійний інтерес до ГГС, сталої класифікації таких структур досі не існує. Недостатньо вивченими є також відмінності між однотипними, але різновіковими ГГС.

Основні особливості різновікових граніто-гнейсових структур.

Попри надзвичайну різноманітність ГГС, деякі їх типи набули значного поширення у структурно-формаційних комплексах ранньодокембрійського фундаменту древніх платформ та цілого ряду фанерозойських складчастих областей. Серед них відзначимо: 1) складчасті форми та їхні ансамблі з різким переважанням складок ламінарного течіння; 2) пологосклепінні форми типу граніто-гнейсових куполів; 3) граніто-гнейсові монокліналі. Означені типи ГГС та їх ансамблі можуть зустрічатися як окремо одна від одної, так і в певних комбінаціях, обумовлюючи специфіку різновікових структурно-формаційних комплексів.

Давно відзначена структурна особливість архейських граніто-гнейсових комплексів, у тому числі таких, що формують фундамент граніт-зеленокам'яних поясів, полягає перш за все в широкому розвитку ізометричних у плані, різномасштабних пологосклепінних структур (гнейсові складчасті овали, граніто-гнейсові куполи та валоподібні форми) [4; 5]. Такі комплекси відзначаються повсюдним метаморфізмом на рівні амфіболітової фації, масовим палінгенно-метасоматичним гранітоутворенням та поширенням плагіомігматитів і плагіограніто-гнейсів. Подібні структурні парагенезиси фіксуються також у випадках амфіболітового діафторезу та розвитку граніто-гнейсів по породах гранулітової фації. Поряд з архейськими, у фундаменті ряду кратонів, у тому числі в межах Українського щита, потужного розвитку набули протерозойські двопольовошпатові граніто-гнейсові комплекси, структурні особливості яких, попри наявність однотипних ГГС, суттєво відрізняються від архейських. Поряд із граніто-гнейсовими куполами звичними в них є лінійні структури типу граніто-гнейсових монокліналей. У другій половині минулого століття на прикладах багатьох фанерозойських складчастих систем та областей тектоно-магматичної активізації було доведено, що і пізньопротерозойсько-фанерозойський етап розвитку планети не позбавлений автохтонної гранітизації з формуванням граніто-гнейсових куполів і граніто-гнейсових монокліналей (лінійних зон палінгенно-метасоматичної переробки субстрату) [6; 7; 11]. Таким чином загострилося питання відмінностей морфо-

© В. Шевчук, В. Шевчук, 2006

логічних та генетичних особливостей однотипних, але різновікових ГГС та граніто-гнейсових комплексів у цілому.

Гнейсовими складчастими овалами Л. Салоп назвав крупні (до 800 км у поперечнику) замкнуті овальні та неправильні ("амебоїдні") угруповання складчастих форм, характерні для так званої пермобільної стадії – найдавнішого етапу розвитку Землі. На його думку, ізометричні замкнені форми гнейсових складчастих овалів, а також міжовальних полів зі своєрідним поєднанням куполів і брахіформних мульд, приуроченість до їхніх центральних частин значних за розмірами полів гранітоїдів, доцентрова вергенція складок на крилах овалів, свідчить про формування гнейсових складчастих овалів за суттєвої ролі вертикальних рухів, у той час як "горизонтальні чи якісь косі переміщення мас були по відношенню до них вторинними або похідними" [5]. Ізометрична форма овалів та відсутність ясної впорядкованості у їхньому розташуванні дають підстави стверджувати, що ці структури не мали рами і їх не обмежували будь-які кратонні блоки. Одночасно підкреслюється, що при утворенні таких інфраструктур процеси складчастої деформації, метаморфізму й гранітизації були тісно пов'язаними у часі та просторі. Докази цьому автор вбачає у повній конформності тектонічних структур гнейсів і розміщення серед них граніто-гнейсів, у залежності стилю та складності структурних форм від ступеня гранітизації супракрустальних утворень, у повному збігу кристалізаційної сланцюватості й реліктових текстур та в ізофаціальності метаморфізму і гранітизації. У той же час постулюється утворення концентричних овалів у результаті "підняття крупних мас мобілізованого і частково реоморфізованого матеріалу земної кори, причиною якого було нерівномірне просування теплового фронту із надр планети" [5]. Деформації в овалах розглядаються як результат ламінарного течіння матеріалу в напрямі найменшого супротиву.

У сучасних гіпотезах формування архейської протоконтинентальної кори утворення крупних овоїдних структурних форм пов'язується з підняттям магматичних мас і ростом купольних структур під час формування окремих сиалічних ядер завдяки плюм-тектонічному режиму. Багатокупольна структура сіалічних ядер – нуклеарів сприймається як свідчення ареального та водночас багатоосередкового характеру процесів гранітоутворення, що визначило загальний нелінійний стиль ранньоархейської тектоніки [3]. У подальшому, з нарощуванням потужності континентальної кори, повинна була зростати роль механізмів тектоніки літосферних плит.

Таким чином, крупні овоїдні складчасто-купольні граніто-гнейсові ансамблі – належність лише ранньоархейської континентальної кори, головною особливістю якої була відсутність поділу на платформи та геосинклінали. У той же час, граніто-гнейсові куполи як окремі ГГС та близькі до них форми формувались практично на усіх етапах розвитку планети. Зазначимо, що до структур цього типу окрім власне граніто-гнейсових куполів – зональних пологосклепінних структур із гранітоїдними ядрами, відносять також сланцеві, гнейсові, облямовані гнейсові куполи, діапірові граніто-гнейсові куполи, антиформні граніто-гнейсові брахіскладки тощо, утворення яких так чи інакше пов'язане з термофлюїдними аномаліями (потоками глибинних тепломасоносіїв).

Не дивлячись на тривалу історію вивчення граніто-гнейсових куполів, у витоках якої фігурують праці К. Вегмана, Е. Кранка та П. Ескола, загальновизнаної їхньої класифікації досі не існує. При цьому вже давно стала очевидною необхідність їх розподілу на ранньодокембрійські та фанерозойські структури [11]. Якщо ранньодокембрійські граніто-гнейсові куполи є температурно низькоградієнтними, такими, що формуються в розігрітій корі і відрізняються переважанням пластичних деформацій і, в загальному випадку, конкордатними завдяки розвитку перехідних складчастих ансамблів співвідношеннями з утвореннями рами, то фанерозойські – характеризуються як структури високоградієнтні, з різко проявленою метаморфічною зональністю, як правило, структурно незгідні, з потужним розвитком крихких деформацій у крайових зонах. Такі відмінності спричинені, очевидно, не стільки різницею у факторах куполоутворення, скільки РТ-умовами та реологією верхньої кори на тому чи іншому етапі розвитку. Отже і розподіл на ранньодокембрійські й фанерозойські структури досить умовний, оскільки навіть у кайнозої відомі приклади існування в межах верхньої кори доволі масштабних зон гранітизації з дуже різною внутрішньою динамікою та реологією геологічних середовищ, що спричиняє створення різноманітних ГГС, окремі типи яких практично нічим не відрізняються від ранньодокембрійських. Прикладом можуть слугувати, зокрема, граніто-гнейсові структури колізійних зон [8]. Окрім того, останнім часом все більш виразно сприймаються відмінності ранньоархейського й палеопротерозойської гранітизації і, відповідно, граніто-гнейсового структуроутворення.

Сучасні уявлення про тектоніку фундаменту древніх платформ успадковують раніше відомі тектонічні моделі будови фундаментів як поєднання архейських масивів, розділених (чи об'єднаних) ранньопротерозойськими складчастими чи рухливими поясами [3]. Завершення процесу формування ранньодокембрійської кори пов'язується із масовим палеопротерозойським гранітоутворенням, геохімічний профіль якого змінився відносно ранньоархейського із натрій-кремнієвого на калій-кремнієвий. Масштабність цих процесів добре ілюструється на прикладі Українського щита, де вони пов'язуються з потужною тектоно-магматичною активізацією.

Палеопротерозойське структуроутворення за динамо-кінематичними та реологічними умовами і, відповідно, морфологічними типами структурних форм суттєво відрізняється і від архейського, і від фанерозойського, характеризуючись проміжними ознаками. В умовах вже сформованої потужної і відносно жорсткої, хоча й достатньо прогрітої, континентальної кори стає можливою реалізація деструктивних процесів за рахунок зовнішнього щодо систем структуроутворення силового фактору: тектонічних переміщень блоків кори. Реалізація динамічних схем стиснення-розтягу та зсуву в різних комбінаціях забезпечує диференційовану проникливість кори та відповідні масштаби автохтонного й алохтонного гранітоутворення. Крупні складчасті гнейсові овали не характерні, хоча масштаби розвитку ансамблів складок ламінарного течіння в окремих тектонічних зонах можуть бути значними. Масштаби розвитку овоїдних структур зменшуються при зростанні максимальних розмірів окремих граніто-гнейсових куполів. Останні стають метаморфічно зональними утвореннями: амфіболітовий рівень метаморфізму внутрішніх зон змінюється більш низькотемпературним метаморфізмом периферії. Купольне структуроутворення відбувається на фоні послідовної зміни реологічних властивостей порід рами (субстрату), що виражається проявами поряд із пластичними та в'язкопластичними деформаціями внутрішніх зон крихко-пластичних деформацій (кліваж, бластокатаклазити, бластомілоніти) у периферійних зонах граніто-гнейсових куполів. При цьому, очевидно, повинні зміщуватись акценти в сенсі домінування того чи іншого механізму куполоутворення. Можна припустити, що вплив адвективного механізму суттєво знижується, а стиль гнейсово-купольних структур визначається співвідношенням зовнішніх тектонічних сил та збільшенням об'ємів у системах куполоутворення, спричиненого фазовими перетвореннями під час палінгенно-метасоматичних перетворень субстрату. Просторове розташування ГГС набуває певної впорядкованості.

Окремі структури набувають еліптичної у плані форми і розвиваються ізольовано одна від одної або групуються в різко видовжені ланцюги, простягання яких значною мірою успадковує постархейський тектонічний каркас.

Поряд із граніто-гнейсовими куполами потужного розвитку набувають лінеаментні структури складної та моноклінальної внутрішньої будови. Граніто-гнейсові моноклінали, як це фіксується на прикладі різних мегаблоків та шовних зон УЩ, стають одним із найбільш поширених виразів активних у палеопротерозої структур розломного характеру. Формуються вони завдяки розвитку зонального метаморфізму, високотемпературного калій-кремнієвого метасоматозу та палінгенезу в деструктивних зонах, відзначаються значною різноманітністю структурно-текстурних характеристик мігматитів і граніто-гнейсів, що їх складають. Найбільш звичними є моноклінали, складені смугастими й порфіробластичними мігматитами та граніто-гнейсами зі стійким заляганням кристалізаційної сланцюватості. Дослідження характеру взаємозв'язку речовинних і деформаційних перетворень у межах граніто-гнейсових монокліналей із різновікових структурних парагенезисів показує синдеформаційний характер гранітоутворення у змінних полях напружень. Враховуючи доволі значний ерозійний зріз ранньодокембрійської кори, логічно припустити, що деякі типи граніто-гнейсових монокліналей і, в першу чергу, порфіробластичні, не надто видовжені у плані, можуть бути корінням еродованих граніто-гнейсових куполів. Повертаючись до загального тектонічного режиму раннього докембрію, можна погодитись з думкою В. Моральова і М. Глуховського про те, що специфіку геодинамічного режиму архейсько-ранньопротерозойського етапу розвитку Землі визначало поєднання плюм-тектонічного і плейт-тектонічного режимів, причому зміна першого другим стала суттю цього етапу [1; 3].

Зазначені особливості палеопротерозойського граніто-гнейсового структуроутворення демонструють його відмінності як від архейського, так і від фанерозойського. Подальше охолодження та зростання жорсткості фанерозойської літосфери обумовило значно більш високу контрастність корових термофлюїдних аномалій, високі температурні градієнти по периферії граніто-гнейсових структур із переходами до зовсім неметаморфізованих утворень. Своєю чергою це не могло не позначитись на повсюдному поєднанні крихких і пластичних деформацій і подальшому зниженні ролі адвективного й діапірового механізмів куполоутворення. Значна розповсюдженість граніто-гнейсових монокліналей поза куполами при зовсім невеликому зрізі підтверджує думку про можливість незалежного їхнього розвитку і у палеопротерозої.

Висновки.

Різні теплові режими і, як наслідок, реологічні стани літосфери в археї, протерозої та у фанерозої обумовили суттєву різницю в проникливості літосфери, контрастності термофлюїдних аномалій, характері масового гранітоутворення в періоди тектоно-магматичної активізації, а також різний стиль граніто-гнейсового структуроутворення. Архейський структурний план відзначається розвитком спряжених із структурою рами овальних гнейсово-купольних і купольно-складчастих структурних форм, із широким проявом пластичного і суб'язкого течіння на фоні низьких латеральних температурних градієнтів. Фанерозойські прояви гранітизації відзначаються переважанням лінійних структур типу граніто-гнейсових монокліналей у межах розломних зон та видовжених, крихких і крихко-пластичних деформацій у високоградієнтних теплових полях. Граніто-гнейсове структуроутворення палеопротерозойського етапу має проміжні характеристики, обумовлені значною потужністю континентальної кори, з одного боку, та ще достатньо високою інтенсивністю корових теплових полів.

1. *Глебовицкий В.А.* Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. – 1996. – № 5. – С. 27–42. 2. *Коржинский Д.С.* Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. – М., 1971. – С. 144–153. 3. *Моралев В.М., Глуховский М.З.* Архейская и раннепротерозойская тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники:Зб. – М., 2001. – С. 50–90. 4. *Салоп Л.И.* Два типа структур докембрия, гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1971. – Т. 46, вып. 4. – С. 5–30. 5. *Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л., 1982. 6. *Синица С.М.* Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. – Новосибирск, 1975. 7. *Сорвачев К.К.* Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. – М., 1978. 8. *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. – 1997. – № 6. – С. 56–71. 9. *Шевчук В.В., Лихачев В.В.* Математическая модель поля напряжений, вызванного тепловой аномалией в упругой среде // Геофиз. журн. – 1996. – Т. 18, № 6. – С. 74–80. 10. *Шевчук В.В.* PT-умови та глибинність метаморфізму // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – Вип. 22. – С. 91–94. 11. *Шевчук В.В.* Эволюция полей напряжений при формировании фанерозойских гранитогнейсовых куполов // Геофиз. журн. – 2002. – Вип. 24, № 6. – С. 220–229. 12. *Шевчук В.В., Павлов Г.Г.* Тектонофизические условия формирования кристаллизационной сланцеватости // Геофиз. журн. – 2003. – Вип. 25, № 5. – С. 76–83. 13. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск, 1989. 14. *Van der Molen* and *Paterson M.S.* Experimental deformation of Partialy-Melted Granite // Contrib. Mineral. Petrol. – 1979. – 70. – P. 229–318.

Надійшла до редколегії 15.05.06

УДК 549.8+549.9

В. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, В. Дяків, канд. геол. наук

РОЗВИТОК БІОЛОГІЧНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ В УКРАЇНІ

Проаналізовано етапи розвитку біомінералогічних досліджень в Україні. Відзначена провідна роль В.І. Вернадського в становленні сучасної біомінералогії. Розглянуто дискусійні питання розуміння біомінералогії. Детально охарактеризовано стан біомінералогічних досліджень у другій половині XX – початку XXI ст. Дано оцінку фундаментальних праць Ф.В. Зузука в царині мінералогії уролітів. Вказується на те, що за рівнем розвитку біологічної мінералогії, Україна посідає одне з чільних місць в світі. Українські науковці добились вагомих результатів в дослідженні процесів патогенного біомінералоутворення в організмі людини.

In paper are analysed of the stages development of biomineralogical researches in Ukraine. V.I.Vernadsky was leading role in becoming of modern biomineralogy. Debatable questions for biomineralogy understanding are considered. In detail the state of biomineralogical researches is described in the second half XX – beginning of XXI ages. It is given estimation of fundamental papers of F.V. Zuzuk in the area of urolite mineralogy. It is specified on that by the level of development of biological mineralogy, Ukraine occupies one of above all places in the world. The Ukrainian researches workers obtained ponderable results in research of processes of pathogenic biomineral-forming the human organism.

В сучасній мінералогічній літературі терміни "біомінерал", "біомінералізація" та "біомінералогія" з'явилися у другій половині XX ст. завдяки працям Г. Лавенстама, Г. Нанколласа, А. Кораго та ін. [25; 26; 12]. Однак спостереження за властивостями біомінеральних утворень проводила ще людина виду *Homo habilis*. Зокрема, серед нижньопалеолітичних артефактів олдувейського комплексу на території теперішньої Танзанії близько 2 млн років тому встановлені вироби з кісток убитих тварин. Міцнісні та еластичні властивості кісток, їхню текстурованість, легкість в обробці древня людина почала використовувати та виробляти найрізноманіт-

© В. Павлишин, В. Дяків, 2006

ніші примітивні знаряддя праці. На виробах із кісток археологами фіксуються сліди механічної дії на них (вони розбиті, розщеплені чи відшліфовані).

Після раннього палеоліту подальші археологічні культури в обов'язковому порядку містили артефакти з кісток. Причому з часом найрізноманітніші давні люди постійно вдосконалювали свою майстерність в обробці кісток. Навіть використання каменю (кременю, обсидіану) та металів (міді, бронзи, заліза) не змогло витіснити вироби з кісток в епохи неоліту та енеоліту. Так, у Трипільській культурі або культурі "Кукутені-Трипілля" (назва походить від с. Трипілля на Київщині та назви румунського села Кукутені), наші пращури обробляли землю за допомогою мотик, зроблених з рогу оленя або з кістки та з палиць-копалок із загостреними кінцями, а урожай збирали за допомогою кістяних серпів з кремінним лезом.

Доволі тривалий період людство головним чином використовувало мінерали та органо-мінеральні агрегати біогенного походження. Зокрема, розвиток античної та середньовічної медицини сприяв використанню у лікувальній практиці таких біомінеральних утворень. як бурштин, мумійо, віск та інших. У муміях єгипетських фараонів виявлено ознаки патогенного біомінералоутворення: ниркове та жовчне каміння. Проте всі вищезгадані біомінеральні утворення не піддавались більш-менш поглибленому вивченню.

Період бурхливого вивчення та нагромадження знань про біомінеральні утворення припадає на кінець XIX – початок XX ст. Саме тоді почали бурхливо розвиватись, насамперед на атомарно-молекулярному та мікроскопічному рівнях, геохімія, біологія, мінералогія, ґрунтознавство. Слід зазначити, що всі ці напрями наукових знань у той час розвивались відносно автономно: геохімія була на початковому етапі накопичення знань про хімічний склад геологічних формацій, біологія активно прогресувала на клітинному та субклітинному рівнях пізнання живого, мінералоги почали досліджувати кристалічну ґратку мінералів, а ґрунтознавці реконструювати складні процеси ґрунтоутворення. Щоб зрозуміти взаємовідносини між живою та неживою природою на той час необхідно було бути спеціалістом як мінімум у всіх цих чотирьох царинах знань. Лише тоді можна зрозуміти геологічну роль живих організмів та їх взаємини з неорганічною матерією. Саме таким вченим-енциклопедистом у галузі геохімії, біології, мінералогії, ґрунтознавстві наприкінці XIX – початку XIX ст. був видатний український вчений-природознавець В. Вернадський. Саме він вперше наголосив на важливості вивчення мінералів біогенного походження та процесів життєдіяльності організмів як потужного геологічного фактору, що протягом останніх 3,8 млрд років суттєво впливав на різноманітні геологічні процеси. В. Вернадський писав "На земній поверхні немає хімічної сили, більш постійно діючої, ніж живі організми, взяті в цілому. І чим більше ми вивчаємо хімічні явища біосфери, тим більше ми переконуємося, що на ній немає випадків, де б вони не були незалежні від життя. І так тривало протягом всієї геологічної історії" [14].

В. Вернадський як природодослідник та мислитель не тільки стояв біля витоків такого розділу науки, як біогеохімія. З його вчення про роль живих організмів у геологічних процесах логічно випливає важливість ще одного напряму, що розвивається – біомінералогії [3]. Із вчення В. Вернадського про біосферу випливає, що розвиток живої і неживої матерії як планетарного явища має єдине начало. Безперервна просторово-часова взаємодія живого й неживого (костного) яскраво проявляє себе через біогеохімічні процеси і процеси біомінералоутворення. Мінералоутворення в біосфері не обмежується костною (відмерлою) матерією, а знаходиться в тісній взаємодії з живою матерією. Взаємодія і взаємозв'язок світу живого та світу мінерального – складна актуальна й недостатньо вивчена проблема. Її пізнання і є однією з найважливіших стратегічних завдань біомінералогії, яке вирішувалось у другій половині XX ст. Таким чином праці та філософські погляди В. Вернадського на межі XIX–XX ст. започаткували біомінералогічні дослідження не тільки в світі загалом, але й в Україні зокрема [2; 20].

Слід зазначити, що саме в цей час у значної кількості мінералогів-науковців ставлення до мінералоутворення в біологічних системах, і особливо в таких складних системах, як організм людини було, а подекуди і далі залишається, достатньо упередженим. А деякі з них, як наприклад Л. Яхонтова, А. Грудев та В. Зверева [23; 24], відзначаючи важливе значення живих організмів в мінералоутворенні, вважають що фізіогенні та патогенні біомінерали, які сформувались в організмі людини, не можуть бути предметом вивчення геологічних наук – мінералогії чи біомінералогії. З їхнього погляду, вони можуть бути об'єктом вивчення біології, медицини чи фізики, оскільки не пройшли повний геологічний цикл. Ось цитата з їх роботи: "Мінералоподібні фази, які виникають в організмах по ходу нормального або патологічного метаболізму, формуються як проміжний результат руху матерії в біологічних циклах. При цьому організми знаходяться в стані інтенсивного масо-, енерго- та інформаційного обміну з навколишнім середовищем, звичайно ускладненого нерівноважною термодинамікою незворотних процесів. Мінералоподібні утворення в живих організмах ініціюються та визначають параметри і механізми метаболізму, але не мінералотвірного середовища і геологічної форми руху матерії, де кристалічні структури мінералів, що формуються, відображають їх геологічну історію за допомогою унікальної системи типоморфних ознак. Вільне застосування поняття "біомінерал" в такій ситуації не стільки розширює горизонти мінералогії, скільки засмічує її фактами і концепціями, пригноблюючими власну систему знань. На жаль, це повністю належить до монографії А. Кораго (1992) [12], фактичний бік якої має відношення не до мінералогії, а до медицини і біології". Основним каменем спотикання у названій праці А. Кораго стали визначені ним об'єкти дослідження біомінералогії, а саме біомінерали та органо-мінеральні агрегати [12].

На наш погляд, такий підхід Л. Яхонтової, А. Грудева та В. Зверевої є в принципі хибним, хоча б з тої позиції, що суперечить визначенню мінералу як природної хімічної сполуки кристалічної будови. Адже мінерали метеоритів, місячних порід та інших космічних природних тіл сформувались ще значно дальше від надр Землі і їх типоморфні ознаки не відображають класичних геологічних процесів. Перлини, бурштин, каустобіоліти та інші корисні копалини біогенного походження сформувались або в живому організмі, або є продуктом розкристалізації біомаси... Звідси виникає дилема: чи належать до мінералів (а відтак є предметом вивчення мінералогії) ці, давно відомі природні кристалічні та аморфні хімічні сполуки. Проте на сьогодні дискусія в питанні про віднесення чи не віднесення мінералів біогенного походження втратила свою актуальність на користь першого погляду. Тобто, якщо в мінералогії зародження, ріст і руйнація мінералів розглядаються з позицій законів фізики та хімії, то в біомінералогії – так само, але обов'язково з урахуванням біохімічних законів і закономірностей. Виходячи з цього, **біомінералогія** в сучасному розумінні – це розділ мінералогії й відповідно біології та медицини, що вивчає біогенні мінерали,

органо-мінеральні агрегати, процеси та механізми біомінералоутворення, їх медичні наслідки. Більше того, деякі особливості біомінеральних взаємодій професор М. Юшкін [21], наприклад, розглядає з позицій **вітамінералогії** – вчення про мінерали та життя. М. Павліковський [27], з урахуванням специфіки поширення та ролі мінералів у життєдіяльності організму людини, запропонував виділити як самостійний науковий напрям **мінералогію людини.** В англомовній інтерпретації С. Потапова та А. Чиглинцева цей самий напрям має назву хьюменмінералогія [18]. Інші дослідники називають його **медичною мінералогією** (термін "медична мінералогія" у дещо іншому значенні запровадив у науку китайський вчений Лі Хопгчао в 1989 р. При цьому слід зазначити, що російський вчений В. Севергін ще у 1798 р. виділяв **"лікарську мінералогію".** Дещо відокремлено від мінералоутворення в живих системах розглядає С. Савкевич **"органічну мінералогію"** [19]. У будь-якому випадку термін **біомінералогія** найповніше охоплює сутність, специфіку, об'єкти та методи дослідження біомінералів, тобто мінералів, утворених живими організмами або за їх участю, у тому числі в організмі людини [3].

Значною мірою сучасному розумінню біомінералогії сприяв вагомий доробок **української біомінералогічної школи,** яка досягла особливо значних успіхів на межі XX–XXI ст. завдяки працям, насамперед, доктора геологічних наук, професора Ф. Зузука. Цій тематиці Ф. Зузук присвятив майже 35 років. Відразу ж після захисту кандидатської дисертації "Форми знаходження нікелю в корі вивітрювання ультрабазитів" (1972) у 1973 р. з'явилась перша робота Ф. Зузука у співавторстві з Ф. Мамчуром [13]. Згодом наполегливі цілеспрямовані дослідження протягом 15 років дали вагомі результати. Обмінюючись результатами та досвідом з іншими дослідниками, з'ясувалось, що накопичено цікавий фактичний матеріал, який необхідно систематизувати, викласти, доповісти та обговорити на представницьких конференціях.

Саме Ф. Зузуком за підтримки Українського мінералогічного товариства у 1988 р. було ініційовано проведення першої республіканської конференції (виїзної сесії Українського мінералогічного товариства) з біомінералогії, присвяченої 125-річчю академіка В. Вернадського, (Луцьк, 1988). Через чотири роки в 1992 р. так само на базі Волинського державного педагогічного інституту імені Лесі Українки, після розпаду СРСР у м. Луцьку відбулася перша міждержавна конференція "Біомінералогія-1992" як виїзна сесії Українського мінералогічного товариства. І, нарешті, у 1995 р. у м. Луцьку відбулася конференція на тему "Біомінералогія і медична екологія та наукові дослідження лабораторії біомінералогії, медико-екологічного та шкільного картографування". На ці конференції були запрошені та виступали з доповідями як відомі фахівці-мінералоги з багатьох країн: О. Матковський, В. Павлишин, М. Юшкін, Ю. Борисенко, А. Полінко, так і медики-науковці: професори Г. Бабенко, Я. Ганіткевич та інші [1 15]. **Оглядаючись на історичну ретроспективу, можна однозначно стверджувати, що саме ці конференції дали могутній поштовх до активізації біомінералогічних досліджень не тільки в Україні та пострадянському просторі, але й за їх межами.** Саме у 1995 р. Ф. Зузуком було передбачено майбутній розвиток біомінералогії у трьох магістральних напрямах: 1) вивчення біомінеральних утворень минулих геологічних епох; 2) дослідження фізіогенних і патогенних утворень у живому організмі (в широкому розумінні цього слова); 3) розвиток біотехнологій на засадах біомінералогії [5]. На жаль, після 1995 р. ні в Луцьку, ні в інших містах України подібного роду конференції на визначену домінантну біомінералогічну тематику не проводились.

Натомість констатуємо, що починаючи з середини 90-х років усі найважливіші біомінералогічні конференції (семінари) міжнародного рівня відбувались на базі Інституту геології Комі НЦ УрВ РАН: "Мінералогія і життя" (Сиктивкар, 1993), "Мінералогія і життя: біомінеральні гомології" (Сиктивкар, 1996), "Структура і еволюція мінерального світу" (Сиктивкар, 1997), "Мінералогія і життя: біомінеральні гомології" (Сиктивкар, 2000), "Некристалічний стан твердої мінеральної речовини" (Сиктивкар, 2001), "Вуглець: Мінералогія, геохімія и космохімія" (Сиктивкар, 2003). Ініціатором їх проведення був видатний російський мінералог, директор Інституту геології Комі НЦ УрВ РАН, академік РАН, професор, доктор геолого-мінералогічних наук М. Юшкін. І це перераховано лише міжнародні наукові форуми, які були проведені у м. Сиктивкар, в Інституті геології. Крім того, у 2002 та 2005 рр. відбулось дві міжнародні наради з органічної мінералогії, в Санкт-Петербурзі та Петрозаводську, у 2002 р. в Москві відбулись 42 наукові читання ім. В. Вернадського, у 2005 р. в Новосибірську – Міжнародна нарада "Походження та еволюція біосфери" та ряд інших наукових форумів, які дали новий відчутний імпульс розвитку біомінералогії.

М. Юшкін на цих наукових форумах був не тільки організатором, але й активним учасником, запропонував нові напрями в біомінералогії, а саме вчення про біомінеральні взаємодії, гіпотезу абіогенезу та вітасинтезу, теорію мінерального організмобіозу (вуглеводневої кристалізації життя) з позицій найновіших досягнень мінералогії та біології нанорівня [21]. Хоча на сьогодні питання зародження життя на Землі та роль кристалічної структури мінералів у ініціюванні синтезу складних органічних молекул таких, як білки та нуклеїнові кислоти є дискусійними, запропоновані М. Юшкіним нові підходи до пояснення цих феноменів є безумовно надзвичайно цінними. М. Юшкіну належить загальноприйнята на сьогодні класифікація біомінералів на 6 генетичних типів: 1) біомінерали-організми; 2) біомінерали, сформовані в живих організмах; 3) біомінерали, сформовані поза організмом; 4) біомінерали, які укорінені в організми; 5) біомінерали, що утворилися внаслідок кристалізації та хімічних перетворень органічної речовини; 6) біомінерали, що сформувалися завдяки кристалізації біомінералоїдів [22]. Ця класифікація засвідчує, який великий інформаційний простір охоплює біомінералогія, де кожний генетичний тип відзначається проблемами, що вимагають свого вирішення.

У цей час в кінці XX та на початку XXI ст. в Україні біомінералогічні дослідження були сконцентровані головним чином у царині дослідження патогенного мінералоутворення в організмі людини. Це питання є надзвичайно широким, оскільки воно охоплює патологічні зміни в кістках і зубах людини (карієс, флюороз, подагра, остеофіти, остеокласти тощо), каміння сечостатевої системи, жовчних шляхів, слинних залоз, підшлункової залози, зубні камені, камені очей, біоліти легень, новоутворення в судинах, м'язах, зокрема серця, мозку, злоякісних і не злоякісних пухлинах тощо. Серед усіх цих патогенних утворень найбільшу увагу було приділено конкрементам сечостатевої системи та жовчних шляхів. У Росії цим питанням найбільшої уваги, крім вищезгаданих М. Юшкіна [21; 22] та А. Кораго [12], приділяли А. Полієнко [17], Н. Пальчик [16], В. Каткова [11].

У цей час в Україні з біомінералогії патогенних біомінеральних утворень було захищено дві кандидатські дисертації: 1999 р. В. Дяків "Мікростуктурна будова жовчних камінців та роль фрактальної кристалізації у їх формуванні" [4], у 2001 р. С. Кадурін "Парагенетичні асоціації мінералів і онтогенія органо-мінеральних агрегатів у нирках людей" [10].

У червні 2005 р. Ф. Зузук захистив докторську дисертацію "Мінералогія уралітів". Ця робота, а також видана в 2002–2004 рр. **тритомна монографія (у чотирьох книгах) Федора Васильовича Зузука "Мінералогія уралітів" [6–9], без жодного перебільшення належать до непересічних, навіть епохальних подій у розвитку біомінералогії в Україні.** Унікальність цієї роботи полягає насамперед у всеохоплюваності даної проблематики, унікальному фактичному матеріалі, зібраному протягом понад 30-літнього періоду досліджень, системному аналізі велетенського масиву літературних даних, науково обґрунтованому доказі впливу соціальних та екологічних чинників на процеси каменеутворення (склад і структура каменів) у сечовидільній системі людини за такими параметрами, як локалізація каменеутворення (нижні чи верхні сечовидільні шляхи), періоди часу (XIX та XX ст.), вік (дорослі, діти), статева ознака, географічні відмінності регіонів.

Такий порівняльний аналіз статистичних даних про віковий і статевий ценз хворих різних країн Європи, Азії, Африки, Америки та Австралії показав, що в XIX ст. і раніше хворіли в основному діти, причому чоловічої статі. Недуга стосувалася здебільшого нижніх сечових шляхів, тоді як у XX ст., особливо в другій його половині, хворіють дорослі здебільшого у віці 40–60 років, причому переважно з локалізацією каміння у верхніх сечових шляхах. Кількість хворих чоловіків і жінок в економічно розвинених державах зрівноважується, тоді як у слабо розвинених країнах це співвідношення коливається в межах 1,5–2,0. Мінеральний склад також змінюється в зв'язку з соціальним станом суспільства, тобто за низького життєвого рівня переважає уратове каміння, а за високого – фосфатно-оксалатові утворення, що видно на прикладі США, Німеччини та інших розвинених країн Європи. Застосувавши як класичні онтогенічні методи, так і рентгенівські, ІЧ-спектроскопічні, термічні тощо, Ф. Зузуком встановлені найпоширеніші типи уралітів, що складаються з різних співвідношень оксалатів, фосфатів та уратів. Особливо в роботах Ф. Зузука вражає об'єми та якість онтогенічних досліджень уралітів. Серед них розрізняються сфероїдолітові сфероліти, відкриті дендритоподібні сфероліти, ооліти, власне зернисті агрегати. Досить часто вони відзначаються чергуванням різних структурних мотивів. Надзвичайно важливим висновком біомінералогічних робіт Ф. Зузука є теза про те, що кристалізація каменеутворювальних біомінералів як індивідів, так і агрегатів підпорядковується тим же законам, що і в геологічних об'єктах, тобто формуються індивіди та агрегати у вигляді двійників сфероїдолітів, дендритів, розеткоподібних зростань. Відзначається значна роль у формуванні сечового каміння мікроорганізмів, коли відбувається псевдоморфне заміщення уеделіту ювелітом.

Таким чином, аналіз розвитку біологічної мінералогії в Україні вказує на те, що нині наша держава посідає чільне місце в світі. Українські науковці досягли вагомих результатів у дослідженні процесів патогенного біомінералоутворення в організмі людини. Нагальною проблемою є проведення регулярних, із певною періодичністю спеціалізованих біомінералогічних наукових конференцій, аналогічних до тих, що були у 80–90 рр. на базі Волинського державного університету ім. Лесі Українки у м. Луцьку. Це виїзні засідання Українського мінералогічного товариства чи симпозіумів, нарад, семінарів, що проводились в останні роки під егідою директора Інституту геології Комі НЦ УрВ РАН М. Юшкіна у м. Сиктивкарі.

1. *Билобров В.М., Богдан Н.М.* Особенности нормальных и патологических биоминералов // Минералогия и жизнь: Материалы к межгос. минералог. семинару. – Сыктывкар, 1993. – С. 52–54. 2. *Борисенко Ю.А., Зузук Ф.В.* Біомінералогічні дослідження в Україні // Проблеми геологічної науки та освіти в Україні: Матер. наук. конф., присвяч. 50-річчю геол. факультету, 19–21 жовт., 1995 р. – Львів, 1995. – С. 141–142. 3. *Довгий С.С., Павлишин В.І.* Екологічна мінералогія України. – К., 2003. 4. *Дяків В.О.* Мікроструктурна будова жовчевих камінців та роль фрактальної кристалізації у їх формуванні: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – Львів, 1999. 5. *Зузук Ф.В.* До проблем біомінералогії (на прикладі фізіогенних і патогенних утворень): Зб. матеріалів конф. "Біомінералогія і медична екологія" та наук. досліджень лабораторії біомінералогії, медико-екологічного та шкільного картографування, Волинський університет, 18–20 жовт., 1995 р. / Відп. ред. Ф.В. Зузук. – Луцьк, 1995. – С. 3–5. 6. *Зузук Ф.В.* Мінералогія уралітів: Монографія: У 3 т. –Т. 2: Мінеральний та хімічний склад уралітів. Кн.1. – Луцьк, 2003. 7. *Зузук Ф.В.* Мінералогія уралітів: Монографія: У 3 т. – Т. 2: Мінеральний та хімічний склад уралітів. Кн. 2. – Луцьк, 2003. 8. *Зузук Ф.В.* Мінералогія уралітів: Монографія: У 3 т. – Т. 3: Онтогенія уралітів. – Луцьк, 2004. 9. *Зузук Ф.В.* Мінералогія уралітів: Монографія: У 3 т. – Т. 1: Поширення сечокам'яної хвороби серед населення світу. – Луцьк, 2002. 10. *Кадурін С.В.* Парагенетичні асоціації мінералів і онтогенія органо-мінеральних агрегатів у нирках людей: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – Львів, 2001. 11. *Каткова В.И.* Мочевые камни: минералогия и генезис. – Сыктывкар, 1996. 12. Кораго А.А. Введение в биоминералогию. – СПб., 1992. 13. *Мамчур Ф.І., Зузук Ф.В.* До таємниць кам'яної хвороби. – К., 1973. – Сер. 9, № 10. 14. *Матковский О.И, Зузук Ф.В.* В.И. Вернадский и новые направления науки биоминералогия и биогеохимия // Тезисы Первой респ. конф. по биоминералогии, посвященной 125-летию академика В.И. Вернадского / Отв. ред. Ф.В. Зузук. – Луцк, 1988. – С.3–4. 15. *Павловський М.П., Василечко Л.О., Ганіткевич Я.В., Кузьмик А.Г.* Рентгенографічні дослідження жовчних конкрементів // Докл. АН Украины. Сер. Математика, естествознание, техн. науки. – 1994. – № 9. – С. 154–158. 16. *Пальчик Н.А., Титов А.Т., Ларионов П.М. Григорьева Т.Н., Столповская В.Н.* Комплексный анализ минеральных отложений на сердечных клапанах // Минералогия и жизнь: биоминеральные гомологии: Расширен. тез. докл. II Междунар. сем., 17–22 июня 1996 г. – Сыктывкар, 1996. – С. 139–140. 17. *Полиенко А.К., Шубин Г.В., Ермолаев В.А.* Онтогения уролитов. – Томск, 1997. 18. *Потапов С.С., Чиглинцев А.Ю.* Хьюменминералогия вообще и минералогия простатитов в частности // Минералогия техногенеза: Докл. II сем., 9–11 февр., 2001 г. – Миасс, 2001. – С. 122–129. 19. *Савкевич С.С.* К вопросу о развитии органической минералогии // Проблемы кристаллохимии и генезиса минералов. – Л., 1983. – С. 26–30. 20. *Сребродольский Б.И.* Основные проблемы биоминерализации // Минерал. сб. – Львов, 1986. – № 39, вып. 2. – С. 49–55. 21. *Юшкин Н.П.* Минеральные предшественники биосистем и концепция углеводородного организмобиоза // Происхождение и эволюция биосферы: Матер. Межд. рабочего совещания, Новосибирск, 26–29 июня 2005 г. – Новосибирск, 2005. 22. *Юшкин Н.П.* Мир биоминералов и проблемы биоминералогии // Мінералог. зб. – Львів, 1991. – № 45, вип. 1. – С. 5–13. 23. *Яхонтова Л.К., Зверева В.П.* Основы минералогии гипергенеза: Учеб. пособие. – Владивосток, 2000. 24. *Яхонтова Л.К., Грудев А.П.* К уточнению понятий индуцируемой / матрицируемой биоминерализации: Докл. Академии наук. – 1993. – Т. 332, № 2. – С. 234–236. 25. *Lowenstam H., Weiner S.* On biomineralization. – N. Y., 1989. 26. *Nancollas G.H.* The mechanism of biological mineralization // J. Crystal Growth. – 1977. – Vol. 42. – P. 185–193. 27. *Pawlikowski M.* Mineralizacja organizmu czlowieka zyjacege (mineralogia czlowieka) // Prase Mineral. – 1988. – № 79. – S. 873–877.

Надійшла до редколегії 24.05.06.

УДК 550.4 (477)

М. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, Н. Костенко, пров. інж.

ЕВОЛЮЦІЯ ПЕТРОХІМІЧНОГО СКЛАДУ ГРАНІТОЇДІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

На кількісному рівні виділено окремі етапи гранітоутворення на Українському щиті, які маркуються відповідними формаціями порід.

At a quantitative level separate stages of formation jf granitoids on the Ukrainian Shield which are marked by corresponding formations of breeds are allocated.

Вступ. Відомо, що в докембрійській історії земної кори УЩ від початкових стадій формування і до повної консолідації значна роль належить гранітоїдним породам, на частку яких припадає до ¾ їхнього об'єму. Це означає, що на території УЩ мав місце велетенський за своєю тривалістю мегаетап гранітоїдного магматизму, який в історії щита більше не повторився. Особливістю цього мегаетапу була зміна хімічного, отже, й речовинного складу порід у часі. Хоча ці зміни й відбувались послідовно, але мали не постійний, а періодичний характер, що визначалось, насамперед, дискретністю протікання самого магматичного процесу.

Мета досліджень. Виклад матеріалу. Вивченню еволюції гранітоїдного магматизму на різних етапах його розвитку, пов'язаних з окремими тектоно-магматичними циклами, присвячене це дослідження. Для цього методом головних компонент у режимі кореляційної матриці (R-метод) досліджувались закономірності розподілу середнього вмісту петрогенних окислів у різних видах гранітоїдів УЩ. До аналізу було залучено оригінальні дані з хімічного складу 13 основних видів гранітоїдів УЩ (табл. 1).

Таблиця 1. Середній хімічний склад основних видів гранітоїдних порід Українського щита, % маси

№ з/п	Породи	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	ВПП	Сума
1	Діорити (15)	55,00	1,07	16,30	3,55	5,96	0,17	3,87	6,70	3,46	1,80	0,43	0,11	1,25	99,67
2	Кварцові діорити (14)	60,93	0,63	17,09	2,17	3,93	0,10	2,56	5,08	4,10	1,90	0,23	0,06	1,1	99,87
3	Ендербіти (7)	61,01	0,74	16,34	1,05	5,39	0,12	2,83	5,06	3,90	1,97	0,26	0,13	0,89	98,79
4	Тоналіти (31)	64,94	0,52	16,53	2,00	2,85	0,07	1,73	4,12	4,13	1,95	0,19	0,10	0,10	99,22
5	Плагіограніти (95)	70,03	0,27	15,59	1,10	1,76	0,04	1,08	3,06	4,65	1,53	0,09	0,08	0,66	99,93
6	Гранодіорити (63)	66,26	0,56	15,70	1,27	2,92	0,07	1,58	2,77	3,66	3,82	0,21	0,09	0,99	99,88
7	Чарнокіти (16)	70,27	0,38	14,75	0,79	2,34	0,03	0,90	2,27	3,22	4,00	0,09	0,10	0,78	99,92
8	Нормальні граніти (250)	71,19	0,32	14,39	0,71	1,98	0,04	0,65	1,61	3,30	4,69	0,10	0,13	0,76	99,87
9	Лейкограніти (26)	74,60	0,10	13,74	0,30	1,21	0,03	0,26	1,33	3,30	4,24	0,05	0,10	0,63	99,89
10	Граносієніти (35)	68,17	0,63	13,54	1,94	3,62	0,09	0,63	2,15	3,16	4,76	0,13	0,19	0,83	99,85
11	Граніти рапаківі (24)	71,28	0,33	13,47	1,23	2,40	0,04	0,33	1,52	3,03	5,45	0,09	0,08	0,72	99,20
12	Граніти рапаківіподібні (21)	74,15	0,24	12,35	0,79	2,01	0,03	0,46	1,01	2,86	5,13	0,05	0,09	0,59	99,07
13	Сублужні граніти (86)	73,47	0,22	13,00	1,04	1,69	0,04	0,34	0,85	3,24	5,08	0,08	0,12	0,64	99,80

Примітки: цифри в дужках – кількість аналізів.

Результати математичної обробки петрохімічних даних винесено на факторну діаграму в координатах F_1–F_2 (рис. 1), внесок яких у загальну дисперсію склав, відповідно, 79,3 і 15,0 %. Спосіб графічного зображення у вигляді фігуративних точок хімічного складу порід дозволив розділити гранітоїди УЩ за відмінностями їх кремнекислотності-основності й лужності на три порідних еволюційних ряди. Зокрема, еволюцію кремнекислотно-основних властивостей гранітоїдів характеризує фактор F_1, на що вказує полярна асоціація петрогенних окислів у його складі, а саме: SiO_2 із позитивним факторним навантаженням і, відповідно, CaO, MgO, P_2O_5, MnO, TiO_2, FeO, Fe_2O_3 (наведено у порядку зменшення величини їхнього навантаження) з негативними. Еволюція лужності відобразилась у факторі F_2, де протиставлені такі окисли, як Na_2O, Al_2O_3 (позитивні факторні навантаження) і K_2O з негативним знаком факторного навантаження.

Тим самим на кількісному рівні отримано наглядне підтвердження того, що процес формування гранітоїдів УЩ відбувався не послідовно, а розвивався циклічно. На це вказують виділені еволюційні ряди гранітоїдних порід, які саме й фіксують собою три крупних етапи гранітоутворення на УЩ зі зміною їхнього речовинного складу в часі залежно від характеру вихідного магматизму. Так, для раннього етапу характерним є утворення порід плагіогранітоїдного ряду, серед яких присутні діорити, ендербіти, кварцові діорити, тоналіти, плагіограніти. Фігуративні точки хімічного складу цих порід послідовно змінюють одна одну, утворюючи єдиний тренд у напрямі позитивного кінця осі F_1. Два наступних ряди порід, які характеризують середній і заключний етапи гранітоутворення на щиті, на відміну від попереднього, представлені кислими гранітоїдами, відповідно, нормальної (гранодіорити, чарнокіти, граніти й лейкограніти) і підвищеної лужності (граносієніти, граніти рапаківі, сублужні граніти, рапаківіподібні граніти).

Як видно, виявлені тренди петрохімічної диференціації порід плагіогранітоїдного ряду й кислих гранітоїдів УЩ відрізняються своєю орієнтацією по відношенню до осі F_1: крутішою для порід першого ряду й майже субпаралельною до неї для останніх двох. Припускається, що така зміна в орієнтації трендів гранітоїдів другого та третього рядів відносно першого пов'язана зі структурною перебудовою земної кори у зв'язку з її сиалізацією. Це, зокрема, призвело до розшарування земної кори на два різні за мінеральним складом оболонки, які представлені відповідно гранітоїдами середнього й кислого складу.

На сьогодні не виникає сумніву, що останній етап гранітоутворення на УЩ за своєю природою є інтрузивним і характеризується появою таких сублужних порід, як граносієніти, граніти рапаківі, рапаківіподіб-

© М. Толстой, Н. Костенко, 2006

ні граніти, безпосередньо пов'язаних із процесами тектоно-магматичної активізації. Також є підстави вважати, що з ТМА пов'язане формування низки порід другого петрохімічного тренду. Лише гранітоїди першого еволюційного ряду за своїм походженням є здебільшого ультраметаморфічними утвореннями.

Аналіз геологічної позиції виділених порідних рядів і їхній речовинний склад свідчать, по-перше, що вони є послідовними дериватами, відповідно, основно-середньої, кислої й сублужної вихідних магм; по-друге, про значну роль калію, а також SiO_2, яка посилюється в часі від ряду до ряду; по-третє, про, ймовірно, різну глибину їхнього формування; вчетверте, про, можливо, вікову послідовність становлення основних типів гранітоїдів УЩ у межах порідного ряду, а також і між ними. Таке припущення дозволяє скласти універсальний ряд вікової послідовності гранітоїдних порід, розмістивши їх відповідно до виявлених еволюційних рядів: (діорити – кварцові діорити – ендербіти) – тоналіти – плагіограніти – гранодіорити – чарнокіти – граніти – лейкограніти – граносієніти – граніти рапаківі – (сублужні граніти – рапаківіподібні граніти). У дужки укладені типи порід, вікове співвідношення яких викликає сумніви. У першому наближенні наведений ряд може бути корисним у практиці геологічних робіт, особливо в тих випадках, коли безпосередні спостереження контактів порід неможливі, або самі контакти ускладнені накладеними процесами. Проведена апробація цього універсального ряду вікової послідовності порід для окремих інтрузивних комплексів показала його значну збіжність з геологічними даними. Правомірність виділення цього ряду підтверджують також і дані ізотопної геохронології. Згідно з М. Щербаком та ін. [9], реперний вік гранітів житомирського комплексу становить 1990 млн років, а плагіогранітів – 2080 млн років, що не суперечить їхньому розміщенню в наведеному ряді.

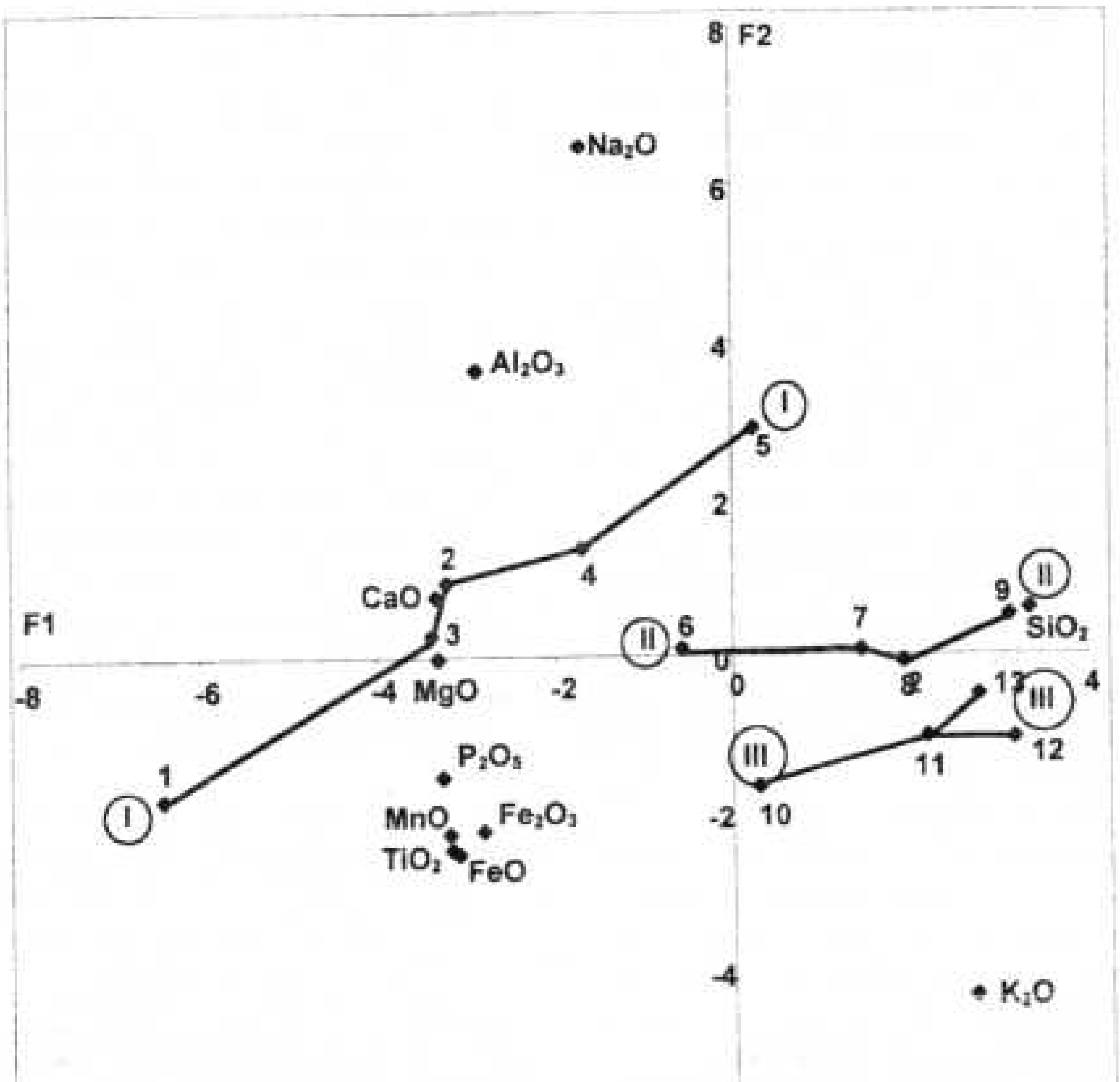


Рис. 1. Діаграма значень 1-го та 2-го факторів хімічного складу основних видів гранітоїдних порід УЩ
Примітки: римськими цифрами позначено номери гранітоїдних рядів;
назви порід за їх порядковими номерами дивись у таблиці

Відповідно до означених етапів гранітоїдного магматизму аналіз геологічної позиції виділених порідних рядів у вертикальному розрізі земної кори УЩ дозволяє також намітити формаційну належність досліджуваних комплексів, виходячи з їхнього асоціативного порідного складу. Так, на ранньому етапі гранітоутворення на УЩ (ендербіт-плагіогранітному) виділено дві формації порід: ендербіт-(чарнокітова), яка представлена гранітоїдами гайворонського, літинського, токмацького комплексів, і діорит-тоналіт-плагіогранітна у складі провідних петротипів тетіївського, звенигородського, інгулецького, дніпропетровського, сурського, саксаганського, шевченківського, обіточненського, каратюцького гранітоїдних комплексів.

Хроностратиграфічно вище його змінюють формування етапу гранодіоритів і нормальних гранітів, який характеризується двома гранітоїдними формаціями – гранодіорит-гранітовою та гранітовою. Порівняно з першим становлення гранітоїдних комплексів другого етапу проходило у значно вужчому віковому діапазоні. Більш однорідним є також їхній порідний склад. До гранодіорит-гранітної формації віднесено такі комплекси: житомирський, бердичівський, гайсинський, кіровоградський, демуринський; до гранітної – уманський, ставищанський, мокромосковський, токівський, салтичанський, анадольський. Серед названих відзначимо підвищену лужність гранітів токівського комплексу, яка є лише результатом прояву пізніх процесів їхньої інтенсив-

ної калішпатизації. Тим самим знімається протиріччя щодо їхньої формаційної належності.

Третій, і останній, етап гранітоутворення, який мав місце на території УЩ – монцоніт-сієніт-гранітний. У межах цього етапу виділено дві гранітоїдні формації – монцоніт-сієніт-гранітова й монцоніт-сієніт-рапаківіграніто-гранітова. Перша представлена гранітоїдами букинського, осницького, кишинського, новоукраїнського й хлібодарівського комплексів, друга – коростенського, пержанського, корсунь-новомиргородського, південнокальчицького, кам'яномогильського.

Характерно, що у вертикальному розрізі УЩ у різних мегаблоках гранітоїдні формації змінюються з послідовною закономірністю (з тією чи іншою повнотою), що відповідним чином узгоджується з їхньою геохронологією. Відзначається лише явний віковий дисонанс у 800млн років між низкою однотипових формацій гранітоїдів Середнього Придніпров'я та інших, незеленокам'яних, мегаблоків УЩ.

Найбільш рання ендербіт-(чарнокітова) формація у Середньопридніпровському мегаблоці чітко не проявлена (славгородський комплекс). На території Дністровсько-Бузького та Приазовського мегаблоків асоціація порід цієї формації утворювалась у віковому діапазоні 2730–3650 млн років [2; 11].

Становлення наступної діорит-тоналіт-плагіогранітової формації відбувалось у Середньопридніпров'ї у проміжку 3200–2952 млн років [9; 10]. На території інших мегаблоків УЩ – 2070–2909 млн років [4; 1]. Радіоізотопний вік гранітоїдів гранодіорит-гранітової формації Середньопридніпровського мегаблоку знаходиться в межах 2900–3000 млн років, на решті мегаблоків – 2020–2110 [9; 7], а порід формації нормальних гранітів – 2815 [9] і 1990–2050 (2130) млн років [9; 8] відповідно. Формування гранітоїдів двох останніх формацій (монцоніт-сієніт-гранітової та монцоніт-(сієніт-рапаківіграніто-гранітової)) з ізотопним віком 1999–2037 [8; 10] і 1720–1800 млн років [3; 9] відповідно поширені лише на території декількох незеленокам'яних мегаблоків УЩ і не виявлені на Середньопридніпровському.

Таким чином, незважаючи навіть на перекривання для деяких гранітоїдних формацій їхнього ізотопного віку, що зумовлено не тільки відсутністю реперного датування, а й можливим їх віковим сповзанням по латералі, геохронологічні дані підтверджують правомірність виділення охарактеризованих порідних формацій УЩ.

У свою чергу, процес гранітоутворення в межах кожного з етапів попередньо можна розділити на дві стадії, на що вказують формування відповідних гранітоїдних формацій. У цьому випадку його стадійність зумовлена вже не стільки типом вихідного магматизму, скільки різнофаціальним метаморфізмом порід древнього субстрату різного походження і тими змінами, які мають місце при їхніх ультраметаморфічних перетвореннях. Слід мати на увазі, що, виходячи з величини діапазону реперних ізотопних дат гранітоїдних комплексів, віднесених до раннього етапу гранітоутворення на УЩ, відповідно має бути збільшена кількість його стадій у межах окремих мегаблоків. Але на порідному рівні таке зростання стадійності в гранітоутворенні не простежується. Зазначимо, що для деяких комплексів гранітоїдних порід віднесення їх до складу тих чи інших формацій є проблематичним і буде з часом уточнюватись. Разом із тим, для більшості з них їхня формаційна належність не викликає особливих заперечень, що дозволяє більш об'єктивно проводити металогенічну оцінку цих асоціативних груп гранітоїдних комплексів на предмет виявлення в них, чи генетично пов'язаних з ними відповідних (типоморфних) типів зруденінь.

У зв'язку з тим, що формаційний поділ порідних асоціацій гранітоїдів здійснено на речовинній основі, тобто без врахування їхніх генетичних особливостей, у межах останньої формації, як основний об'єкт пошуків рідкіснометалевого зруденіння, слід окремо виділити метасоматичну формацію рідкіснометалевих лейкократових гранітів з віднесенням до неї гранітоїдів пержанського комплексу, як метасоматичних аналогів коростенського, лізниківських гранітів і руськополянських граносієнітів (які деякими дослідниками [6] розглядаються як комплекси з однойменними назвами), а також гранітів кам'яномогильського комплексу як можливого метасоматичного аналога порід так званого Східноприазовського плутона. У всякому разі реперний ізотопний вік цих гранітів і гранітоїдів південнокальчицького комплексу однаковий – 1800 млн років [9].

Висновки. Виділені на кількісному рівні з позиції петрохімічної еволюції основних видів гранітоїдів етапи гранітоутворення на УЩ, які в цілому синхронізуються з відповідними стадіями К. Єсипчука [5], свідчать не лише про переважання певного типу вихідного магматизму (відповідно основно-середнього, кислого й сублужного), але й про різну глибину формування гранітоїдних комплексів у межах цих етапів, а значить і різну металогенію, що є актуальним з практичної позиції.

Разом з тим треба зазначити, що спроба дослідити еволюцію хімічного складу гранітоїдів УЩ із залученням для факторного аналізу коефіцієнтів А. Заварицького виявилась невдалою. Це вказує на те, що використовувати їх для петрологічних висновків треба з певною пересторогою.

1. *Артеменко Г.В., Татаринова Е.А., Бартницкий Е.Н.* Генезис кислых магматических пород зеленокаменных поясов Среднеприднепровского блока по данным распределения РЗЭ // Рідкісні метали України – погляд у майбутнє: Зб. наук. пр. ІГН НАНУ. – К., 2001. – С. 9–10. 2. *Васильченко В.В., Киселев В.А., Заанитко В.Н.* Чарнокитоиды Восточного Приазовья // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С. 27–34. 3. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. –Киев. – 1995. – Вып. 21. – С. 34–47. 4. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность / К.Е. Есипчук, В.И. Орса, И.Б. Щербаков и др. – К., 1993. 5. *Есипчук К.Е.* Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – К., 1988. 6. *Шеремет Е.М., Анциферов А.Р., Федотова А.А.* Особенности вещественного состава и закономерности проявления редкометальных гранитов в докембрии Украинского щита // Рідкісні метали України – погляд у майбутнє. Зб. наук. пр. ІГН НАНУ. – К., 2001. – С. 112–113. 7. Вік осадово-вулканогенних формацій Східно-Ганнівської полоси / *М.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Є.М. Бартницький* та ін. : Доп. АН СРСР. Сер. Біол. – 1989. – № 2. – С. 29–34. 8. *Щербак Н.П., Бибикова Е.В., Скобелев ВМ., Щербак Д.Н.* Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита // Минералог. журн. – 2003. – Вип. 25, № 4. – С. 82–92. 9. *Щербак Н.П., Пономаренко А.Н.* Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минералог. журн. – 2000. – Вип. 22, № 2/3. – С. 12–24. 10. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – Львов, 2005. 11. *Bibikova E., Claesson S., Stepanyuk L.* Ancient crust in the Dnister-Bug Domain, western Ukrainian Shield: Sm-Nd and U-Pb isotopic data // Геофиз. журн. – 2000. – Вип. 22, № 4. – С. 77–78.

Надійшла до редколегії 20.05.06

УДК 33:553.3

О. Левченко, зав. відділу, О. Підтілок, канд. екон. наук

ДОСВІД ПОБУДУВАННЯ ВИРОБНИЧИХ ФУНКЦІЙ ДЛЯ ШАХТ ДОНБАСУ

Для шахт Центрального й Західного Донбасу побудовано виробничі функції на показниках, що характеризують фактичні витрати та наявність виробничих ресурсів. Проаналізовано причинно-наслідкові зв'язки між ефективністю використання ресурсів і гірничо-геологічними умовами розробки.

Central and Western Donbas shaft examples were used to design the operating functions based on the parameters which reflect exact expenditures and work-over resources availability. Causal-investigatory relationships between efficiency of resources charge and mining conditions have been analyzed.

Вступ. У багатьох економічних додатках залежність випуску продукції Q від витрат робочої сили L та засобів виробництва K описується виробничою функцією (ВФ) Кобба – Дугласа [4]:

$$Q = \alpha L^{\beta_1} K^{\beta_2} \text{ або } \log Q = \alpha + \beta_1 \log L + \beta_2 \log K.$$

У цій функції β_1 і β_2 являють собою еластичності випуску продукції у відношенні одного з двох чинників, тобто пропорційне збільшення Q пов'язане з пропорційним збільшенням L або K. Більш того, при заданому рівні випуску існує таке сполучення витрат чинників праці та капіталу, яке мінімізує витрати виробництва.

Якщо можливо змінювати масштаби виробництва, то оптимуму не існує і доход може зростати (при зростанні виробництва). За незадовільної структури шахтного фонду, що склалася (мається на увазі рівень концентрації виробництва [3]), така гіпотеза не завжди є прийнятною, якщо бажано визначити оптимум використання виробничих чинників.

Постановка завдання. У зв'язку з вищесказаним, проблема побудування ВФ на вугільних шахтах сприймається не тільки в розумінні опису взаємозв'язків між обсягом видобутку вугілля та витратами або кількістю утилізованих у виробництві ресурсів, але й ширше – як технологічний спосіб виробництва, який стоїть за даною конкретною залежністю і визначає її вид та параметри. Це припущення вимагає найповнішого вивчення виробничих умов, які впливають на ефективність використання різних видів ресурсів.

Такий підхід притаманний аналізу за методом "витрати – випуск", хоча має дещо відмінний економічний сенс, оскільки змінні, що характеризують витрати або наявність ресурсів, належать до технологічних процесів, а не до капіталу, що інвестується.

Аналіз проблеми. Аналіз даних, що належать до технологічних процесів на гірничодобувних підприємствах, пов'язаний з низкою проблем. Найбільш очевидна з них полягає в тому, що еластичність видобутку відносно виробничих чинників (витрат праці, основних фондів, матеріалів, електроенергії) розглядається як наслідок тих чи інших природних умов. Не зупиняючись на суті цих залежностей (див. напр., [1, 2]), відзначимо, що при побудуванні ВФ потрібно елімінувати вплив гірничогеологічних чинників шляхом підбору однорідних сукупностей гірничих підприємств, кожна з яких була б прийнятною для "своєї" ВФ.

У цьому випадку йдеться про різницю в застосованих технічних і технологічних засобах та організаційних заходах видобування корисних копалин у тій мірі, в якій вони об'єктивно обумовлені неоднаковістю природних умов. Зокрема, це положення має місце на вугільних шахтах, де з позиції впливу на навантаження на шахту та трудомісткість доцільно виділяти два основні чинники: потужність пластів і кут їхнього падіння, оскільки ці чинники обумовлюють вибір сучасних видів техніки й технології для очисної виїмки вугілля. Щодо умов і технологічних способів виробництва, то суттєво різняться між собою (за потужністю, умовами залягання та викидонебезпекою пластів) шахти Західного й Центрального Донбасу.

Коротка характеристика основних гірничо-геологічних і гірничотехнічних умов шахт [2]:

1. Західний Донбас. Пологі невикидонебезпечні пласти. Неглибокі шахти. Високий рівень комплексної механізації виїмки вугілля та проведення виробок. Середня продуктивність праці робочих з видобування 53,8 т/міс.

2. Центральний Донбас. Круті та похилі пласти малої потужності. Шахти понадкатегорійні. Високий рівень видобутку вугілля з викидонебезпечних пластів, низький – із комплексно-механізованих вибоїв і комбайнового проведення виробок. Практично повна відсутність конвеєрного транспорту по виробках. Середня продуктивність праці 20,8 т/міс (по групі шахт 19,2–22,2 т/міс).

Закінчуючи характеристику сукупності шахт, можна констатувати, що їхні відмінності визначаються як природними, так і технічними умовами, які в даному випадку можуть бути виражені через навантаження на шахту, тобто є сприятливі умови для побудування ВФ.

Вибір змінних ВФ. Як вимірювач результатів виробництва використовується показник обсягу видобутку вугілля (у). Витрати виробничих ресурсів було розподілено на три категорії – витрати праці, основних фондів, матеріалів та електроенергії.

Перша категорія ресурсів (витрати праці) найбільш суттєва щодо специфіки вугільної промисловості. Питання, яке виникає при вимірюванні цих витрат, полягає в тому, що при оцінюванні трудомісткості видобування 1 т вугілля потрібно вимірювати кількість праці, фактично витрачену в даному виробничому процесі, а не чисельність робочих на підприємстві. Кількість робочих за окремими категоріями у ВФ не включалась через відсутність відправних даних, хоча при приблизно однакових гірничо-геологічних умовах склад робітників від однієї шахти до іншої помітно змінюється залежно від засобів механізації, що застосовувалися (наприклад, на очисних роботах – комбайни з індивідуальним кріпленням або механізовані комплекси; на підземному транспорті – електровозна або конвеєрна доставка вугілля по магістральних виробках тощо).

Як вимірювачі витрат основних виробничих фондів використовувалися вартість активної частини фондів та амортизація. Можна припустити, що ці показники взаємопов'язані з природними чинниками та виражають спільність техніко-технологічних елементів виробничого процесу. Як "натуральні" вимірювачі, що опосередковано через технічний рівень виробництва впливають на витрати трудових і матеріальних ресурсів, використовувалися техніко-технологічні показники, які характеризують рівень механізації очисних та підготовчих робіт і підземного транспорту. Щоб відобразити у ВФ фактичне використання основних фондів, застосовуються показники "відпрацьовано машино-днів в очисних або підготовчих вибоях", "об'єм підготовчих виробок з комбайновою проходкою", "середньодіюча кількість очис-

© О. Шевченко, О. Підтілок, 2006

них вибоїв", "протяжність відкаточних колій в одноколійному численні", "виконано т/км за рік" тощо.

У структурі собівартості вугілля питома вага витрат матеріалів на видобування сягає 40 %. На кожній конкретній шахті це пов'язано з особливостями розробки – небажаними проявами гірничого тиску, нестійкими боковими породами, висипанням порід безпосередньої покрівлі, газоносністю та викидонебезпечністю вугільних пластів, які обумовлюють більші чи менші витрати матеріальних ресурсів для кріплення й підтримання гірничих виробок, керування покрівлею, дегазації тощо. Матеріальні витрати враховувалися тільки у вартісному вираженні, тому що в натуральних показниках витрати окремих видів матеріалів не порівняні. На матеріали однієї якості (так само, як і на обладнання) ціни постачальників можуть бути різні. У тій мірі, в якій структура цін впливає на вибір того чи іншого рішення, ця особливість враховувалася при переході від періоду побудування ВФ до періоду, для якого вона використовується. Загальне правило полягає в тому, що одержані висновки є вірними при даному характерному механізмі ціноутворення.

Результати розрахунків. Доступна відправна інформація дозволила побудувати дві групи ВФ, відповідно за двома типами вимірювачів, що характеризують фактичні витрати ресурсів та наявність останніх.

Для кожної групи є альтернативні вимірювачі даного виду ресурсів, кожен з яких містить дещо відмінну, порівняно з рештою, інформацію. Наприклад, при оцінці витрат праці показники відпрацьованих людино-днів робочими з видобування та на очисних роботах (x_3, x_4) характеризують фактичні витрати праці, в той час як показники середньоспискової чисельності на тих самих роботах (x_1, x_2) враховують наявність трудових ресурсів. Те саме стосується вибраних вимірювачів витрат основних фондів: вартість активної частини фондів (x_6), амортизація (x_7), середньомісячна кількість комбайнів відповідно в очисних та підготовчих вибоях (x_8, x_{10}), відпрацьовано машино-днів комбайнами в очисних і підготовчих вибоях (x_9, x_{11}), виконано т/км за рік (x_{12}).

Вимірювачі всередині кожної групи витрат у певній мірі дублюють одне одного. Аналіз матриці парних коефіцієнтів кореляції дозволив відсіяти дублюючі чинники й тим самим уникнути мультиколінеарності. Потім одержані висновки уточнювалися шляхом побудування в стандартизованому масштабі рівнянь множинної регресії, структура яких за набором включених до них змінних визначалася на основі професійного аналізу.

Розглянемо першу групу ВФ, побудованих на показниках, що вимірюють фактичні витрати ресурсів. Вона вміщує: витрати праці (x_3, x_4), витрати основних фондів (x_7, x_9, x_{11}, x_{12}), витрати матеріалів та електроенергії (x_{13}, x_{14}). На основі цих показників розраховані ВФ Кобба-Дугласа, які відрізняються комбінаціями видів витрат.

Детальніше проаналізуємо ВФ

$$y = 4{,}09 \cdot x_3^{0{,}717} x_9^{0{,}238} x_{13}^{0{,}157},$$

яка містить найменшу кількість чинників і, у той же час, має відносно великий коефіцієнт множинної кореляції. Коефіцієнти еластичності (показники ступеня) мають такий сенс: якщо збільшити, наприклад, кількість відпрацьованих машино-днів комбайнами в очисних вибоях (x_9) на 1 %, то обсяг виробництва зросте на 0,238 %. Аналогічно інтерпретуються показники ступеня при інших чинниках. Сума коефіцієнтів еластичності ($\Sigma b_i = 1{,}1118$) для цього варіанту показує, що зі збільшенням масштабів виробництва передбачається підвищена віддача від витрат даних ресурсів. Так, за фактором x_3 середня гранична продуктивність становить 1,28 т вугілля на людино-день при середній продуктивності 1,79 т на людино-день. Середні граничні продуктивності нижче середнього продукту в розрахунку на одиницю ресурсу, тому що коефіцієнти еластичності кожного виду ресурсу менші за одиницю. Із зростанням проти середнього значення витрат якогось одного виду ресурсів при середніх значеннях інших віддача від збільшення витрат цього ресурсу знижується.

Аналогічна (з найменшою кількістю чинників) модель по шахтах Центрального Донбасу в стандартизованому масштабі має такий вигляд:

$$y = 2{,}18 \cdot x_3^{0{,}512} x_9^{0{,}164} x_{13}^{0{,}307}.$$

Сума коефіцієнтів еластичності ($\Sigma b_i = 0{,}983$) показує, що при збільшенні всіх витрат на 1 % (по відношенню до середньогеометричних значень змінних) передбачається пропорційне збільшення обсягу видобутку приблизно на 1 %. При середній продуктивності робочих з видобування 0,7 т на людино-день гранична продуктивність становить 0,36 т. Це наштовхує на думку щодо віддачі, яка зменшується, на концентрацію виробництва, тобто механізація виробничих процесів не відіграла вирішальної ролі в покращанні структури шахтного фонду. Лімітуючими чинниками є рівень механізації кінцевих операцій з виїмки вугілля на крутопохилих і крутих пластах, багатоступінчасті схеми підземного транспорту та матеріаломістка динаміка змінення середніх глибин розробки (зростає газоносність і викидонебезпечність вугільних пластів, напружений стан пластів та бокових порід у зоні розташування гірничих виробок; важкокеровані покрівлі тощо).

Друга група ВФ побудована на показниках, що характеризують наявність ресурсів. Ця група ВФ вміщує комбінації з таких категорій витрат: праці (x_1, x_2), основних фондів (x_7, x_8, x_{10}), матеріалів та електроенергії (x_{13}, x_{14}). Для обчислення рівнянь граничної норми замінності виробничих ресурсів особливого значення набувають чинники оптимального використання ресурсів, які зазвичай об'єднуються в понятті технічного рівня виробництва. Можна висунути початкову гіпотезу щодо того, що з позиції причинно-наслідкових зв'язків динаміка витрат виробничих ресурсів у деякий фіксований момент часу складається під впливом характеристик технічного рівня. Причому технічний рівень не є чинником, нейтральним до природної якості та гірничо-геологічних умов видобування вугілля. Під їхнім впливом змінюється як результати процесу виробництва, так і техніко-технологічні способи, що визначають цей процес.

Перелічені особливості визначають специфіку ВФ другої групи. Зокрема, по шахтах Центрального Донбасу ВФ

$$y = 0{,}33 \cdot x_1^{0{,}863} x_6^{0{,}125} x_{13}^{0{,}028},$$

що свідчить про екстенсивний вплив норм витрачання виробничих ресурсів на змінення функціональної ознаки. Еластичності відносно праці та капіталу дорівнюють 0,863 і 0,125, тобто в основному приріст видобутку відноситься на рахунок витрат праці.

Висновки. Виконані експериментальні розрахунки мали метою виділяти основні типи ВФ для умов вугільної промисловості та вибрати найбільш ефективні вимірювачі окремих категорій витрат. Економічні висновки, одержані на підставі цих функцій, мають обмежений характер. Оскільки ціни на ресурси та продукцію взагалі не можуть прийматися однаковими для всіх шахт, то це припущення передбачає, що неповне знання або недовершеність ринку в перехідний період створюють велику кількість ступенів свободи для порівняльного аналізу ефективності різних видів ресурсів на різних підприємствах, в якому результати залежать від цін. Головні обмеження, ймовірно, будуть визначатись адекватністю та порівнянністю наявних даних. Подальше ускладнення пов'язане з тим, що за умови врахування динаміки про-

цесу, коли спостереження охоплює різні періоди, треба враховувати можливість автономних змін у числі змінних ВФ. Це не створює труднощів для регресійного аналізу (вводиться змінна, що характеризує час), але може призвести до ускладнень при інтерпретації результатів опису взаємозв'язків між випуском і витратами ресурсів.

1. *Астахов А.С.* Экономическая оценка запасов полезных ископаемых. – М., 1981. 2. *Блакберн А.Ю., Мезников В.И., Борисов Ю.Д., Земляной Б.П.* Группирование шахт Донбасса по однородности производственных условий // Уголь Украины. – 1992. – № 2. – С. 3–7. 3. *Евдокимов Ф.И., Зборщик М.П., Гавва В.И.* Издержки и объемы угледобычи // Уголь Украины. – 1995. – № 3. – С. 2–5. 4. *Лизер С.* Эконометрические методы и задачи. – М., 1971.

Надійшла до редколегії 24.05.06

УДК 551.14+553.2

М. Курило, канд. геол.-мінералог. наук

ТИПІЗАЦІЯ СТАДІЙ ЛІТОГЕНЕЗУ ТА РУДОУТВОРЕННЯ

Розглянуто проблеми типізації стадій рудоутворення у зв'язку з процесами розвитку осадових і осадово-метаморфізованих товщ. В основі типізації покладені джерело рудної речовини, типи та стадії літогенезу. Виділяються діагенетичні, катагенетичні, метагенетичні й метаморфічні родовища.

Problems of typification of ore-formation stages are considered in connection with development of sedimentary and sedimentary-metamorphosed rocks. The typification is based on ores substance source, types and stages lithogenesis. Diagenetic, catagenetic, metagenetic and metamorphic deposits are defined.

Постановка проблеми. Типізація стадій постседиментаційних перетворень набуває особливої актуальності при сучасному генетичному підході дослідження осадових і осадово-метаморфізованих комплексів і пов'язаних з ними корисних копалин. Це необхідно для з'ясування критеріїв, які можуть братись за основу пізнання етапів і умов формування осадових порід і руд. Такі рудні родовища належать до так званих амагматогенних, що знаходяться на площах поширення осадових порід, де відсутні активні виверженi породи, гідротермальними дериватами яких ці родовища могли б бути. Раніше припускалось, що вони пов'язані з масивами магматичних порід, які розташовані на глибині, і їх називали телетермальними, тобто віддаленими від материнських інтрузій. Пізніше, коли з'явились сумніви, що ці родовища належать до магматогенних утворень, їх стали називати нейтральним терміном "стратиформні", у який можна вкладати будь-який генетичний зміст [1].

Аналіз останніх досліджень та виділення невирішених раніше частин проблеми. Останнім часом переважає гіпотеза про синхронність утворення амагматогенних родовищ і вміщуючих їх порід і тому рудні об'єкти слід розглядати як окремі форми гірських порід і весь процес утворення родовищ можна розуміти тільки у зв'язку із загальним процесом породоутворення. У цьому випадку рудоутворення розпочинається з формування сингенетичних і синхронних з оточуючими породами вулканогенно-осадових і осадових руд, які зазнають закономірних діагенетичних, катагенетичних, метагенетичних і метаморфічних перетворень.

Виклад основного матеріалу.

Стадія діагенезу. Початковою стадією перетворення осадків є діагенез, який приймається всіма без винятку дослідниками і розуміється як процес перетворення осаду в гірську породу. Згідно зі М. Страховим [10], діагенез є врівноваженням складної багатокомпонентної системи осаду в нових фізико-хімічних умовах середовища. На виникнення конкретного геохімічного середовища, що керує всім ходом процесів перетворення осаду в породу і формування певних мінеральних парагенезисів сильно впливають такі фактори: кількісний вміст і якісний склад органічної речовини; речовинний склад седиментаційних компонентів; газовий режим і хімізм мулових вод. Залежно від цих факторів діагенетичні процеси в кожному конкретному випадку відбуваються по-своєму і є фізико-хімічними, хімічними чи органічними, при чому останні здебільшого переважають.

Синтез даних про різноманітність проявів діагенезу залежно від особливостей басейнів седиментації містяться в роботах М. Логвиненко [7]. Автором були описані геохімічні моделі процесів породоутворення відносно п'яти типів діагенезу, що мають місце в різних варіаціях у теригенних, карбонатних і кременистих відкладах. Виділялось два типи відновного діагенезу (I і II), окисний (III) і два перехідних (IV і V).

Найбільш розповсюджені такі аутигенні мінерали стадії діагенезу: *сульфіди* (пірит, марказит, мельніковіт, сфалерит, галеніт, халькопірит); *карбонати* (кальцит, доломіт, сидерит); *сульфати* (гіпс, ангідрит, барит, целестин); *фосфати* (подоліт, курскіт, вівіаніт, керченіт; оксиди й гідроксиди заліза, марганцю, алюмінію, титану, кремнію); *силікати* (мінерали групи каолініту, гідрослюд, монтморилоніту, глауконіт, лептохлорити, цеоліти).

Аутигенні мінерали стадії діагенезу зустрічаються у вигляді дрібних зерен у масі осаду, часто утворюють пелітоморфні (мікритові) агрегати, коломорфні виділення, плівки, складають конкреції. Характерними формами для сульфідів заліза часто є глобулі – фрмбоїди, для карбонатних мінералів – ооліти, жовни, конкреції та псевдоморфози по рослинним залишкам.

Зона діагенезу на континенті має потужність від перших десятків до перших сотень метрів і тому температура та тиск є досить низькими (перші десятки градусів і 5–10 мПа). На більшій частині океанічного дна діагенетичні перетворення також проходять в умовах низьких температур і тиску [7].

За даними цих же авторів виділяються три етапи діагенезу за ступенем обводненості й корисності.

Перший етап являє собою етап обводненого стану, коли вологість і пористість 85–95 % і осадок є суспензією завислих у воді мінеральних частин і органічної речовини, де існує вільний обмін між водами осаду і наддонними водами. Другий етап наступає після того, як шар суспензії перетворюється в осадок. На цьому етапі вологість і пористість зменшуються до 75–85 %, обмін між наддоними й поровими водами ускладнений. Відбувається деструкція органічної речовини, відновлення сульфатів порових вод, утворення сірководню, CO_2 і сульфідів заліза. Третій етап характеризується більш інтенсивним гравітаційним ущільненням, вологість і пористість знижуються до 60–70 %, зменшується діяльність бактерій і закінчується обмін порових вод із наддоними. Через нерівномірність розподілу параметрів pH і Eh аутигенні мінерали в одних місцях розчиняються, в інших – осаджуються, утворюючи жовни й конкреції. Цей етап найбільш довготривалий. У тих випадках, коли осади не містять органічної речовини, діагенез проходить в окисних лужних умовах, а в осадах, які збагачені органікою – у відновних лужних умовах [7].

© М. Курило, 2006

Стадія катагенезу. Зміна осадових порід у стратисфері при підвищеному тиску й температурі, із залученням підземних вод і порових розчинів називають катагенезом. Цю стадію ще називають стадією буття осадових порід [7; 13].

Процеси катагенезу за своєю природою є неорганічними – фізико-механічними й фізико-хімічними. Роль живої речовини, зокрема бактерій, які є одним із важливих факторів діагенезу, у стадії катагенезу несуттєва. Тут проходить ущільнення порід, вичавлення води і різні процеси мінералоутворення: корозія й розчинення уламкових зерен, регенерація та утворення нових мінералів із розчинів або при взаємодії розчинів із твердою фазою (метасоматоз), подальші зміни уламкових зерен, розкристалізація колоїдів і аморфних мінералів, початкова перекристалізація багатьох аутигенних мінералів.

Найбільш розповсюдженими мінералами стадії катагенезу є: сульфіди – пірит, марказит, сфалерит, галеніт; оксиди – кварц, халцедон, кварцит, опал, лімоніт, гематит, анатаз, брукіт, рутил; сульфати – барит, ангідрит; карбонати – кальцит, доломіт, анкерит, сідерит; силікати – каолініт, монтморилоніт, гідрослюда 1М, змішановерствуваті мінерали, ортохлорити політипу 1b, 14Å, $\beta = 90°$, цеоліти та інші.

Катагенез проявляється в осадовому чохлі платформ, синеклізах платформ, передових прогинах і геосинкліналях. Потужність осадових порід різна: від перших сотень метрів до 2–5 км. Катагенетичні зміни проходять за температури від 30–50° до 150–200 °С і тиску від 10–20 до 150–200 мПа [7]. Діапазон катагенетичних перетворень досить широкий і тому дослідники цієї стадії намагаються розробити універсальну схему розчленування цієї стадії на більш дрібні етапи. Одним із найбільш розповсюджених напрямів таких досліджень базується на результатах стадіального аналізу парагенетичних асоціацій первинних (седиментогенних) і вторинних (аутигенних) мінералів як індикаторів умов і стадій літогенезу. Згідно з цією термобаричною схемою [6; 7; 8; 13] у стадії катагенезу виділяють три етапи: ранній, середній і пізній, які відрізняються за мінеральними парагенезами, політипними модифікаціями мінералів, фізичними властивостями порід і органічної речовини.

Термобаричний підхід до виявлення етапності катагенезу, оснований на аналізі ступеню вуглефікації та деяких інших параметрів органічної речовини в осадових породах, широко використовується в нафтогазовій і вугільній геології [3]. Етапи катагенезу визначаються за ступенем вуглефікації органічної речовини, що оцінюється за величиною відбивної здатності вітриніту. Таким чином виділяються протокатагенез із трьома градаціями ($ПК_1$, $ПК_2$, $ПК_3$), мезокатагенез з п'ятьма градаціями ($МК_1$-$МК_5$) і апокатагенез з трьома градаціями ($АК_1$, $АК_2$, $АК_3$). Прокатагенез відповідає трьом етапам формування бурого вугілля (марки $Б_1$, $Б_2$, $Б_3$), мезокатагенез – п'яти етапам формування кам'яного вугілля (марки Д, Г, Ж, К, ПС), апокатагенез – етапам формування пісних, напівантрацитів і антрацитів (марки П, НА, А). У цій схемі протокатагенез корелюється приблизно з раннім катагенезом, мезокатагенез – із середнім і пізнім катагенезом, а апокатагенез – з метагенезом.

Принципово нову класифікацію процесів катагенезу на основі гідрогеологічної концепції запропонував В. Холодов [11; 12], яка була одразу ж прийнята всіма дослідниками стадіальних процесів [9]. Головним класифікаційним принципом є врахування режиму та гідрохімії підземних вод у породних басейнах. За цим принципом виділено такі типи катагенезу: інфільтраційний, пов'язаний із дією на породи метеогенних і пластових розчинів; елізійний, що протікає в осадово-породних басейнах внаслідок процесів внутрішнього перерозподілу газоводних флюїдів з глибинних відкладів у колектори; гравітаційно-розсільний, що обумовлений впливом евапоритових розсолів; змішаний зі складним переплетінням ознак інфільтраційних та елізійних систем, що властиві басейнам зі складним чергуванням різнотипних гідрогеологічних режимів у період їх формування.

Класифікація катагенезу за геотектонічними ознаками [8] також враховує, в основному, характеристики термобаричного поля, так що групування катагенетичних процесів за винятком локалізаційних характеристик їх прояву (локальність, регіональність, фоновість, накладеність) ґрунтується на уявленнях про дві групи процесів. Ведучим фактором для процесів першої групи є зміна термобаричних умов, а для другої групи – трансформація гідрогеологічної (гідрогеохімічної) обстановки. В осадових породах проходить постійне переплетіння процесів цих груп і межі між ними є досить умовними. У зв'язку з цим А. Махнач [9] запропонував класифікацію, що базується на синтезі описаних вище груп процесів: зміна інтенсивності термобаричного фактора визначає нову гідрогеохімічну суть процесів катагенезу. Запропонована схема передбачає виділення семи типів катагенезу за генезисом підземних вод, у середовищі яких проходить перетворення порід. Виокремленні на цій основі таксони процесів (типи, класи, сімейства) об'єднують в еволюційні ряди, які характеризують загальний напрям геологічного розвитку басейну, формації, горизонту.

Стадія метагенезу. Наступна за катагенезом стадія настає за таких напружених термобаричних умов, коли в гранично ущільнених і сильно зцементованих породах зникає система взаємозв'язаних пор і починаються реакції між мінеральними зернами в твердому стані або шляхом дифузії іонів до границь зерен. Такі глибокі структурні й мінералогічні зміни осадових порід, що за своїм характером близькі до початкових стадій регіонального метаморфізму, називаються метагенезом [7]. У зарубіжній літературі терміну метагенез відповідає філоморфна стадія діагенезу [4] або анхіметаморфізм [15].

За своєю природою процеси метагенезу – фізико-хімічні. Тут широко поширені процеси розчинення й регенерації під тиском основних породоутворювальних мінералів. Велике значення мають процеси метасоматозу. У зернистих породах проходить повна перекристалізація цементу, у глинистих і карбонатних – основної маси. Глинистий матеріал у всіх породах повністю гідрослюдизований. У гідрослюдизованих агрегатах зустрічаються новоутворення хлориту, біотиту, мусковіту.

В уламкових породах широко розповсюджені інкорпораційні й регенераційні структури, бородаті зерна кварцу, польового шпату, прояви бластезу, поява дофінейських двійників кварцу, що проявляються головним чином під дією тангенціального (стресового) тиску. У зв'язку з цим О. Япаскурт [13] запропонував розрізняти власне метагенез занурення, що проявляється в авлакогенах, рифтових западинах, міогеосинкліналях до початку їх інверсійно-складчатих перетворень, і метагенез динамотермальної активізації, що являє собою ареали навколо зон метаморфізму зеленосланцьової та епідот-амфіболітової стадії, які контролюються зонами тектонічних порушень.

Найрозповсюдженішими мінералами стадії метагенезу є: окисли – кварц, гематит, магнетит, мінерали двоокисів титану; карбонати – кальцит, доломіт, анкерит, магнезіально-залізисті карбонати; силікати – діоктаедричні гідрослюди політипу $2М_1$, серицит, мусковіт, стільпномелан, хлорит політипу 11b, 14Å, $\beta = 97°$, дикіт,

пірофіліт, альбіт, оліголаз, мікроклін, преніт, пумпеліїт, мінерали групи епідоту. Із них серицит, мусковіт, арагоніт, преніт, пумпеліїт, магнезіальні ортохлорити з'являються виключно на стадії метагенезу [7].

Метагенез проявляється в нижньому й середньому структурних поверхах геосинкліналей, де потужність осадових товщ сягає 5–15 км, тиск 200–300 мПа, температура 200–300° і більше при визначальному впливі стресу. Метагенез і метагенетичні перетворення зустрічаються і в платформенних відкладах, де потужність сягає всього 2–4 км, температури 200° і тиск – 200 мПа, але тривалість процесів значно більша – 1,0–1,5 млрд років.

У стадії метагенезу розрізняють два етапи: ранній або початковий і пізній або глибинний метагенез [5]. Етап глибинного метагенезу багато в чому подібний до початкової стадії регіонального метаморфізму – мусковіт-хлоритові субфації зелених сланців. Основна відмінність полягає в слабкій перекристалізації уламкових зерен і незначній ролі альбіту й епідоту, які є акцесорними та другорядними. Крім цього ряд мінералів (кварц, альбіт, гідрослюди 2М, серицит, мусковіт, хлорит, пірофіліт, епідот) утворюються та існують у широкому діапазоні температури й тиску, починаючи від стадії діагенезу і закінчуючи регіональним метаморфізмом, тобто є скрізними мінералами і їх присутність у зоні метагенезу не дає можливості відносити цю стадію до зеленосланцьової фації метаморфізму.

Питання про межу між осадовими й метаморфічними породами належить до важливих ще не повністю вирішених проблем. Парагенезис мінералів при переході від осадових до метаморфічних порід формується довгий час і в складних умовах, які залежать від температури, тиску, первинного складу порід, фізико-хімічних параметрів інтерстиційних розчинів. Об'єктивним критерієм початку регіонального метаморфізму М. Логвиненко, Л. Орлова [7] вважають масову появу мусковіту, епідоту, альбіту, парагоніту як породоутворювальних мінералів, а межа між осадовими й метаморфічними породами являє собою перехідну зону з потужністю перших сотень метрів, де співіснують метаморфізовані осадові та справжні метаморфічні породи [14].

Залежно від того, на якій стадії перетворення осадових порід проходив процес накопичення, в результаті якого утворилися ті чи інші рудні концентрації, і вважаючи руди невід'ємною частиною осадового середовища, за ступенем трансформації їх можна розділити на такі генетичні типи: діагенетичні, катагенетичні, метагенетичні й метаморфічні. За інтенсивністю проявів процесів трансформації для кожного типу виділяються ранні та пізні групи (раньометагенетичні, пізньометагенетичні і т. п.). Катагенетичне й метагенетичне рудоутворення відповідно до характеру осадово-породних басейнів поділяється на елізійне, інфільтраційне та розсільне.

Висновки. При характеристиці ступеня трансформації родовищ деякі автори намагаються перелічити всі стадії після седиментаційних перетворень, що перетерпіло те чи інше родовище. Найбільш раціонально обмежитися назвою останньої стадії, розуміючи, що до цієї стадії родовища пройшло в своєму розвитку всі попередні. Наприклад, замість "діагенетично-катагенетично-метагенетичного" більш логічно говорити про метагенетичне, розуміючи, що з моменту седиментації воно перетерпіло стадії діагенезу й катагенезу і зупинилося в своєму розвитку на стадії метагенезу. Дехто з геологів розвиває гіпотезу про полігенне й поліхронне походження зазначених родовищ. Їх полігенність виражається сукупністю різних за складністю та масштабом проявів седиментогенних і вулканогенних процесів, а поліхронність – різними стадіями трансформації родовищ. В основі цієї гіпотези покладено дані про тривалий розвиток амагматогенних родовищ, що мають риси як сингенетичного осадового походження, так і епігенетичного утворення. Залежно від переважання раннього сингенетичного чи пізнього епігенетичного у сформованого таким чином родовища визначними є риси або сингенетичних, або епігенетичних утворень, розуміючи під епігенетичними процеси діагенезу, ката-, метагенезу та метаморфізму. Родовища, пов'язані з процесами регіонального метаморфізму та ультраметаморфізму належать до класу метаморфогенних, що поділяються на метаморфізовані, метаморфічні й ультраметаморфічні, геологічні та фізико-хімічні основи, яких детально розглянуті в колективних роботах під керівництвом Я. Бєлєвцева [2].

1. *Асаналиев У.А., Наркелюн Л.Ф., Попов В.В., Трубачев А.И.* Справочное пособие по стратиформным месторождениям. – М., 1990. 2. Геологические основы метаморфогенного образования / *Я.Н. Белевцев, П.А. Буряк, Е.А. Кулиш* и др. – К., 1985. 3. *Вассоевич Н.Б.* Избранные труды. – М., 1986. 4. *Девплес Э.К.* Диагенез песчаников // Диагенез и катагенез осадочных образований. – М., 1971. – С. 92–121. 5. *Карпова Г.В.* Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. – М., 1972. 6. *Карпова Т.В., Логвиненко Н.В., Орлова Л.В., Белоцерковец Ю.Ю.* Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса // Литология и полезные ископаемые. – 1981. – № 6. – С. 70–82. 7. *Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океанах. – Л., 1987. 8. *Лукьянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. – М., 1995. 9. *Махнач А.А.* Катагенез и подземные воды. – Минск, 1989. 10. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. – М., 1960. – Т. 1. 11. *Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 3. – С. 3–23. 12. *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. – М., 1983. 13. *Япаскурт О.В.* Вопросы типизации постдиагенетического литогенеза (в складчатых системах) // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1991. – № 10. – С. 40–55. 15. *Япаскурт О.В.* Литогенез в осадочных бассейнах миогеосинклиналей. – М., 1989. 16. *Rao N., Srihnivasan K., Roychowanurt A.* Illite crystalinity indicas and their significance in anchimetamorphism and mineralisation in the Cumbum formation (Cuddapah supergroup, Audhva Pradesh) // Geol. Soc. India. – 1991. – № 5. – P. 497–503.

Надійшла до редколегії 20.02.06

УДК 552.4 : 553.4

**О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, С. Бондаренко, наук. співроб.,
В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, О. Бондаренко, наук. співроб.**

СРІБЛО В ПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ КОМПЛЕКСАХ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА (ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ, МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ АСПЕКТИ)

Розглянуто особливості формування срібної мінералізації в протерозойських комплексах Українського щита. У багатьох випадках прояви срібної мінералізації просторово суміщуються з покладами руд урану, рідкісних металів, поліметалів та золота, формуючі комплексні руди, що може значною мірою підвищувати їх економічну значущість.

This paper considers features of formation of silver mineralization in proterozoic complexes of the Ukrainian Shield. In many cases the manifestations of silver mineralization are spatially associated with deposits of uranium, rare metals, polymetals and gold, forming complex ores that can raise their economic importance substantially.

Постановка проблеми. На відміну від золота проблема металогенії, геохімії та мінералогії срібла в межах Українського щита (УЩ) висвітлена в науковій літературі недостатньо. За винятком спеціальних тематич-

© О. Грінченко, С. Бондаренко, В. Сьомка, О. Бондаренко, 2006

них робіт на благородні метали, що проводилися в межах Білозерської зеленокам'яної структури В. Кравченко [6] та Д. Пікеренею [7], решта мінералого-геохімічних досліджень щодо проявів срібної мінералізації виконувалась головним чином разом із вивченням комплексних руд урану, берилію молібдену, золота, де срібло розглядалося в якості можливої додаткової корисної копалини для супутнього видобутку [1]. Хоча загалом, у практиці проведення геологічних робіт підвищені вмісти та геохімічні аномалії срібла фіксуються досить часто, а окремі встановлені концентрації благородного металу можуть мати і практичний інтерес.

Не зважаючи на те, що за ступенем поширення в геологічних утвореннях срібло належить до надзвичайно рідкісних металів, кларки яких у земній корі не перевищують $n \cdot 10^{-6}$–$n \cdot 10^{-5}$, підвищені вмісти цього благородного металу фіксуються в породах самого різного віку та генезису. Загалом для докембрійських щитів світу власні родовища срібла не є характерними, а срібло зустрічається головним чином у розсіяному вигляді в поліметалічних та колчеданних рудах [8]. Але також мають місце й окремі винятки щодо загальної тенденції поведінки срібла, що буде розглянуто в подальшому.

Виклад основного матеріалу. На відміну від архейських утворень, де прояви срібної мінералізації спостерігаються виключно в асоціації з рудами золота поширеними в межах зеленокам'яних структур (Сурська, Чортомлицька, Білозірська), протерозойська металогенія срібла Українського щита характеризується значно ширшим колом геодинамічних умов формування та різноманіттям структурно-формаційних позицій прояву срібної мінералізації.

Срібло в діафторитових зонах граніліт-гнейсових областей. Хоча в цілому для областей прояву гранулітового метаморфізму срібло не є характерним, поодинокі прояви срібної мінералізації було встановлено в граніліт-гнейсових комплексах Дністровсько-Бузького серед зон поширення діафторезу змін та ультраметаморфізму.

У регіоні Середнього Побужжя в межах північної частини Демов'ярівської структури було встановлено максимальні значення вмісту срібла до 419 г/т, при вмісті золота 19,9 г/т. [11]. Контрастні геохімічні аномалії срібла із вмістом до 1 г/т і золота 0,–0,5 г/т також часто пов'язані із зонами окварцювання та сульфідизації скарнованих порід, що залягають на контакті гранат-біотитових гнейсів з габро-амфіболітами. У межах Демов'ярівської структури, на відміну від Капітанівського рудопрояву, де проявлений зв'язок благородних металів з нікелем, домінує кобальтова тенденція. Підтвердженням цього може бути широкий розвиток у скарнах Демов'ярівської структури Ni-Co мінералізації (сафлорит, нікелін, кобальтин, рамельсбергит). На мінералогічному рівні підвищені вмісти срібла постійно відмічаються в халькопіриті, піротині, кубаніті. Єдиний срібний мінерал, що був встановлений тут, представлений телуридом срібла – геситом.

Прояви золото-срібно-колчеданного типу зруденіння Капітанівського рудопрову, як правило, розповсюджені в екзоконтактових зонах, серед гранат-піроксенових скарнів, кальцифірів, амфіболізованих габро-норитів. За окремими аналізами значення вмісту срібла сягають 20–30 г/т, при вмісті золота до 3–5 г/т. До складу головної продуктивної асоціації входять такі рудні мінерали: пірит, халькопірит, піротин, кубаніт, сфалерит, електрум, самородне срібло. Мінералогічно прояви самородного срібла зустрічаються виключно серед халькопірит-кубанітових агрегатів у вигляді тонкодисперсних включень. Загалом послідовність формування ендогенної благороднометалевої мінералізації в межах Капітанівського рудопрояву розглядається в загальному контексті еволюції метасоматичних процесів із проявами зональності та рудно-мінералогічного телескопування [4].

З ендогенною мінералізацією золота та срібла нерідко просторово пов'язані підвищені вмісти благородних металів і в корі вивітрювання Капітанівського масиву. Крім площадних кір вивітрювання та зон поширення приплотикового алювію, цікавими в плані рудоносності можуть бути і лінійні кори вивітрювання, де підвищені вмісти благородних металів спостерігаються в тектонічно ослаблених зонах розвитку скременілих та нонтронізованих серпентинітів. Загалом суттєво срібна мінералізація просторово тяжіє до продуктивної золото-кварц-гетит-гідрогетитової асоціації, у складі якої поширені такі мінерали, як самородне срібло, ялпаїт, галеніт.

Як відомо, на Майському родовищі переважаючим типом зруденіння є золото-кварцевий тип, з характерною високою пробністю руд золота 920–980 [12] і тому окремі знахідки геохімічних аномалій срібла (до 100 г/т) сприймались досить обережно, до того часу, коли на південному продовженні золотоносної структури, у межах рудопрояву "Квітка" було встановлено декілька пересічень із середніми вмістами срібла від 20 до 40 г/т. Прояви мінералізації просторово локалізуються серед окварцьованих та сульфідизованих гранат-біотитових гнейсів, де виділення самородного срібла постійно фіксуються у вигляді субмікроскопічних включень (5–40 μm) у сульфідах заліза. Мінералогічно срібло зустрічається як у піротині, так і в піриті, причому головним срібловміщувальних мінералом виступає виключно пірит другої генерації, що утворюється за рахунок дисульфідизації раніше утвореного піротину. Цікаво, що золото при цьому майже відсутнє.

Срібло в протерозойських граніто-гнейсових поясах. Численні геохімічні дослідження можливих проявів срібної мінералізації проводилися ГПЕ № 47 КП "Кіровгеологія" в західній частині Кіровоградського блоку, у межах поширення процесів, пов'язаних із Братсько-Звенигородською зоною [11]. За результатами проведених досліджень і аналізу більш ніж 4000 проб порід, відібраних із різних рудоносних структур Братсько-Звенигородської зони, було встановлено основні головні закономірності локалізації благородного металу та виділено мінералого-геохімічні типи мінералізації срібла [1; 3; 5].

Серед встановлених типів срібної мінералізації найбільш поширеним є срібно-колчеданний тип, руди якого характеризуються підвищеними значенням вмісту срібла (до 1–5 г/т), що просторово приурочені до областей поширення кварц-піротин-графіт-біотитових товщ. На цей час однозначної думки щодо генезису цих утворень поки що не існує. По різному сприймається і роль метаморфічних, ультраметаморфічних та гідротермальних процесів, які приводять до формування суттєво сульфідних покладів, що характеризуються епігенетичними (жильними) формами і одночасно зберігають згідне з напластуванням залягання пластових і лінзоподібних тіл. Переважною більшістю дослідників району в якості первинного джерела благородних металів розглядаються вулканогенно-осадові товщі інгуло-інгулецкої серії і особливо важливу роль при цьому відіграють збагачені сіркою вуглецьвмісні утворення, у межах яких могли мати місце біохімічні реакції первинного зв'язування та концентрації срібла [1; 10].

Другий тип мінералізації представлений мідно-вісмут-срібними асоціаціями, чисельні прояви яких було встановлено на Тимофіївському рудопрояві, розташованому в межах центральної частини Звенигородсько-Ганнівської тектонічної зони. На першому етапі прове-

дення геолого-пошукових робіт Тимофіївський рудопрояв розглядався в якості перспективної на золото (0,2–10 г\т) та срібло (300 г/т) геохімічної аномалії. Результати ж глибокого буріння до глибини майже 500 м дозволили встановити межі поширення срібної мінералізації й на більш глибокі горизонти, де максимальні значення вмісту сягали 50–60 г\т.

Третій тип срібної мінералізації представлений свинцево-вісмут-срібною асоціацією, чисельні прояви і аномалії якої просторово спостерігаються у вигляді витягнутої в північно-західному напрямку смуги вздовж Звенигородсько-Ганнівської тектонічної зони. Породи, що вміщують срібну мінералізацію, представлені ураноносними альбітитами, які можуть розвиватися як по метаморфічним утворенням інгуло-інгулецької серії, так і по широко поширеним тут мігматитам і гранітоїдам. Найбільш контрастно свинцево-вісмут-срібна мінералізація третього типу проявлена в межах Ватутинського родовища урану. За даними спектрального аналізу, у північній частині Ватутинського рудного поля в п'ятиметровому інтервалі окварцьованих альбітитів значення вмісту срібла сягали 300 г\т, а в гранітах збагачених кварцом – 70 г\т на 4,8 м стовбурної потужності. Головні рудні мінерали представлені самородним сріблом та матільдитом.

Ще один, досить нетрадиційний для докембрію тип срібної мінералізації, був встановлений на Поташнянському золото-срібному рудопрояві (Волинський геоблок) [2]. У межах рудопрояву співвідношення між благородними металами характеризується переважанням срібла над золотом, 10 до 1. Чисельні прояви срібла були встановлені у складі ранньої продуктивної асоціації (халькопірит-борніт, халькозин-ковелін-гесит-богдановичит низькопробне золото-електрум-кюстеліт-золотисте срібло). Золото ж, у свою чергу, характеризується приуроченістю до більш пізньої золото-телуридної асоціації (високопробне золото-вейсит-алтаїт-фробергіт-мелоніт-телуровісмутит).

Срібло в зонах палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації (Волинський геоблок). Максимальні значення вмісту срібла на Українському щиті були встановлені в межах зон палеопротерозойської тектоно-магматичної активізації Волинського геоблоку.

За результатами пробірного аналізу поліметалічних руд Пержанського рудного поля (з характерною Be-Ta-Nb-TR-Zr-Sn-W-In-Pb-Zn-Cu-Ag-Au мінералізацією), у переважно галенітових рудах були встановлені значення вмісту срібла до 2865 г/т, при значеннях вмісту золота до 1,36 г/т. У рудах з переважанням халькопірит-борнітових асоціацій вмісти срібла та золота становили 805 та 2,11 г/т відповідно. На північний захід від Пержанського рудного поля, у межах Глушковицької геохімічної аномалії були встановлені прояви самородного срібла, електруму та геситу у складі багатометалевої сульфідної мінералізації, накладеної на шеелітоносні вапнякові скарни.

На Сирницькому рудопрояві, розташованому на північний схід від с. Кованка (за 2 км від ст. Овруч) галеніт-сфалеритова мінералізація приурочена до зон метасоматозу, поширених у пержанських гранітах. При значеннях вмісту основних рудних компонентів, які становлять Pb-7,2 % і Zn-0,46 %, вмісти срібла сягали 95 г/т.

Вербенське родовище молібдену просторово приурочене до східного ендоконтакту Устинівського масиву біотитових лейкогранітів з вулканогенно-теригенними відкладами Овруцької западини. Молібденове зруденіння приурочене до зон окварцювання грейзенізованих гранітів та топаз-кварц-цинвальдитових грейзенів і супроводжується підвищеними вмістами Cu (0,3–0,6 %), Pb (1,2–1,5 %), Zn (0,2–0,4 %), Mo (0,6–1,5 %), Bi (0,1–0,2 %), Ag (10–110 г/т). Срібло концентрується головним чином у сульфідах.

Висновки. З геохімічними особливостями срібла пов'язана частота поширення тієї чи іншої мінеральної форми, а також закономірності знаходження їх у рудах. Мінеральні форми знаходження срібла в рудах значною мірою залежать від їх сульфідності. У межах УЩ встановлений досить обмежений спектр мінеральних форм срібла від самородного срібла до сульфідів та телуридів (табл. 1). Досить часто срібло присутнє в інших мідних мінералах у вигляді ізоморфних домішок ($Ag^{1+} \rightarrow Cu^{1+}$).

Таблиця 1. **Головні мінерали – концентратори срібла в рудопроявах УЩ**

№	Мінерал	Вміст Ag (ваг. %)	Супутні елементи	Родовища та рудопрояви
1	Самородне срібло (Ag)	99,2–99,9	Cu, Pb, Zn, S, Fe, U	Пержанське, Капітанівське, Квітка, Майське, Ватутинське
2	Кюстеліт (Ag_3 Au)	62,2–79,6	Au, As, Te	Яструбецьке, Поташнянський
3	Електрум (Ag Au)	40–63	Au, Cu, Pb, Zn, S, Fe	Пержанське, Капітанівське, Глушковичі, Майське
4	Самородне золото (Au)	0,01–20	Au, As, Te, Bi	Майже на всіх родовищах та рудопроявах золота УЩ
5	Гесит (Ag_2 Te)	60,4–62,9	Au, Cu, Pb, As, Te, Bi	Глушковичі, Поташнянський, Майське, Дем'ярський
6	Богдановичит ($AgBiSe_2$)	22,7	Au, Cu, Te, S	Поташнянське
7	Маккінстріїт ($(AgCu)_2$ S)	60,8	Cu, Te, Bi, Cd	Тимофіївській
8	Штромейєрит (AgCu S)	52,1–56,0	Cu, Pb, Zn	Пержанське
9	Матильдит ($AgBiS_2$)	27,7–28,5	Pb, U, Bi	Ватутинське
10	Бетехтініт ($(Cu,Fe)_{11}$ $(PbAg)S_7$)	2,2–4,5	Cu, Pb, Zn	Пержанське
11	Бенжамінит ($(AgCu)_3(BiPb)_7S_{12}$)	18,3–20,4	Cu, Pb, Bi, Tl	Кам'янський
12	Берриїт ($(CuAg)_3PbBi$ S_{11})	4,2	Mo, Cu, Pb, Bi	Вербенське
13	Вітихеніт Cu_3BiS_3	1,4–2,4	Cu, Bi, As, Mo, Pb	Вербенське, Тимофіївський
14	Борніт (Cu_5FeS_4)	0,01–0,6	Mo, Cu, Pb, Bi	Пержанське, Вербенське, Тимофіївський, Поташнянський
15	Халькозин (Cu_2S)	0,01–0,4	Mo, Cu, Pb, Bi	Поташнянський, Пержанський, Вербенське, Тимофіївський
16	Дигеніт (Cu_2-xS)	0,01–0,3	Mo, Cu, Pb, Bi	Глушковичі, Пержанське, Вербенське, Тимофіївський
17	Ковелін (CuS)	0,01–0,3	Mo, Cu, Pb, Bi	Глушковичі, Пержанське, Вербенське, Тимофіївський
18	Халькопірит ($CuFeS_2$)	0,01–0,2	Cu, Ni, Co, Bi, Au	Майже повсюдно
19	Тенантит ($Cu_3As_4S_3$)	0,42–0,68	Cu, Bi, As, Ni	Степовий

Металогенічні особливості срібної мінералізації на регіональному рівні визначаються спеціалізацією окремих геологічних формацій та геолого-формаційних комплексів, представлених як безпосередньо метаморфізованими вулканогенно-осадовими товщами (інгулоінгулецька, тетерівської серії), так і магматичними відмінами та метасоматично зміненими різновидами (осницький, пержанський комплекс). Іноді рудовміщувальними можуть бути навіть ультраметаморфічно змінені породи – гранулїти, з підвищеними концентраціями срібла в зонах поширення діафторезу.

У багатьох випадках прояви срібної мінералізації просторово суміщуються з покладами руд урану, рідкісних металів, поліметалів та золота. Але завдяки своїм геохімічним властивостям срібло проявляє тенденцію до активної міграції разом із халькофільними елементами з формуванням проявів накладеної епігенетичної мінералізації та накопиченням на пізніх стадіях гідротермального мінералоутворення. Присутність накладеної срібної мінералізації в комплексних рудах значною мірою підвищує економічну значущість останніх та збільшує перспективність багатьох об'єктів, які ще розвідуються, або навіть знаходяться на стадії експлуатації.

1. Проявления серебряной минерализации в западной части Кировоградского блока (Украинский щит) / *С.М. Бондаренко*, *Б.Н. Иванов*, *В.А. Семка* та ін. // Мінералог. журн. – 2002. – Вип. 22, № 1. – С. 20–26. 2. *Гринченко А.В.*, *Бондаренко С.Н.*, *Сёмка В.А.*, *Паталаха М.Е.* Минералогические особенности формирования руд золота в докембрии западной части Украинского щита // Problems of Ore Deposits and maximazing the Prospecting efficiency: Intern. Confer. – Tashkent, 2003. – P. 367–369. 3. *Грінченко О.В.*, *Бондаренко С.М.*, *Іванов Б.М.*, *Сьомка В.О.*, *Рябокінь В.С.* Особливості локалізації та речовинний склад золоторудної мінералізації в екзоконтакті Липнязького масиву // Тектоника, минерагения, минеральные ресурсы: Сб. науч. работ ИГОС. – 2005. – Вып. 11, Т. 1. – С. 151–161. 4. *Гринченко А.В.*, *Бондаренко С.Н.*, *Семка В.А.* Хромитовые руды докембрийского "офиолитового" пояса (Украинский щит) // Металлогения древних и современных океанов: Матер. науч. школы. – Миасс, 2005. – Т. 1. – С. 126–131. 5. *Иванов Б.Н.*, *Лисенко В.В.* Об одной геологической особенности золоторудных проявлений западной части Кировоградского блока // Наукові основи прогнозування, пошуків та оцінки родовищ золота: Матеріали міжнар. конф. – Л., 1999. – С. 54–54. 6. *Кравченко В.М.*, *Пікареня Д.С.* Срібло в Белозерській зеленокам'яній структурі Українського щита // Проблеми геол. науки та освіти в Україні: Матеріали наук. конф. – Л., 1995. – С. 231–232. 7. *Пикареня Д.С.*, *Кравченко В.М.* Серебряная минерализация на Северо-Белозерском месторождении железных руд // Благородные и редкие металлы ("БРМ-97"): Сб. инф. матер. II-й междунар. конф. – Донецк, 1997. 8. *Сидоров А.А.*, *Константинов М.М.* Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения рудных месторождений). – М., 1989. 9. *Сьомка В.О.*, *Бондаренко С.М.*, *Паталаха М.Э.*, Ващенко В.П. Геолого-структурні фактори локалізації благородно-металічної мінералізації в Кочерівській тектонічній зоні (Північно-Західний район Українського щита) // Мінералог. журн. – 2005. – Т. 27, № 3. – С. 79–89. 10. *Труцько Ф.В.* Ультраметаморфизм и сульфидное оруденение в пределах Украинского щита // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления. – К., 1978. – С. 143–145. 11. *Нечаев С.В.*, *Бондаренко С.Н.*, *Семка В.А.*, *Бондаренко И.М.* Золоторудная минерализация Среднего Побужья // Докл. АН Украины. – 1992. – № 3. – С. 67–69. 12. *Bondarenko S.*, *Grinchenko O.*, *Semka V.* Gold-telluride associations in the Lower Paleozoic Sauljak deposit, Ukrainian Carpathians // Journal of Geochemistry, Mineralogy and Petrology. – Sofia, 2005. – V. 43. – P. 85–87.

Надійшла до редколегії 19.05.06

УДК 552.321.5.(477)

О. Митрохин, канд. геол. наук, Т. Митрохіна, інж. II кат.

ТИТАНОНОСНІ ГАБРОЇДИ ФЕДОРІВСЬКОГО АПАТИТ-ІЛЬМЕНІТОВОГО РОДОВИЩА

Досліджено руди Федорівського родовища, приуроченого до однойменного тіла титаноносних олівінових габро в межах Володарськ-Волинського масиву коростенського комплексу. Встановлено, що мінеральний склад рудних габроїдів є типовим для базитів анортозит-рапаківігранітної формації. Характерними особливостями є помірна основність плагіоклазів An_{41-47}, підвищена залізистість олівінів Fa_{46-52} та клинопіроксенів $Wo_{36-40}En_{30-35}Fs_{26-32}$, а також значний вміст ільменіту, титаномагнетиту та апатиту, що в багатьох випадках досягає промислових концентрацій. Встановлюється ритмічне змінення вмісту TiO_2, Fe_2O_3, V_2O_5, MnO та Cr_2O_3 у співіснуючих ільменітах та титаномагнетитах в залежності від глибини. Середньозважений хімічний склад Федорівського тіла відповідає сублужному олівіновому феробазальту, збагаченому на Ti та P. Тектонічна позиція, особливості геологічної будови та речовинного складу дозволяють віднести Федорівське тіло до класу розшарованих базитових інтрузій, генетично пов'язаних із протерозойськими габро-анортозитовими масивами автономного типу.

The ores of Fedorivka deposit occuring in a Ti-rich olivine gabbro intrusion within Volodarsk-Volynsky massif of Korosten complex have been investigated. It has been established that mineral composition of the ore gabbro is typical for basic rocks of anorthosite – rapakivi granite association. Distinctive features are intermediate plagioclases An_{41-47}, ferrous olivines Fa_{46-52} and augites $Wo_{36-40}En_{30-35}Fs_{26-32}$ as so as high contents of ilmenites, Ti-magnetites and apatites. It has been determined a rythmic changing of TiO_2, Fe_2O_3, V_2O_5, MnO and Cr_2O_3 contents in the coexiting ilmenites and magnetites depending on depth. The average weighted chemical composition of Fedorivka intrusion corresponds to subalkaline olivine ferrobasalt enriched in Ti and P. Geology, mineralogy and petrography of Fedorivka intrusion allow to refer it to layered basic intrusion with genetic relation to Proterozoic massif type anorthosites.

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. Родовища ільменіту та титаномагнетиту в протерозойських анортозитах автономного типу становлять приблизно 30 % світових запасів титанових руд [7]. На Українському щиті комплексні фосфор-титанові руди ендогенного походження розвідані в габроанортозитових масивах коростенського та корсуньновомиргородського комплексів [4–5; 8]. Це переважно бідні та середньо-вкраплені руди з вмістом Fe-Ti окиснорудних мінералів 5–20 %. Інколи зустрічаються густовкраплені та суцільні руди. За речовинним складом розрізняють: апатит-ільменітові руди у троктолітах, апатитільменіт-титаномагнетитові руди в перидотитах та піроксенітах, апатит-ільменітові та ільменітові руди в габброноритах [5]. Своєрідний тип являють титаноносні габроїди Федорівського родовища. Незважаючи на більш ніж 30-річну історію дослідження цього цікавого родовища, у науковій літературі відсутні будь-які дані про петрографію рудоносних порід і речовинний склад його руд. Разом з тим, Федорівське родовище є типовим представником корінних апатит-ільменітових родовищ, що залягають у розшарованих інтрузіях титаноносних габроїдів коростенського комплексу, і може бути еталоном при вивченні рудних тіл цього типу.

Формулювання мети. Метою проведених досліджень було дати мінералого-петрографічну характеристику титаноносних габроїдів Федорівського родовища. Фактичним матеріалом для написання статті є керн свердловин, пробурених Житомирською геологорозвідувальною експедицією (далі ГРЕ) під час детальної розвідки Федорівського апатит-ільменітового родовища у 1985–1999 рр. Робота присвячується пам'яті начальника титанової партії Житомирської ГРЕ С. Швайберова.

Геологічна будова Федорівського апатит-ільменітового родовища. Федорівське родовище приурочене до однойменного тіла титаноносних олівінових габро в південно-західній частині Володарськ-Волинського

© О. Митрохин, Т. Митрохіна, 2006

масиву – найбільшого з габро-анортозитових масивів Коростенського плутону. Федорівське тіло (ФТ) має видовжену в північно-східному напрямі коритоподібну форму з горизонтальними розмірами 300 x 3500 м. Максимальна вертикальна потужність тіла становить 300 м. Тектонічні порушення субширотного простягання поділяють ФТ на три блоки: південно-західний, центральний та північно-східний. Блоки зміщені один щодо одного по вертикалі з амплітудою зміщення 60–70 м. Південно-західний блок, де сконцентровані найбагатші руди, підкинутий відносно центрального та північно-східного блоків. Бурінням встановлена первинна розшарованість ФТ. Так, у розрізі найкраще вивченого південно-західного блока, залежно від кількісного переважання певних петрографічних відмін габроїдів, виокремлюються три горизонти: верхній, середній та нижній.

Верхній горизонт потужністю 70–100 м розкритий свердловинами у східній частині південно-західного блоку. Горизонт складений дрібно-середньозернистим рудним олівіновим габро, однорідним за складом та структурно-текстурними особливостями. Перехід у підстильне олівінове мелагабро середнього горизонту поступовий, супроводжується збільшенням вмісту мафічних та Fe-Ti окиснорудних мінералів, а також зменшенням зернистості. У межах перехідної зони у мезократовому габро місцями з'являються розпливчасті смужкуваті виокремлення мелагабро потужністю 20–30 см, які підкреслюють нечітку директивну текстуру. Межа верхнього та середнього горизонтів проводиться умовно і характеризується заляганням від горизонтального та похилого з кутами падіння 10–15° до крутого – з кутами 60–70°.

Середній горизонт підстеляє рудні олівінові габро верхнього горизонту на глибинах більш ніж 100 м, а також розкритий свердловинами у приповерхневій центральній частині південно-західного блоку. Горизонт складений дрібно-середньозернистим, інколи порфіровидним, рудним олівіновим мелагабро, з підпорядкованими ділянками мезократового складу. Орієнтація мегакристів плагіоклазу місцями зумовлює директивну текстуру. У розрізі середнього горизонту також спостерігаються ділянки смугастої будови з чергуванням прошарків, відмінних за вмістом кольорових мінералів. Директивність мегакристів плагіоклазу, а також смугастість мають кути падіння 40–65°. Потужність середнього горизонту достатньо мінлива – від 32–50 м до 130–140 м. Перехід до олівінових габро нижнього горизонту може бути як поступовим, так і різким, зі зменшенням вмісту мафічних та Fe-Ti окиснорудних мінералів при збільшенні вмісту та зернистості плагіоклазу, аж до появи порфіроподібних лейкократових відмін.

Нижній горизонт підстеляє олівінове мелагабро середнього горизонту на глибині, а також розкритий свердловинами у приповерхневій частині на південному та західному флангах ФТ. Потужність нижнього горизонту змінюється у діапазоні 50–250 м. Горизонт представлений пачкою олівінових габроїдів від лейкократових до мезо- та меланократових, що чергуються, плавно переходячи одна в одну. Габроїди нижнього горизонту вкрай невитримані за структурою: від дрібно-середньозернистих, подібних олівіновим габро верхнього горизонту до дрібно-середньозернистих порфіроподібних або середньо-крупнозернистих нерівномірно-зернистих.

Вміщуючі породи для ФТ представлені крупно-гігантозернистими анортозитами, габро-анортозитами та лейкогабро. Контакти із вміщувальними породами різкі інтрузивні із включеннями анортозитів у олівінових габро. Падіння контактів центриклінальне під кутами 40–70°. В окремих свердловинах фіксується кутове неузгодження в заляганні директивності габроїдів нижнього горизонту відносно площини контакту з підстильними анортозитами. Згідно з одиничними вимірами орієнтації площин течії, анортозитові породи цього району характеризуються похилим падінням у західному напрямі [3].

Мінералого-петрографічна характеристика титаноносних габроїдів. Кількісний мінеральний склад титаноносних габроїдів Федорівського родовища відповідає олівіновому габро. Головні породоутворювальні мінерали представлені середнім плагіоклазом (21–70 %), олівіном (5–37 %) та авгітом (7–33 %). Характерною особливістю олівінових габро Федорівського родовища є підвищені концентрації ільменіту, титаномагнетиту та апатиту, які, у багатьох випадках, мають породоутворювальні значення. Рудні різновиди габроїдів пропонується виділяти при вмісті Fe-Ti окиснорудних мінералів більш ніж 10 %. Звичайно сумарний вміст ільменіту та титаномагнетиту в рудних різновидах коливається в межах 10–19 %, а вміст апатиту може сягати 5–12 %. Кольоровий індекс M, який являє суму мафічних силікатів та Fe-Ti окиснорудних мінералів, змінюється в діапазоні 30–71%, що дозволяє виділяти лейкократові (M < 35 %), мезократові (M = 35–65 %) та меланократові (M > 65 %) відміни габроїдів. Найбільш розповсюджені рудні олівінові габро мезократового складу. Менш поширені рудні олівінові мелагабро (рис. 1).

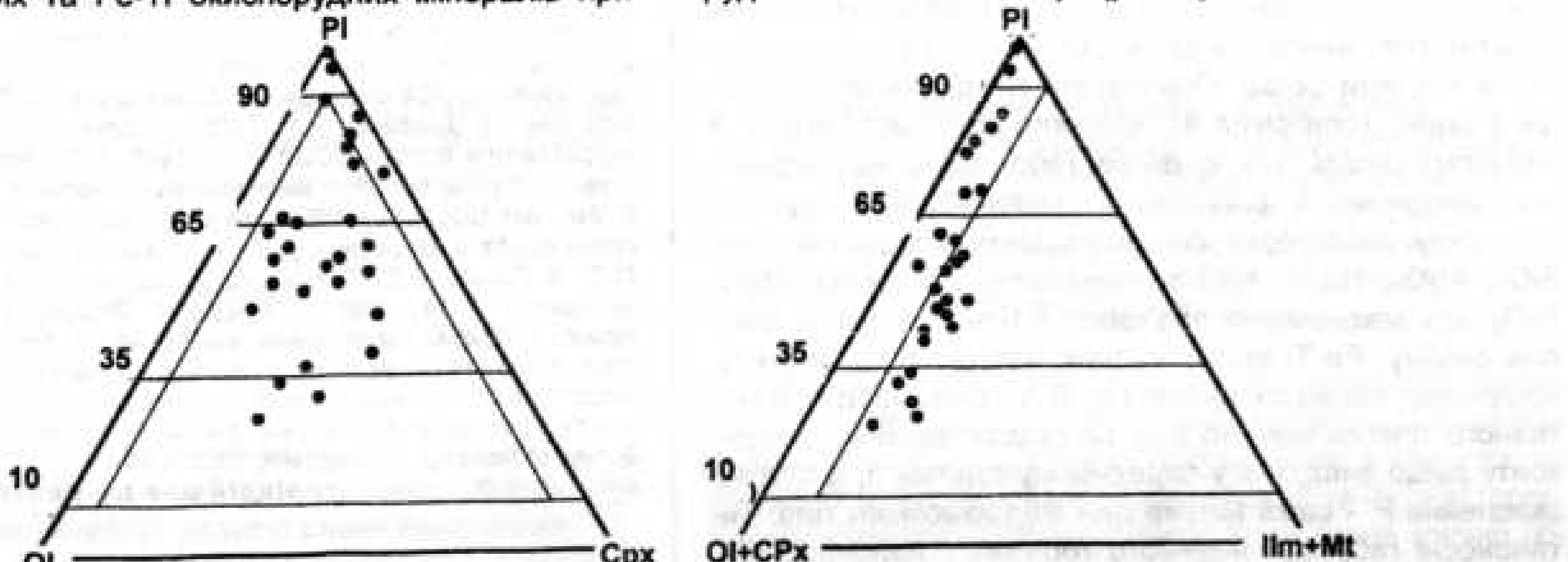


Рис. 1. Мінеральний склад титаноносних габроїдів Федорівського родовища.
Кількісний вміст головних породоутворювальних мінералів – плагіоклазу (Pl), олівіну (Ol), клинопіроксену (CPx), ільменіту (Ilm) та титаномагнетиту (Mt), визначений у 28 прозорих петрографічних шліфах на інтеграційному столику Андіна

Хімічний склад головних породоутворювальних мінералів з титаноносних габроїдів Федорівського родовища в цілому є типовим для базитів анортозит-рапаківігранітної формації [1]. Властивими є помірна основність плагіоклазів, а також підвищена залізистість олівінів і піроксенів. Склад плагіоклазів, визначений на федорівському столику, коливається в діапазоні An_{41-47}. При цьому найбільш поширені андезини An_{43-45}. Основність нормативного плагіоклазу, яка отримана при перерахунках валових хімічних аналізів габроїдів на нормативно-молекулярний склад за методом Ніглі, попадає в діапазон, установлений кристалооптичними методами. Склад олівінів, визначений за кутом оптичних осей $2V = -73\text{-}(-76)^\circ$, відповідає гіалосидериту та гортоноліту Fa_{46-52}. Авгіти, судячи по виміряних оптичних характеристиках: $Nm = 1{,}705 \pm 0{,}003$, $2V = +46\text{-}(+48)^\circ$, $c{:}\,Ng = +38\text{-}(+40)^\circ$, на діаграмі Хеса [6] мають склад перехідний до фероавгітів, приблизно $Wo_{36-40}En_{30-35}Fs_{26-32}$. Хімічний склад монофракцій титаномагнетитів з габроїдів ФТ характеризується значеннями $NTi = 0{,}193$–$0{,}746$. Вміст гематитової складової в монофракціях ільменітів змінюється в діапазоні $xHem = 0{,}001$–$0{,}064$. При цьому встановлюється ритмічне змінення параметрів NTi та xHem, а також вмісту V_2O_5, MnO та Cr_2O_3 у співіснуючих титаномагнетитах та ільменітах залежно від глибини залягання. Останнє свідчить про наявність прихованої розшарованості, яка ускладнює макро- та мегарозшарованість титаноносних габроїдів.

Середній хімічний склад титаноносних габроїдів Федорівського родовища визначається особливостями їх мінерального складу, а також складом головних породоутворювальних мінералів. Відповідно до існуючої класифікації, за вмістом кремнезему та лугів, переважна більшість титаноносних габроїдів формально має належати до ультраосновних порід сублужного ряду. Підвищені концентрації несилікатних мінералів – ільменіту, титаномагнетиту та апатиту, обумовлюють незвичайно малий вміст SiO_2 та Al_2O_3 за рахунок високого вмісту TiO_2, FeO та P_2O_5. Підвищена натрова лужність та замалий, як для габро, вміст вапна, пов'язані з помірною основністю плагіоклазу. Різке переважання FeO над MgO, а також FeO над Fe_2O_3 визначається високими концентраціями Fe-Ti окиснорудних мінералів та, в рівній мірі, підвищеною залізистістю мафічних силікатів. Визначаючи класифікаційне положення та найменування титаноносних габроїдів ФТ, ми керувались Петрографічним кодексом України [2]. Останній рекомендує для класифікації магматичних порід із суттєвим вмістом несилікатних мінералів орієнтуватися на мінеральний, а не на хімічний склад. Порівняння титаноносних габроїдів з різних горизонтів ФТ виявило певні розбіжності в хімічному складі. Так, олівінові габро верхнього горизонту, порівняно з олівіновими мелагабро середнього горизонту, характеризуються більшими концентраціями SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O та меншими TiO_2, FeO, MgO, P_2O_5, що закономірно пов'язано з більш низьким вмістом олівіну, Fe-Ti окиснорудних мінералів та апатиту. Коефіцієнт магнезіальності mg % та основність нормативного плагіоклазу An % у габроїдах верхнього горизонту дещо вищі, ніж у середньому горизонті, а ступінь окиснення F – сама висока для Федорівського тіла. Титаноносні габроїди нижнього горизонту найбільш мінливі за хімічним складом. Тут розрізняються олівінові габро мезократового та меланократового складу. Мезократові габроїди нижнього горизонту, на відміну від аналогічних порід верхнього горизонту, менш основні за рахунок більшого вмісту плагіоклазу. У них менше TiO_2 та P_2O_5 за рахунок більш малих концентрацій Fe-Ti окиснорудних мінералів та апатиту. Коефіцієнт магнезіальності mg % у габроїдах нижнього горизонту самий високий для Федорівського тіла, що пов'язано із суттєво-піроксеновою спеціалізацією їх мафічних мінералів. При цьому основність нормативного плагіоклазу в мезократових габроїдах нижнього та верхнього горизонтів практично однакова. Олівінові мелагабро нижнього горизонту, на відміну від своїх аналогів у середньому горизонті, дещо менш основні, за рахунок переважання піроксену, а не олівіну, у складі мафічних мінералів. Для мелагабро нижнього горизонту характерною є найменша ступінь окиснення F та різке переважання нормативного ільменіту у складі Fe-Ti окиснорудних мінералів. Середньозважений хімічний склад Федорівського тіла, визначений із врахуванням відносних об'ємів трьох виділених горизонтів, відповідає сублужному олівіновому феробазальту, збагаченому на Ti та P.

Висновки. Особливості геологічної будови та речовинного складу Федорівського родовища дозволяють зробити ряд висновків стосовно його формаційної належності та генезису. Федорівське родовище є типовим представником ендогенних покладів апатит-ільменітових руд, пов'язаних з пізніми інтрузіями титаноносних габроїдів у межах крупних габро-анортозитових масивів коростенського комплексу. Мінеральний склад і склад головних породоутворювальних мінералів титаноносних олівінових габро є типовим для базитів анортозит-рапаківігранітної формації. Середньозважений хімічний склад Федорівського тіла відповідає сублужному олівіновому феробазальту, збагаченому на Ti та P. Тісний просторовий зв'язок, близький геологічний вік, наявність проміжних відмін у ряду анортозит – габроанортозит – лейкогабро – габро – мелагабро, а також успадкування особливостей мінерального й хімічного складу вказують на комагматичність титаноносних габроїдів Федорівського родовища та анортозитових порід Володарськ-Волинського масиву. Федорівське тіло титаноносних олівінових габро має всі особливості розшарованих базитових інтрузій, що формуються внаслідок камерної диференціації вихідних базальтових розплавів. Додаткових досліджень потребує детальне вивчення макро- та крипторозшарованості Федорівського тіла.

1. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы / *Д.А. Великославинский, А.П. Биркис., О.А. Богатиков* и др. / Под ред. Ф.П. Митрофанова. – Л., 1978. 2. Петрографічний кодекс України / *Р.Я. Белевцев, В.А. Веліканов, Ю.Л. Гасанов* та ін. / Відп. ред. І.Б. Щербаков. – К., 1999. 3. *Полканов А.А.* Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. – Л., 1948. 4. *Тарасенко В.С.* Богатые титановые руды в габбро-анортозитовых массивах Украинского щита // Изв. АН СССР. – 1990. – № 8. 5. *Тарасенко В.С.* Минерально-сырьевая база титановых руд на Украине // Геол. журн. – 1992. – № 5. 6. *Трегер В.Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. – М., 1980. 7. *Force E.R.* Geology of Titanium-Mineral Deosits // Special paper. Geological Society of America. – Vol. 259. – 1991. 8. *Gursky D., Nechaev S., Bobrov A.* Titanium deposits in Ukraine focused on the Proterozoic anorthosite-hosted massifs // Ilmenite deposits and their geological environment. Special Publication of NGU (Geological Survey of Norway). – Trondheim, 2003. – № 9.

Надійшла до редколегії 30.03.06

УДК 549.02:543.553 (543.063)

О. Бункевич, асп., О. Андреєв, ст. наук. співроб.

ВИЗНАЧЕННЯ КОНЦЕНТРАЦІЙ ЕЛЕМЕНТІВ-ДОМІШОК У МІКРОКРИСТАЛАХ АКЦЕСОРНИХ МІНЕРАЛІВ МЕТОДОМ РЕНТГЕНО-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛІЗУ З МЕТОЮ ДОСЛІДЖЕННЯ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХІМІЧНОЇ, ЕНЕРГЕТИЧНОЇ ТА МЕТАЛОГЕНІЧНОЇ ЕВОЛЮЦІЇ ЗЕМНОЇ КОРИ

Розглянуто новий перспективний метод визначення концентрацій елементів-домішок у мікрокристалах акцесорних мінералів – XRF-MP/SG (single grain milliprobe X-ray fluorescence analysis). Метод зіставлений із сучасними локальними методами (EMP, PMP, SHRIMP, SXRF, LAM-ICP-MS). Запропоновано шлях вирішення проблеми XRF-MP/SG – залежності флуоресцентного випромінювання не тільки від складу мікрокристалу, а й від форми та розміру зразка, яка впливала на точність аналізу. Продемонстровано можливість використання методу для вирішення важливих теоретичних і прикладних наукових завдань .

The new promising method of trace element concentration determination in accessory minerals – XRF-MP/SG (single grain milliprobe X-ray fluorescence analysis) is considered. The method is compared with the modern microbeam methods (EMP, PMP,SHRIMP,SXRF, LAM-ICP-MS). The solution of XRF-MP/SG problem – the x-ray fluorescence dependency on microcrystal composition, form and size – is proposed. The possibilities of method application in the solution of the important theoretical and practical scientific problems are demonstrated.

Постановка проблеми. Елементний аналіз акцесорних мінералів грає важливу роль у дослідженні формування земної кори [3]. Дослідження складу мінеральних зразків ставить такі вимоги до використовуваних аналітичних методик:

√ можливість аналізу малих кількостей речовини;
√ швидкість аналізу;
√ недеструктивність;
√ низька вартість;
√ прийнятна точність.

Щоб задовольнити вищенаведені вимоги, необхідний специфічний рентгено-флуоресцентний метод елементного аналізу.

Аналіз досліджень і публікацій. На сьогодні широко застосовуються такі прецизійні аналітичні методи високої чутливості й локальності ("microbeam methods"): EMP, SIMS (SHRIMP), PMP (PIXE) і LAM-ICP-MS. Вони характеризуються відносною експресністю, високою локальністю (не гірше n·10 мкм), низькими межами виявлення (до n – 0,n ppm) і прийнятними похибками аналізу для широкого набору елементів. При всіх перевагах перераховані методи мають деякі недоліки: високу вартість устаткування (як мінімум, сотні тис. дол. США) та аналізу, деструктивність, трудомісткість препарування. З цих причин був розроблений метод, іменований XRF-MP/SG (single grain milliprobe X-ray fluorescence analysis), що має прийнятні аналітичні характеристики та позбавлений вищенаведених недоліків [5].

Раніше невирішені задачі. У першому варіанті методу XRF-MP/SG потребувала вдосконалення методична частина: не було враховано залежність характеристичного випромінювання від форми, розмірів та орієнтації зразка відносно пучка первинного випромінювання, використовувалось для розрахунку когерентно розсіяне випромінювання, що сильно залежить від структури зразка, потребувалося якісне програмне забезпечення, яке реалізувало б методику.

Мета статті. Метою нашої роботи є вдосконалення вищезгаданого специфічного рентгено-флуоресцентного методу, а саме:

√ опис апаратного забезпечення;
√ розробка вдосконаленої методики розрахунків концентрацій елементі за результатами вимірювань;
√ визначення метрологічних характеристик методу.

Установка для XRF-MP/SG. Комплект аналітичного устаткування (рис. 1) для XRF-MP/SG (докладно охарактеризовано в роботі [2]) включає такі основні компоненти: 1, 2 – два різні джерела збуджуючого рентгенівського випромінювання, що дає можливість проводити багатоелементний аналіз різних акцесорних мінералів (матриць); 3 – монохроматор; 4 – мікроскоп; 5 – Si(Li) напівпровідниковий детектор, оригінальний спектрометричний тракт (сполучений з комп'ютером). Геометрія установки розроблена таким чином, щоб максимально наблизити зразок до детектора, що забезпечує максимальну реєстрацію випромінювання (це особливо важливо для мікрооб'єктів).

Визначення K, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Yb, Hf, Pb, Th, U, Zr, Nb, Ta, Mo забезпечене потужними рентгенівськими трубками з молібденовим (аналіз мінералів цирконію) і срібним (аналіз інших мінералів) анодами.

Методика аналізу у XRF-MP/SG відрізняється простотою препарування та повною збереженістю зразка (поодинокого зерна мінералу розміром 20–500 мкм). Зразок вилучається з породи шляхом дроблення та/або сепарування, далі здійснюється візуальний відбір зерен під мікроскопом і наклеювання їх на тонку підкладку кювети.

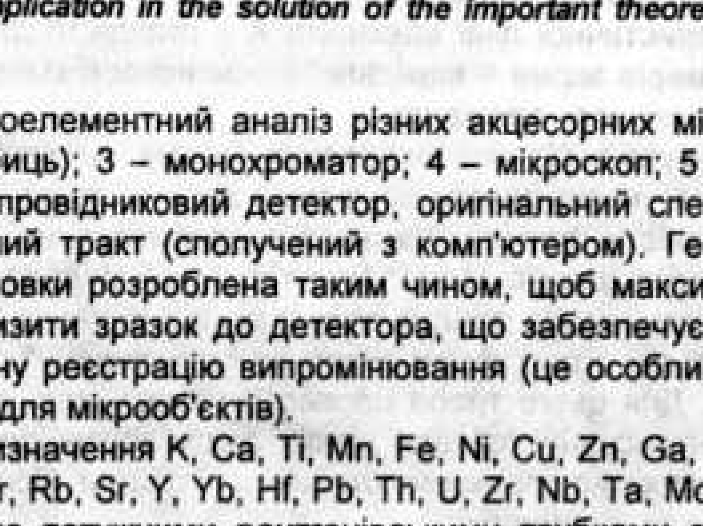


Рис. 1. Схема установки для XRF-MP/SG
Цифрами на схемі позначено: 1 – трубка з Mo анодом; 2 – трубка з Ag анодом; 3 – кристал-монохроматор; 4 – оптичний мікроскоп; 5 – *Si(Li)* детектор; 6 – коліматор детектора; 7 – столик мікроскопа; 8, 9 – коліматори первинного пучка; 10 – зразок; 11 – характеристичне випромінювання

Методика. Головною особливістю кількісного аналізу складу поодиноких зерен методом XRF-MP/SG є залежність потоку флуоресценції аналізованих елементів не тільки від їх вмісту, а й від розмірів (маси) та форми зерен. Параметром, що індикує величину маси зерна зручно обрати потік флуоресценції аналітичної лінії головного мінералоутворювального елемента, вміст якого відносно постійний. Нижня межа значень маси зерен, для яких можливий кількісний аналіз у такому варіанті, сягає 0,1 мкг.

© О. Бункевич, О. Андреєв, 2006

Концентрації хімічних елементів у поодиноких зернах визначається за інтенсивністю їхнього характеристичного випромінювання. Для цього використовується стандарт – набір зерен різних розмірів з відомими (і приблизно постійними) концентраціями заданих елементів. За стандартом будуються залежності інтенсивностей характеристичного випромінювання заданих елементів від маси зерна (аналог маси – інтенсивність "головного" мінералоутворювального елемента).

Концентрацію заданого елемента A можна розрахувати за формулою:

$$C_A = C_A^c \frac{I_A}{I_A^c(I_0)}, \tag{1}$$

де C_A – шукана концентрація елемента A; C_A^c – концентрація елемента A в стандарті; I_A – інтенсивність характеристичної лінії елемента A в зерні; I_A^c – інтенсивність характеристичної лінії елемента A в стандарті для даних розмірів зерна – виміряної інтенсивності мінералоутворювального елемента I_0.

Формулою (1) безпосередньо можна скористатись тільки за умови однакової форми зразків, тому що на інтенсивність флуоресцентного випромінювання суттєво впливає *форма* зерна. Для того, щоб подолати цю залежність, треба ввести поправку, що приведе інтенсивності від різних форм зерен до інтенсивності певної форми. Для цього треба провести теоретичний розрахунок інтенсивностей для різних форм зерен, що найбільш вірогідно апроксимують реальні форми. Поправку рахуємо за формулою:

$$\eta_A(m) = \frac{I_A^{teor}(m)_{rform}}{I_A^{teor}(m)_{sform}}, \tag{2}$$

де $\eta_A(m)$ – поправка для інтенсивності елемента A, залежно від от маси (об'єму) зерна; $I_a^{teor}(m)_{rform}$ – інтенсивність елемента A від зерна форми наближеної до реальної; $I_a^{teor}(m)_{sform}$ – інтенсивність елемента A від зерна "стандартної" форми.

Таким чином, із врахуванням поправки формула (1) матиме вигляд:

$$C_A = C_A^c \frac{\left(\dfrac{I_A}{\eta_A(m)}\right)}{I_A^{c'}\left(\dfrac{I_0}{\eta_0(m)}\right)}, \tag{3}$$

де $I_A^{c'}$ – інтенсивність характеристичної лінії елемента A в стандарті для даних розмірів зерна "стандартної" форми; $\eta_0(m)$ – поправка для інтенсивності мінералоутворювального елемента.

Розглянемо методику на прикладі кількісного визначення вмісту елементів-домішок (Hf, Y) у поодиноких зернах цирконів. Вона полягає в калібруванні залежностей між інтенсивністю характеристичного рентгенівського випромінювання аналізованих елементів та інтенсивністю Zr, що будуються для зерен з еталонної монофракції (з відомою середньою концентрацією елементів, що нас цікавлять). Приклади використаних залежностей (із врахуванням поправок) Hf-Zr та Y-Zr наведено на рис. 2, а та 2, б (середній вміст Hf – 9285 г/т, Y – 648 г/т)

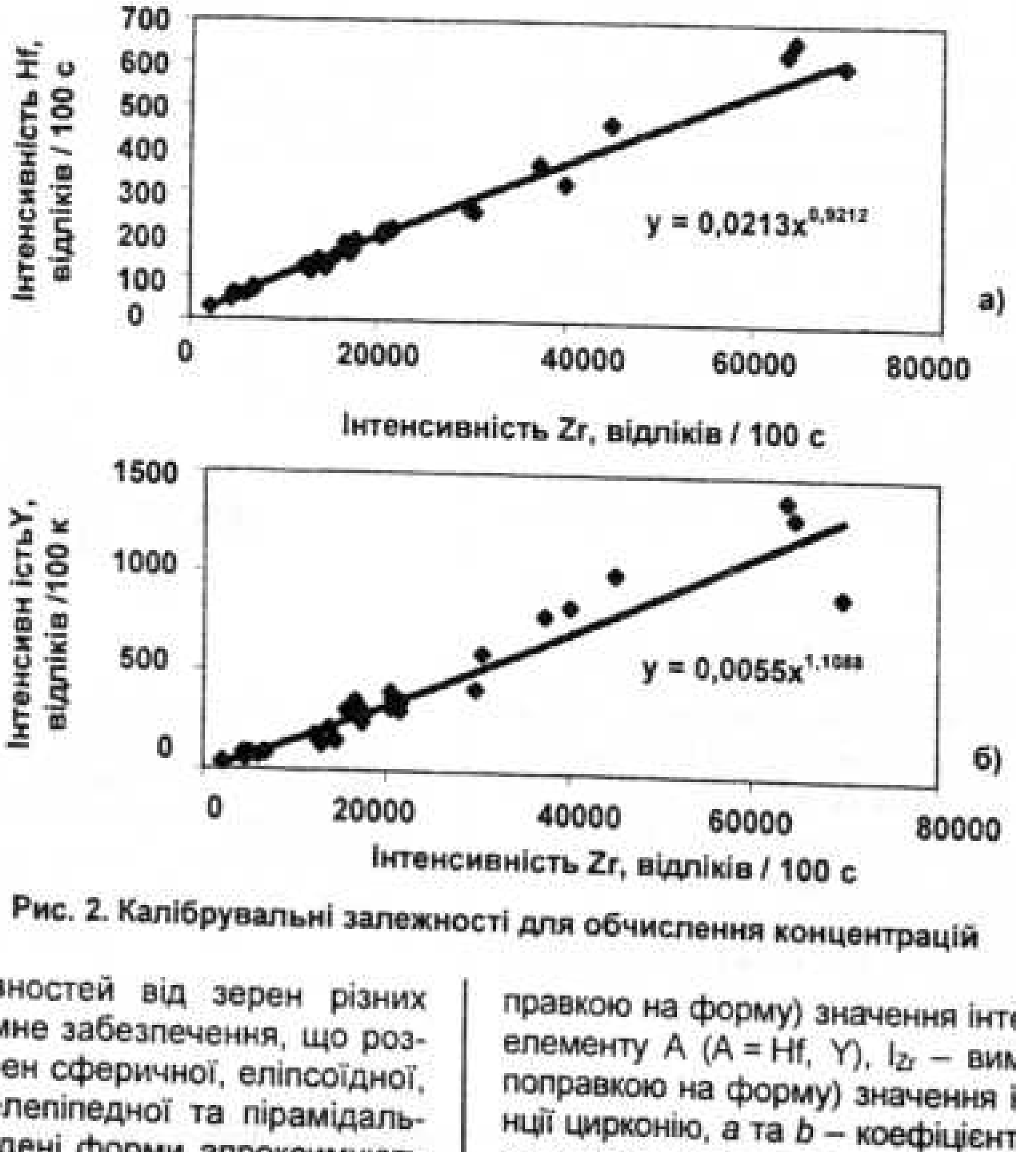


Рис. 2. Калібрувальні залежності для обчислення концентрацій

Для розрахунку інтенсивностей від зерен різних форм було написане програмне забезпечення, що розраховує інтенсивності від зерен сферичної, еліпсоїдної, циліндро-еліпсоїдної, паралелепіпедної та пірамідально-призматичної форм (наведені форми апроксимують реальні форми зерен циркону). Програма приводить виміряні інтенсивності до інтенсивності від зерна сферичної форми, будує калібрувальні залежності та розраховує інтенсивності.

Емпірична формула калібрувальних залежностей має вигляд $I_A = a(I_{Zr})^b$, де I_A – виміряне та скориговане (із поправкою на форму) значення інтенсивності флуоресценції елементу A (A = Hf, Y), I_{Zr} – виміряне та скориговане (із поправкою на форму) значення інтенсивності флуоресценції цирконію, *a* та *b* – коефіцієнти. Концентрацію елемента визначаємо за формулою: $C_A = I_A C_A^e \,/\, [a(I_{Zr})^b]$, де C_A – концентрація елемента A; I_A – виміряне та скориговане (із поправкою на форму) значення інтенсивності його флуоресценції; C_A^e – вміст A в еталонній монофракції.

Отримана статистичними методами емпірична оцінка відносної похибки визначення вмісту Hf становить 6,0 %, Y – 5,7 %.

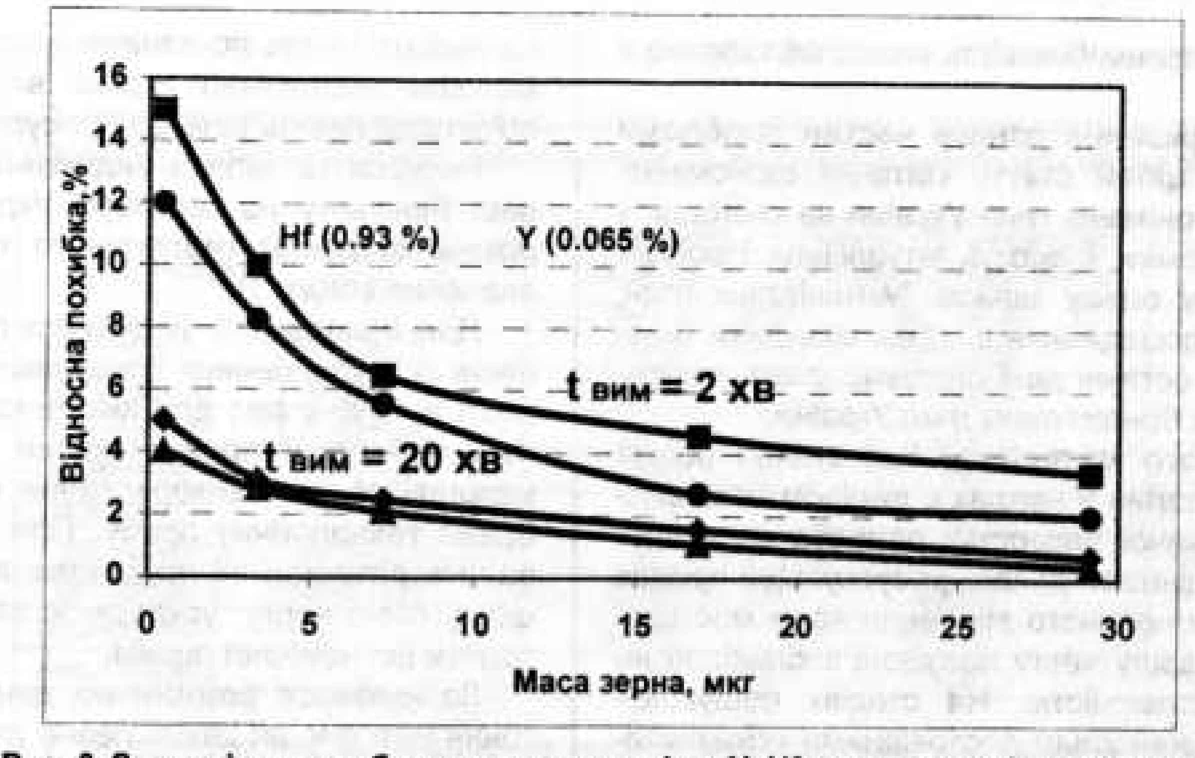


Рис. 3. Залежність похибки визначення вмісту Y, Hf у цирконах від маси зерна

Метрологічні характеристики. Оскільки зразками є мікрооб'єкти, в результаті маємо справу з низькою статистикою в спектрі, яка залежить від концентрації елемента, розмірів зерна та часу вимірювання, і це впливає на точність аналізу. Отже, важливою характеристикою методу XRF-MP/SG є відтворюваність площ піків аналітичних ліній елементів (що фактично становить випадкову похибку методу) залежно від концентрації елементу, часу вимірювання та розміру зерна. На рис. 3 наведено залежність відтворюваності площ піків L-серії Hf та K-серії Y у зернах цирконів з еталонної монофракції із середнім вмістом Hf – 9285 г/т, Y – 648 г/т. На графіку наведено залежність випадкової похибки від розмірів зерна (діапазон розмірів на графіку 40–200 мкм) та часу вимірювання. Із графіка видно, що навіть для дрібних зерен методика дозволяє одержати достатню точність при прийнятному часі виміру (приклад: для зерна розміром 40 мкм при похибці 5 % достатньо часу вимірювання 1200 с).

У середньому методика дозволяє виконувати на установці до 20 аналізів за робочу зміну, що становить приблизно 5000 аналізів за рік.

Висновки. Завдяки своїм характеристикам метод XRF-MP/SG дозволив одержати значний обсяг нових і аналітично порівнянних між собою даних про розподіл елементів-домішок у "наскрізних" апатит-цирконових асоціаціях [4], вік акцесорних мінералів [1], а також був випробуваний для пошуку родовищ корисних копалин, зокрема для пошуків алмазоносних кімберлітових порід [3]. XRF-MP/SG як інструмент для дослідження елементів-домішок у поодиноких зернах акцесорних мінералів має такі характеристики: можливість аналізу малих кількостей речовини (мікрокристали з лінійними розмірами 20–500 мкм), висока продуктивність (до 5000 аналізів на рік), прийнятна точність (відносна похибка складає 1–12 % залежно від розміру зразка), проста пробопідготовка, недеструктивність, низька вартість. Описаний метод може бути використаний для вирішення широкого кола важливих геологічних задач.

1. *Андреев А.В.* Современные возможности метода общего свинца в радиогеохронологических исследованиях // Геол. журн. – 1992. – № 6. – С. 125–130. 2. *Савенок С.П.* Установка для дослідження елементів-домішок у монокристальних об'єктах малої маси методом рентгеноспектрального флуоресцентного аналізу // Екол. довкілля та безпека життєдіяльності. – 2005. – Вип. 25, № 1. – С. 82–85. 3. *Шнюков С.Є.* Геохімія елементів-домішок в найбільш розповсюджених акцесорних мінералах: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. – К., 2003. 4. *Шнюков С.Е.* Геохимическая классификация цирконов и апатитов из ведущих типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития // Геол. журн. – 2003. – № 1. – С. 99–103. 5. *Шнюков С.Е., Андреев А.В., Белоусова Е.А., Савенок С.П.* Рентгено-флуоресцентный анализ микроколичеств вещества в геохимии акцессорных минералов: исследовательские возможности в сопоставлении с локальными аналитическими методами // Минералог. журн. – 2002. – № 1. – С. 80–95.

Надійшла до редколегії 21.11.05

УДК 553.042 : 622.013.3

О. Андрєєва, асп., М. Курило, канд. геол. наук

ЕКОНОМІЧНА ОЦІНКА РУДОПРОЯВІВ ТА РОДОВИЩ БЕНТОНІТУ УКРАЇНИ З ВИКОРИСТАННЯМ МЕТОДИКИ КОЕФІЦІЄНТІВ ПРИВЕДЕННЯ

Присвячено економічній оцінці родовищ бентоніту України. Оцінку проведено з використанням методики коефіцієнтів приведення із врахуванням величини запасів, складності геологічної будови та ступеня вивченості родовищ бентоніту.

The article dedicated to economical evaluation bentonitic deposits of Ukraine. The evaluation was carried out using method of reduction coefficient. Quantity of resources, difficulties of geological structure were taken into consideration.

Постановка проблеми. Проблема геолого-економічної оцінки мінеральних ресурсів піднімалась протягом декількох десятиріч, але єдина методика цієї оцінки до сих пір не розроблена. Однією із причин є існуючі на сьогодні розбіжності в підходах до вирішення цієї проблеми. Багато уваги цьому питанню приділяється російськими геологами, що в своїх публікаціях пропонують нові та вдосконалюють існуючі методи економічної оцінки із врахуванням сучасних ринкових умов та кон'юнктури світового ринку.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Бентонітові глини України стали об'єктами вивчення провідних українських геологів Є. Лазаренко, Ю. Пекуна, Ф. Овчаренко, М. Кириченко, Л. Кириченко, В. Лебединського, М. Любки, А. Островської, Ю. Брагіна, А. Луканцевер, Л. Аблаєвої та інших.

Геолого-економічному аналізу мінерально-сировинної бази бентонітових глин України присвячено небагато літератури: лише розрізненні статті в журналах і збірниках

© О. Андрєєва, М. Курило, 2006

та декілька окремих праць, більшість яких опубліковано в радянські часи.

Виділення невирішених раніше частин проблеми та формулювання цілей статті. Питання економічної оцінки родовищ бентонітових глин України на сьогодні, у період ринкової економіки, є досить актуальним. Необхідно провести вартісну оцінку запасів бентонітових глин, враховуючи сучасні дослідження в сфері економіки мінеральних ресурсів та останні дані стосовно стану мінерально-сировинної бази бентонітових глин України.

Виклад основного матеріалу. Економічна оцінка запасів корисних копалин у надрах є виміром їх кількісної та якісної споживчої вартості і передбачає визначення промислової цінності даного ресурсу. Цей процес на різних стадіях геологічного вивчення надр має свої особливості, які в першу чергу пов'язані з кількістю інформації та її достовірністю. На стадіях пошуково-оцінювальних робіт найбільш достовірними показниками, якими оперують, є прогнозні запаси корисних копалин та орієнтовний уміст корисних компонентів. Можливим є також залучення певних даних щодо орієнтовних значень капіталовкладень, експлуатаційних витрат, але тут вони мають узагальнюючий характер і не є достатніми для вирішення питань про економічну цінність родовища. На стадіях попередньої та детальної розвідки використовують дані геологічної та технологічної характеристик об'єкту (геологічна будова родовища, гідрогеологічна характеристика, гірничотехнічні умови експлуатації, результати опробування, технологія видобутку та переробки руди), а також проводять розрахунки економічної оцінки родовища (собівартість продукції, прибутковість і рентабельність можливого підприємства, ефективність капіталовкладень). Можливість розрахунків тих чи інших показників і застосування відповідних методик економічної оцінки визначається належністю об'єкту до певної категорії ресурсів та запасів.

Ресурси та запаси виділених рудопроявів та родовищ бентоніту на території України характеризуються різним ступенем геологічного та техніко-економічного вивчення (табл. 1).

Для Ільницького родовища проводилась оцінка запасів із визначенням показників економічної ефективності в 1990-х рр.; для Киштинського родовища визначені попередні гірничотехнічні особливості освоєння, можливі області використання сировини та було відібрано технологічну пробу. При їх вивченні розраховувались різноманітні показники, які часто не збігаються, що, у свою чергу, ускладнює застосування єдиної методики економічної оцінки.

За наявності розрізнених даних можливість використання методик, які дають певне уявлення щодо промислової цінності цих об'єктів, є обмеженою. Розрахунок товарної вартості прогнозних ресурсів і запасів бентоніту можливо за цих умов провести методикою, розробленою ВСЕГЕИ [2]. Ними запропоновано проведення експрес-оцінки вартості мінеральної сировини за формулою:

$$В = Ц \cdot М \cdot К_с,$$

де В – товарна вартість прогнозних ресурсів або запасів певної категорії даного виду мінеральної сировини в надрах; Ц – середня світова ціна кінцевого продукту (металу, руди, мінералу); М – кількість (маса) прогнозних ресурсів або запасів даної категорії відповідного виду мінеральної сировини; $К_с$ – сукупний коефіцієнт приведення вартості товарного продукту до товарної вартості прогнозних ресурсів або запасів у надрах.

Таблиця 1. **Класифікація вітчизняних родовищ бентоніту за розміром запасів**

Родовища бентоніту	Одиниці виміру	Запаси А + В + С1	Приклади	Видобуток
Малі	тис. т	< 3000	Курцівське (промислові запаси – 55 тис. т; загальні – 1270 тис. т). Кудринське (запаси – 0,4 млн т). Бережанське (промислові запаси – 426 тис. т). Пижівське (залишкові промислові запаси – 113 тис. т; загальні 241 тис. т). Киштинське (1,2 млн, прогнозні ресурси).	Періодично розроблялось у 1931–1974 рр. Розробляється. Не розробляється. Розроблялось у 1948–1974 рр. Не розробляється.
Середні	тис. т	3000–20000	Горбківське (промислові запаси – 7,6 млн т). Григорівське (промислові запаси – 5,048 млн т).	Розробляється. Розробляється.
Великі	тис. т	> 20000	Черкаське (промислові запаси – 50,26 млн т). Ільницьке (24 млн т, попередньо оцінені запаси).	Розробляється. Промислово-дослідна розробка.

Сукупний коефіцієнт є добутком трьох коефіцієнтів: $К_1$ – коефіцієнт приведення вартості кінцевого продукту до вартості прогнозних ресурсів або запасів мінеральної сировини; $К_2$ – коефіцієнт приведення прогнозних ресурсів і попередньо оцінених запасів до запасів промислових категорій ($А+В+С_1$), який враховує неповний перехід ресурсів і запасів менш достовірних категорій в більш достовірні; $К_3$ – перехідний коефіцієнт вилучення, який враховує втрати мінеральної сировини при її видобутку, збагаченні, транспортуванні [2].

Значення таких показників, як видно з формули, враховують тільки доходну частину вартості родовищ і не враховують витрати, які пов'язані з його освоєнням – капіталовкладення та експлуатаційні витрати. Тому вони не можуть повністю відображати промислове значення та ринкову вартість родовища. Однак для виявлення із наявних об'єктів найбільш цінних за такими розрахунками можливе і є доцільним при неможливості використання інших інструментів. Такі розрахунки проведені для Ільницького та Киштинського родовищ порівняно з родовищами бентоніту, які експлуатуються. Доходний показник визначався, по-перше, із врахуванням середніх цін на зовнішніх ринках [4]; по-друге, розраховувався на основі внутрішніх цін для Ільницького родовища порівняно з Черкаським і Горбківським [1]. Обидва варіанти розрахунків визначили, що показник доходу Ільницького родовища значно більший, ніж у Горбківського (табл. 2, 3).

Висновки. За вартістю ресурсів і запасів бентоніту більш цінним порівняно з промисловими об'єктами є Ільницьке родовище, для якого цей показник більший у 20 разів, ніж для Киштинського, що пов'язане зі значною кількістю запасів Ільницького родовища. Проте необхідно визнати, що даною методикою не враховувались відмінності в якості сировини цих об'єктів. Бентоніти всіх вищезазначених родовищ є лужноземельними, крім Киштинського, глини якого є більш якісними – лужними, білопаленими. Крім цього, вартісні показники Киштинського

родовища можуть бути збільшені в процесі подальшого геологічного та техніко-економічного вивчення.

Таблиця 2. **Визначення вартості корисних копалин за методикою коефіцієнтів наведення для перспективних родовищ і рудопроявів бентоніту України (із врахуванням середніх цін на зовнішніх ринках)**

Родовище	Категорія запасів	Величина запасів, тис. т	Вартість ресурсів і запасів бентоніту (в тис $)
Черкаське	A+B+C1	50257	684736
Горбківське	A+B+C1	7594	133369
Кудринське	A+B+C1	375	6585
Бережанське	A+B+C1	426	7481
Пижівське	A+B+C1	113	1984
Курцівське	A+B+C1	55	965
Григорівське	A+B+C1	5048	88655
Ільницьке	C2	24082	410265
Киштинське	P1	1245	16377

Таблиця 3. **Визначення вартості корисних копалин за методикою коефіцієнтів наведення для перспективних родовищ та рудопроявів бентоніту України (на основі внутрішніх цін)**

Родовище	Категорія запасів	Величина запасів, тис. т	Вартість ресурсів і запасів бентоніту (в тис. грн)
Черкаське	A+B+C1	50257	1640863,60
Горбківське	A+B+C1	7594	474306,06
Ільницьке	C2	24082	873761,58

1. Державний баланс запасів корисних копалин на 01.01.2002р. Глини бентонітові (28) / Мін. екол. та природн. ресурсів України. – К., 2002. 2. *Неженский И.А.* О расчете товарной стоимости прогнозных ресурсов и запасов твердых полезных ископаемых // Мин. ресурсы России. Экономика и управление. – 2003. – № 3. – С. 54–56. 3. *Кужварт М.* Неметаллические полезные ископаемые. – М., 1986. 4. Mineral Yearbook. Metals and minerals, 2003. – Wash., 2004.

Надійшла до редколегії 20.02.06

УДК 544.015.2:549.755

Є. Папка, магістр, В. Нестеровський, канд. геол.-мінералог. наук, В. Богатиренко, канд. хім. наук

ОСОБЛИВОСТІ ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ УМОВ КРИСТАЛІЗАЦІЇ ВОДОРОЗЧИННИХ СОЛЕЙ

Присвячено аналізу та розробці математичного апарату, для характеристики процесів кристалізації твердої фази з водних розчинів.

The article is anoted to the analise and elaborate mathematical apparatus, wich is used for characteristic the process of crystallization of solid tase from solushions.

Постановка проблеми та аналіз попередніх досліджень. У зв'язку із надзвичайно широким практичним поширенням кристалічних речовин у різних галузях промисловості питання щодо вирощування монокристалів є актуальним. Із незліченної кількості матеріалів, які використовує людство у своїх потребах, найбільшу частину становлять кристалічні речовини, фізичні властивості яких мають для людини неоціненну користь. Серед них важливе місце займають піроелектричність та п'єзоелектричність кристалів.

Піроелектричний ефект (явище виникнення електричних зарядів при зміні температур) відкрили в кінці XVII ст. Піроелектричні властивості проявляються в кристалах, де серед комплексу елементів симетрії присутня полярна пряма (полярний напрямок).

На основі таких кристалів побудовані сонячні батареї. Піроелектричні кристали надзвичайно чутливі до коливання температур. Вони здатні вловити зміну температури до 10^{-9} градуса, а також реєструвати швидко змінні теплові потоки до мільйона коливань за секунду. За допомогою таких кристалів вдалося створити прилади нічного бачення та інфрачервоного "теплобачення" [6].

П'єзоелектричний ефект (явище виникнення електричного поля в кристалах під дією зовнішнього механічного впливу) відкрили в кінці XIX ст. брати Жак та П'єр Кюрі [5].

Вивчення п'єзоелектричних властивостей дало змогу створити ехолот – прилад, що дозволяє виміряти глибину моря та відшуковувати підводні перешкоди. Крім цього такі кристали використовують як коливальний контур та стабілізатор в радіоапаратурі, і як випромінювач ультразвукових хвиль при медичних обстеженнях, вони є необхідним компонентом п'єзозапальничок [3; 6].

У техніці в якості піро- та п'єзоелектриків використовуються турмалін, кварц, літій танталат, літій ніобат, гадоліній молібдат, які нерозчинні у воді і синтезуються в складних умовах. Проте існують водорозчинні п'єзо- та піроелектрики, що набагато сильніше (у три тис. рази) проявляють свої властивості, наприклад: сегнетова сіль, літій сульфат, калій дигідрогенфосфат, калій гідроген фосфат тощо. Монокристали останніх можна вирощувати з їх водних розчинів, що робить їх доступнішими порівняно з нерозчинними у воді кристалічними речовинами [2; 3; 5].

Виклад основного матеріалу. У зв'язку з надзвичайно широким практичним поширенням кристалічних речовин у різних галузях промисловості постає питання про механізм вирощування монокристалів з водних розчинів. Суть цього методу кристалізації полягає в тому, що за рахунок створення переохолодження або пересичення розчину солі надлишок розчиненої речовини осідає на тверду поверхню, утворюючи таким чином кристал. Важливим питанням є визначення взаємозв'язку між ступенем пересичення (переохолодженням), поверхневою енергією та розміром кристалічного зародку.

Розрізняють два види ступеня пересичення:

© Є. Папка, В. Нестеровський, В. Богатиренко, 2006

1. Абсолютне пересичення – це різниця між концентрацією пересиченого розчину ($C(x)_1$) та концентрацією насиченого розчину ($C(x)_0$) [пересичення $\alpha = m\text{-}m_0$].

2. Відносне пересичення – відношення

$$\frac{C(x)_1 - C(x)_0}{C(x)_0}, \text{ або } \frac{C(x)_1}{C(x)_0}.$$

Якщо пропорції між концентраціями реагуючих компонентів відрізняються від їх стехіометричних співвідношень у речовині, що кристалізується, то поняттям відносне перенасичення користуватись не можна. У випадках, коли кристали утворюються з іонів розчину некристалогідратів і число іонів дорівнює стехіометричному співвідношенню(A_xB_x), рушійною силою кристалізації є хімічна спорідненість (А) процесу, робота утворення кристалу. Вона визначається різницею між хімічним потенціалом розчинної речовини в пересиченому розчині (μ_n) і хімічним потенціалом тієї ж речовини в насиченому розчині (μ_0) і для некристалогідрату дорівнює:

$$A = \mu_n - \mu_0 = \nu RT \ln\left(C(x)_1 \big/ C(x)_0\right),$$

ν – кількість речовини, моль; R – газова стала; $R - 8{,}31 \cdot 10^3 \; \frac{л \cdot Па}{К \cdot моль}$; T – температура, К; $C(x)_1$ і $C(x)_0$ – концентрація речовини відповідно в пересиченому й насиченому розчинах, моль/л.

При нестехіометричних кількостях іонів (A_xB_y) робота утворення кристалу дорівнює:

$$A = \nu RT \ln \frac{\Pi C^{\nu i}}{\Pi C_0^{\nu i}}.$$

Отже, різниця потенціалів $\Delta\mu = \mu_n\text{-}\mu_н$ являє собою різницю між енергетичними станами речовини, що знаходиться в пересиченому й насиченому розчинах [1].

Термодинамічну систему при вирощуванні монокристалів можна уявити як систему матричне середовище – кристал. Вона перервна і складається з двох підсистем, що розділені поверхнею розподілу фаз. Процеси переносу маси, енергії, хімічні реакції, структурні перетворення, а також морфологічні процеси пов'язані з межею розподілу фаз і проходять на ній або направленні перпендикулярно до неї. Межа розподілу фаз розглядається локальним об'ємом, що включає частину прилягаючого матричного середовища. Ріст кристалу має ймовірний характер, а ланцюжок подій може бути представлений рядом елементарних процесів: утворення кластерів, їх переміщення до затравки, реакція кластерів з підложкою, міграція по поверхні розподілу фаз, вбудовування кластерів у кристалічну гратку.

Область пересичення поділяється на дві підобласті:

1. Метастабільну підобласть – де кристали довільно не утворюються, не дивлячись на наявність пересичення. Такі розчини можуть існувати досить довго, якщо вони герметизовані. Кристалізація в такому розчині можлива лише за умови внесення в розчин кристала – затравки.

2. Лабільну підобласть – зона нестійких розчинів, де довільно розчин розпадається з утворенням кристалів. У цій зоні швидкості зародження кристалів різні і збільшуються від 0 до нескінченно великих значень.

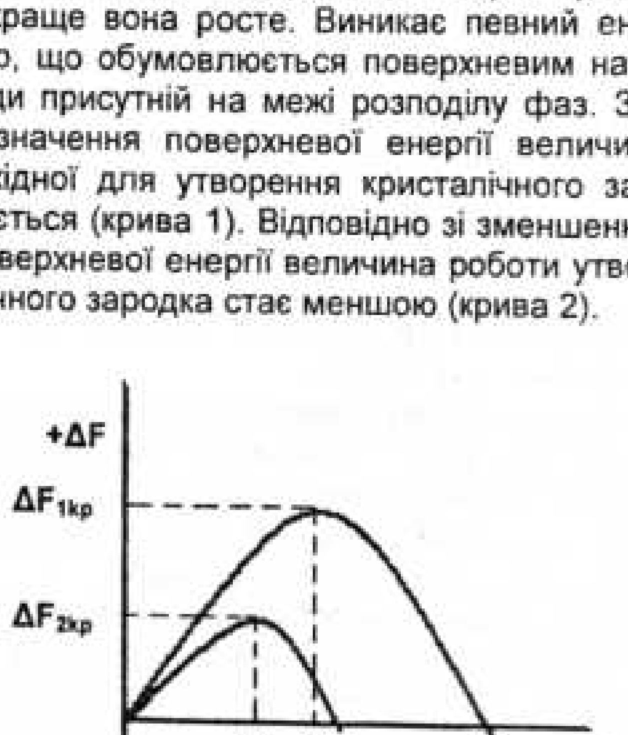
У недонасичених розчинах є флуктуації концентрації речовини, коли утворюється комплекс кількох іонів та молекул, де розміщення частинок відповідає їх розміщенню у відповідній кристалічній фазі. У метастабільному розчині число таких областей і їх розміри зростають. Однак стійкість метастабільних розчинів вказує на те, що для виникнення кристалів потрібно ще перескочити енергетичний бар'єр. Природа його пов'язана з утворенням межі розподілу між зародженим кристалом та розчином, що його оточує. Ця межа розподілу характеризується певною поверхневою енергією. Тоді енергетичний бар'єр при виникненні зародка кристала характеризується роботою утворення зародка, розраховану зі значень хімічних потенціалів речовини в розчині і кристалі та питомої поверхневої енергії кристала. Ця величина має максимум при певному розмірі зародка, який називається критичним ($r_{кр}$). Робота утворення зародка та його критичний розмір зменшуються зі збільшенням пересичення. Стабільно рости здатні лише ті зародки, розмір яких більше $r_{кр}$. У метастабільній зоні $r_{кр}$ зародка великий і ймовірність кристалізації мала. На межі з лабільною зоною $r_{кр}$ настільки малий, що ймовірність відповідної флуктуації велика, кристалізація починається майже миттєво. Отже, швидкість утворення зародків кристалів зростає відповідно до зростання ступеня пересичення і описується законом експоненти – $f(e^x)$. Існування метастабільної області, де центри кристалізації самі не утворюються, власне, і дає можливість вирощувати монокристали [1].

Різниця хімічних потенціалів середовища і кристалу, що росте, є головною рушійною силою кристалізації. З цією величиною пов'язане переохолодження, що визначає відхилення системи від рівноважного стану. Чисельно переохолодження виражається різницею між реальною температурою системи та температурою фазового переходу, а з різницею хімічних потенціалів воно пов'язане рівнянням:

$$M = \Delta S \Delta T.$$

Переохолодження – скалярна величина, яка впливає на хімічні реакції, структурні перетворення середовища, в'язкість. Головна його роль – зміна матричного середовища, що виражається у виникненні кластерів. Цим шляхом переохолодження позитивно впливає на перенос маси при рості кристалів.

Проте поверхня самого кристалу є нерівномірною, що можна охарактеризувати різними значеннями поверхневої енергії в різних точках кристалу (рис. 1). Чим менше значення поверхневої енергії грані кристалу, тим краще вона росте. Виникає певний енергетичний бар'єр, що обумовлюється поверхневим натягом, який завжди присутній на межі розподілу фаз. Зі збільшенням значення поверхневої енергії величина роботи, необхідної для утворення кристалічного зародка, збільшується (крива 1). Відповідно зі зменшенням значення поверхневої енергії величина роботи утворення кристалічного зародка стає меншою (крива 2).



$r_{кр}$ – розмір кристалічного зародка;
$\Delta F_{кр}$ – робота утворення кристалічного зародка.
Рис. 1

Залежність радіуса зародка рідкої фази від пересичення пари можна виразити рівнянням Томсона:

$$RT \ln \frac{p_{пер}}{p_{нас}} = \sigma \frac{V_м}{r},$$

де $p_{нас}$ – рівноважний тиск пари над рідкою фазою; $p_{пер}$ – рівноважний тиск пари над краплиною радіусом r, V_M – мольний об'єм рідини, см³/моль; σ – поверхневий натяг, дж/см².

Розрахунок роботи, яка затрачається для утворення зародка краплини, здійснюється за формулою:

$$A = -\sigma S + nRT \ln \frac{p_{пер}}{p_{нас}},$$

де S – площа поверхні зародку.

Пояснення утворення дрібних краплин рідини з переохолодженої пари справедливе також для утворення дрібних кристалів твердої речовини із переохолодженого розчину. Вульф довів, що всередині будь-якого кристалу можна знайти таку точку, для якої відношення поверхневого натягу σ_i будь-якої i-тої грані до відстані l_i від цієї точки до i-тої грані є величиною постійною. Замінивши $\sigma/r = \sigma/l$ та $p_{пер}/p_{нас} = c_{пер}/c_{нас}$, вважаючи σ і l для всіх граней кристалу однаковими, отримаємо рівняння Томсона для критичного розміру твердого кристалічного зародка з переохолодженого розчину.

$$RT \ln \frac{c_{пер}}{c_{нас}} = \frac{2\sigma V_M}{l},$$

а робота утворення кристалічного зародка виражається рівнянням:

$$A = -\frac{a}{\Delta T^2}, \text{ де } a = \frac{16}{3}\pi\sigma^3 \left(\frac{V_M T_{пл}}{L_{пл}}\right)^2,$$

для якого $\Delta T = T_{пл} - T$ – переохолодження розчину; $T_{пл}$ – температура плавлення кристалу; $L_{пл}$ – теплота плавлення [4].

З іншого боку відомо, що кристалізація відбувається із концентрованих розчинів сильних електролітів. Отже величини C згідно з теорією Дебая та Гюккеля слід замінити величинами активностей розчинів.

$$RT \ln \frac{a_{пер}}{a_{нас}} = \frac{2\sigma V_M}{l}.$$

Надалі ми плануємо порівняти відповідність обох підходів реальним процесам кристалізації монокристалів.

Висновки. У результаті проведеної роботи було встановлено математичний зв'язок між:

1) поверхневою енергією кристалу та розміром кристалічного зародку. Це дозволяє прослідкувати за швидкістю росту граней кристалу. А отже, попередити скелетний ріст кристалів та утворення первинних включень рідини, що негативно впливають на властивості п'єзота піроелектриків;

2) ступенем пересичення та поверхневою енергією кристалу, що дає можливість розрахувати таке пересичення розчину, яке відповідало б утворенню монокристалу;

3) ступенем пересичення та розміром кристалу. Відповідно, задавши певне пересичення, можна розрахувати розмір монокристалу, який має утворитися.

Розроблений математичний апарат дозволяє підібрати умови для полегшення вирощування монокристалів водорозчинних речовин із розчинів, зокрема таких, які проявляють п'єзоелектричні та піроелектричні властивості.

1. *Петров Т.Г., Трейвус Е.Б., Пунин Ю.О., Касаткин А.П.* Выращивание кристаллов из растворов. – Л., 1967. 2. *Попов Г.М., Шафрановский И.И.* Кристаллография. – М., 1972. 3. *Смирнов Ю.М.* Физика кристаллизации. Рост кристаллов: Учебное пособие. – Калинин, 1986. 4. *Стромберг А.Г., Семченко Д.П.* Физическая химия. – М., 1973. 5. *Шаскольская М.П.* Очерки о свойствах кристаллов. – М., 1978. 6. *Шафрановский И.И.* Симметрия в природе. – Л., 1985.

Надійшла до редколегії 29.03.06

УДК 552.321:552.164

Г. Павлов, канд. геол.-мінералог. наук, О. Павлова, асист., О. Бубнова, асп., С. Філіпов, студ.

МІКРОТЕКТОНІЧНИЙ АНАЛІЗ ПОРФІРОПОДІБНИХ ГРАНІТІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

За результатами мікротектонічного аналізу встановлено етапи структурно-тектонічної еволюції порфіроподібних гранітів Північно-Західного району Українського щита. Виділено й охарактеризовано мінеральні парагенезиси, що виникають на кожному із етапів їх постмагматичної переробки. Виявлено вплив гідротермально-метасоматичних інфільтруючих розчинів на мінеральний склад порід на всіх етапах тектогенезу.

According to the microtectonical analysis results the periods of structural-tectonic evolution of megacrystic granites of the North-Western region of the Ukrainian shield have been determined. The mineral paragenesises which occur on each stage of magmatic reworking are distinguished and described here. An influence of hydrothermal-metasomatic infiltrating solutions on the mineral composition of the rocks on all stages of tectogenesis has been discovered.

Постановка проблеми та її зв'язок із важливими науковими та практичними завданнями. Питання належності окремих масивів докембрійських гранітів до тих чи інших стратиграфічних комплексів продовжує бути каменем спотикання для широкого загалу геологів, що їх вивчають. У північно-західній частині Українського щита до них належить ціла низка масивів порфіроподібних гранітів, що знаходяться як у безпосередній близькості до Коростенського плутону, так і на значній відстані на захід від нього. За всю історію їх вивчення вони належали то до кіровоградсько-житомирського комплексу, то до осницького, деякі – до кишинського. За останньою стратиграфічною схемою їх поділили поміж житомирським, осницьким і кишинським комплексами. Таке трактування належності гранітів пов'язане в першу чергу з перехідним характером їх петрографічних і геохімічних ознак, а також неоднозначністю інтерпретації їх ізотопного віку.

Повернутися до цієї проблеми спонукала спроба деяких дослідників відокремити порфіроподібні граніти осницького комплексу в окремий мухаревський комплекс [2; 7]. Петрографічне дослідження порфіроподібних гранітів Коростишівського, Мухаревського, Новоград-Волинського, Кишинського та Устинівського масивів північно-західної частини Українського щита виявило значний вплив тектонічних перетворень не тільки на структурно-текстурні характеристики порід, але й на кінцевий їх мінеральний та мікрокомпонентний склад.

Такі змінення характерні для епігенетичних перетворень під час активізації тектонічних зон, у яких відбувається становлення цих масивів. Особливістю їх є те, що вони відбуваються за рахунок глибинних інфільтруючих гідротермально-метасоматичних розчинів, що просякають породи в режимі транстенсії (зсув-розтяг) в умовах, які відповідають регресивному метаморфізму від амфіболітової до зеленосланцьової стадії метаморфізму. Такі мінеральні перетворення приводять подекуди до значних змін у речовинному складі порід та їх структурах.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Розв'язанню проблеми інтерпретації мікротектонічних елементів гірських порід з метою визначення їх генезису та впливу на формування структур і мінерального складу на

© Г. Павлов, О. Павлова, О. Бубнова, С. Філіпов, 2006

сучасний момент приділяється значна увага у світі. Це праці H. Green та D. Grigg (1970), C. Passchier та R. Trouw [8], Ю. Морозова [3]. В останні роки і в Україні з'явилися роботи О. Лукієнка (2002), В. Шевчука та Г. Павлова [6], що направлені на інтерпретацію результатів макро- та мікротектонічних досліджень у пристосуванні до тектогенезу в умовах середніх і високих фацій метаморфізму. Аналіз цих досліджень показав, що проблема структурогенезу та мінералоутворення при тектогенезі настільки багатогранна, що не може бути вирішена окремими дослідженнями. Але завдяки уже виявленим, описаним та науково обґрунтованим петрографічним і тектонофізичним закономірностям за опрацьованою методикою можна проводити інтерпретацію та моделювання історії розвитку конкретних геологічних об'єктів.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. Однією з невирішених проблем у петрографії гранітоїдів Українського щита є проблема формування мінерального парагенезису при тектогенезі, що відбувається в умовах підвищених температур та тисків, особливо при інфільтрації по міжзернових тріщинах флюїдів різного складу.

Мета даної роботи – означити етапи перетворення протерозойських порфіроподібних гранітів північно-західної частини Українського щита на прикладі гранітів осницького й кишинського комплексів на Новоград-Волинському тектонічному блоці, простежити вплив тектонічних факторів на формування їх мінерального парагенезису та визначити вплив інфільтраційних метасоматизуючих розчинів на процес структуро- та мінералоутворення.

Результати дослідження. Об'єктами мікротектонічного дослідження стали гранітоїди Кишинського, Устинівського та Мухаревського масивів порфіроподібних гранітів, які за останніми уявленнями належать до гранітів осницького й кишинського комплексів [1]. Вони розвинені в Північно-Західній частині Українського щита в межах Новоград-Волинського тектонічного блоку.

Масив кишинських гранітів знаходиться на захід від Коростенського плутону в безпосередній до нього близькості та залягає серед житомирських гранітів і мігматитів, які прориває. Деякий час сублужні лейкограніти кишинського типу належали або до осницького, або до коростенського комплексу, чому сприяла наявність елементів оболонкових структур навколо порфіроподібних вкрапленників мікрокліну та геохімічна спеціалізація. Їх особливою ознакою є переважання мікрокліну над плагіоклазом, майже мезопертитовий склад першого та відсутність у ньому мікроклінового двійникування. Особливістю польових шпатів та кварцу порід є те, що вони пересичені дуже тонкими газовими та газово-рідинними включеннями.

Петрографічні дослідження показали, що граніти піддавалися процесам тектогенезу, які виразилися в гранулобластезі кварцу по контурах зерен, слабкому блокуванні та деформації двійників плагіоклазу й незначному розущільненню між зернами мікрокліну, місцями з агрегативною перекристалізацією і заповненням тріщин альбітом з тонким мірмекітовим проростанням кварцу, що вказує на місцевий інфільтраційний перерозподіл лугів і кремнезему, можливо на останніх етапах кристалізації. Деформація та рекристалізація біотиту відбувається паралельно катаклазу зерен магнетиту та флюориту з розвитком бахромчастих облямівок агрегативних скупчень червоно-бурого біотиту підвищеної залізистості. Продовженням явищ тектогенезу є крихка деформація зерен мікрокліну з виповненням тріщин зернами кварцу та тонкими лусками мусковіту. Рекристалізація кварцу та перекристалізація ділянками мікроклін-пертиту має статичний характер. Високий ступінь окисленості заліза пов'язується деякими дослідниками [7] з алохтонною природою цих гранітів. Але їх вивчення показує, що на останньому етапі їх перетворення відбувається гідротермальне розкладення біотиту та магнетиту зі скидом гідрооксидів заліза у тріщини. Петрофізичні ознаки свідчать, що граніти перетворювалися на дуже малих та малих глибинах в умовах лінійного розтягу при високому парціальному тискові кисню [5]. Реконструкція початкового вигляду гранітів вказує, що їх первинну структуру формують іноді ідіоморфні або частково оплавленої форми зерна кварцу, подовжені таблиці плагіоклазу та крупні виділення мезопертиту нерешітчастого мікрокліну або ортоклазу тощо. За всіма ознаками кишинські граніти можна віднести до алохтонних утворень, що кристалізувалися із пересиченої кремнеземом газонасиченої магми, яка скипіла перед кристалізацією, за рахунок чого породоутворювальні мінерали виявилися насиченими дуже тонкими газовими та газово-рідинними включеннями.

Масив устинівських гранітів знаходиться на північний захід від Коростенського плутону в безпосередній до нього близькості. Деякий час належав до коростенського комплексу, особливо сприяли цьому елементи гранофірових структур у пегматоїдних різновидах та геохімічна спеціалізація. Кварц і мікроклін дуже подібні до кишинських гранітів. Структура порід порфіроподібна, аналогічна кишинським, з елементами тектонобластової.

За ступенем тектонічних перетворень породи неоднорідні. Практично повсюдно спостерігається формування фестончастих виділень біотиту, магнетиту, бурого сфену та флюориту. По кварцу розвиваються смуги гранулобластезу, іноді з перетворенням первинних зерен у суцільний гранулобластичний мозаїчний агрегат з виділеннями між субзернами майже безбарвного сфену. Кристалізація сфену відбувається також по контактах зерен і тріщинах, що розсікають польові шпати та розщеплюють зерна біотиту. Рекристалізація кварцу статична. У результаті наступної деформації залежно від температурних умов та характеристик диференціальних рухів у ділянках дилатації по біотиту, по тріщинах у флюориті та польових шпатах розвивається хлорит, кальцит і кварц, а у ділянках стиснення розвивається агрегативна крипторекристалізована кварцова, слюдиста або кварцово-польовошпатова маса. За характером діафторичних мінералів, серед яких домінує кальцит, можна припустити, що розчини, які інфільтрувалися по тріщинах, були пересичені бікарбонатом кальцію. Останній етап катаклазу також, як і в кишинському масиві, характеризувався окислювальним характером термальних розчинів.

За петрофізичними ознаками устинівські граніти належать до таких, що перетворені на дуже малих та малих глибинах в умовах неоднорідного розтягу при високому парціальному тискові кисню [5].

Мухаревські граніти, що становлять однойменний масив, являють собою рожеві порфіроподібні середньо- та крупнозернисті з гіпідіоморфнозернистою, часто катакластичною структурою породи. Для них характерний блакитнуватий кварц, подібний до кварцу осницьких гранітів. На думку мінералогів, блакитне забарвлення кварцу в них може бути пов'язане із субмікроскопічними включеннями волосоподібного рутилу та ільменіту, які утворюються у кварці за рахунок самоочищення останнього від домішок, захоплених у результаті кристалізації з високотемпературного, відносно збагаченого титаном магматичного розплаву. Особливістю мікрокліну порід є те, що за інтенсивністю природної термолюмінісценції та РТЛ вони наближаються до осницьких гранітів [4]. Плагіоклаз (олігоклаз) переважає над калієвим польовим

шпатом, біотит представлений як буро-зеленою різновидністю у порфіроподібних різновидах, так і бурою в середньозернистих з помірною титанистістю, звичайною до нормальних гранітів амфіболітової фації, із залізистістю, що коливається в межах 50–70 %, та підвищеною глиноземистістю. Завдяки знахідкам у них силіманіту та кордієриту мухаревькі граніти віднесені дослідниками [7] до апопелітових або s-гранітів інтрузивного походження.

У гранітах фіксується первинний парагенезис мінералів, зі структурами, що визначають чітку послідовність кристалізації від плагіоклазу до решітчастого мікрокліну, а потім і до кварцу, що значно відрізняє їх від устинівських та кишинських гранітів. Біотит, що з'являється на останніх етапах кристалізації разом із ільменітом, апатитом та цирконом головним чином формує міжзернові відособлення. На етапі постмагматичного перетворення, що за температурними умовами відповідав епідот-амфіболітовій фації метаморфізму, відбувалася деформація порід крихко-пластичного характеру з формуванням дилатаційного парагенезису мінералів: сфен + епідот + біотит(II). Цей парагенезис заповнює тріщини в мінералах, міжзернові та кліважні домени, дифузійно розвивається по плагіоклазу. При наростанні інтенсивності зсувних рухів по сколах або площинах високої диференційної течії по вже утворених мінералах розвиваються крипторекристалізаційні новоутворення сфену, епідоту, біотиту разом із гранулобластичним кварцом, мікрокліном, плагіоклазом та криптокристалічним агрегатом кварц-альбітового складу, що заліковує тріщини в первинних польових шпатах. При зниженні температури на окремих ділянках спостерігається заміщення біотиту хлоритом.

Деформація та катаклаз, до якого приурочені процеси серицитизації плагіоклазу, мусковітизації біотиту першої та другої генерації та виповнення тріщин кварцом із мусковітом, дещо відірвані за часом і структурним планом від епідот-амфіболітового. Можливо до цього етапу приурочена поява лінзочок фіолетового флюориту по спайних площинах біотиту. Петрофізичні дослідження дозволили віднести мухарівські граніти до таких, що остаточно перетворені як на малих глибинах в умовах розтягу, так і на середніх глибинах в умовах ущільнення при високому парціальному тиску кисню [5].

Із наведеного опису видно, що граніти кишинського та мухаревського комплексів відрізняються між собою первинними структурами та різним температурним режимом тектонічної переробки. Динамотермальний метаморфізм у межах Мухаревського масиву відповідав епідот-амфіболітовій фації з накладанням на неї окремими зонами зеленосланцевих фацій. Більш низький, такий, що відповідає гідротермально-метасоматичному рівню, рівень перетворення устинівських і кишинських гранітів. Наявність у останніх елементів статичної рекристалізації свідчить про довготривалий термальний відпал після закінчення тектонічних рухів або відпал, пов'язаний з подальшим формуванням Коростенського плутону.

Висновки. Формування існуючих мінеральних парагенезисів та структурно-текстурних характеристик гранітів, що розглядалися, відбувалося багатостадійно і з різною інтенсивністю. На процеси, що призвели до перетворення будови та речовинного складу порід, суттєво впливали тектонічні й метасоматично-гідротермальні процеси, що їх супроводжували. Режим перетворення гранітів мав пульсаційний характер на фоні загального зниження температури з утворенням на кожному етапі тектонічної активізації мінерального парагенезису, що відповідав епідот-амфіболітовій та зеленосланцьовій фаціям метаморфізму для мухаревських і метасоматично-гідротермальним зміненням для кишинських та устинівських гранітів. Безпосереднім джерелом енергії процесу та метасоматизуючих інфільтраційних розчинів могли бути флюїди глибинного походження, а також Коростенський плутон, вік становлення якого збігається з віком тектонічної активізації території блоку. Проведений комплексний мікротектонічний аналіз із реконструкцією первинного вигляду порфіроподібних гранітів підтверджує об'єктивність поділу "автономних" гранітних масивів Новоград-Волинського блоку на два типи, як за первинною схемою кристалізації, так і за характером та рівнем постмагматичних тектонічних перетворень.

1. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка) / Нац. стратиграфічний комітет України. – К., 2004. 2. *Костенко Н.М.* Геологическое развитие Волынского геоблока Украинского щита в раннем протерозое и некоторые вопросы его рудоносности // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 12–23. 3. *Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. – 2002. – № 6. – С. 3–25. 4. *Рокачук Т.А., Беспалько Н.А., Крамаренко Н.К., Хатунцева А.Я.* Корреляция гранитоидов Украинского щита по особенностям термолюминисценции щелочных полевых шпатов // Геол. журн. – 1980. – Вип. 40, № 1. – С. 25–34. 5. *Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В.* Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання: Довідник-навчальний посібник. – К., 2003. 6. *Шевчук В.В., Павлов Г.Г.* Проблеми генетичної типізації сланцюватості // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – № 28. – С. 13–15. 7. *Щербаков І.Б.* Петрологія Українського щита. – Л., 2005. 8. *Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. – Berlin Heidelberg-New York, 1996.

Надійшла до редколегії 24.05.06

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 550.89

О. Іванік, канд. геол. наук

ГЕОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ ВПЛИВУ НА НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНИЙ СТАН У СИСТЕМІ ГЕОЛОГІЧНЕ СЕРЕДОВИЩЕ – ТРУБОПРОВІД У КРІОЛІТОЗОНІ

Проведено аналіз та визначено параметри геологічного середовища для оцінки напружено-деформованого стану системи геологічне середовище – трубопровід у межах кріолітозони. Визначено, що для вирішення завдань безпечного функціонування необхідним є створення геологічних моделей на основі геологічної та математичної постановки задач механіки суцільних середовищ.

The geological factors for estimation of strain-deformed state of the system "geological environment-pipeline" in cryolithozone are analyzed. It is necessary to develop geological models on the base of geological and mathematical target setting of the continuum mechanics for safe operation of trans pipelines.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. При очевидності негативного впливу геологічного середовища на трубопровідно-транспортні комплекси можливості моделювання екстремальних ситуацій з необхідним одержанням кількісних характеристик силового впливу на трубопровід виникають тільки на основі оперативних розрахунків полів напружень і деформацій в системі геологічне середовище – трубопровід у широ-

© О. Іванік, 2006

кому діапазоні початкових і граничних умов, а також геологічних і механічних параметрів реологічно різних геологічних середовищ. Значення таких розрахунків особливо велике в районах з епізодичним розвитком небезпечних геологічних процесів, таких, як кріогенні явища, епізодично виникаючі потоки та інші.

Визначення та аналіз впливу різноманітних геологічних процесів на функціонування природно-техногенних систем різної структури та організації проводиться на основі використання різних методик [1; 3], однак більшість із них спрямована на оцінку якісного впливу геологічного середовища на техногенні споруди. Об'єктивна ж прогнозна оцінка впливу негативних геологічних факторів з метою безпечної експлуатації трубопроводів має досягатися шляхом створення геологічних і математичних моделей, комп'ютерних програм і чисельного експерименту на основі геологічної й математичної постановки рішення завдань механіки суцільних середовищ.

Постановка завдання. У зв'язку із вищевикладеним метою проведених робіт був аналіз параметрів геологічного середовища для оцінки напружено-деформованого стану системи геологічне середовище – трубопровід для вирішення завдань забезпечення безпечного функціонування магістральних трубопроводів на основі чисельного моделювання впливу кріогенних геологічних процесів на функціонування трубопровідно-транспортних систем. Для цього проведено детальний аналіз ландшафтно-кліматичних, геоморфологічних, літологічних факторів у межах території проходження магістральних трубопроводів Західного Сибіру, а також реологічних особливостей геологічного середовища [6; 7]. Розробка засобів чисельного моделювання впливу кріогенних геологічних процесів на трубопровід передбачає оцінку механічного впливу на трубопровідний комплекс умов сезонно- і багаторічномерзлих ґрунтів з режимами багаторазового відтаювання й замерзання за рахунок створюваних цими процесами об'ємних ефектів.

Викладення основного матеріалу. Із мерзлими породами пов'язані численні процеси та явища кріогенного характеру. Моделювання кріогенних процесів спрямоване на оцінку впливу гравітаційних сил, а також процесів сезонного й багаторічного випучування ґрунтів, наледеутворення, теплового осідання ґрунту із врахуванням різних кліматичних, літологічних і механічних параметрів.

Стан мерзлих порід визначається розвитком у них механічних напружень і виражається у вигляді взаємообумовлених і послідовно діючих процесів і явищ, таких, як пружне, пластичне деформування, а також руйнування (крихке при порушенні суцільності або пластичне із втратою стійкості породи).

Оскільки мерзлі породи (як сезонно-, так і багаторічномерзлі) характеризуються проявом у них пружних деформацій, всі наступні постановки задач, їх вирішення й моделювання протікання різних кріогенних процесів мають проводитися з урахуванням цього фактору.

Поширення та дія небезпечних кріогенних геологічних процесів залежать від закономірностей розподілу й тенденцій режиму багаторічно- і сезонно-мерзлих порід, які характеризуються рядом особливостей.

У межах проходження дослідженої мережі магістральних трубопроводів Західного Сибіру виділяється декілька субширотних областей, які докорінно відрізняються за характером поширення та співвідношенням багаторічномерзлих і сезонно-мерзлих порід у верхній частині розрізу. На півночі регіону знаходиться зона практично суцільного поширення багаторічномерзлих порід, південніше – зона спільного поширення багаторічно- і сезонно-мерзлих порід, а південніше субширотної течії Обі – зона сезонно-мерзлих порід. Слід зазначити, що площа поширення сезонно-мерзлих порід є набагато більшою: від Північного полярного кола до південних границь Західносибірської плити.

Південна границя поширення багаторічномерзлих порід проходить по лінії р. Пелим – верхів'я р. Тапсуй – долина р. Висим – верхня течія р. Мал. Сосьва – устя р. Назим – середня течія р. Вел. Салим – устя р. Мал. Юган – Нижньовартовськ – долина р. Вах – устя р. Дубчес [2].

Головними факторами, що впливають на формування мерзлих товщ, є: рельєф території, склад порід, вологість і ступінь водонасичення порід (а також пов'язана із цими параметрами льодовистість), теплофізичні властивості порід, температура повітря, опади, характер снігонакопичення, обводнення території. Ряд цих факторів і визначальних їхніх параметрів є головними при створенні розрахунково-аналітичного модуля з аналізу впливу кріогенних процесів на інженерні лінійні споруди.

Поширення й певний режим багаторічно- та сезонномерзлих порід обумовлюють появу низки геологічних процесів, пов'язаних із промерзанням і відтаюванням порід. Саме ці процеси здатні порушити динамічну рівновагу в системі геологічне середовище – трубопровід. У результаті взаємодії газопроводу із багаторічномерзлими породами активізуються або виникають нові негативні процеси, що призводять до його деформацій. Наземні обстеження несприятливих ділянок, дешифрування матеріалів аерофотозйомки різних років, геодезичні виміри вигинів газопроводу демонструють, що найпоширенішим і інтенсивним є процес випучування газопроводів. За короткий термін експлуатації (5–7 років) деформації за рахунок випучування досягають 1 м і більше. Унаслідок названих факторів першочергово в модулі з розрахунку впливу кріогенних процесів на лінійні споруди мають аналізуватися та розраховуватися процеси кріогенного пучіння. Ці процеси в межах розглянутої території розвиваються як при сезонному, так і при багаторічному промерзанні порід.

Кріогенне пучіння обумовлене збільшенням обсягу замерзаючої вологи та льодонакопиченням (унаслідок міграції води) при промерзанні. Найбільші деформації пучіння спостерігаються при промерзанні у відкритій системі добре вологопровідних, найчастіше пилуватих і водонасичених супіщаних і суглинистих порід при малих швидкостях промерзання та близькому розташуванні водоносного горизонту, чим визначається міграційний механізм пучіння.

Саме такі умови відкритої системи спостерігаються в межах території розташування дослідженої мережі магістральних трубопроводів, оскільки в цьому регіоні найпоширенішими є явища сезонного кріогенного пучіння, що проявляється в різних за складом породах. Комплекс зазначених факторів призводить до інтенсивного випучування підземних газопроводів. Додатковим фактором, що підсилює вплив кріогенних процесів, виступає зміна річного циклу температури газу, що транспортується. Випучування газопроводу, прокладеного в багаторічномерзлих ґрунтах, відбувається тоді, коли літня температура газу, що транспортується, є позитивною при негативній середньорічній. У результаті під газопроводом формується ореол сезонного відтаювання, що в зимовий період промерзає. У цьому випадку випучування газопроводу може становити 5–7 см за рік. При позитивній середньорічний, але негативній зимовій температурі газу за рахунок сезонного промерзання газопровід підвищується. Величина підвищення в окремі роки може бути більше величини осадка в літній сезон, тобто газопровід поступово виштовхується із ґрунту. У загальному випадку вертикальні деформації газопроводів є наслідком спільної дії двох процесів: випучування та спливання, навіть за наявності привантажувачів.

Процеси сезонного пучіння нерівномірні, чим обумовлене утворення плям-медальйонів, дрібногорбистого рельєфу й особливо сезонних міграційних горбів пучіння, формування яких становить найбільшу небезпеку з огляду впливу на трубопровід. Формування цих горбів пучіння відбувається в холодний сезон року, наступне відтаювання промерзлого шару супроводжується їх зникненням. Ширина горбів становить перші метри, а перевищення над поверхнею – 0,2–1,5 м. Формування ін'єкційних горбів пучіння пов'язане зазвичай із нерівномірним промерзанням порід сезонно-талого шару, у результаті чого виникає гідростатичний напір у надмерзлотних водах, що рухаються. Такі явища характерні для підніжжя схилів. Кріогенне сезонне пучіння поширене на всіх геоморфологічних рівнях. У межах високих гіпсометричних рівнів ці процеси характеризуються високою інтенсивністю, оскільки саме на цих рівнях шар сезонного відтаювання складений пилуватими суглинками, супісками й пилуватими пісками. Процес пучіння починається вже при промерзанні верхніх горизонтів і триває протягом усього періоду промерзання. Сумарна величина пучіння в кожній точці не залишається постійною, а змінюється щорічно, що пояснюється зміною потужності сезонно-мерзлого або сезонно-талого шару. Кріогенне пучіння проявляється по площі однорідної ділянки нерівномірно. Розмір окремих горбоподібних форм, що формуються при цьому, у середньому становить 10 м у плані, змінюючись від 8 до 15 м (при пучінні порід сезонно-мерзлого шару) [4].

Механізм розвитку деформацій пучіння визначається декількома фізико-хімічними процесами, частка яких у формуванні сумарної величини пучіння залежить від умов промерзання дисперсних порід. Загальна величина пучіння залежить від величини пучіння породи за рахунок збільшення на 9 % об'єму води при переході в лід, від величини пучіння за рахунок води, яка надходить у мерзлу частину породи в результаті міграції або ін'єкції, а також від величини деформацій усадки відталої зони породи, яка збезводнюється. Найбільшу роль у формуванні сумарної величини пучіння порід, що промерзають, відіграє льодонакопичення в них за рахунок вологи, що мігрувала в мерзлу зону (90–95 %). Деформація усадки, що залежить від складу й будови породи та умов її промерзання, може досягати значної величини, унаслідок чого буде спостерігатися не підняття, а опускання поверхні ґрунту. Так, наприклад, незважаючи на значні величини міграційного льодонакопичення в глині, величина пучіння в ній може бути меншою, ніж у суглинку, за рахунок розвитку більших деформацій усадки. Тому одним із головних питань, що потребують кількісного розв'язання, це є визначення величини зони усадки порід. За даними багатьох дослідників, мерзлі породи, що залягають нижче 10–15 м від поверхні, особливо на півночі Західного Сибіру, утворились у результаті епігенетичного промерзання, тобто їх промерзання відбувалось після формування осадочного шару. Для промерзання такого типу формування надлишкової льодовистості пов'язано, як правило, із сегрегаційним льодовиділенням, для якого (окрім впливу літологічного фактору), характерним є істотний вплив ваги вищележачої товщі на розміри шлірів льоду, які і визначають надлишкову льодовистість порід.

Дослідження впливу вологоємності й пористості ґрунту на величину пучіння показує, що в породах, що промерзають, зменшення пористості та зниження вологості приводять до зменшення величини деформацій пучіння за рахунок зменшення сумарного льодонакопичення. Умови повного вологонасичення призводять до зменшення величини усадки ґрунту.

Експериментально встановлено [5], що замерзання води в замкнутому середовищі, яким можуть бути пори ґрунту, може призвести до виникнення в умовах недопущення деформації значних напружень. Приблизно вони оцінюються з рівняння Клапейрона – Клаузиуса: напруження становлять близько 13,4 МПа на 1^0 зниження від'ємної температури. Однак, оскільки природні ґрунти не можуть розглядатися як закрита й недеформована система, то частка напружень випучування в загальній величині напружень і деформацій пучіння порід, що промерзають, не є домінуючою, а проявляється як доповнення до напружень набухання, що розвивається за рахунок розклинювальної дії тонких плівок мігруючої води.

При виникненні напружень пучіння вирішальне значення мають умови недопущення деформації: чим більшою виявляється недопущена деформація, тим більші значення напружень фіксуються в породі, що промерзає. Параметри допущеної деформації визначаються міцністю трубопроводу на згин, усадкою проталої частини ґрунту, механічним стисненням (компресією) відталої й мерзлої зон [5; 8].

Напруження та деформації в частині, що промерзає, дисперсних порід, які повсюдно поширені в межах проходження досліджених трубопроводів, разом із величиною недопущення деформації поверхні ґрунту, істотно залежать від складу й будови відкладів. Зі збільшенням дисперсності й пилуватості ґрунтів при повному їх водонасиченні напруження пучіння в цілому зростають у зв'язку зі збільшенням початкової вологості, міграційних потоків вологи, деформації пучіння та ролі фактора розклинюючого тиску. У зв'язку із цим літологічний фактор і характер водонасичення мають бути визначальними вхідними параметрами для даного модуля.

Висновки. У районах з епізодичним розвитком небезпечних геологічних процесів, таких, як кріогенні явища, епізодично виникаючі потоки та інші оцінка силового впливу на техногенні системи може бути проведена тільки на основі кількісного аналізу явищ і процесів, що виникають у природно-техногенній системі. Такі дослідження мають проводитись на основі визначення напружено-деформованого стану в системі геологічне середовище – трубопровід, зміна якого саме і призводить до порушення динамічної рівноваги в такій системі і викликає низку небезпечних наслідків. Створення геологічних і математичних моделей, комп'ютерних програм на основі рішення завдань механіки суцільних середовищ забезпечить об'єктивну прогнозну оцінку впливу негативних геологічних факторів з метою безпечної експлуатації трубопроводів.

1. Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов / Под ред. Е.С. Мельникова, С.Е. Гречищева. – М., 2002. 2. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М., 1989. 3. *Горелик Я.Б.* Влияние текучести льда на протаивание мерзлых пород вокруг скважин // Газовая промышленность. – 2004. – № 11. – С. 59–63. 4. *Дубиков Г.И.* Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М., 2002. 5. *Ершов Э.Д.* Физико-химия и механика мерзлых пород. – М., 1986. 6. *Іванік О.М.* Головні аспекти комплексної оцінки стану геологічного середовища для функціонування природно-техногенних трубопровідно-транспортних систем Західного Сибіру // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – Вип. 36. – С. 41–44. 7. *Іванік О.М., Михайленко А.Г., Шевчук В.В.* Передумови та основні аспекти створення підсистеми аналізу геологічного середовища для Географічних інформаційних систем магістральних трубопроводов // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 33. – С. 53–56. 8. *Цытович Н.А.* Механика мерзлых грунтов. – М., 1973.

Надійшла до редколегії 19.05.06

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.837

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, І. Онищук, канд. геол. наук

ПРО ВПЛИВ ГЕОМЕТРІЇ ПОЛЬОВИХ УСТАНОВОК МІКРОЕЛЕКТРОЗОНДУВАННЯ НА ТОЧНІСТЬ ВИМІРЮВАНЬ ПРИ ГЕОЕКОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ

Наведено результати розрахунків впливу геометричних параметрів польових установок мікроелектрозондування та рекомендації по забезпеченню їх оптимальних розмірів.

The result of calculations of the geometric parameters influence of the microelectrosounding and recommendations for their optimal sizes.

Вступ. Мікрогеофізичні дослідження при вивченні геоекологічного стану довкілля дають досить широку інформацію, що дозволяє побудову об'ємних геолого-геофізичних моделей типових зон техногенного забруднення при порівняно незначних матеріальних затратах.

Вирішення задач геоекологічних досліджень вимагає нестандартних підходів до методики польових робіт, обробки та інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень, застосування нових методів і методик. Тому для геофізичного картування верхньої частини розрізу (ВЧР) необхідно застосовувати спеціальні методики, в основі яких лежить принцип погоризонтного вивчення верхньої частини розрізу [1–4].

Методика стандартних польових геоелектричних досліджень та інтерпретації даних вимагають модифікації та значної адаптації їх до задач вивчення ВЧР, а також врахування цілого ряду факторів, пов'язаних з геометрією мікроустановок.

Згідно з діючими методичними рекомендаціями, при виконанні вертикальних електричних зондувань (ВЕЗ) розмір приймальної лінії $MN \leq 1/3\ AB$. Це пов'язано з тим, що в середній третині лінії АВ відмічається відносна однорідність електричного поля, а отже мінімальна похибка вимірювання його напруженості E_x. З нашого погляду, для підвищення точності отримання кривих ВЕЗ (особливо при мікроелектрозондуваннях) необхідно дещо переглянути вказану методичну вимогу з метою більшої відповідності експериментальних і теоретичних кривих мікроелектрозондувань (МЕЗ). Для цього виконаємо дослідження визначення напруженості електричного поля E_x від розмірів приймальної лінії MN.

Виклад основного матеріалу.

Однорідний напівпростір. Вимірювана різниця потенціалів ΔU електричного поля лінії АВ, заземленої на поверхні однорідного напівпростору з питомими опором ρ, визначається:

$$\Delta U = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right], \qquad (1)$$

або, зважаючи на симетрію установки AMNB ($AM = BN$, $AN = BM$)

$$\Delta U = \frac{I\rho}{\pi}\cdot\frac{MN}{AM\cdot AN}. \qquad (2)$$

Наближене значення напруженості електричного поля $\tilde{E}_x$ отримаємо у вигляді:

$$\tilde{E}_x = \Delta U/_{MN} = \frac{I\rho}{\pi}\cdot\frac{1}{AM\cdot AN} = \frac{I\rho}{\pi}\cdot\frac{1}{(AB/2)^2 - (MN/2)^2}. \qquad (3)$$

Точне значення напруженості електричного поля E_x в центрі заземленої лінії АВ, відповідно до (3), у якому $MN \to 0$, виразиться через рівняння:

$$E_x = \frac{I\rho}{\pi(AB/2)^2}. \qquad (4)$$

Похибку δ відхилення наближеного значення $\tilde{E}_x$ від його точного значення E_x подамо у вигляді:

$$\delta = \frac{\tilde{E}_x - E_x}{E_x}\cdot 100\% = \frac{(MN/AB)^2}{1-(MN/AB)^2}\cdot 100\%. \qquad (5)$$

На рис. 1 наведено графік залежності похибки визначення напруженості поля E_x від відношення розмірів приймальної лінії MN до розміру лінії живлення АВ.

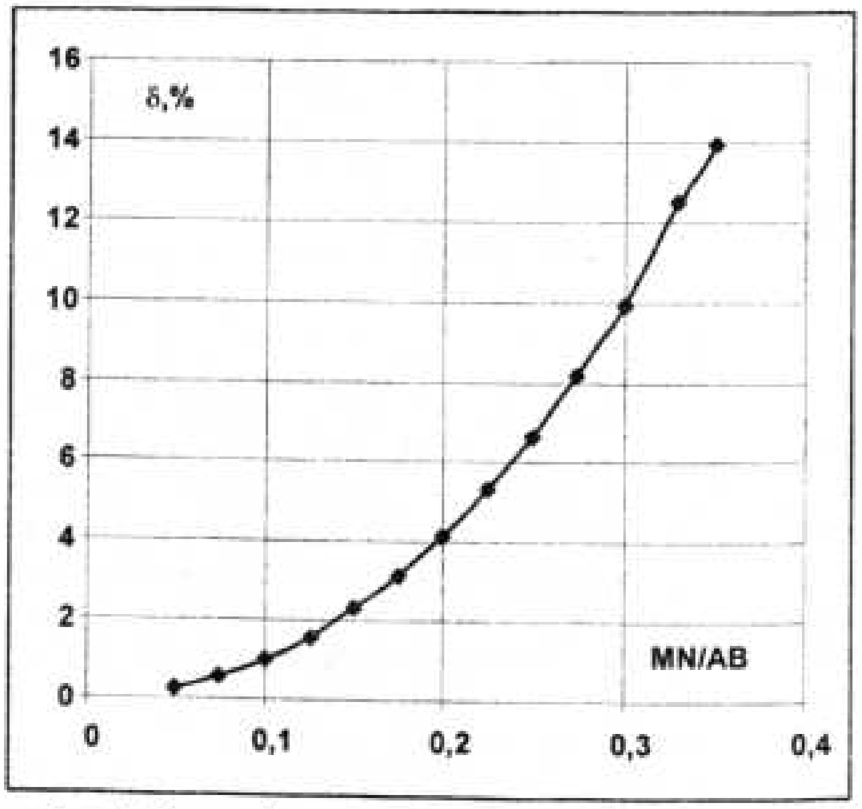


Рис. 1. Залежність похибки δ виміру напруженості електричного поля від відношення *MN / AB*

Аналіз результатів розрахунків свідчить, що для забезпечення точності вимірювання напруженості електричного поля в межах $\delta < 5$ % необхідно, щоб розмір приймальної лінії *MN* не перевищував 0,22 *AB*. Тобто $MN < 0{,}22\ AB$. Отже, при початкових розносах $AB/2 = 0{,}3$ м, які зазвичай використовуються при мікроелектрозондуваннях, необхідно брати розмір приймальної лінії $MN/2 < 6{,}5$ см. Такі мікрозондування на початкових малих розносах вимагають досить скрупульозного підходу щодо витримування геометрії установок та облаштування заземлень.

Двошаровий розріз. Безперечно, що модель однорідного напівпростору не може бути використана для оцінки похибок вимірювань позірного опору $\rho_п$, оскільки він завжди (незалежно від типу і геометрії установок) відповідатиме дійсному питомому опору напівпростору. Для вирішення цієї задачі раціонально обмежитися відносно простою, але в той же час і оптимальною для досягнення цієї мети моделлю двошарового геоелектричного розрізу, де найвиразніше проявляється вплив другого горизонту на структуру й однорідність електричного поля. Видається, що оцінки похибок вимірювань $\rho_п$ на основі цієї моделі є мажорантними порівняно з багато-

© М. Рева, І. Онищук, 2006

шаровими моделями, в яких взаємовплив горизонтів може суттєво зменшувати ефект неоднорідності горизонтальної компоненти електричного поля.

Припустимо, що на поверхні двошарового розрізу з питомими опорами першого та другого горизонтів ρ_1 і ρ_2 і потужністю першого горизонту h заземлена лінія AB, у центрі якої вимірюється різниця потенціалів ΔU вимірювальною лінією MN. Відомо [5], що потенціал поля точкового джерела сили I на поверхні двошарового розрізу вираховується з формули:

$$U(r) = \frac{I\rho_1}{2\pi}\left[\frac{1}{r} + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^n}{\sqrt{r^2 + (2nh)^2}}\right], \quad (6)$$

де r – відстань від точкового джерела до точки виміру; $\kappa = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$ – коефіцієнт відбиття.

Із врахуванням цієї залежності різниця потенціалів ΔU поля лінії AB у вимірювальній лінії MN може бути записана у вигляді:

$$\Delta U = \frac{I\rho_1}{\pi}\cdot\frac{MN}{AM\cdot AN}\left\{1 + 2\frac{AM\cdot AN}{MN}\sum_{n=1}^{\infty}k^n\left[\frac{1}{\sqrt{AM^2 + (2nh)^2}} - \frac{1}{\sqrt{AN^2 + (2nh)^2}}\right]\right\}, \quad (7)$$

або ж

$$\Delta U = \frac{I\rho_1}{\pi}\cdot\frac{4MN}{AB^2 - MN^2}\left\{1 + \frac{AB^2 - MN^2}{MN}\times \sum_{n=1}^{\infty}k^n\left[\frac{1}{\sqrt{(AB-MN)^2 + (4nh)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(AB+MN)^2 + (4nh)^2}}\right]\right\}. \quad (8)$$

Наближене значення горизонтальної компоненти напруженості електричного поля $\bar{E}$ в центрі лінії AB отримаємо

$$\bar{E} = \frac{\Delta U}{MN} = \frac{I\rho_1}{\pi}\cdot\frac{4}{AB^2 - MN^2}\left\{1 + \frac{AB^2 - MN^2}{MN}\times \sum_{n=1}^{\infty}k^n\left[\frac{1}{\sqrt{(AB-MN)^2 + (4nh)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(AB+MN)^2 + (4nh)^2}}\right]\right\}. \quad (9)$$

Точне значення напруженості E отримаємо шляхом спрямування $MN \to 0$ у попередньому співвідношенні:

$$E = \lim_{MN\to 0}\bar{E} = \frac{I\rho_1}{\pi}\cdot\frac{4}{AB^2}\left\{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^n}{\left[1 + (4nh/AB)^2\right]^{3/2}}\right\}. \quad (10)$$

Відхилення реально вимірюваної напруженості електричного поля $\bar{E}$ від її теоретичного еталону E визначимо у вигляді:

$$\delta_E = (\bar{E}/E - 1)\cdot 100\% = \left\{\frac{\frac{1}{1-\xi^2} + \frac{1}{\xi}\sum_{n=1}^{\infty}k^n\left[\frac{1}{\sqrt{(1-\xi)^2 + (4nh/AB)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(1+\xi)^2 + (4nh/AB)^2}}\right]}{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^n}{\left[1 + (4nh/AB)^2\right]^{3/2}}} - 1\right\}\cdot 100\%, \quad (11)$$

де $\xi = MN/AB$ – відносний розмір приймальної лінії.

Визначимо також позірний опір $\rho_п$, що вимірюється реальною електричною установкою AMNB:

$$\rho_п = \pi\frac{AM\cdot AN}{MN}\cdot\frac{\Delta U}{I} = \pi\frac{AB^2 - MN^2}{4MN}\cdot\frac{\Delta U}{I} = \rho_1\left\{1 + \frac{1-\xi^2}{\xi}\sum_{n=1}^{\infty}k^n\left[\frac{1}{\sqrt{(1-\xi)^2 + (4nh/AB)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(1+\xi)^2 + (4nh/AB)^2}}\right]\right\}. \quad (12)$$

Теоретичне значення позірного опору $\rho_п^T$ відоме [6], а також може бути отримане із (10):

$$\rho_п^T = \frac{1}{4}\pi AB^2\cdot\frac{E}{I} = \rho_1\left\{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^n}{\left[1 + (4nh/AB)^2\right]^{3/2}}\right\}. \quad (13)$$

Відношення $\delta_п$ позірного опору $\rho_п$ від його еталону $\rho_п^T$, виражене у відсотках, визначається:

$$\delta_п = (\rho_п/\rho_п^T - 1)\cdot 100\% = \left\{\frac{1 + \frac{1-\xi^2}{\xi}\sum_{n=1}^{\infty}k^n\left[\frac{1}{\sqrt{(1-\xi)^2 + (4nh/AB)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(1+\xi)^2 + (4nh/AB)^2}}\right]}{1 + 2\sum_{n=1}^{\infty}\frac{k^n}{\left[1 + (4nh/AB)^2\right]^{3/2}}} - 1\right\}\cdot 100\%. \quad (14)$$

Для аналізу закономірностей і встановлення можливих меж похибок вимірювання напруженості поля δ_E і позірного опору $\delta_п$ були виконані відповідні розрахунки цих похибок для двох протилежних випадків двошарового розрізу: $\rho_2/\rho_1 = 1/8$ і $\rho_2/\rho_1 = 8$.

Розрахунки виконувалися для різних розмірів лінії живлення AB (розмір виражався по відношенню до потужності першого горизонту) та п'яти відносних розмірів приймальної лінії MN, а саме $MN/AB = 0{,}15$; $0{,}2$; $0{,}25$; $0{,}3$; $1/3$. Графіки відповідних залежностей представлені на рис. 2 (а, б, в).

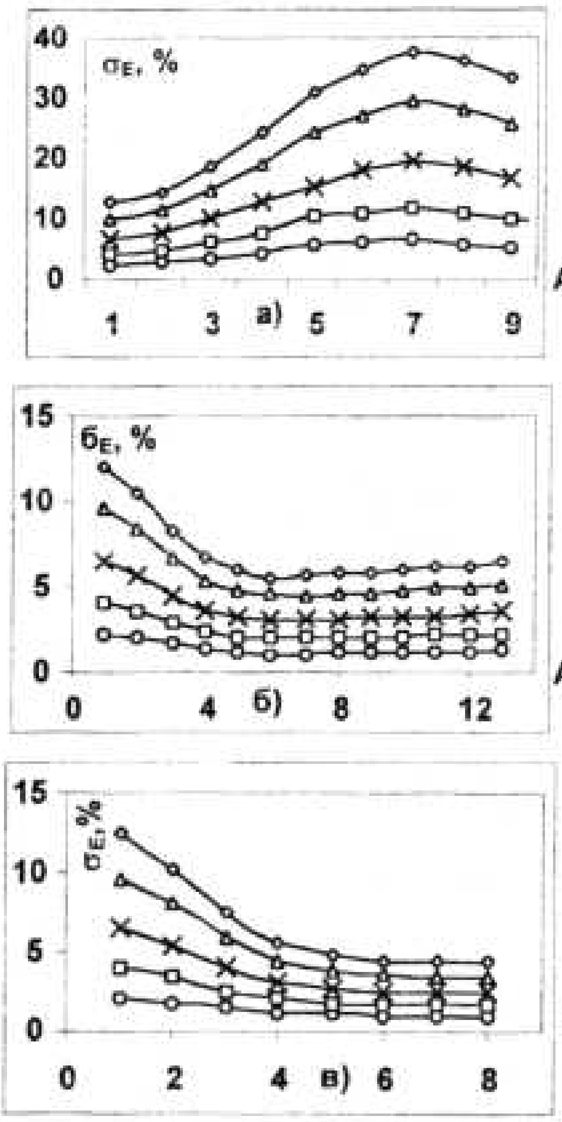


Рис. 2. Графіки похибок визначення напруженості електричного поля лінії АВ, заземленої на поверхні двошарового розрізу при різних співвідношеннях ліній живлення та прийому (шифри кривих – значення *MN/AB*): а – ρ_2/ρ_1 = 1/8; б – ρ_2/ρ_1 = 8; в – $\rho_2 = \infty$
Умовні позначки: 1 – –○– (0,15); 2 – –□– (0,2); 3 – –×– (0,25); 4 – –Δ– (0,3); 5 – –◊– (1/3)

Аналіз відмінностей реально виміряної напруженості електричного поля в центрі лінії АВ за допомогою приймальної лінії MN кінцевих розмірів від її теоретичного значення (рис. 2, 3, 4) свідчить про те, що наявність провідного горизонту суттєво впливає на величину реально вимірюваної напруженості.

Так, на розносах *AB / h* = 7 над розрізом ρ_2/ρ_1 = 1/8 напруженість поля, виміряна навіть лінією MN малих розмірів (*MN / AB* = 0,15), дає похибку від дійсного значення на 6,5 %. При застосуванні приймальної лінії MN, що відповідає гранично допустимій величині *MN / AB* = 1/3, ця відмінність досягає 38 %. У той же час для розрізів ρ_2/ρ_1 = 8 це відхилення суттєво менше, що свідчить про наявність значно більшої однорідності електричного поля в центральній частині лінії живлення АВ за рахунок екрануючих (відбиваючих) властивостей слабопровідного горизонту. На малих розносах як для моделі з $\rho_2 < \rho_1$, так і $\rho_2 > \rho_1$ відхилення виміряної напруженості електричного поля від її теоретичного значення практично таке саме, як і для випадку однорідного напівпростору, розглянутого вище.

Особливий інтерес, безперечно, викликає аналіз відхилень позірного опору $\rho_П$, що вимірюється симетричною чотириелектродною установкою AMNB, від теоретичних значень цього ж опору $\rho_П^T$, виміряного ідеальною градієнт-установкою (ці значення використовуються при інтерпретації кривих МЕЗ методом підбору). Результати відповідних розрахунків представлено на рис. 3.

Їх аналіз свідчить про, знову ж таки, більш суттєвий вплив на значення $\rho_П$, виміряні при застосуванні лінії MN різних розмірів, наявності провідного горизонту. Так, для розрізу з ρ_2/ρ_1 = 1/8 відхилення позірного опору від його теоретичного значення на розносах *AB / h* = 7 при розмірі приймальної лінії *MN* = 0,15*AB* становить близько 4 %, а при розмірах *MN* = 1/3*AB* – 22 %. Неважко оцінити можливі "ворота" кривої позірного опору при переході з лінії *MN* = 0,2 *AB* на *MN* = 1/3*AB*. Таке розходження може становити близько 15–17 % (без наявності горизонтальних неоднорідностей), з якими, зазвичай, пов'язують присутність "воріт". За наявності в розрізі слабкопровідного горизонту (у нашому випадку $\rho_2 = 8\rho_1$) відхилення виміряного значення позірного опору від його теоретичного значно менше і становить у межах від 1 до 6 %, а для розрізу з $\rho_2 = \infty$ – до 7–7,5 %.

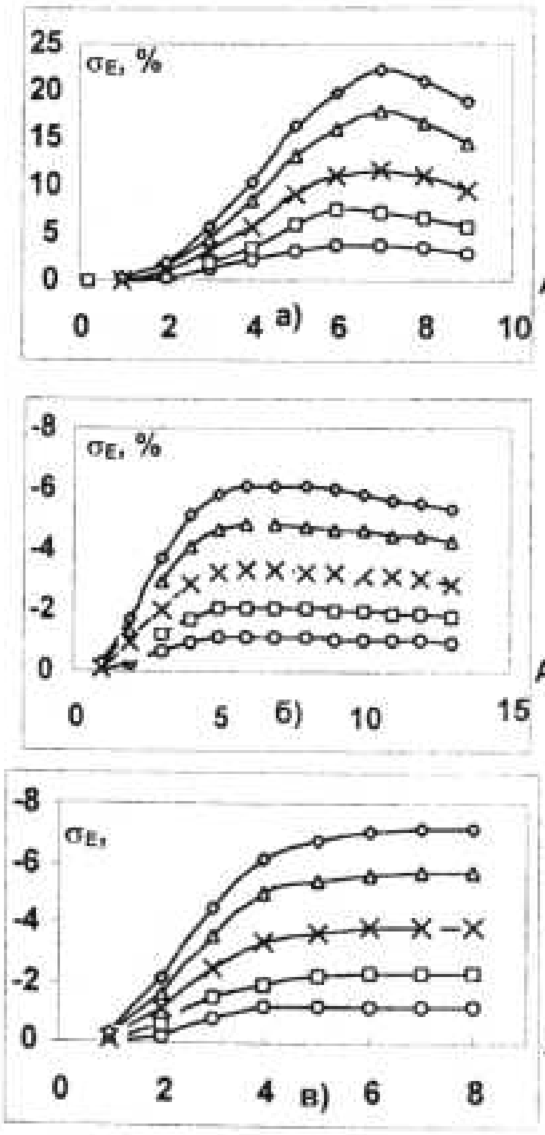


Рис. 3. Залежності відхилення позірних опорів, виміряних ідеальною градієнт- та реальною симетричною установкою AMNB на двошаровому розрізі при різних розмірах живильної та приймальної лінії (шифри кривих – значення *MN/AB*): а – ρ_2/ρ_1 = 1/8; б – ρ_2/ρ_1 = 8; в – $\rho_2 = \infty$
Умовні позначки ті самі, що і на рис. 2

Виконаний також аналіз відхилень реально виміряних установкою AMNB напруженості електричного поля і позірних опорів від їх теоретичних значень для однополюсної градієнт – установки у випадку, коли установки розташовуються на поверхні тонкого провідного шару з повздовжньою провідністю *S*. У цій ситуації виміряне падіння напруги в приймальній лінії MN вираховується за формулою:

$$\Delta U = \frac{I}{\pi S} \cdot \ln \frac{1 + MN/AB}{1 - MN/AB}, \qquad (15)$$

відповідно виміряна напруженість $E_x = \Delta U / MN$. Її дійсне теоретичне значення E_x^T у центрі лінії АВ має вигляд:

$$E_x^T = \frac{I}{\pi S} \cdot \frac{1}{AB/2}. \qquad (16)$$

Відхилення $\delta_E = \left(E_x / E_x^T - 1\right) \cdot 100\%$ визначиться:

$$\delta_E = \left[\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{(MN/AB)} \cdot \ln \frac{1 + MN/AB}{1 - MN/AB} - 1\right] \cdot 100\%. \qquad (17)$$

Виміряний установкою AMNB позірний опір $\rho_п$ на поверхні тонкого провідного шару і його теоретичне значення $\rho_п^T$ описується співвідношеннями:

$$\rho_п = \pi \frac{AB^2 - MN^2}{4MN} \cdot \frac{\Delta U}{I} = \left[\frac{1}{2} \cdot \frac{AB}{2} \cdot \frac{1-(MN/AB)^2}{MN/AB} \cdot \frac{1}{S} \cdot \ln \frac{1+MN/AB}{1-MN/AB} \right], \quad (18)$$

$$\rho_п^T = (AB/2)/S. \quad (19)$$

Таким чином, відхилення значення $\rho_п$ від $\rho_п^T$ матиме вигляд:

$$\delta_п = (\rho_п / \rho_п^T - 1) \cdot 100\% = \left[\frac{1}{2} \cdot \frac{1-(MN/AB)^2}{MN/AB} \cdot \ln \frac{1+MN/AB}{1-MN/AB} - 1 \right] \cdot 100\%. \quad (20)$$

Графіки відхилень δE і δп для різних співвідношень розмірів лінії MN по відношенні до лінії живлення AB представлені на рис. 4.

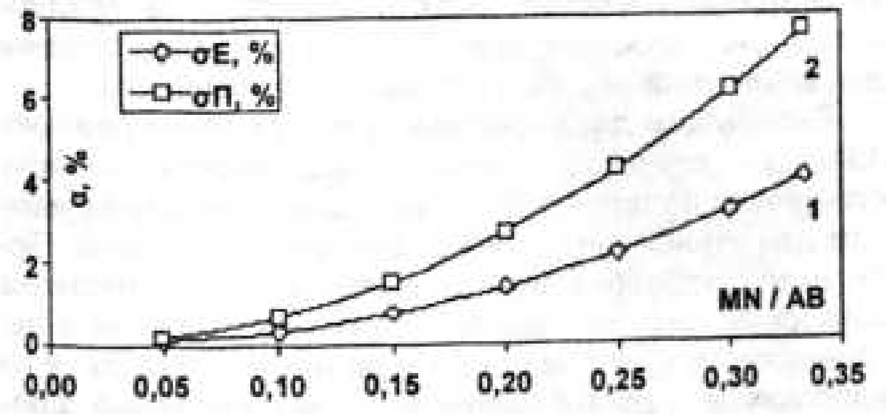


Рис. 4. Графіки похибок визначення напруженості поля (1) у центрі лінії AB і графік відхилення позірного опору (2) виміряного ідеальною градієнт- та симетричною чотириелектродною установкою при різних розмірах приймальної лінії (установка розміщена на тонкому провідному шарі)

Як свідчать результати розрахунків відхилення виміряної напруженості поля від її дійсного значення при розмірах приймальної лінії MN/AB < 1/3 не перевищує 4 %, а відхилення позірного опору – 7,5 %. До речі, на рис. 3, в залежності відхилень позірного опору, виміряного на поверхні двошарового розрізу з ізолюючою основою (ρ2 = ∞), від його теоретичного значення на асимптотично великих відношеннях AB/h виходять на асимптоти, що визначаються графіком 2 рис. 4. Це, із принципового погляду, є логічним і свідчить про вірність розрахунків.

Висновки. Підбиваючи підсумок виконаних досліджень, сформулюємо певні висновки.

Геометрія установки та структура геоелектричного розрізу можуть суттєво впливати на значення вимірюваного позірного опору.

Значно більший вплив на невідповідність вимірюваного позірного опору його теоретичному значенню мають високопровідні горизонти в розрізі, аніж слабкопровідні.

Перехід від вимірювання ρП із застосуванням приймальних ліній MN малих розмірів до більших (у точках перекриття) може давати суттєво відмінний результат навіть за відсутності горизонтальних неоднорідностей у розрізі. Особливо це може бути відчутним, коли в структурі розрізу є проміжні високопровідні горизонти.

Враховуючи результати виконаного аналізу і підвищені вимоги до точності робіт при виконанні мікроелектрозондувань необхідно методичну вимогу щодо розмірів приймальної лінії MN зробити більш жорсткою, а саме MN ≤ 0,22AB.

Точність дослідження методом МЕЗ можна підвищити шляхом розробки програми автоматизованої кількісної інтерпретації експериментальних даних, основу якої становить оператор розв'язку прямої задачі МЕЗ для установки AMNB з урахуванням розмірів приймальної лінії MN.

1. *Вижва С.А.* Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. – К., 2004. 2. *Онищук І.І.* Геоелектричне вивчення підтоплення центральної частини Національного комплексу "Експоцентр України" // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2002. – № 21. – С. 61–63. 3. *Онищук І.І.* Застосування екогеофізичних досліджень при вивченні підтоплених ґрунтів // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 20. – С. 67–70. 4. *Онищук І.І., Рева М.В.* Принципи геофізичного картування стану земель // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – № 29–30. – С. 36–40. 5. Электрическое зондирование геологической среды / Под ред. В.К. Хмелевского, В.А. Шевнина. – М., 1988. – Ч. 1. 6. *Якубовский Ю.В., Ренард И.В.* Электроразведка. – М., 1991.

Надійшла до редколегії 14.01.06

ГЕОІНФОРМАТИКА

УДК 552.122:552.164:552/321

Г. Павлов, канд. геол.-мінералог. наук,
Ф. Індутний, студ., А. Індутний, студ., С. Філіпов, студ.

3D МОДЕЛЮВАННЯ СТРУКТУРНОЇ АНІЗОТРОПІЇ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Розглянуто низку проблем, що стосуються захоплення та цифрового аналізу структур гірських порід у геології. Наведено порівняння точності методу паралельного сточування з іншими широковживаними методиками, такими, як рентгенівською та мікротомографією. Здобутки в цих галузях дозволяють отримувати якісні растрові та триангульовані (real-time) моделі структур гранітів. Окрім того, розглянуто дію розробленого математичного апарату, за допомогою якого проводяться виміри анізотропії середовища та накопичення статистичних даних, отриманих із аналізу 3d-зображення структури.

The peculiarities of the capture and digital analysis of structures of the rocks in geology are discussed in this article. Comparison by precision of parallel slicing with other widely used methods like X-RAY tomography and μCT is mentioned here. Achievements in these industries allow getting high-quality rasters and triangulated (real-time) models of structures of granites. Moreover, self-developed mathematical algorithm is applied to the problem of measurement of anisotropy of environment. By using such algorithm it becomes possible to collect statistical information from the analysis of 3d-image of structure.

Постановка проблеми. У геології для вирішення нагальних питань генезису гірських порід все ширшого застосування набувають цифрові методи моделювання та аналізу як плоских, так і просторових структурно-текстурних характеристик гірських порід. Донедавна схожі дослідження застосовувалися переважно тільки в медицині та біології [SkyScan, Belgium, 2004]. Але вже на сьогодні широко використовується сейсмічна томографія для пошуку та розвідки нафти та газу, а також при інтерпретації геологічних подій у зонах підвищеної тектонічної й вулканічної активностей [3]. Останнім часом також з'явилася можливість просторового моделю-

© Г. Павлов, Ф. Індутний, А. Індутний, С. Філіпов, 2006

вання і петрографічних характеристик порід, які виражаються через структурні та текстурні параметри. Вивчаючи такі моделі можна легко досліджувати пористість, тріщинуватість, просторове положення агрегатів мінералів та інші текстурні особливості порід, а також використовувати ці технології для кількісної оцінки анізотропії мінеральних агрегатів за аналогією до опису оптичних індикатрис мінералів, їх просторової орієнтації. Можливо також використовувати технології real-time для візуального вивчення структури.

Мікромасштабні структури можна вивчати методами стандартної рентгенівської томографії (X-Ray tomography). Цими методами отримують стопу паралельних зрізів об'єкту без його руйнації шляхом цифрового перетворення ряду кутових рентгенівських знімків в об'ємне зображення. Роздільна здатність цього методу в більшості випадків досягає 3 мм/піксель. Окремим видом цього аналізу є мікротомографія (µCT), роздільна здатність якої досягає 100 нм/піксель. Останнім часом цей вид аналізу набуває поряд із іншими видами мікроскопії все ширшого розповсюдження і в геології, як недорогий, експресний та недеструктивний.

Загалом означені методи спрямовані на роботу з 3d-даними, на аналіз та візуалізацію об'ємних растрів розподілу мінералів, пор, шпарин та тріщин у породі, а також інших петрографічних характеристик, тому їх можна назвати "петротомографією".

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Одним із методів 3d-моделювання, що є дуже молодим і ще не набув широкого застосування, є FIB-нанотомографія (дослівно від FIB – Focused Ion Beam nanotomography). При означених дослідженнях зразок опромінюється двома пучками (іонним і електронним), які сфокусовані в одній точці і нахилені під різними кутами. Іонний пучок стравлює шар за шаром із грані зразка як мікроніж, а електронним пучком цей зріз фотографується. І хоча метод є деструктивним, проте роздільна здатність отримуваного 3d-растру досягає 20 нм/воксель [5].

Також деструктивним і достатньо трудомістким методом є безпосереднє стравлювання або сточування зразка з одночасним фотографуванням. Його роздільна здатність зазвичай становить в кращому випадку 500 µм/воксель [5].

Цифрова обробка фотографії на сьогодні набула надзвичайно широкого розповсюдження з моменту виходу в світ першого Adobe Photoshop. У світі вже налічується сотні тисяч опублікованих праць, присвячених обробці зображень, а в 1996 р. вийшов підручник світового значення [4]. Проте, з обробкою 3d-растрів справи обстоять гірше. Модель даних у цьому варіанті складена з елементарних "об'ємних пікселів" – вокселів (voxels), але сьогоднішній рівень розвитку програмного забезпечення й обчислювальної техніки не дозволяє вільно в реальному часі працювати навіть з растром детальністю 500 x 500 x 500 вокселів.

Якщо технічне та програмне забезпечення 3d-методів досліджень більш-менш вирішується, то питання кількісного аналізу об'ємних моделей структур мінеральних агрегатів залишається повністю невирішеним, оскільки всі дослідження структур мінеральних агрегатів та закономірностей процесів структуроутворення, що проводилися останнім часом, стосувалися лише 2d-моделей [1]. І тільки незначна кількість наукових робіт присвячена питанням аналізу об'ємних растрів гірських порід.

Метою роботи, що презентується статтею, є розробка методики кількісного аналізу структури та текстури мінеральних агрегатів, використовуючи 3d-моделювання для визначення та оцінки параметрів їх анізотропії.

Результати дослідження. Для отримання реальної 3d-моделі структури зразок гірської породи спочатку сточувався на планшайбі з одночасним фотографуванням для отримання стосу паралельних зображень. Після цього відбудовується тривимірна фотореалістична кольорова копія внутрішньої структури речовини з детальністю по напрямках x та y до 0,02 мм/піксель, а по напрямку z – до 0,4 мм/піксель. Така роздільна здатність ставить методику на рівень точності аналізу, дещо грубішою за µCT (рентгенівська мікротомографія), яка у свою чергу забезпечує роздільну здатність до 0,0001 мм/воксель. Якість виконання моделі структури гірської породи у вихідному стані становить близько 300 x 300 x 40 вокселів, а роздільна здатність перетвореної для візуалізації окремих фаз модель складається з трикутників. Їх середній вміст досягає приблизно мільйона трикутників і залежить від детальності структури. Відтворення тривимірних моделей відбувається за допомогою демонстраційних версій програмних продуктів TGS.

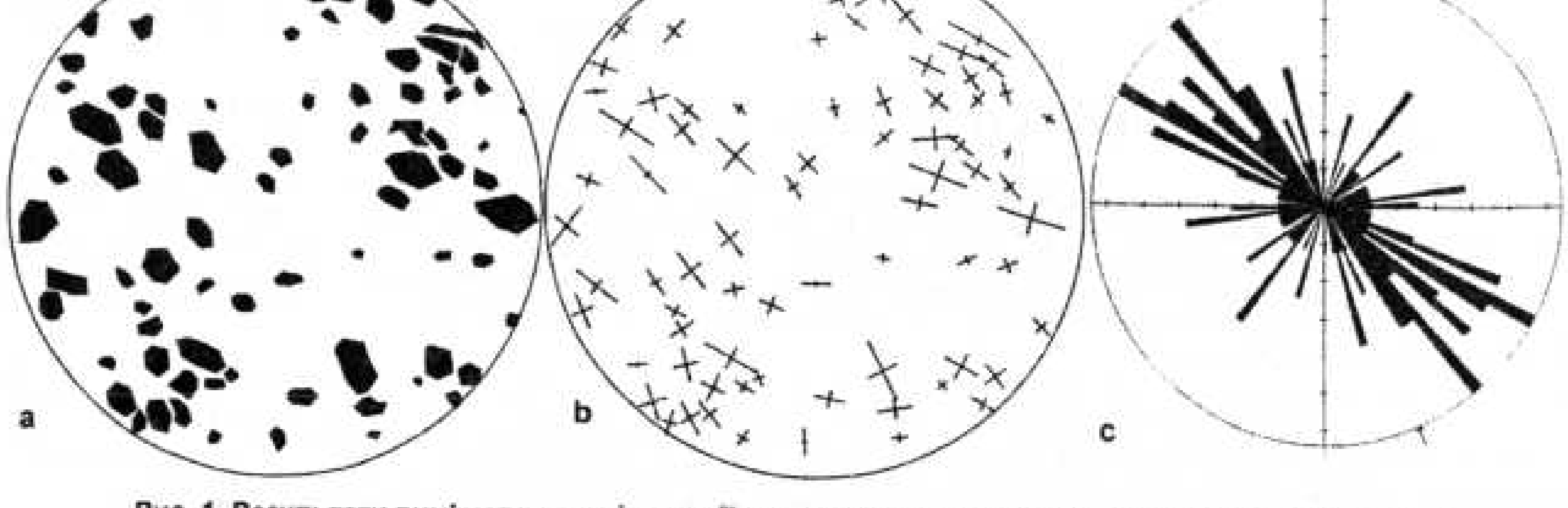


Рис. 1. Результати вимірювання анізотропії зерен кварцу в етикінському амазонітовому граніті: a – бінарне зображення зерен кварцу, b – результат вимірювання анізотропії зерен у площині осей $L_g L_p$, c – роза-діаграма орієнтації осей L_g зерен кварцу

Написана авторами на Visual Basic програма дозволила вести статистичні підрахунки частинок, якими складено породу. Якщо об'єкти, якими формується структура (наприклад, порфіробласти, секреції, окремі пори, шпарини, бульки), не сполучені між собою, тоді шляхом автоматизованих алгоритмів набирається статистика їх геометричних параметрів, а саме – вимірюється об'єм, подовження, просторові розміри окремої частинки та просторова орієнтація. Слід зазначити, що розроблена методика краще спрацьовує для плоских

зображень. У таких випадках алгоритм розглядає плоске зображення як об'єм товщиною по z-напрямку в 1 воксель (звісно із використанням відповідних поправок при перерахунках). Таким чином, алгоритм є універсальним і залежить лише від якості отримання вихідних даних. За допомогою зазначеної програми стопа паралельних зображень спочатку досліджується на предмет кількості несполучених частинок. Далі можливі два варіанти опрацювання моделі. Якщо гірська порода складена контрастними несполученими частинками (наприклад, етикінський амазонітовий граніт на рис. 1, а), то для кожної частинки вимірюється об'єм із побудовою гістограми його розподілу. У другому варіанті алгоритм дозволяє автоматично вимірювати характер анізотропії форм зерен через визначення довжин осей вписаних у зерна еліпсоїдів (рис. 1, b). Для цього програма шукає центр і довгу вісь L_g кожного зерна, після чого відшукуються і вимірюються інші дві взаємно перпендикулярні вісі L_m і L_p (у разі двовимірного зображення тільки L_p).

Загальний рисунок структури породи, виражений через анізотропію всіх зерен, можна побачити шляхом автоматичного винесення всіх осей L_g або L_g/L_p для двовимірного зображення на розу-діаграму (рис. 1, с) або на стереографічну проекцію Вульфа. Таким чином стає можливим не тільки кількісне вимірювання анізотропії гірської породи, але й визначення її характеру.

Якщо фаза, що формує структуру породи або її частини, є цілісною, можливе застосування іншого алгоритму. Спочатку бінарне об'ємне зображення піддається дії фільтру EDM (Euclidian Distance Map) та UEP (Ultimate Eroded Points), що дозволяє виявити центри структуроутворювальних елементів, навіть якщо вони фізично сполучені і немає контрастної границі між ними. Надалі всі центри сполучаються прямими лініями у "скелет" гірської породи (дещо схоже на павутиння) (рис. 2, а).

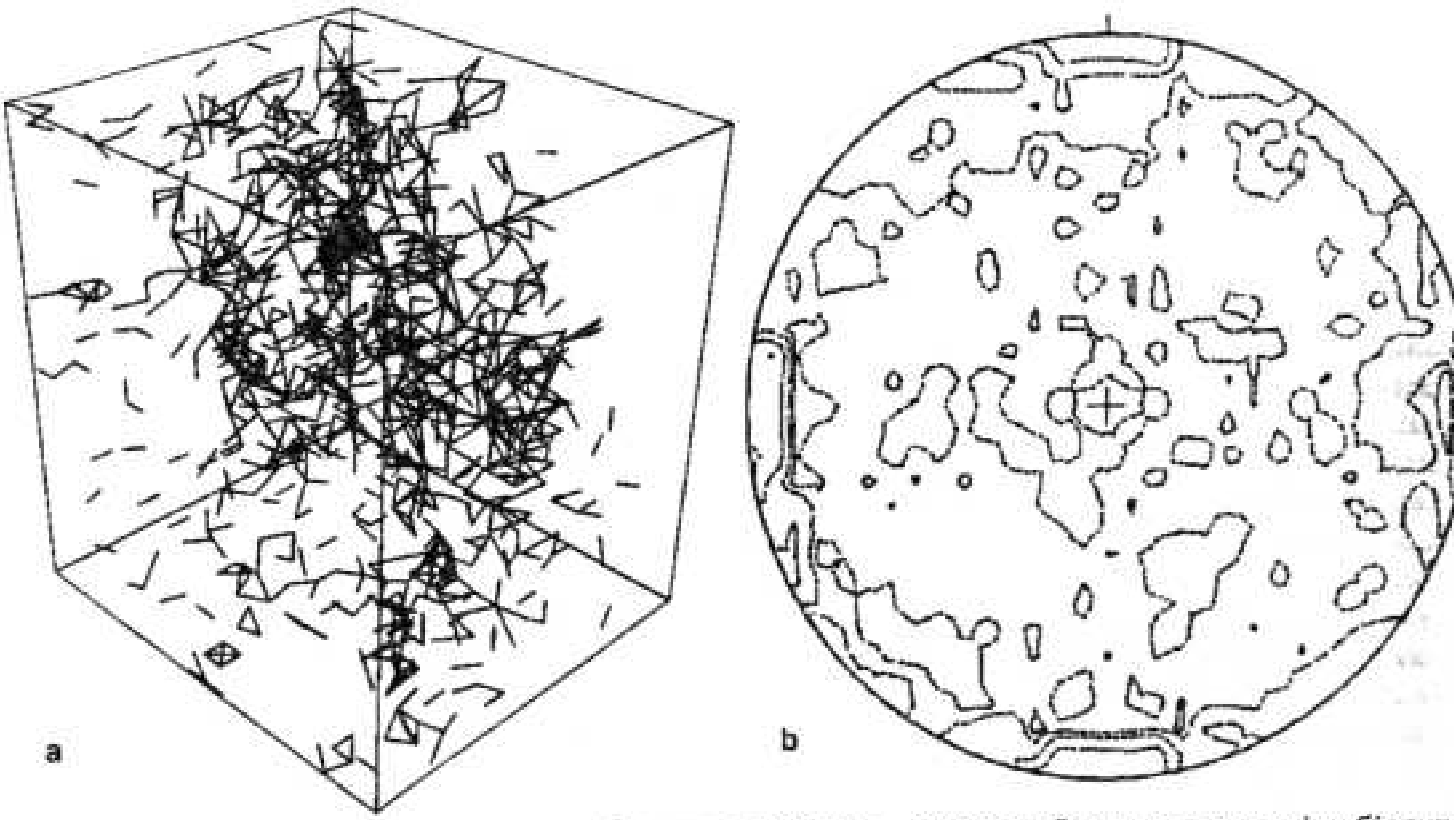


Рис. 2. Результати дослідження структури корнінських гранітів: а – скелетний вигляд розподілу біотитової фази корнінського граніту (об'ємна реконструкція, розмір зразка – 26 x 23 x 27 мм), b – стереографічна проекція ліній скелету біотитової фази (в ізолініях)

Оскільки кожна лінія скелету є параметрично визначеною, то при загальному винесенні на стереографічну проекцію стає можливим спостереження загальної картини анізотропії структури (рис. 2, b). Подібні експерименти з автоматичного визначення характеру анізотропії проводились і раніше (Davidson C., 2004 р.), але стосувалися виключно плоского зображення.

Після виконання описаного аналізу, враховуючи петрографічні дані, визначаються головні напрямки просторової орієнтації окремих мінеральних фаз гірської породи та її структурних елементів у цілому, що може бути важливим для визначення генезису й особливостей деформації гірських порід, які знайшли своє відображення у структурних особливостях.

Висновки та перспективи подальших розробок у даному напрямі.

Уперше в Україні здійснено спробу 3d-моделювання реальних структур гірських порід. Розроблений математичний апарат дозволив на прикладі амазонітових гранітів провести виміри анізотропії орієнтації подовжених кристалів кварцу, а також статистично обробити дані, отримані за аналізом 3d-зображення структури корнінських гранітів. Розроблена методика дозволяє візуалізувати картину об'ємного розподілу окремих мінералів при вивченні реальних порід, провести систематизацію структур і кількісно описати анізотропію у вигляді "структурних еліпсоїдів" гірських порід. Отримані дані можуть бути використані при інтерпретації результатів петрофізичних досліджень. При виробництві облицювальних матеріалів ця методика може застосовуватися для напівавтоматичного визначення напрямів розпилювання блоків кристалічних порід з необхідним структурним малюнком.

3d-моделювання структур гірських порід може стати невід'ємною частиною навчального процесу для покращення сприйняття студентами особливостей просторового розміщення мінералів у гірських породах, законів кристалізації мінералів із розплавів та для формування їх уявлення про симетрію середовища кристалізації.

1. *Гульбин Ю.Л.* Методы количественного анализа и моделирование структуры минеральных агрегатов. – СПб., 2004. 2. *Индутный Ф.В., Филипов С.В.* Цифровая обработка 3d структуры горной породы // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографи: Труды Всерос. науч. школы, 3–7 октября 2005 г. – Апатиты, 2005. – С. 203–210. 3. *Короновский Н.В.* Сейсмическая томография. – М., 2000. 4. *Russ J.C.* The Image Processing and Analysis Cookbook // A Hands-on Companion Tutorial using Photoshop-compatible Plug-ins. Asheville, NC 28801: – 2002. 5. The High-Resolution X-ray Computed Tomography Facility at the University of Texas at Austin (UTCT) / www.ctlab.geo.utexas.edu. – 2003.

Надійшла до редколегії 24.05.06

ПАМ'ЯТІ ВІКТОРА ІВАНОВИЧА ШЕВЧЕНКА

15 листопада 2006 р. після тяжкої хвороби помер кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент кафедри геології родовищ корисних копалин Шевченко Віктор Іванович.

В.І. Шевченко народився 22 липня 1948 року у с. Окіп Лубенського району Полтавської області у родині вчителів. Після закінчення із золотою медаллю середньої школи у с. Хорошки у 1966 р. вступив до І курсу Київського державного університету і з тих пір доля його нерозривно була пов'язана з геологією. Студентом під час виробничих практик він працював на родовищах Нікополь-Запорізького марганцеворудного басейну; після закінчення університету молодим спеціалістом у 1971 р. за розподілом поїхав на роботу до Вірменії. Там протягом трьох років у польових умовах високогір'я займався розвідкою Анкадзорського колчеданного родовища. У 1974 р. Віктор Іванович повертається до Києва, влаштовується на роботу в Київську геологорозвідувальну партію Правобережної експедиції, де розвідує численні родовища нерудної сировини, опановує складні методики підрахунку запасів, бере участь у підготовці матеріалів для захисту в Територіальній комісії по запасах Міністерства геології УРСР. Неоціненний набутий досвід роботи у виробничій геології пізніше став Віктору Івановичу в нагоді при читанні курсу "Організація і планування геологорозвідувальних робіт" вже в Університеті.

Новий етап в житті В.І. Шевченка починається восени 1977 р. зі вступом до аспірантури Інституту геохімії та фізики мінералів АН УРСР. Він визначив подальшу долю молодого науковця на наступні майже 30 років. Науковий керівник аспіранта доктор геолого-мінералогічних наук Ігор Павлович Щербань, який нещодавно перейшов на роботу з Інституту геології і геофізики Сибірського відділення АН СРСР, почав активно формувати групу дослідників метасоматитів, що пізніше стала ядром створеного в ІГФМ відділу гідротермальних і метасоматичних процесів. Кандидатська дисертація В.І Шевченка "Гидротермально измененные породы ртутных месторождений Донбасса и их поисковое значение", яку він захистив 4 червня 1985 р., повністю відповідала науковій тематиці відділу. Метасоматити формації гідротермальних аргілізитів, дослідженню яких вона присвячена, стали науковою спеціалізацією Віктора Івановича на все подальше життя. Результати досліджень метасоматитів Донбасу узагальнені в колективній монографії "Околорудные метасоматиты континентальных рифтогенных структур" (1985).

У подальшому, будучи співробітником ІГФМ АН УРСР, Віктор Іванович брав активну участь у вивченні навколорудно змінених порід численних родовищ Українського Закарпаття та Узбекистану: від польових робіт, обробки матеріалів до наукових узагальнень у вигляді колективних монографій – "Околорудные метасоматиты Закарпатья" (1988), "Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана" (1990).

Ще один етап у житті В.І. Шевченка – на жаль, останній і не такий тривалий, як належить – почався у 1989 р., з переходом на викладацьку роботу на кафедру геології родовищ корисних копалин. Весь досвід, накопичений під час роботи у виробничих геологічних організаціях Вірменії та України, наукових досліджень у Закарпатті, Донбасі, Узбекистані та Східному Забайкаллі, Віктор Іванович вклав у підготовку курсів "Геологія корисних копалин", "Організація і планування геологорозвідувальних робіт" та інших, що йому довелося читати. Проявив він себе і як досвідчений методист на посаді заступника голови науково-методичної комісії "Геологія" МОН України при розробці новітніх стандартів освіти, і як автор та співавтор навчальних посібників і підручників "Металогенічні епохи і корисні копалини України" (2000), "Неметалічні корисні копалини України" (2003), "Металічні корисні копалини України". Взагалі ж В.І. Шевченко є автором більш ніж 50 наукових і навчально-методичних публікацій.

У пам'яті колег із виробничих організацій, ІГМР НАН України, Київського університету імені Тараса Шевченка, студентів Шевченко Віктор Іванович назавжди залишиться як глибоко порядна, інтелігентна, делікатна людина, здібна, працьовита, зі світлим розумом, завжди готова прийти на допомогу в будь-яких ситуаціях – і життєвих, і службових. Всі ми глибоко сумуємо з приводу його передчасної смерті.

В. Михайлов, В. Шунько, М. Курило

Наукове видання

ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 37

Редактор І.Кирницька

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"
Виконавець *Д.Ананьївський*

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власних імен та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та дискети не повертаються.

Засновник та видавець – Київський національний університет імені Тараса Шевченка. Свідоцтво Міністерства інформації України про державну реєстрацію засобів масової інформації КІ № 251 від 31.10.97. Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", директор Г.Л.Новікова. Адреса ВПЦ: 01601, Київ, б-р Тараса Шевченка, 14, кімн. 43. ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

КИЇВСЬКИЙ ВПЦ УНІВЕРСИТЕТ 2006

Підписано до друку 08.12.06. Формат 60х84[1/8]. Вид. № 133. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 10,0. Зам. № 26-3687.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; факс (38044) 239 31 28.
E-mail: vydav_polygraph@univ.kiev.ua
WWW: http://vpc.univ.kiev.ua

Наукова бібліотека
ім. М. Максимовича
КНУ
ім. ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
11844JB
45 - чит зал періодики та дисерт Ц: 18.50