

УДК 504+550+551+552+624

Розглянуто проблеми металоносності й прогносної оцінки зон тектоно-магматичної активізації, методичні питання пошукових робіт утворень зон тектоно-магматичної активізації докембрію Українського щита.

The articles of release are devoted of consideration of metal-bearness problems, prognostic estimation and methodical questions of geological prospecting of Precambrian activitized formations.

**170-річчю Київського національного університету імені Тараса Шевченка,
60-річчю геологічного факультету і 40-річчю науково-дослідної лабораторії
фізико-хімічних досліджень гірських порід
ПРИСВЯЧУЄТЬСЯ**

Оргкомітет конференції і редколегія вісника висловлюють щире подяку Державній геологічній службі та її керівникам Д.С.Гурському, В.І.Калініну, М.Д.Красножону (УкрДГРІ) за підтримку видання

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	М.І.Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	В.В.Шунько, канд. геол.-мінералог. наук, доц. (заст. відп. ред.); Н.В.Костенко пров. інж. (відп. секр.); О.Б.Бобров, д-р геол. наук, проф.; Л.С.Галецький, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; А.П.Гожик, канд. геол.-мінералог. наук; Д.С.Гурський, голова Державної геологічної служби; В.І.Калінін, заст. голови Державної геологічної служби; В.А.Михайлов, д-р геол. наук, проф.
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90, Київський національний університет імені Тараса Шевченка, геологічний факультет ☎ 259 7029
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 26 травня 2004 року (протокол № 9)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.02
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	01030, Київ-30, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 234 0105

ОСОБЛИВОСТІ СУЧАСНОЇ ПІДГОТОВКИ ФАХІВЦІВ У ГАЛУЗІ ПОШУКІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН У ЗАКЛАДАХ ВИЩОЇ ОСВІТИ УКРАЇНИ

Гурський Д.С., Калінін В.І., Гейченко М.В. Стан та проблеми геологічної галузі України.....	4
Грінченко В.Ф., Панов Б.С., Федотова Л.А. Особливості підготовки фахівців у галузі пошуків корисних копалин у закладах вищої освіти України в сучасний період	6
Грінченко В.Ф. 170 років Київському національному університету імені Тараса Шевченка. Місце його в підготовці фахівців геологічних спеціальностей	8
Толстой М.І. 40 років проблемній лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (основні надбання).....	10

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЯВИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ

Перчук Л.Л. Динамика и становление континентальной коры в докембрии	11
Свєшніков К.І., Сіворонов А.О. Области докембрийской тектоно-магматической активизации фундамента Східноєвропейської платформи	18
Кирилюк В.П. Ранньодокембрийська геологічна еволюція та проблема "тектоно-магматичної активізації" Українського щита.....	22
Міхницька Т.П., Рябенко В.А. Основні етапи тектонічної активізації структур кристалічного фундаменту й осадового чохла території України в посткарельський час.....	27
Гордієнко В.В., Гордієнко І.В. Розподіл температури в земній корі сучасних і докембрийських активних регіонів.....	30
Толстой М.І., Гожик А.П., Сухорада А.В. Відтворення палеогеодинамічних умов формування кристалічних утворень за даними аналізу їхніх петрофізичних характеристик	32
Кічурчак В.М., Пігулевський П.Г. До питання зв'язку розташування корисних копалин з петрологією верхньої мантії (на прикладі південно-східної частини Українського щита).....	36
Кисельов В.А., Бородиня Б.В., Козар Н.А., Стрекозов С.М. Етапи тектоно-магматичної активізації в історії Східноприазовського блока Українського щита	40
Занкевич Б.О. Структурні критерії протоактивізації Середньопридніпровського блока Українського щита.....	44
Семенюк М.П. Трансільвансько-Чернігівська наскрізна структура	48

МЕТАЛОНОСНІСТЬ УТВОРЕНЬ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ТА ЇХ ПРОГНОЗНА ОЦІНКА

Щербак Д.Н., Михайлов В.А., Грінченко О.В. Найважливіші металогенічні епохи докембрію Українського щита	50
Галецький Л.С., Войновський А.С., Науменко У.З. Геохімічні особливості рудоконцентруючих мегазон активізації України	53
Кадурін В.М., Чепіжко О.В., Кадурін С.В. Відображення протерозойської тектоно-магматичної активізації районів Українського щита в інформації щодо акцесорних мінералів.....	58
Костенко Н.В. Геохімічні особливості гранітоїдів різних етапів докембрийської тектоно-магматичної активізації на Українському щиті	62
Кузьмін А.В., Анісімов В.А., Маківчук О.Ф., Крюченко В.А. Роль процесів тектоно-магматичної (термальної) активізації в урановому рудоутворенні в породах фундаменту Українського щита	65
Коваль В.Б., Димитров Г.Х., Макаренко М.М. Прогнозування пошуків уранового зруденіння в південно-західній частині Українського щита на основі водно-гелієвих зйомок	67
Галецький Л.С., Кириченко С.П., Колосовська В.А. Рідкіснометалеві рудні формації Українського щита	69
Іванов В.М., Козар М.А., Гурський Д.С. Вольфрамова мінералізація в областях докембрийсько-ранньопроterозойської тектоно-магматичної активізації	74
Шабатура О.В. Порівняльна палеогеодинамічна характеристика гранітоїдів Східного Приазов'я за петрофізичними даними	77
Рузіна М.В., Бєстужев А.М., Жильцова І.В. Металогенічна спеціалізація метасоматичних формацій Середньопридніпровського блока Українського щита.....	79
Михайліченко О.М. До питання про зв'язок еволюції хімічного складу деяких гранітоїдів північно-західного району Українського щита з їхньою потенційною рудоносністю.....	80
Ільницький М.М., Дуднік Н.Ф., Поповченко С.Є., Шукайло Л.Г., Рузіна М.В. Вихідний мінеральний склад ультрамафітів Південно-Білозерського масиву і розподіл благородних металів	83
Іванов Б.Н. Рідкісноземельно-торій-уранові, урано-торієві пегматити і граніти центральної частини Українського щита та деякі проблеми їхнього походження.....	85
Мельничук В.Г., Приходько В.Л., Косовський Я.О., Матєюк В.В. Міденосні лавокластичні брекчії в неопроterозойських трапах Волині та механізм їх утворення.....	89
Деревська К.І. Самородномідне рудоутворення на етапах рифей-вендського рифтогенезу	92
Яценко Г.М., Братчук О.М., Яценко В.Г., Сливко Є.М., Шкурченко І.Є., Гайовський О.В. Етапи активізації флюїдизатно-експлозивного рудоутворення в аспекті мінералізації алмазів і золота центральної області Українського щита.....	94
Веліканов Ю.Ф., Веліканова О.Ю., Ноженко О.В. Муасаніт із вулканогенних порід Первомайської трубки вибуху в Північному Криворіжжі	95
Курило М.М. Промислова флюоритова мінералізація України у зв'язку з тектоно-магматичною активізацією	97
Рішення міжвузівської сумісно з державною геологічною службою, НАН України, спілкою геологів України науково-практичної конференції "Металоносність і прогнозна оцінка зон тектоно-магматичної активізації докембрію Українського щита".....	99

CONTENTS

ISSUE 31

PECULIARITIES OF CONTEMPORARY PERSONNEL TRAINING FOR SEARCHES OF MINERALS IN INSTITUTES OF HIGHER EDUCATION OF UKRAINE

Gursky D., Kalinin V., Geychenko M. State and problems of geological branch of Ukraine	4
Grinchenko V., Panov B., Fedotova L. Peculiarities of contemporary personnel training for searches of minerals in institutes of higher education of Ukraine	6
Grinchenko V. 170 years of Kyiv national Taras Shevchenko university. Its place in personnel training for geologic specialities	8
Tolstoy M. Forty years of the problem laboratory of physico-chemical researches of rocks of geologic faculty of Kyiv national Taras Shevchenko university (basic possessions)	10

STRUCTURAL-GEOLOGIC MANIFESTATIONS OF THE TECTONO-MAGMATIC ACTIVIZATION

Perchuk L. Dynamics and forming of continental crust at precambrian	11
Sveshnikov K., Sivoronov A. Areas of the precambrian tectono-magmatic activation of the East-European platform basement	18
Kirilyuk V. The early precambrian geological evolution and the problem of the "tectono-magmatic activation" in the Ukrainian shield	22
Mikhnytska T., Ryabenko V. Main stages of tectonic activation of the structures of crystalline base and sedimentary covering of the territory of Ukraine at post-karelian age	27
Gordienko V., Gordienko I. The temperature distribution in the earth's crust of modern and precambrian active regions	30
Tolstoy M., Gozhyk A., Suhoroda A. Reconstruction of paleogeodynamic conditions of crystalline rocks formation based on petrophysical characteristic analysis	32
Kichurchak V., Pigulevsky P. To the problem of intercoupling of locus of mineral resources and petrology of the upper mantle (on the example of southeast part of Ukrainian shield)	36
Kiselyov V., Borodynya B., Kozar N., Strekozov S. The stages of tectonic-magmatic activation in the history of Eastern Pryazovian block of the Ukrainian shield	40
Zankevych B. Structural criteria of protoactivations of Srednepridneprovskiy blok of the Ukrainian shield	44
Semenjuk M. Transsilvansko-Chernigivska trans-extending structure	48

ISSUE 32

METAL-BEARNESS OF THE FORMATIONS OF TECTONO-MAGMATIC ACTIVIZATION ZONES AND THEIR PROGNOSTIC ESTIMATION

Shcherbak D., Mykhaylov V., Grinchenko O. The most important epochs of precambrian of Ukrainian shield	50
Galetsy L., Voynovsky A., Naumenko U. Geochemical features of concentration of activation megazones of Ukraine	53
Kadurin V., Chepizhko O., Kadurin S. Display of proterozoic tectonic-abyssal activation of areas of the Ukrainian shield in the information on accessory minerals	58
Kostenko N. Geochemical Granitoid's peculiarities of different precambrian stages of tectonic-magmatic activation on Ukrainian shield	62
Kuzmin A., Anisimov V., Makivchuk O., Kryuchenko V. The role of tectonic-magmatic (thermal) activation in uranium ore formation in rocks of the basement of the Ukrainian shield	65
Koval V., Dimitrov G., Makarenko N. Forecasting of exploration of the uranium mineralization in the south-western part of the Ukrainian shield on the basis of water-helium serves	67
Galetsy L., Kirichenko S., Kolosovska V. Rare metal ore formation of Ukrainian shield	69
Ivanov V., Kozar M., Gursky D. Wolfram mineralization in the regions of precambrian-fanerozoic tectonic-magmatic activation ...	74
Shabatura O. The comparative paleogeodynamical characteristic of granitoids of Eastern Pryazovya obtained with petrophysical data	77
Ruzina M., Bestuzhev A., Zhiltsova I. The metallogenetical specialization of metasomatic formations in the Middle Dnieper block of the Ukrainian shield	79
Mikhilichenko O. To the question about connection of ore formation with geochemical evolution of some granitoids of the north-western region of the Ukrainian shield	80
Ilytsky M., Dudnik N., Popovchenko S., Shukilo L., Ruzina M. Initial mineral composition of the ultramafic rocks of South Belozorsky massif and distribution of precious metals	83
Ivanov B. Rare-earth-thorium-uranium, uranium-thorium pegmatites and granites the central part of Ukrainian shield (USH) and some problems of their origin	85
Melnichuk V., Pryhodko V., Kosovsky J., Mateyuk V. Copper bearing lava breccias in the neoproterozoic traps of Volhyn and mechanism of formation	89
Derevska K.I. Native copper ore-genesis at stages of Riphean-Vendian rifting	92
Yatsenko G., Bratchuk O., Yatsenko V., Slyvko E., Shkurenko I., Hayovsky O. Fluidizate-explosive ore-forming activation stages in aspect of diamonds and gold metallogeny of the Ukrainian shield central part	94
Velikanov YU., Velikanova O., Nozhenko O. Moissanite from Pervomaisky volcanic pipe volcanicogenic rocks in Northern Krivorozhie	95
Kurylo M. Industrial Ukraine fluorite mineralization in connection with tectonic-magmatic activation	97
Conference resolutions	99

ОСОБЛИВОСТІ СУЧАСНОЇ ПІДГОТОВКИ ФАХІВЦІВ У ГАЛУЗІ ПОШУКІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН У ЗАКЛАДАХ ВИЩОЇ ОСВІТИ УКРАЇНИ

УДК 55

Д.С.Гурський, В.І.Калінін, М.В.Гейченко

СТАН ТА ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЧНОЇ ГАЛУЗІ УКРАЇНИ

Розвиток геологічної галузі з метою вивчення і максимально ефективного використання надр, пошуки і розвідка нових родовищ корисних копалин – одні зі складових стратегічного напрямку внутрішньої державної політики України. В останнє десятиліття посилено геологорозвідувальні роботи на нетрадиційні для країни корисні копалини (мідь, свинець, цинк, молібден, ванадій, золото, рідкісні метали тощо). Розроблена загальнодержавна програма розвитку мінерально-сировинної бази України до 2010 р., спрямована на розвиток пріоритетних напрямів геологічних досліджень з метою забезпечення народного господарства України гостродефіцитними видами власної мінеральної сировини. Геологічна галузь зацікавлена в підготовці висококласних фахівців.

One of component of strategic line of interior state internal policy of Ukraine is the raising of geological branch for the purpose of prospecting and exploration fresh mineral deposits. At last decades was increased exploration work for non-traditional deposits (copper, lead, zink, molybdenum, vanadium, gold, rare elements etc). It was developed state program of expansion of priority lines of geological investigations for the purpose of supplying Ukraine economy with own scarce resources. Geological branch interested in high-skilled personnel training.

Розвиток геологічної галузі з метою вивчення і максимально ефективного використання надр, пошуки і розвідка нових родовищ, у тому числі нетрадиційних для України корисних копалин – одні зі складових стратегічного напрямку внутрішньої державної політики. Адже ресурсний потенціал мінеральної сировини України завдяки самовідданий праці геологів декількох поколінь на сьогодні значно розширений. При відповідному ставленні влади до геологічної галузі обов'язково з'являться (і вже з'являються) родовища нових для нашої країни видів корисних копалин, таких як кольорові, благородні, рідкісні метали та рідкісноземельні елементи; вкрай важливі для сучасної економіки і нормального розвитку суспільства; вуглеводнів, вугілля, мінеральних вод та ін. Усе це в найближчому майбутньому дозволить значно скоротити імпорту мінеральної сировини, а з деяких її видів наростити експортний потенціал, забезпечити створення нових робочих місць, у тому числі у відомих гірничопромислових районах країни (Донбас, Кривбас тощо), у цілому позитивно вплине на економічний розвиток в Україні.

Виходячи з досвіду організації геологічних досліджень у країнах ринкової економіки і необхідності оперативного впровадження державної мінерально-сировинної політики та підвищення ефективності й результативності геологічних досліджень, уряд України утворив Державну геологічну службу як урядовий орган державного управління. Президент України 15 вересня 2003 р. підписав Указ про створення Державного комітету природних ресурсів України як спеціального уповноваженого центрального органу виконавчої влади з геологічного вивчення та забезпечення раціонального використання надр.

Держгеолслужба разом з геологічними підприємствами забезпечують вивчення процесів формування та закономірностей розміщення родовищ корисних копалин; проводять системне, комплексне регіональне геологічне, геохімічне, геофізичне, гідрогеологічне і геоекологічне вивчення території країни, включаючи морські акваторії; здійснюють класифікацію і облік запасів корисних копалин; складають системні геологічні, геофізичні, тектонічні та інші комплекти карт багатofunkціонального призначення.

В останнє десятиліття були посилені пошуки та оцінка нетрадиційних для країни корисних копалин. Геологічною службою доведена реальна можливість створення вітчизняної гірничо-переробної промисловості з міді, свинцю, цинку, молібдену, ванадію, золота, рідкісних металів, плавикового шпату. Підтверджено наявний поте-

нціал подальшого приросту запасів паливно-енергетичної сировини, можливість відкриття родовищ хрому, міді, свинцю, цинку, молібдену, літію, ніобію, танталу, рідкісноземельних елементів, металів платинової групи, фосфоритів, флюориту, ставроліту, каменесамодіючої сировини та деяких інших.

В Україні відкрито понад 3 000 родовищ неметалічних корисних копалин, з яких більше 2 000 освоєні й працюють на благо держави. Серед них є й такі, що містять цінну мінеральну сировину, конче потрібну не тільки для вітчизняної економіки, а й для міждержавного обміну: графіт, каолін, вогнетривкі й бентонітові глини, солі, кварцити, високочистий кварцовий пісок, декоративне каміння та ін. На сьогодні відкрито понад 700 родовищ будівельного каменю з величезними запасами, які придатні для виробництва щебеню та каменю бутового. Ця продукція широко використовується в будівництві автошляхів, залізниць, гідротехнічних споруд, а також як заповнювач важких та легких бетонів.

Детально розвідано 193 родовища каменю стінового (вапняків, черепашників, крейди, мергелю та ін.), з яких 117 розробляється. Завдяки своєму розмаїттю та кольоровій гамі українське декоративно-облицювальне каміння користується високим попитом у нашій країні та далеко за її межами.

Надзвичайно важливим напрямом геологічних досліджень є роботи, що спрямовані на забезпечення власною сировиною гірничо-хімічного та агропромислового комплексів. Геологорозвідувальні роботи з пошуків родовищ апатиту, фосфориту та калійних солей віднесені до пріоритетних як такі, що забезпечують приріст запасів сировини для виробництва мінеральних добрив.

В Україні є реальні можливості збільшити видобуток титану, цирконію, гафнію, германію; прискорити передачу в експлуатацію родовищ нетрадиційної для України мінеральної сировини.

Роки незалежної України характеризуються також подальшим розвитком вітчизняної гідрогеології. Розпочато і здійснюються широкомасштабні дослідження, спрямовані на визначення екологічного стану підземних вод, економічну та результативну оптимізацію систем їх використання та моніторингу. З 1998 р. збільшено обсяги робіт з пошуків питних підземних вод та буріння артезіанських свердловин. Для мешканців населених пунктів, які не мають якісної питної води, щорічно буриться від 150 до 300 артезіанських свердловин із загальною дебітом понад 10 тис. м³/добу. Розпочато роботи зі створення кадастрів родовищ та проявів мінеральних вод, спря-

мовані на розширення лікувального профілю діючих санаторно-курортних закладів та дитячих здравниць.

Поетапно здійснюється інженерно-геологічне довивчення території України, удосконалюються методи картування та прогнозування небезпечних геологічних процесів з використанням ГІС-технологій. Формується геологічне забезпечення Урядової інформаційно-аналітичної системи з надзвичайних ситуацій.

Дотримуючись світової тенденції розвитку геологічного вивчення надр на державному рівні, у нашій країні все більше уваги приділяється питанням регіональних геологічних досліджень, які є основною функцією державних геологічних служб більшості розвинувтих країн світу. Створення регіональної геологічної інформації зі складанням комплектів карт геологічного змісту, публікація та поширення картографічних матеріалів є й буде головною задачею служби.

На створення високоінформативної науково обґрунтованої геологічної основи багатоцільового призначення націлено регіональні геологічні дослідження. Усі види робіт з геологічного картування виконуються в комплексі з необхідними випереджуваними і супроводжуваними геофізичними і геохімічними роботами із застосуванням матеріалів аерофотозйомки і космічного зондування, обов'язковим науковим супроводом з боку галузевої та академічної науки. Виходячи з потреб економіки, необхідності вирішення широкого спектра завдань, фактичного стану геологічної вивченості і реальних можливостей фінансування, пріоритетним видом регіональних геологічних досліджень є і залишиться в найближчій перспективі геологічне довивчення площ м-бу 1:200 000 (ГДП-200) з метою складання на базі цих матеріалів і видання Державної геологічної карти масштабу 1:200 000 (Держгеолкарти-200). Цими роботами охоплено вже більше половини території країни. На початок 2003 р. геологічним довивченням площ масштабу 1:200 000 покрито 257 тис. км², що становить понад 36 % території України.

Широке коло прикладних завдань виконується за допомогою геофізичних досліджень:

- регіональне вивчення і геологічне картування територій (сейсмічні, електророзвідувальні, магніто- і гравіметричні методи);

- пошукові та розвідувальні роботи на нафту, газ, воду та тверді корисні копалини, у тому числі на акваторіях морів;

- спеціальні роботи з екології, інженерної геології та інших нетрадиційних видів робіт.

Фахівці галузі використовують загальноновизнані у світі геофізичні технології. Завдяки цьому, а також високому професійному рівню фахівців отримані геофізичні матеріали відповідають найвищим світовим вимогам і користуються високим попитом не тільки у геологів різних напрямів досліджень, а й у видобувників корисних копалин, будівників, екологів тощо.

Науково-дослідне забезпечення галузі є невід'ємною складовою геологорозвідувального процесу. Останнім часом з'явилася непогана перспектива розвитку співробітництва між підприємствами геологічної галузі й науковими та навчальними закладами НАН України та Міносвіти. У травні 2003 р. відбулася колегія, на якій була схвалена "Комплексна програма робіт з наукового та методичного забезпечення регіональних геологічних досліджень" (2003–2010). Ця програма покладена в основу формування планів наукових досліджень інститутів НАН України і пооб'єктних планів геологічних підприємств. Мета програми – створити на принципово нових науково-організаційних основах постійно діючу систему наукового і методичного за-

безпечення РГД шляхом об'єднання зусиль наукових і виробничих організацій, підвищення відповідальності наукових установ за результати робіт, які є національними пріоритетами в геологічній галузі. Конкретні завдання програми згруповані в такі блоки: 1) стратиграфія докембрію і фанерозою; 2) регіональна тектоніка; 3) палеогеографічні та літолого-фаціальні дослідження; 4) петрологія, геохімія, мінерагенія; 5) морфоструктурний аналіз, аналіз аеро- і космогеологічних матеріалів; 6) геофізика; 7) складання зведених та порегіонних карт; 8) розробка та підготовка до видання нормативних документів, методичних посібників та інших матеріалів методичного призначення; 9) гідрогеологія та екологічна геологія.

З метою програмно-цільового здійснення геологорозвідувальних робіт Державною геологічною службою розроблено загальнодержавну програму розвитку мінерально-сировинної бази (МСБ) України до 2010 р. Програма узгоджена зацікавленими центральними органами виконавчої влади, схвалена Кабінетом Міністрів України і прийнята Верховною Радою України в першому читанні. Програма призначена для сприяння концентрації зусиль усіх суб'єктів управління і господарювання у сфері геологічного вивчення та використання надр на розвиток пріоритетних напрямів геологічних досліджень з метою забезпечення народного господарства України гостродефіцитними видами власної мінеральної сировини і, як наслідок, зміцнення економічної безпеки держави. Аналіз світових тенденцій за останні 7–10 років свідчить, що найвищими темпами у світі продовжують зростати видобуток і споживання:

- енергетичних ресурсів,

- легуючих металів та окремих видів кольорових і рідкісних металів,

- благородних металів і алмазів,

- сировини для сільського господарства.

Враховуючи загальносвітові тенденції і, перш за все, потреби структурної перебудови економіки України, програма передбачає наступне:

- відкриття і розвідку нових родовищ паливно-енергетичної сировини;

- удосконалення МСБ діючих гірничодобувних підприємств України з метою підвищення економічної ефективності та екологічної чистоти їх виробництва, підвищення якості й конкурентоспроможності готової продукції. Особлива увага приділяється підприємствам, що видобувають корисні копалини, які користуються сталим попитом на світовому ринку і здатні найближчим часом збільшити валютні надходження в Україну (титан, циркон, декоративно-облицювальні матеріали, каолін, графіт), або випускати продукцію для вигідного товарообміну з країнами СНД (залізни і марганцеві руди, титан, циркон, вогнетривкі глини та ін.);

- термінове створення власного виробництва гостро необхідних видів мінеральної сировини, що ввозяться з інших країн і без яких неможлива робота діючих металургійних та деяких інших підприємств (хромові та хромонікелеві руди, флюорит, фосфатна сировина, форстеритові вогнетриви). У першу чергу йдеться про родовища, розташовані поряд із діючими або з такими, що вибувають з дії гірничодобувними підприємствами, що дозволить використати їх потужності, інфраструктуру й кадри.

- розбудову власної МСБ найважливіших стратегічних видів корисних копалин: золота та інших благородних металів, скандію, літію, рідкісних земель та ін. Це дозволить забезпечити власною сировиною складні наукоємні технології сучасних виробництв і зміцнити експортний потенціал держави. У даному випадку першочергова увага також приділяється родовищам, які розташовані поблизу гірничодобувних підприємств. Пошуки багатших покладів цієї цінної сировини в інших районах мають на

меті підготовку нових родовищ для вигідної експлуатації в майбутньому як власними силами України, так і з використанням зарубіжних інвестицій;

- комплексне геологічне, гідрогеологічне, інженерно-геологічне та еколого-геологічне картування та картографування території.

Реалізація основних заходів Програми дозволить одержати суттєві прирости запасів корисних копалин, а саме: нафти з конденсатом – до 99,2 млн т, природного газу – 319,51 млрд м³, кам'яного вугілля – 934 млн т, бурого вугілля – 109 млн т, горючих сланців – 800 млн т, залістистих кварцитів – 1900 млн т, окисних марганцевих руд – 30 млн т, хромових руд – 1,8 млн т, хромово-нікелевих руд – 6 млн т, силікатного нікелю – 40 тис. т, міді – 2 млн т. Програмою передбачено суттєвий приріст запасів урану, золота, рідкіснометалічних та рідкісноземельних руд.

Крім позитивних результатів, у діяльності підприємств геологічної галузі є деякі проблемні питання. Головна проблема – це недонадходження коштів з державного бюджету і неритмічне їх постачання на виконання геологорозвідувальних робіт.

Не відповідають сьогоденню темпи розробки основних нормативних документів з геологічного вивчення та використання надр. Є очевидним, що геологічне вивчення надр, у результаті якого отримано нову геологічну інформацію, має виконуватися суб'єктами надрокористування (незалежно від підпорядкування та форми власності) із застосуванням єдиної системи нормативно-правових та нормативно-технічних документів і відповідати вимогам Закону України "Про метрологію та метрологічну діяльність". Відсутній повний перелік нормативно-правових і нормативно-технічних документів, які мають використовуватися виконавцями робіт з геологічного вивчення надр.

Непрості завдання у Державної геологічної служби і в 2004 р.

Серед них, у першу чергу, реалізація заходів, визначених "Загальнодержавною програмою розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2010 року", а саме: геологічне довивчення площ масштабу 1:200 000, геологічна зйомка на шельфі масштабу 1:200 000, геологічне довивчення площ і геологічна зйомка масштабу 1:50 000; геолого-прогнозні роботи на дефіцитні види мінеральної сировини; забезпечення буріння глибоких свердловин на нафту і газ, проведення геофізичних, геохімічних та інших досліджень, спрямованих на геологічне вивчення надр України, у тому числі створення Держгеолкарти-200; роботи зі створення вітчизняної мінерально-сировинної бази для виробництва кольорових, благородних, рідкісних та рідкісноземельних металів, фосфатної сировини тощо; забезпечення проведення пошукових робіт на алмази на перспективних ділянках; проведення пошукових робіт на самородну мідь на першочергових ділянках Волинсько-

го рудного району, буріння артезіанських свердловин, для забезпечення населення екологічно чистою питною водою; забезпечення виконання державного замовлення з приросту запасів корисних копалин загальнодержавного значення.

Кодексом України про надра та відповідними підзаконними актами недостатньо врегульовані питання повноважень надрокористувачів щодо передачі функцій з видобування корисних копалин іншими юридичним та фізичними особам. Наслідком цього є поширені форми складання угод про спільну діяльність, відповідно до яких значні обсяги робіт з видобування корисних копалин здійснює не власник ліцензії, а інші підприємства, що створює умови вторинного розподілу права користування надрами на користь власника ліцензії (а часто й інвестора), а не держави. Зазначені недоліки значною мірою враховані проектом нової редакції Кодексу України про надра, який знаходиться на розгляді Кабінету Міністрів України.

Оскільки Україна бере участь у дослідженнях геологічного характеру, які виконуються під егідою міжнародних організацій і в складі інтернаціональних проектів, то всі законодавчі, правові, нормативні акти щодо надрокористування слід складати з урахуванням вимог міжнародного суспільства.

Сталий економічний розвиток України, як і багатьох інших країн, у своїй основі визначається станом і тенденціями розвитку мінерально-сировинної політики, яка значною мірою зумовлює зміст внутрішньої і зовнішньої політики держави. Багатства надр України зумовили об'єктивну природну основу для вдосконалення і подальшого розвитку мінерально-сировинного комплексу, який є однією з домінуючих складових економіки держави. При цьому треба мати на увазі, що за якістю мінеральної сировини окремі види корисних копалин відповідають кращим світовим аналогам або навіть перевищують їх.

Геологічна галузь у цілому і наші підприємства зокрема потребують спеціалізованих фахівців (палеонтологи, стратиграфи, палеомагнітики і т. п.). Широке впровадження комп'ютеризації в галузі ставить перед навчальними закладами геологічного профілю вимогу сьогодення – підготовку спеціалістів з ГІС-технологій; можливо, є сенс відкриття навіть відповідної окремої спеціалізації. Не вистачає в галузі кваліфікованих геологів-економістів. Ми б вітали відкриття в Київському національному університеті курсу з геолого-економічної оцінки родовищ корисних копалин.

В окремих випадках Держгеолслужба разом із закладами вищої освіти, враховуючи можливості останніх і потреби підприємств, які є традиційними "споживачами продукції" цих закладів, мають звертатися до керівництва Міністерства з пропозиціями відкриття нової спеціалізації з виділенням додаткових місць за рахунок держбюджету.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

В.Ф.Грінченко, д-р геол. наук,
Б.С.Панов, д-р геол.-мінералог. наук
Л.А.Федотова, ст. викл.

ОСОБЛИВОСТІ ПІДГОТОВКИ ФАХІВЦІВ У ГАЛУЗІ ПОШУКІВ КОРИСНИХ КОПАЛИН У ЗАКЛАДАХ ВИЩОЇ ОСВІТИ УКРАЇНИ В СУЧАСНИЙ ПЕРІОД

Висвітлено питання особливостей та умов підготовки кадрів у галузі пошуків корисних копалин у закладах вищої освіти України на сучасному етапі. Акцентовано увагу на недоліках існуючої системи та запропоновано деякі заходи з її поліпшення.

Questions of features and conditions of a professional training in branch of searches of minerals in higher educational institutions of Ukraine at a modern level are covered. The attention is stressed on defects of existing system and some ways of its improvement are offered.

При пошуково-прогнозних роботах родовищ корисних копалин основна роль належить геологам-пошукачам і

розвідникам. Від їхніх знань і умінь використовувати ці знання на практиці залежить перспективна оцінка окре-

мих рудопоявів, родовищ і рудоносних територій. Це може на практиці привести до корінного перегляду сформованих уявлень. Як приклад, можна навести трудову діяльність випускника-геолога Донецького індустріального інституту Гаврила Дмитровича Вареню – тричі першовідкривача родовищ мідно-нікелевих руд.

Нема в геології вищого признання, ніж першовідкривач родовища. Дипломом та нагрудним знаком першовідкривача нагороджуються лише одиниці з багатьох тисяч геологів. Для цього мало виявити родовище, треба ще доказати його практичну цінність. Треба, щоб воно було засвоєно промисловістю, приносило прибуток державі та користь людям. Першовідкривач родовища повинен мати незвичайні здібності та глибокі знання, наполегливість, сміливість та впевненість у собі.

За словами академіка В.А.Обручева, "геологія збагатила всі країни, але жодної з них не зробила бідною". Це повною мірою стосується України, що при площі суші 0,4 % давала близько 5 % світового видобутку мінеральної сировини. За експертними оцінками фахівців за рахунок видобутку і реалізації цієї продукції отримано в 2000 р. близько 60 % надходжень до бюджету України і 63 % валютних надходжень. Зовнішня торгівля країни мінеральною сировиною і продуктами її переробки в 2001 р. становила з експорту 8 млрд 300 млн дол. США, а з імпорту – 7 млрд 509 млн, у тому числі близько 72 % імпорту припадає на нафту і газ. Розвиток мінерально-сировинної бази України забезпечує Державна геологічна служба, що в наступний час, починаючи з моменту її перебудови наприкінці 80-х – початку 90-х переживає не кращі часи. Різке, у 4-5 разів зменшення державної фінансової підтримки (усього близько 250 млн грн у 2003 р.), призвело не тільки до скорочення державних геологічних організацій (із 41 у 1991 р. до 12 у 2003 р.), але і зменшенню чисельності фахівців у геологічній галузі. Так, якщо в 1990 р. їхня кількість становила близько 60 тис., то в 2002 – усього 10180 працюючих. Постійне недофінансування галузі, низький рівень заробітної плати й затримка її, невпевненість у майбутньому галузі й постійне її реформування, житлові проблеми молодих спеціалістів тощо призвели до падіння престижу професії геолога-розвідника. У результаті – відтік молодих, спроможних і динамічних кадрів, що веде до неухильної деградації галузі. При середньому віці спеціалістів більше 50 років утворився великий дефіцит трудової молоді віком від 23–25 і до 40 років [1]. Слід зазначити, що негативні тенденції в геологорозвідувальній галузі починають, нарешті, привертати увагу керівництво країни, і, особливо, президента. Так, в його указі від 15.09.03, де йдеться про реорганізацію колишнього Міністерства екології і природних ресурсів України і перетворення його в Міністерство охорони навколишнього природного середовища України і Державний комітет природних ресурсів України з акцентом на геологічне вивчення країни і забезпечення раціонального використання надр, передбачено систематичне щорічне збільшення фінансування на геологорозвідувальні роботи, починаючи з 2004 р., не менше ніж на 20 % щорічно [3].

В Україні фахівців з геологічної зйомки, з пошуків і розвідки родовищ корисних копалин готують Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Львівський національний університет ім. І.Франка, Харківський національний університет ім. В.Н.Каразіна, Національний гірничий університет у м. Дніпропетровську, Донецький національний технічний університет, Криворізький технічний університет, а також Івано-Франківський державний університет нафти і газу, та Одеський національний університет ім. І.І.Мечнікова. Проте часті реформи вищої

освіти, особливо за останні роки, які включають щорічне впровадження нових навчальних планів, малі стипендії студентів і зарплата професорсько-викладацького і лаборантського складу, застаріла лабораторна база, що не обновляється роками і десятиліттями та інші обставини різко ускладнили якість підготовки молодих фахівців з вищою освітою, які не впевнені у своєму майбутньому. Тому теперішніми діями Міністерства освіти і науки України, керівництва зазначених закладів вищої освіти має бути підготовка навчальних планів, стабільних протягом не менше 5-6 років. За цей період можна розробити якісну навчальну літературу, курси лекцій, програми лабораторних і практичних робіт, тобто забезпечити вищу якість підготовки випускників-геологів вищих навчальних закладів України.

Необхідно також посилити роль навчальних і виробничих практик студентів-геологів. У даний час кожний вищий заклад України проводить геологічні екскурсії після 1 курсу і геолого-зйомочної практики після 2 курсу в укорочені до 2–4 тижнів терміни в більш-менш сприятливому з погляду геології місці. При цьому визначальним моментом при їхньому проведенні в більшості випадків є фінансові питання. Назріла необхідність включення Міністерства охорони навколишнього природного середовища і Держкомітету природних ресурсів України, спілки геологів України, Укрнафтогазу, а також інших організацій, для яких готуються геологічні кадри у вищих навчальних закладах, до створення геологічних полігонів для проходження студентами-геологами навчально-геологічної практики протягом не менше 6 тижнів. Таким місцем міг би бути, наприклад, Кримський полігон, де вищі навчальні заклади Росії, а також деякі України, наприклад, Одеський національний університет, проводять геолого-зйомочну практику. Місцями проведення навчальної геологічної практики після 2 курсу навчання могли б також бути зона членування Приазовського кристалічного масиву і Донецького басейну (райони селищ Роздольне, Василівка, Стила та ін.), Криворізький полігон та ін. Основні вимоги до них – це наявність комплексів різноманітних гірських порід, що залягають складчасто (метаморфічних, магматичних, осадових), наявність відслонень, рудопоявів або родовищ мінеральної сировини, значних і дрібних розломів, а також інші привабливі геологічні особливості. Крім цих особливостей підготування кадрів геологів у галузі пошуків і розвідки корисних копалин у вищих закладах України, в даний час не менш важливим є проведення повноцінних геологічних практик з наданням студентам 3-4 курсів робочих місць протягом 8-10 тижнів на виробничих гірничо-геологічних підприємствах.

Навчальні заклади України, що готують геологів з вищою освітою, географічно розташовані в різноманітних регіонах України. Варто подумати про участь адміністрацій регіонів в їхньому вихованні. Наприклад, Донецький національний технічний університет готує геологів широкого профілю (7.070701.01), багато хто з них поповнює ряди шахтних геологів. В Україні існує близько 200 підприємств з видобутку вугілля, з яких більше всього вугільних шахт зосереджено в Донбасі (171 шахта). На цих підприємствах працює 313 шахтних геологів. За наявними даними 30 шахтних геологів досягли пенсійного віку, крім цього, є вакансії на посаду шахтних геологів, у тому числі в м. Донецьку (шх. ім. Горького та ін.). На кафедрі корисних копалин і екологічної геології Донецького національного технічного університету трудяться три колишніх шахтних геологи, що мають виробничий стаж (проф. О.О.Кущ, доц. Ю.Б.Панов

та ст. викл. А.М.Лубочников). Слід враховувати сформовані традиції в підготовці геологів: Донецький національний технічний університет, Національний гірничий університет (м. Дніпропетровськ) і Криворізький технічний університет готують різнобічних спеціалістів, у тому числі із шахтної та рудничної геології, Київський національний університет імені Тараса Шевченка і Харківський національний університет ім. В.Н.Каразіна – геологів-мінералогів, геохіміків, фахівців з геологічної зйомки і пошуків і т. ін.), Одеський національний університет – морська геологія, інженерна і гідрогеологія, Івано-Франківський державний університет – фахівців з пошуків і розвідки нафти і газу.

Назріло питання про відкриття ще одного геологічного фаху, або спеціалізації – економічної геології. У наш час мало знайти і розвідати родовище, хоч це і є головною задачею геолога. Треба ще вміти його "продати" потенційному інвестору, що перед вкладенням грошей в освоєння родовища захоче дізнатися не тільки про запаси й вміст корисних компонентів у рудах або інших геологічних об'єктах, але також знати відсоток видобутку їх з надр, засіб відпрацювання родовища й оптимальної продуктивності підприємства, його майбутні прибутки, капітальні витрати і виробничі витрати, про існуючі закони щодо оподаткування підприємств гірської промисловості й багато чого іншого. В остаточному підсумку інвестора буде цікавити термін окупності витрат і одержуваний їм прибуток, що може стати одним з вирішальних чинників при ухваленні рішення про освоєння родовища. Усі ці, а також інші питання мають становити предмет вивчення економічної геології. Відкриття нового фаху або спеціалізації в межах установленого ліміту ліцензійної підготовки геологів міг би взяти на себе Донецький національний технічний університет, що проводить у себе необхідну підготовчу роботу. Тим самим було б усунуто парадокс, коли в бюлетені ВАК (№ 5 за 2001 р.) затверджено паспорт фаху 04.00.19 – Економічна геологія (геологічні науки) і створено Вчену Раду із захисту кандидатських і докторських дисертацій за цим фахом при Інституті геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України (м. Київ). У цій раді вже проведено захисти з цього нового фаху 04.00.19 – економічна геологія, хоч спеціалістів зазначеного профілю вищі навчальні заклади України поки не готують.

На закінчення необхідно зупинитися ще на одній важливій обставині, пов'язаній з прагненням України до вступу в Євросоюз. Процес об'єднання Європи супроводжується

формуванням загальноосвітнього і наукового простору, розробкою критеріїв і єдиних стандартів у цій сфері в масштабах усього континенту [2]. Ініціатором був Болонський університет в Італії, де в 1999 р. 29 міністрів освіти своїх країн підписали так звану "Болонську декларацію". У ній до 2010 р. країни-учасниці мають створити єдиний європейський освітній і науковий простір, де будуть єдині умови визнання дипломів і створена система порівнянних вчених ступенів. В усіх країнах упроваджуються два цикли навчання: 3 роки – бакалавр і потім 2 роки – магістр. На європейському ринку праці вони приймаються як загальноосвітній і кваліфікаційний рівні. У даний час до Болонського процесу входять вже 40 країн Європи, у нього вступила і Росія в 2003 р. Четвертий самміт Болонського процесу відбудеться 19-20 травня 2005 р. в м. Бергені (Норвегія), де будуть розглянуті заяви країн, що їх подали. Україна помітно запізнюється з цим. Чим пізніше ми це зробимо, тим складніше буде вступ до Болонської співдружності. Щоб вступити до неї, Україні потрібно провести порівняльний аналіз нашої системи освіти і науки з європейською. За його результатами визначити, які зміни нам необхідно здійснити. Для цього потрібні політичні рішення керівництва країни. Для розвитку нашої національної системи освіти потрібно створення потужного методологічного центру при головному університеті України – Київському національному університету імені Тараса Шевченка. 430 університетів Європи підписали також Велику хартію і створили спостережну раду. До хартії входять і чотири українські заклади вищої освіти: Національний технічний університет України "Київська політехніка", Харківський, Дніпропетровський і Одеський національні університети. У всьому світі переконаливішою стає думка про визначальну роль університетів у суспільному розвитку, що необхідно враховувати під час обговорення і прийняття рішень з питань про особливості підготовки кадрів в галузі пошуків корисних копалин у закладах вищої освіти України в даний час.

1. Гурський Д.С. Сьогодення Державної геологічної служби України // Геолог України. – 2003. – № 2. – С.12-18. 2. Згуровський М.З. Болонський процес: путем європейської інтеграції // Зеркало недели. – 2003. – № 40. – С.17. 3. Кучма Л.Д. Про заходи щодо підвищення ефективності державного управління у сфері охорони навколишнього природного середовища та використання природних ресурсів: Указ президента України. – 15.10.03. – С.1.

Надійшла до редколегії 07.12.2003 р.

В.Ф.Грінченко, д-р. геол. наук

ДО 60-РІЧЧЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА.

МІСЦЕ ЙОГО В ПІДГОТОВЦІ ФАХІВЦІВ ГЕОЛОГІЧНИХ СПЕЦІАЛЬНОСТЕЙ

Київський національний університет – вищий навчально-науковий заклад, який готує фахівців з багатьох галузей знань і проводить широку науково-дослідну роботу. Але це не просто вищий навчальний заклад, яких багато в Україні. Це головний національний осередок вищої освіти і прогресивної думки.

Київський університет імені Тараса Шевченка – всесвітньо відомий вищий навчальний заклад. Більш як за півтора століття свого існування він став осередком, де плекалися передові ідеї, виховувалася національна інтелігенція, де волелюбний дух і визвольна боротьба українського народу здобували своїх провідників.

Створенню університету та передумов для його успішної діяльності передувала двохсотлітня історія Києво-Могилянської академії, заснованої в 1632 р. Це був перший вищий навчальний заклад в Україні, де вчилися і працювали видатні діячі українського просвітництва – Григорій Сковорода, Феофан Прокопович, Мелетій Смотрицький та ін.

Протягом багатьох десятиліть громадськість домагалася створення в Києві університету, але російське самодержавство побоювалося, щоб він не став центром національно-визвольного руху України. І ці побоювання були небезпідставні. Адже Київський університет дійсно

© В.Ф.Грінченко, 2004

згуртовував передових діячів епохи, став центром формування національної свідомості українства.

Улітку 1834 р. Київський національний університет прийняв перших 62 студентів. Факультет був один – філософський з двома відділеннями – історико-філологічним та фізико-математичним. У 1835 р. відкрито юридичний, а в 1847 р. – медичний факультет. Філософський знову розділювався на два самостійних факультети. З такою структурою університет працював до 1918 р.

У 1939 р. університет був названий на честь видатного українського поета Тараса Шевченка. Після закінчення Петербурзької академії мистецтв він працював тут як співробітник археографічної комісії (1845–1846). Розгром у 1847 р. Кирило-Мефодіївського товариства, арешт Шевченка перервали його роботу, та не знищили зв'язки поета з університетом. Після звільнення Шевченка написав "Букварь Южнорусский" для недільних шкіл, займався розповсюдженням, листувався з першим ректором університету Михайлом Максимовичем.

Вчені й викладачі Київського університету зробили гідний внесок у розвиток науки і суспільно-політичної думки України. Серед його видатних вчених і педагогів:

- історики й філологи М.О.Максимович, М.І.Костомаров, В.Б.Антонович, І.В.Лучицький, М.П.Драгоманов, В.М.Перетц, О.І.Білецький, А.Ю.Кримський, Є.В.Тарле;
- юристи К.О.Неволін, М.Д.Іванишев, М.Ф.Владимирський-Буданов, О.Ф.Кистяківський;
- економіст М.І.Зібер;
- математики В.П.Єрмаков, Д.О.Граве, М.М.Боголюбов;
- механіки І.І.Рахманінов, Г.К.Суслов, П.В.Воронець;
- фізики М.П.Авенаріус, М.М.Шіллер, Й.Й.Косоногов;
- хіміки С.М.Реформатський., А.К.Бабко, А.М.Голуб, А.Т.Пилипенко, А.У.Кіпріанов;
- геологи К.М.Феофілактів, В.М.Чирвинський, М.І.Андрусов, П.А.Тутківський, В.І.Лучицький;

Геологічні науки в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка почали розвиватися з моменту його організації й посіли почесне місце протягом усього існування. Пов'язані вони з науковою діяльністю таких видатних вчених-геологів професорів, як К.М.Феофілактів, В.Ю.Тарасенко, П.Я.Армишевський, П.А.Тутковський, В.І.Лучицький, В.М.Червінський і ін. Вони заклали фундамент створення ряду кафедр геологічного спрямування, починаючи із заснованої в 1834 р. кафедри мінералогії і геогнозії.

Але організаційно геологічний факультет був створений в 1944 р. з метою систематичної підготовки висококваліфікованих фахівців з різних галузей геологічної науки, розв'язання наукових проблем і практичних завдань з відновлення зруйнованої війною мінерально-сировинної бази країни, нарощування обсягів запасів корисних копалин. Першим деканом факультету був обраний учень акад. О.Е.Ферсмана Б.О.Гаврусевич, а з часом професори С.П.Родіонов, Ф.А.Руденко, В.Ф.Грінченко й ін. На факультеті поступово був створений великий кваліфікований колектив викладачів, науковців, технічних працівників, організовано п'ять кафедр (мінералогії, геохімії і петрографії; загальної та історичної геології; геології родовищ корисних копалин; геофізики; гідрогеології та інженерної геології), геологічний музей;

• ботаніки І.Ф.Шмальгаузен, С.Г.Навашин, К.А.Пурієвич, О.В.Фомін, М.Г.Холодний;

• зоологи К.Ф.Кеслер, О.О.Ковалевський, О.М.Сєверцов, О.О.Коротнев;

• біохімік О.В.Палладін;

• медики В.О.Беєв, М.С.Скляфосовський, Ф.Г.Яновський, В.П.Образцов, М.Д.Стражеско.

З університетських стін вийшла ціла плеяда визначних діячів української культури – письменники Михайло Старицький, Максим Рильський, композитор Микола Лисенко та ін.

Нині в університеті навчається близько 20 тисяч студентів на 13 факультетах і в 6 інститутах. Майже дві тисячі викладачів передають їм свої знання і досвід. Науковці і студенти розвивають співпрацю з багатьма закладами вищої освіти та науковими закладами різних країн світу.

В умовах розбудови незалежної Української держави перед університетом постали відповідальні завдання. Вони пов'язані з необхідністю вдосконалення системи підготовки і перепідготовки фахівців. Адже випускники університету працюють у різних галузях суспільно-економічного життя незалежної України. Майбутніх фахівців має відзначити, насамперед, державна масштабність мислення, патріотизм і високий рівень національної свідомості, творчий політ думки, величезна відповідальність за справу, глибокі професійні знання. Тобто універсальність підготовки в широкому розумінні, до якої ми прагнемо. Досягти такого рівня можна, залучивши до навчально-виховного процесу світлі голови найталановитіших вчених, відповідно стимулювати їхню подвижницьку працю, позбавити зайвої, а часом і некомпетентної опіки різних відомств. Саме в цьому напрямі ми працюємо.

Двері університету завжди відкриті для тих, хто прагне, не шкодуючи сил, працювати на інтелект, культуру, процвітання України.

проблемна лабораторія фізико-хімічних досліджень гірських порід; обчислювальний центр.

На факультеті виросли відомі вчені – акад. В.Г.Бондарчук, професори О.Л.Ейнон, М.М.Ключников, К.І.Маков, В.С.Скаржинський, С.А.Мороз, І.П.Щербань, І.Є.Жернов, Ю.В.Тимошин, К.О.Гура й ін. Їх зусиллями було вирішено ряд важливих наукових проблем з різних галузей геології, надруковано значну кількість підручників, монографій, зроблено великий внесок у підготовку кадрів геологів, розбудову країни. Так, за 60 років факультет для геологічної галузі країни підготував близько 4 тис. висококваліфікованих фахівців.

Серед випускників факультету чимало вчених зі світовим ім'ям, академіків, членів-кореспондентів, лауреатів Державних премій, першовідкривачів великих родовищ корисних копалин. Близько 200 випускників захистили докторські й кандидатські дисертації. Факультет підтримував значні міжнародні наукові зв'язки, надавав інтернаціональну допомогу в підготовці геологічних кадрів. Факультет з правом посадає провідне місце серед закладів вищої освіти України за своїм науковим потенціалом, рівнем навчальної роботи, її подальшим вдосконаленням.

40 РОКІВ ПРОБЛЕМНІЙ ЛАБОРАТОРІЇ ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ГІРСЬКИХ ПОРІД ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА (ОСНОВНІ НАДБАННЯ)

У 1963 р. наказом Міністерства УРСР на геологічному факультеті Київського державного університету ім. Т.Г.Шевченка була створена бюджетна науково-дослідна лабораторія радіометричних і фізико-хімічних досліджень гірських порід (науковий керівник – доц. М.І.Толстой). На її базі в 1966 р. Радою Міністрів УРСР була створена проблемна науково-дослідна лабораторія фізико-хімічних досліджень гірських порід (ПНДЛ), (науковий керівник – М.І.Толстой). Передумовами створення ПНДЛ були актуальність і висока ефективність наукового напрямку досліджень. Основне завдання робіт: вивчення кількісних закономірностей розподілу хімічних елементів і фізичних характеристик у плутонічних гірських породах для з'ясування їхнього генезису, оцінки металогенності, зіставлення і кореляції.

Головні етапи розвитку ПНДЛ: "Методичний" (1966–1971); "Вулканологічний" (1971–1980); "Регіональний – гранітоїдний" (1981–2000), "Регіональний геоecологічний" (1986–1995); "Локальний геоecологічний" (з 1995 р.); "Інформаційний гранітоїдний" (з 2001 р.).

Дослідження ПНДЛ відповідали основному напрямку створеної й очолюваної з 1957 р. проф. Толстим М.І. наукової школи "Прикладна петрофізика і петрогеохімія магматичних порід". Видатними представниками цієї школи слід вважати: канд. геол.-мінералог. наук Остафійчук І.М., канд. геол.-мінералог. наук Сухораду А.В., канд. геол.-мінералог. наук Гожики А.П., д-ра геол.-мінералог. наук Продайводу Г.Т., д-ра геол. наук Жукова М.Н., д-ра геол.-мінералог. наук Молявка В.Г., канд. геол.-мінералог. наук Сергу А.Ю., Проскуру М.І., Табачного Л.Я., д-ра геол. наук Тютюнника Ю.Г., д-ра геол. наук Шепеля С.І., пров. інж. Костенко Н.В., пров. інж. Гасанова Ю.Л., Мурейка Є.І., а також канд. геол.-мінералог. наук Кадуріна В.М. (ОНУ), д-ра геол.-мінералог. наук Прияткіна О.О. (РФ), канд. геол.-мінералог. наук Грегора Т. (Словаччина), проф. Штельцла (Чехія), Юста Г. (ФРН).

Основні досягнення ПНДЛ:

1. **Розробка:** раціональних методів опробування магматичних утворень; методики аналізу масової геохімічної й петрофізичної інформації, раціонального комплексу високоточного аналізу складу і фізичних властивостей гірських порід і відповідної апаратури.

2. **Створення:** банку стандартів (17) складу магматичних порід, багатоелементних банків складу і фізичних характеристик провідних петротипів гранітоїдів Українського щита; методики палеогеодинамічного аналізу, класифікації гранітоїдів УЩ.

3. **Визначення:** регіональних кларків макро- і мікро-елементів в деяких масивах Українського щита, Центрального Казахстану, Західного Забайкалля, Німеччини, Моравії, Словаччини, неовулканітах Карпат, Кавказу, Угорщини; оптимальної методики комплексних геоecологічних досліджень на території Полісся, Передкарпаття; виявлення в Ірпін'ї-Ворзель-Бучанській рекреаційній зоні радонових аномалій.

4. **Обґрунтовано** наукове відкриття "Властивість кристалічних порід збереження геодинамічних умов свого формування та їх відтворення в петрофізичних характеристиках".

Внеском лабораторії в розвиток і наукові надбання університету слід вважати: розробку навчальних курсів, лабораторних практикумів; підготовку 12 кандидатів наук; 7 докторських дисертацій; створення на території бази "Жуків хутір" ядерно-фізичної станції, науково-дослідного геоecологічного комплексу "Полісся", публікацію 10 монографій, 5 навчальних посібників, декількох сотень наукових статей і повідомлень.

Виконано господарчих договорів більш як на 3 млн крб, організовано і проведено 8 республіканських, 2 всесоюзні, 2 міжнародні наради і наукових конференцій. Лабораторія була головною організацією 2 всесоюзних, 3 республіканських наукових програм, 3 міжнародних наукових тем.

ПНДЛ здійснювала багаторічні творчі зв'язки зі Львівським, Одеським, Московським, Санкт-Петербурзьким університетами, Донецьким політехнічним, Івано-Франківським нафти і газу інститутами (університетами). Протягом тривалого часу здійснювалися наукові зв'язки і наукові роботи з Лейпцизьким, Братиславським, Дебреценським, Брнеським університетами.

Серед друкованих матеріалів, які стосуються діяльності лабораторії, можна назвати:

1. Вісник Київського університету "Прикладна геохімія і петрофізика", 1983, № 10.

2. Сб. "Теория и практика геохимических исследований в современных исследованиях". М., 1987, т.1.

3. Основні етапи наукової діяльності ПНДЛ геологічного факультету (до 30-річчя існування). К., 1996. (Препринт).

4. "Нариси історії геологічних досліджень у Київському університеті". К., 1999.

Крім того, про спільні наукові роботи з ПНДЛ повідомлялося в наукових виданнях Брнеського (Folia facultatis scientiarum naturalium univerzitatatis Purkinianae Brunensis), Братиславського (Geologicky žbormik geologica Carpathica), Загребського (Rudarsko-eološko-naftni zbornik), Лейпцизького (Zeitschrift für geologische Wissenschaften) університетів.

© М.І.Толстой, 2004

16–18 грудня 2003 р. на геологічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка відбулася міжвузівська, сумісно з Державною геологічною службою, НАН України, Спілкою геологів України, республіканська науково-практична конференція з питань стану і сучасних проблем підготовки кадрів геологів у державних закладах вищої освіти країни, а також наукова сесія "Металогенність і прогнозна оцінка утворень зон тектономагматичної активізації докембрію Українського щита".

У доповідях, присвячених сучасним проблемам підготовки кадрів геологів, відмічалися основні утруднення і недоліки навчально-наукової роботи вищих навчальних закладів. Серед них – відсутність чітких орієнтирів у підготовці кадрів геологів, великі труднощі в проведенні навчальних і виробничих практик студентів, зовсім недостатні терміни проведення їх, застаріла матеріально-технічна база навчального процесу, практичних і лабораторних занять, послаблені та майже не підкріплені фінансово, а звідси малоконкретні творчі й ділові зв'язки з науковими і виробничими геологічними організаціями, майже втрачені творчі зв'язки із закордонними організаціями, відсутність у системі Міністерства України координуючого органу науковими роботами, зв'язками між закладами вищої освіти (типу колишніх наукових відомчих секцій НТР Мінвузу УРСР).

Дискусія, обговорення доповідей представників закладів вищої освіти з цих питань дозволили скласти конкретні пропозиції наступного рішення конференції.

РІШЕННЯ
МІЖВУЗІВСЬКОЇ СУМІСНО З ДЕРЖАВНОЮ ГЕОЛОГІЧНОЮ СЛУЖБОЮ, НАН УКРАЇНИ,
СПІЛКОЮ ГЕОЛОГІВ УКРАЇНИ НАУКОВО-ПРАКТИЧНОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ З ПИТАНЬ СУЧАСНОГО СТАНУ
І ПРОБЛЕМ ПІДГОТОВКИ ГЕОЛОГІЧНИХ КАДРІВ У ЗАКЛАДАХ ВИЩОЇ ОСВІТИ УКРАЇНИ

1. Поновити роботу секції геології НТР і посилити роботу науково-дослідної комісії з геології Міністерства освіти і науки України;

2. Рекомендувати Міністерству освіти і науки України включити до навчальних програм і передбачити викладання у вищих та середніх спеціальних навчальних закладах України геологічного напрямку актуальних, сьогоденних дисциплін, таких як економічна геологія, геологічний менеджмент, геологія докембрію, структури рудних полів тощо, що відповідає сучасній ситуації, яка склалася в геологічній галузі й економіці. Вважати доцільним підготовку бакалаврів і магістрів зі спеціальності "Економічна геологія" на базі Донецького національного технічного університету, Київського національного університету імені Тараса Шевченка та інших закладів вищої освіти України. Підвищити строки виробничих практик як мінімум до 10 тижнів.

3. Міністерству освіти і науки України прийняти необхідні заходи із забезпечення навчальних закладів сучасними навчальними засобами, лабораторним обладнанням, розглянути питання щодо створення (разом з науково-дослідними інститутами Національної академії наук та Геологічного комітету України) потужного навчально-виробничого лабораторного центру при геологічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка, який оснастити сучасним лабораторним обладнанням (іср, мікрозонди, мас-спектрометри тощо), а також мікроскопами, біокулярами та ін.

4. Просити державну геологічну службу України розглянути питання про створення на базі існуючих структур Геологічного комітету України (полігонів) навчальної практики (з геологічного картування, гідрогеології, геофізики) на території різних структурно-формацийних регіонів України (Карпати, Крим, Кривбас, Донбас, Український щит та зони членування їх); надавати постійну допомогу в організації виробничих практик студентів.

5. Рекомендувати спілці геологів України разом з геологічним факультетом Київського національного університету імені Тараса Шевченка організувати консультативно-методичний центр працевлаштування випускників геологічних факультетів закладів вищої освіти України із створенням комп'ютерних баз даних.

6. Погодити кредитно-модульну, багатоступінчасту систему підготовки геологічних кадрів відповідно до положення "Болонської декларації". Вважати доцільним приєднання України до цієї декларації.

7. Практикувати здійснення цільової підготовки студентів за заявками зацікавлених геологічних виробничих та наукових підприємств і відомств.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЯВИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ

УДК 551.25(680)

Л.Л.Перчук, д-р геол.-минералог. наук

ДИНАМИКА И СТАНОВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

Існує лише один шлях прямого пізнання теплової й динамічної історії давньої кори. Це – геотермобарометрія рівноваги, заснована на хімічній зональності мінералів. Її ефективність демонструється на прикладі аналізу еволюції докембрійської континентальної кори, що на 90 % представлена кратонами і гранулітовими комплексами, часто переробленими в протерозой. Доведено, що, на противагу модним колізійним моделям, грануліти є продуктами глибокої кратонізації архейських зеленокам'яних поясів. Поряд з відсутністю в докембрії еклогіт-глаукофансланцевих комплексів, а також достатнього обсягу продуктів ерозії гранулітів, показано, що вони успадковують основні геохімічні характеристики архейських зеленокам'яних поясів, молодші останніх. Як правило, грануліти утворюють гігантські гарполіти, насунутих на породи кратонів, які до них примикають. Поряд зі згаданою вище геологічною інформацією поки не існує фізичної моделі, що здатна пояснити прогрів нижньої частини кори в області колізії до Р-Т параметрів гранулітів. Як альтернативу запропоновано модель ексгумації гранулітових комплексів і синхронного занурення порід кратонів, що примикають, у ході гравітаційного перерозподілу під впливом мантіїних флюїдно-теплових потоків (плюмів). Модель підтримується наявністю одновікових з гранулітами контактних зон пластичних деформацій, а також відкриття в гранулітах того самого комплексу як декомпресійних, так і ізобаричних Р-Т трендів. Механізми підйому гранулітів до поверхні кори і синхронного занурення порід кратонів, що примикають, ілюструються результатами чисельного гідродинамічного моделювання. Таким чином, гранулітові комплекси докембрію виникають з матеріалу зеленокам'яних поясів в основі тонкої (близько 35–40 км) земної кори під впливом мантіїного плюму, а потім піднімаються до поверхні, витісняючи вниз щільніші породи зеленокам'яних поясів, які, у свою чергу, можуть піддаватися глибокому метаморфізму. Гравітаційний перерозподіл порід лежить в основі геодинаміки земної кори в докембрії.

A new model of gravitational redistribution of rocks within the Precambrian crust, which might have been triggered by a mantle-derived plume has been developed. The model was multidisciplinary tested for granulite complexes (HGT) located within cratons (GSB). The HGT are always younger than the adjacent GSB and their lithologies are chemically identical to those from the GSB. Both the IC and the DC paths can be identified in the same HGT. The IC path characterizes the contact of the HGT with the GSB, while DC paths are common P-T paths for the rocks located far from this contact. Mineral equilibria from the juxtaposed GSB in the footwall sections of the bounding shear zones record P-T loops: peak P-T conditions were reached at the lowest P-T conditions recorded by the adjacent granulites. This model suggests synchronous movement of GSB during exhumation of the adjacent HGT and their identical isotopic ages. While granulites move up to the surface, cool metabasalts and metakomatites move down, cooling the granulites along the contact zone. The existence of both DC and IC paths in the same granulite complex can thus be explained by differences in the movement of different granulite "blocks" during exhumation. In many HGT the Archean granulites were not exhumed to the surface until hundreds of millions years later. The gravitational redistribution model has been tested by 2D numerical simulation showing that the granulite facies terrains may have developed as crustal scale intrusive-shaped bodies during ~10 My. Tectonospheric by seismic tomography, supports the model.

Введение

Архейская континентальная кора почти на 90 % сложена гранит-зеленокаменными поясами (ГЗП) и гранули-

товыми комплексами (ГК). Последние обычно слагают фундамент платформ и являются наиболее высокотемпературными метаморфическими образованиями. Анализ условий их формирования и эволюции был и оста-

тся одним из наиболее сложных и увлекательнейших направлений метаморфической геологии, ибо именно в ГК наиболее полно записана ранняя история земной коры. Большинство ГК представляет вскрытую эрозией нижнюю кору. Результаты исследования ГК посвящены многочисленным публикациям, а гипотезы их происхождения и эволюции отличаются поразительным разнообразием [22, 46]. В общем случае подъем ГК к поверхности ("экзгумацию") связывают с коллизионными или субдукционными процессами. Эти представления, однако, наталкиваются на две общеизвестные проблемы: 1) отсутствие осадков, которые должны накопиться в результате частичной эрозии ГК, и 2) отсутствие ультравысокобарных ($P > 15$ кбар) ГК.

Проблема осадков. Обычный эрозионный механизм появления гранулитов на поверхности подразумевает размыв и перенос огромных масс пород (сотни тысяч кубических километров) до глубин не менее 25–30 км. Но такое количество докембрийских осадков не обнаружено ни в одном регионе, где широко представлены кратоны и ГК. Так, например, на Кольском п-ве и в Карелии вообще не обнаружены мощные осадочные комплексы, которые неизменно должны были возникнуть в результате эрозии Лапландского ГК, выведенного на поверхность с глубин порядка 30 км 1,8–1,9 млрд лет тому назад.

Отсутствие ультравысокобарных ГК. Согласно эрозионной модели утолщенной коры в ее основании должны оставаться наиболее высокотемпературные ($T > 900^\circ\text{C}$) и высокобарные ($P > 15$ кбар) гранулиты. Однако они пока не обнаружены в ксенолитах из трубок, прорывающих ГК [14]. Обычно Р-Т оценки для коровых ксенолитов из диатрем близки к Р-Т параметрам вскрытых эрозией ГК [5].

Процесс формирования ГЗП носит название кратонизации. Если ГЗП в последующее время не претерпели метаморфизма и сохранились с докембрийских времен в первозданном виде как стабильный участок земной коры, их принято называть кратонами. Между тем, взаимоотношения ГК с кратонами долгое время было не определено прежде всего из-за неясности геологической обстановки и плохой обнаженности прямых контактов. Одно время даже считалось, что переход между ними постепенный, свидетельствующий об омоложении образований гранулитов и ГЗП [26]. Позднее выяснилось [35, 48], что ГЗП и ГК разделены ширзонами (ШЗ) (от "shear zone", англ.) – в отечественной литературе этому термину соответствует понятие "зона сдвиговых пластических деформаций". Иногда ШЗ прослеживаются на десятки, а то и на сотни километров [48, 38]. Их мощность варьирует от первых метров до нескольких километров. В редких случаях ШЗ совпадают с региональными тектоническими швами (рис. 1). Высказана гипотеза [8, 10, 34], что кратонизация ГЗП завершается не формированием гранитных куполов [24], а становлением ГК по механизму гравитационного перераспределения [31, 40, 34, 37]. В течение последующих 10 лет эта идея получила развитие [35, 36, 18, 19], кратко изложенное в этой статье. Более подробные сведения о разнообразных вопросах рассматриваемой концепции приведено в цитируемых работах.

Интерес к динамике ГК существенно оживился в связи с развитием теории фазового соответствия и термобарометрии, что позволило разработать методы вывода Р-Т трендов эволюции метаморфических пород [7, 27, 28, 20]. Р-Т тренды – единственная точная запись изменения T и P в ходе геодинамической истории пород. Других просто нет. Поэтому на них основываются все современные теоретические разработки геодинамических

моделей. Для ГК характерны исключительно ретроградные Р-Т тренды [29, 30, 22]. Более ранний этап истории гранулитов практически полностью "затерт" в ходе их высокотемпературной перекристаллизации на пике метаморфизма. На основе обобщения Р-Т трендов для ~90 ГК С.Харли [22] выделил две группы: тренды изобарического остывания (IC) и тренды декомпрессии и сопряженного остывания (DC). Различия в форме Р-Т трендов неизменно связывается с путями подъема ГК к поверхности [46, 45].

Большинство моделей экзгумации гранулитов так или иначе связано с коллизионными или же субдукционными механизмами. Полный цикл Уилсона, столкновение континентов с последующим растяжением земной коры, отделение и погружение в мантию литосферы за счет ее эклогитизации, тектоническое выдавливание блоков земной коры с последующей эрозией – наиболее популярные модели появления на поверхности ГК [22, 46]. Например, тренд IC отражает подъем ГК из низов коры и его стабилизацию в средней ее части [42]. Между тем, в пределах одного комплекса можно обнаружить как DC, так и IC тренды [31, 35], что противоречит любой плейт-тектонической модели.

Идея гравитационного перераспределения [31, 8] кристаллических пород, приводящего к выводу на поверхность нижней части континентальной коры, позволила объяснить целый ряд наблюдаемых в природе явлений, включая совмещение IC и DC трендов в одном ГК. Движущая сила – гравитация, а механизм аналогичен подъему гранитных магм в ГЗП [24] и солевых диапиров [13]. "Спусковой крючок" – глубинный флюидно-тепловой поток (плюм). Становление метаморфических комплексов по этому механизму приводит к поддвигу (проградный метаморфизм) контактовых пород ГЗП под "всплывающие" (ретроградный метаморфизм) менее плотные породы ГК (см. разрезы на рис. 1). В настоящее время Р-Т тренды остывания и перемещения пород по такому механизму достаточно полно исследованы методами численного моделирования [18, 19].

Предложенная нами модель основывается на изначальной гравитационной нестабильности разрезов континентальной коры большинства докембрийских кратонов, обусловленной ритмичностью свит основных и ультраосновных пород в верхних и средних частях геологических разрезов ГЗП [31, 8]. В случае значительного снижения вязкости пород нижней части коры при ее прогреве под воздействием плюма до условий гранулитовой фации метаморфизма гравитационная нестабильность может привести сначала к выплыванию гранитов, а затем к всплыванию остаточного от плавления нижнекорового вещества, т.е. ГК. Эта модель автоматически решает рассмотренные проблемы, связанные с эрозией, поскольку предполагает синхронное подъему гранулитового диапира погружение пород кратона при относительно постоянстве мощности континентальной коры. Причем ритмичное переслаивание пород разной реологии способствует лавинообразному увеличению скорости гравитационного перераспределения за счет механизма цепной реакции [8, 40].

Для проверки модели гравитационного перераспределения первостепенное значение приобретает причинная связь и взаимодействие гранулитов с ГЗП. Как отмечалось выше, геологические взаимоотношения между этими комплексами изучены очень слабо, в том числе из-за крайне редких находок прямых контактов между ними. Однако буквально в последние годы исследования оживились, появилась возможность всесторонне протестировать модель гравитационного перераспределения на примере гранулитов и примыкающих

к ним ГЗП. Исследования проводились в ряде регионов (Юго-западное Прибайкалье, Алданский щит, Енисейский кряж, Карелия, Кольский п-в, Южная Африка), где хорошо вскрыты контакты ГК и сопряженных с ними ГЗП [31, 38, 29, 40, 41, 48, 44]. Во всех этих регионах получены сходные результаты. Тестирование модели мы продемонстрируем на двух парных поясах (рис. 1): Лапландский ГК + Карельский кратон (Кольский п-ов) и ГК Лимпопо + кратон Каапвааль (ЮАР).

1. Структурно-геологический тест

Геологическое картирование и детальное изучение зон сочленения ГК с ГЗП указывает на сопряженное формирование главных структурных элементов, линейность и ориентированные плоскостные элементы структуры – сланцеватость, гнейсовидность, полосчатость и т. п. (фолиация). Линейность, равно как и оси складок, отражает направление транспорта вещества, тогда как фолиация определяет ориентировку главных структурных элементов в пространстве. Установлено, что в случае относительно пологих тектони-

ческих контактов транспорт пород ГЗП осуществляется под надвигающиеся на них ГК. Это видно на рис. 1, где ГК и ГЗП разделены ширзонами регионального масштаба. Они возникают синхронно с купольными складками в гнейсах и мигматитах при $P=5-7$ кбар, т.е. в средней части докембрийской коры при $600-700^{\circ}\text{C}$. Широкая распространенность складчатых дислокаций свидетельствует о снижении вязкости пород при этих параметрах и способности их к течению. Ясно, что в этом случае в породах сохраняется гидростатически равновесное давление.

Процесс всплывания и становления ГК контролируется не только ширзонами, отделяющими эти комплексы от ГЗП. Целые системы зон пластических деформаций закартированы и в самих гранулитях. На различных этапах формирования этих зон в ГК Лимпопо (рис. 1, а) они представлены сдвиговыми гнейсами ("straight gneisses") [43, 44]. Аналогичные соотношения характерны и для Лапландского ГК [39].

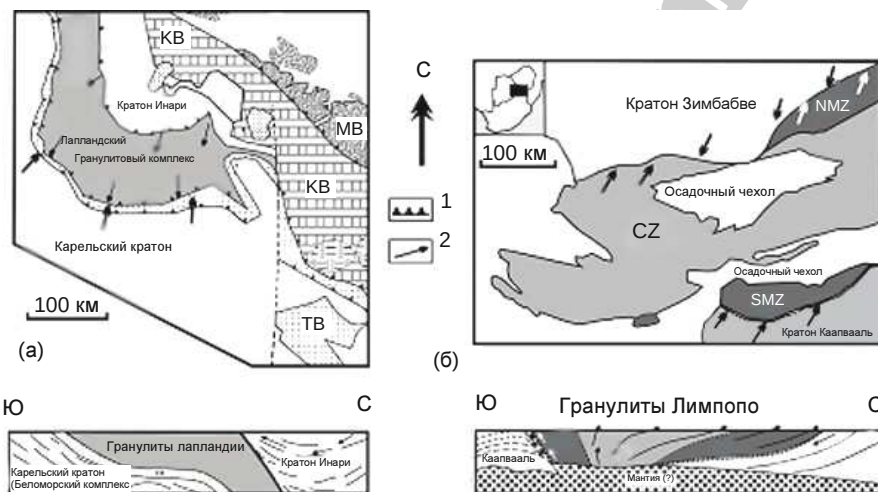


Рис. 1. Геологическая позиция и разрезы через гранулитовые комплексы Лапландии (а) и Лимпопо (б) [36].

Разрезы представляют собой геологическую интерпретацию геофизических данных по Лапландскому региону [12] и району Лимпопо [17]: 1 – падение пород в ширзонах, которые отделяют гранулиты от вмещающих их кратонов; 2 – направление транспорта пород, выявленное по линейности минералов [38, 25]; условные обозначения на рис. 6: Z – Зимбабве; В – Ботсвана, SA – Южная Африка; CZ – Северная Краевая Зона Центральной Зоны, SMZ – Южная Краевая Зона, HRSZ – Хоут Ривер ширзона

2. Литологический и геохимический тест

Геохимическое и литологическое сходство гранулитов и пород ГЗП известно давно [11, 47, 4, 48]. Установлено одинаковое распределение редких земель и изотопов Pb и U в породах ГЗП Каапвааль, в гранулитах и прорывающих их гранитоидах Южной зоны ГК Лимпопо [23]. Поразительно сходство валовых составов джеспилитов кратона Каапвааль и эвлизитов Лимпопо. Известно и сходство составов Лапландского ГК с породами Беломорского комплекса (рис. 1, а) [4]. Это предполагает, что протолитом для ГК был ГЗП. Вместе с тем, как на Кольском полуострове, так и в ЮАР отсутствуют осадочные толщи, которые должны возникнуть при эрозии ГК в том случае, если ей предшествовало горообразование (результат коллизии). Но в ЮАР субвулканические дайки (~2,6 млрд лет) прорывают ГК Лимпопо [35], свидетельствуя о выходе гранулитов (см. табл. 1) на поверхность. Отсутствие осадков и эти дайки – доказательство плоского рельефа в архейском ГК Лимпопо.

3. Геохронологический тест

Механизм гравитационного перераспределения предполагает более молодой по сравнению с кратоном

возраст метаморфизма пород ГК. Однако сформированные в нижней части коры горячие гранулиты движутся вверх синхронно с погружением пород кратона, непосредственно примыкающих к ГК. Это определяет метаморфизм пород ГЗП в ширзонах, синхронный возрасту ГК. Из теории динамики пластичной среды следует [40], что поднимающиеся к земной поверхности менее плотные гранулиты вызывают встречное течение примыкающих пород кратона, которые подвергаются метаморфизму в условиях амфиболитовой фации. Наиболее пластичные из них (например, слюдястые сланцы) попадают во встречный поток и поднимаются вместе с ГК. Если это так, то возраст их диафореза должен быть близок к возрасту гранулитов. U-Pb датировки подтверждают это явление в обоих тестируемых комплексах (таблица). А недавно такие же сведения опубликованы по 59 ГК-ГЗП парным поясам [3]. Отсюда следует правило: *гранулитовые комплексы всегда моложе вмещающих их кратонов и đồngовозрастны с породами разделяющих их ширзон.*

U-Pb изотопный возраст гранулитов и пород из зон интенсивных пластических деформаций (ширзон), отделяющих гранулитовые комплексы от кратонов

Порода	Зона/комплекс	10 ⁹ лет	Ссылка
Балтийский щит (Россия, Финляндия)			
Кианитосодержащий слюдястый сланец	Западная часть пояса Тана (Финляндия)	1,9	[16]
Кианитосодержащий слюдястый сланец	Корва – тндровая серия пояса Тана (Россия)	1,91	[2]
Амфиболит (Lap-34)	Кандалакшская серия пояса Тана	1,91	[32, 37]
Гиперстен-биотитовый плагиогнейс (Lap-9)	Падос – южная часть Лапландского гранулитового комплекса	1,91	
Гранулитовый гнейс	Тупая Губа – южная часть Лапландского гранулитового комплекса	1,916	[1]
Гнейсы, тоналиты	Карельский кратон (Беломориды)	2,9-2,7	[4]
Район Лимпопо (ЮАР)			
Кианитосодержащий сланец	Shear zone Хоут Ривер, контакт кратона Каапвааль с гранулитами комплекса Лимпопо	2,689	[23]
Гранулит (метапелит)	Южная Краевая Зона (ЮКЗ) гранулитового комплекса Лимпопо	2,691	
Чарно-эндербит	Массив Маток в ЮКЗ гранулитового комплекса Лимпопо	2,671	[15]
Метавулканыты	Кратон Каапвааль	2,75-3,54	[17]

Таким образом, геохимические, геохронологические и структурно-геологические исследования выявили интенсивное тектоническое и термальное воздействие относительно молодых гранулитов на сопряженные с ними более древние породы ГЗП. Это воздействие (метаморфизм) синхронно процессу всплывания ГК, сопровождающееся надвиганием разогретых пород ГК на относительно холодные породы кратонов.

4. Петрологический тест

Рассмотрим два важных для теста модели аспекта: i) вариации условий метаморфизма в пределах одного отдельно взятого ГК и ii) условия формирования прилегающего ГЗП. Важную роль при этом играют реакционные структуры пород и зональность минералов.

а) Метаморфизм в пределах ГК отличается существенной латеральной неоднородностью. Она проявляется как в распределении минеральных ассоциаций при однородном валовом составе пород, так и в химизме породообразующих минералов. Она связана с синхронным противоположенным перемещением ГК и прилегающих к ним пород ГЗП. Для метабазитов из ГК обычны реакционные структуры *разуплотнения*. Часто они представлены каймами Pl вокруг зерен Grt, а в метапелитах – реакциями $2\text{Grt} + 4\text{Sil} + 5\text{Qtz} \Rightarrow 3\text{Crd}$, $2\text{Grt} + 3\text{Qtz} \Rightarrow 4\text{Opx} + \text{Crd}$ и $\text{Grs} + 2\text{Sil} + \text{Qtz} \Rightarrow 3\text{An}$. Структуры *уплотнения* давно известны в метабазитах, а сравнительно недавно обнаружены и в метапелитах [31, 41]. Их размеры не превышают первых сотен микрон. Наиболее характерен рост идиоморфного, реже скелетного Grt с игольчатым агрегатом Sil и Qtz за счет Crd по реакции $3\text{Crd} \Rightarrow 2\text{Grt} + 4\text{Sil} + 5\text{Qtz}$ (рис.2). Иногда встречаются структуры уплотнения, возникшие в ходе реакций $4\text{Opx} + \text{Crd} \Rightarrow 2\text{Grt} + 3\text{Qtz}$, $3\text{An} \Rightarrow \text{Grs} + 2\text{Sil} + \text{Qtz}$, $\text{Spl} +$

$\text{Crd} \Rightarrow \text{Grt} + 2\text{Sil}$, $\text{Crd} \Rightarrow 2\text{Spl} + 5\text{Qtz}$ [35]. В метапелитах структуры уплотнения часто наложены на структуры разуплотнения. Структуры *гидратации* минералов проявлены во всех ГК. Обычны такие реакции: $\text{Opx} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Bt} + \text{Qtz} \pm \text{Sil}$, $\text{Opx} + \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Bt} + \text{Crd}$, $\text{Kfs} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$, $\text{Cpx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Hbl}$, $\text{Opx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Cum}$. Часто породы с такими структурами встречаются вблизи контактов с ГЗП. Структуры *дегидратации* минералов в гранулитах встречаются относительно редко и выражены в разложении Bt и Hbl с образованием безводных фаз, прежде всего Opx. Особенно часто эти структуры проявлены при чарнокитизации, протекающей [6, 41] на ретроградной стадии метаморфизма гранулитов [8, 33].

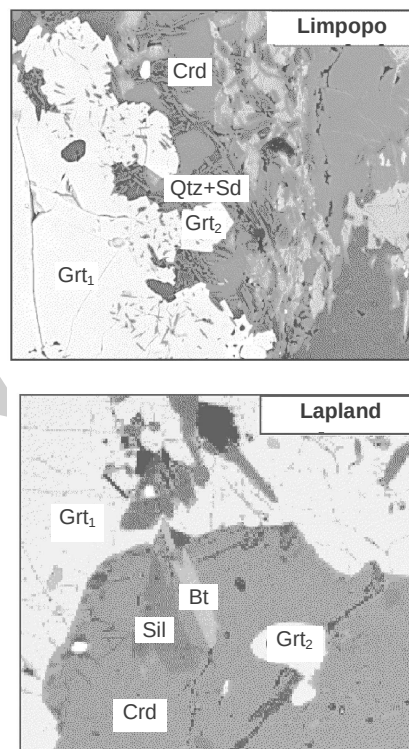


Рис. 2. Примеры реакционных структур уплотнения в гранулитах Лапландии и Лимпопо. Видно замещение кордиерита сростками граната силлиманита и кварца по реакции $\text{Crd} = \text{Grt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$

ii) Минералогические и петрографические особенности пород ГЗП в экзоконтакте ГК выражены в возникновении специфической метаморфической зональности как продукта погружения этих пород под надвигающиеся горячие гранулиты. Микроструктуры в *слюдистых сланцах* из ширзон, непосредственно примыкающих к контактам с гранулитами, в разной степени деформированы [38] – от высоких степеней деформации (с зародышами порфириобластов Grt), до практически недеформированных сланцев с идиоморфными кристаллами Grt, Ku, иногда St [41]. На рис. 3 приведен пример последовательного развития порфириобластов Grt – от зародышевой структуры (фото а), через структуру "снежного кома" (фото б), до свободного от минеральных включений идиоморфного Grt (фото в). Морфология Grt прекрасно согласуется с его химической зональностью. Это видно на взаимно перпендикулярных профилях поперек Grt, возникшего на разных стадиях. На стадии (рис. 3, а) ядро Grt обеднено Mg, но богато Mn. На стадии б (рис. 3) эта химическая зональность редуцируется, а $X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ поперек "снежного кома" практически постоянна. Идиоморфный, Grt (рис. 3, в) имеет типичную для регрессивной стадии метаморфизма

зональность: X_{Mg} снижается к краям кристалла, а X_{Mn} возрастает. Так что по морфологии химической зональности Grt следует, что слюдястые сланцы испытали проградный метаморфизм, а затем, достигнув пика Р-Т параметров, подверглись ретроградному изменению. Комплементарно

снижается и степень деформированности слюдястых сланцев, то есть на стадии эксгумации ГК эти породы в ширзонах сначала погружались и нагревались, а затем поднимались и вновь остывали.

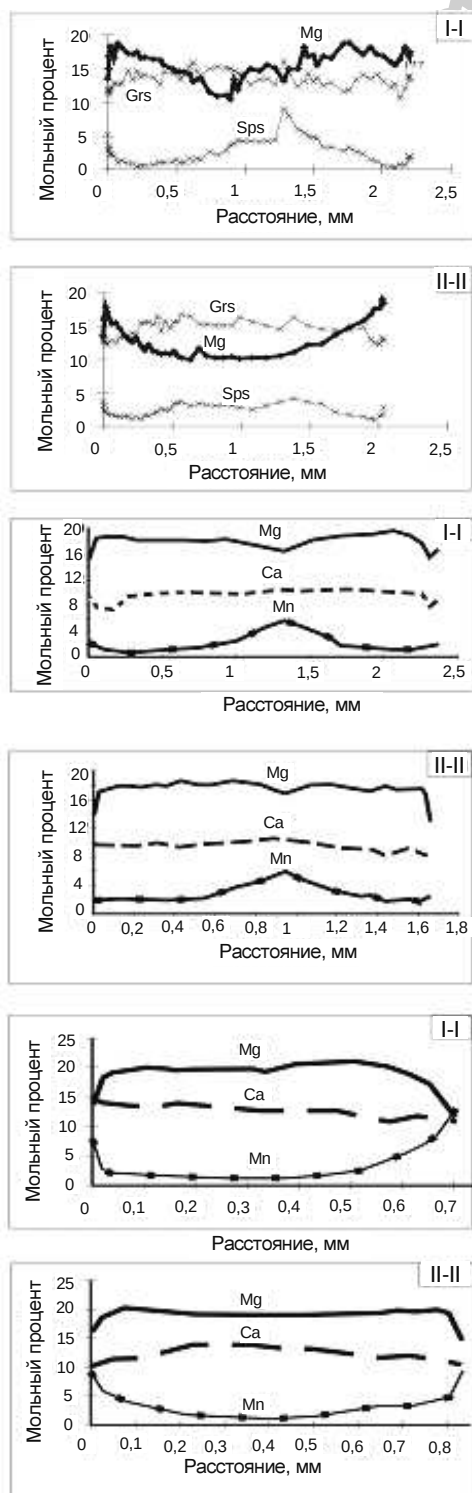
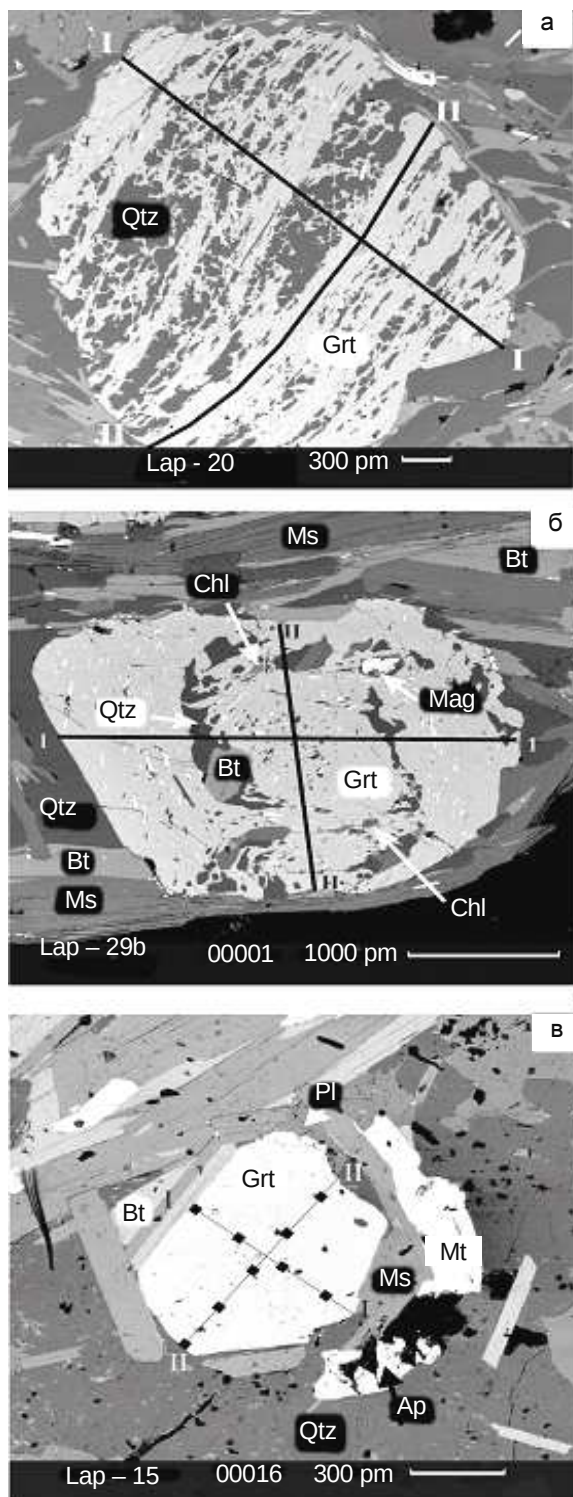


Рис. 3. Микроструктуры сланцев пояса Тана (Лапландия), отличающиеся морфологией и химической зональностью порфиобластов граната на стадиях погружения (а), пика метаморфизма (б) и возвращения пород в сторону поверхности (в). На химических профилях мольный процент Mg обозначает $N_{Mg} = 100 \cdot (Mg / (Mg + F))$

5. Термодинамический тест (Р-Т тренды)

Р-Т тренды – единственный способ определения скоростей и механизмов перемещения пород в земной коре [7, 8, 46]. Считается [22], что на основании конфи-

гурации Р-Т трендов ГК разделяются на два геодинамических типа: тренды декомпрессионного остывания (DC) и тренды субизобарического остывания (IC). Тренды DC отражают механизм эксгумации пород путем

растяжения толстой коры за счет интенсивного магматизма, тогда как тренды IC отражают относительно быстрое охлаждение ГК в средней части коры на постколлизийном этапе её эволюции. Формула "один комплекс = один P-T тренд" на долгие годы загрозила метаморфическим геологам и тектоникам, строившим свои геодинамические представления на модели широкого проявления процессов континентальной коллизии в докембрии. Вместе с тем практически все коллизийные модели рассматривают эксгумацию гранулитов в отрыве от вмещающих их пород. Докембрийские ГК залегают среди пород ГЗП. Следовательно, необходимо расшифровать синхронную "запись" P-T трендов метаморфизма для этих "парных поясов" и уж затем делать геодинамические выводы.

В верхних частях рис. 4 приведены P-T тренды ретроградного метаморфизма ГК Лапландии и Лимпопо. Впервые удалось установить, что в породах многих ГК записаны оба типа трендов, DC и IC. Для каждого из них характерны вполне определенные реакционные структуры – разуплотнения для случая DC и уплотнения (рис. 2) для случая IC. Причем IC тренды не характерны для пород, удаленных от контактов с кратами. Приуроченность трендов IC к эндоконтактовым зонам ГК Лимпопо объяснялась так [35, с. 640]: "два типа P-T трендов отражают различную термодинамическую эволюцию блоков пояса Лимпопо при их внедрении в кору. Одни из них медленно воздымались в условиях нормального геотермического градиента. Другие же, достигнув глубин порядка 13–15 км, быстро остывали благодаря большому температурному градиенту между гранулитами и холодными породами зеленокаменного пояса". Иными словами, сочетание двух типов трендов в породах одного ГК свидетельствует о разнотипности движения блоков по схеме: быстрый подъем + медленное остывание и медленный подъем + быстрое остывание. В дальнейшем такой механизм был подтвержден численным моделированием P-T трендов [18, 19].

На одинаковом уровне глубинности породы кратона холоднее, чем гранулиты. Отток тепла от последних в сторону контакта приводит к нагреванию и дегидратации вмещающих пород в ходе эксгумации ГК. В ширзонах возникает неизобарическая метаморфическая зональность [38]. Она достигает T_{max} у контакта с ГК. Вместе с тем, из анализа морфологии порфириобластов Grt и их химической зональности было предсказано прохождение слюдястых сланцев через пик P-T параметров метаморфизма. Это значит, что на P-T диаграмме должна существовать петля. Действительно, такие петли выявлены для слюдястых сланцев из ширзон обоих тестируемых комплексов (рис. 4). Как правило, эти P-T петли направлены по часовой стрелке (clock-wise) и исключительно узки, т. е. намечается близость P-T режима прогрессивного и ретроградного метаморфизма.

С точки зрения тестируемой модели исключительно важно убедиться не только в одинаковом возрасте гранулитов и примыкающих к ним слюдястых сланцев (табл. 1), но и доказать синхронность подъема гранулитов и погружения сланцев. Это значит, что перемещение пород в земной коре должны быть согласованы в P-T координатах: минимуму тренда гранулитов должен соответствовать пик метаморфизма сопряженных слюдястых сланцев. Диаграммы на рис. 4 однозначно подтверждают этот вывод. Ни одна из коллизийных моделей не в состоянии объяснить синхронное погружение слюдястых сланцев в зонах контактов с ГК на глубину порядка 20–25 км и их достаточно быстрый подъем к поверхности.

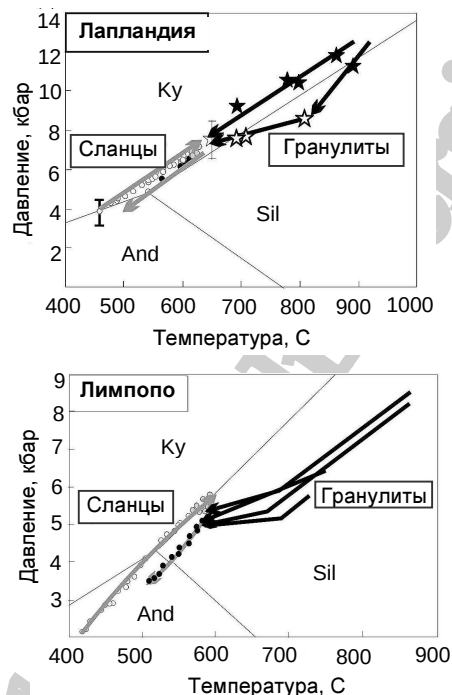


Рис. 4. P-T тренды пород гранулитовых комплексов Лимпопо и Лапландии и сопряженных пород зеленокаменных поясов, выведенные по результатам геотермобарометрии

6. Флюидный режим всплывания гранулитов

Спусковым крючком начала всплывания гранулитового диапира может явиться приток горячего флюида из мантии. По данным о составе флюидных он состоит в основном из разогретой (до $\sim 850^\circ\text{C}$) CO_2 с небольшим содержанием H_2O . Поэтому оценка активностей H_2O и CO_2 в метаморфическом флюиде, связанном с регрессивным этапом метаморфизма гранулитов, проводилась нами неоднократно [7, 9, 30, 31, 41]. Для ее расчета обычно используется равновесие $\text{Grt} + \text{Fsp} + \text{H}_2\text{O} = \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$ в метапелитах. Расчеты показали, что $a_{\text{H}_2\text{O}}^f$ изменяется в пределах 0,05–0,4 ($x_{\text{H}_2\text{O}}^f = 0,02–0,18$), что совпадает с оценками концентрации H_2O во флюидных включениях из гранулитов.

Интенсивный отток тепла через зону контакта хорошо объясняет наличие IC этапа во внешних частях ГК, а возрастание T при погружении пород ГЗП под ГК вдоль ШЗ должно приводить к дегидратации минералов и высвобождению воды. Эта вода, равно как и глубинный флюидный поток, устремляется вверх и производит гидратацию гранулитов по той же схеме, что и вода, освобождающаяся при дегидратации серпентина в зонах субдукции. Так, например, в краевых зонах ГК нередко широко развита куммингтонизация Орх и Crd [47].

7. Численный тест

Обоснованность рассматриваемой модели подтверждена и результатами двумерного численного моделирования для случая ритмично слоистых разрезов с высоким контрастом плотностей и вязкостей пород [18, 19]. Более того, смоделирована не только эксгумация ГК в ходе гравитационного перераспределения, но и связанные с ней P-T петли для ширзон. На рис. 5 воспроизведены временные срезы всплывания ГК и сопряженного погружения ГЗП. Подъем и становление ГК в виде гарполита (см. разрезы на рис. 1) происходит за 8–10 млн лет, что соответствует скорости около 30–35 мм/год. На рис. 5 показано движение двух фрагментов (маркеров) гранулита, воспроизводящих DC и IC тренды.

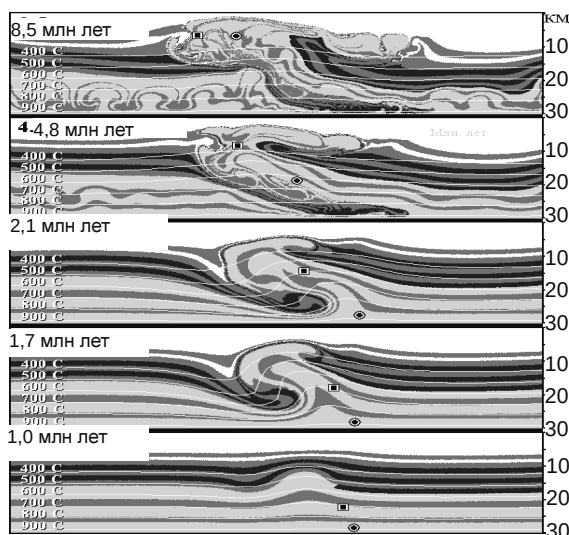


Рис. 5. Результаты численного моделирования движения двух образцов (маркеры) гранулит в термальном поле поднимающегося диапира

Отдельные кадры представляют 30х30 км секции 100х30 км модели. Цифрами показаны изотермы в °С. Маркеры отвечают двум различным типам Р-Т трендов пород (рис. 4): круглый маркер – образец гранулит, движущийся вдоль тренда декомпрессионного остывания (DC), а квадратный маркер – образец, движущийся вдоль тренда с участком изобарического остывания (IC).

8. Геофизический тест

Механизм гравитационного перераспределения пород в архейской коре предполагает почти постоянную мощность земной коры и отсутствие видимых границ под ГК в литосферной мантии. Недавние исследования (метод сейсмической томографии) глубинного строения кратонов Каапваал и Зимбабве, между которыми залегает ГК Лимпопо, не обнаружили такую границу [21]. Это позволило заключить, что гранулитовый комплекс Лимпопо – образование внутрикратонное, а не межкратонное [21].

Благодарность. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 02-05-64025 и 03-05-64633) и гранта Президента РФ 1645.2003.5 "Ведущие научные школы России" (руководитель Л.Л.Перчук).

1. Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология. – 1993. – Т. 1. – № 2. – С.215-234. 2. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). – Л., 1990. 3. Кожевников В.Н., Светов С.А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенетические следствия / Геология и полезные ископаемые Карелии (ред. А.И.Голубев). – Петрозаводск, 2001. – С.3-17. 4. Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. – Апатиты, 1990. 5. Корешкова М.Ю., Левский Л.К., Иванников В.В. Петрология нижнекоровых ксенолитов из даек и трубок взрыва Кандакшского грабена // Петрология. – 2001. – № 10. – С. 89-106. 6. Коржинский Д.С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов // Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы СО АН СССР: Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. – М., 1962. – Вып. 5. Сер. Геология. – С.50-61. 7. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. – М., 1973. 8. Перчук Л.Л. Магматизм, метаморфизм и геодинамика (Magmatism, metamorphism and geodynamics). – М., 1993. 9. Перчук Л.Л., Гера Т.В. Исследование некоторых петрологических процессов в литосфере // Эксперим. моделирование процессов минералообразования. – М., 1998. – С.410-424. 10. Перчук Л.Л., Носырев И.В., Кадушин В.Н. Геодинамическая модель кратонизации зеленокаменных поясов: зеленокаменные пояса и гранулиты // Критерии поисков и перспективы промышленной золотоносности Украины. – К., 1993. – С.15-38. 11. Петрова З.И., Левицкий В.И. Основные кристаллические сланцы в гранулитогнейсовых комплексах Сибирской платформы и их первичная природа // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок / Ред. Л.В.Тайсон. –

Новосибирск, 1986. – С.17-34. 12. Пожиленко В.И., Смолкин В.Ф., Шаров Н.В. Сейсмологические модели земной коры Лапландско-Печенгского района // Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Ред. Н.В.Шаров. – Апатиты, 1997. – С.181-208. 13. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. – М., 1985. 14. Спеццус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры Сибирской платформы. – М., 1990. 15. Barton J.M., van Reenen D.D. The significance of Rb-Sr ages of biotite and phlogopite for the thermal history of the Central and SMZs of the Limpopo Belt of southern Africa and the adjacent portions of the KVC // Precambrian Research. – 1992. – V.55. – №1-4. – P.17-31. 16. Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B. et al. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Precambrian Research. – 1984. – V.23. – P.225-348. 17. de Wit M.J., Roering C., Hart R.J. et al. Formation of an Archaean continent // Nature. – 1992. – V.357. – P.553-562. 18. Gerya T.V., Perchuk L.L., van Reenen D.D., Smit C.A. Two-dimensional numerical modeling of pressure-temperature-time paths for the exhumation of some granulite facies terranes in the Precambrian // J. Geodynamics. – 2000. – V. 30. – № 1-2. – P.17-35. 19. Gerya T.V., Perchuk L.L., Maresch W.V., Willner A.P., Van Reenen D.D., Smit C.A. Thermal regime and gravitational instability of multi-layered continental crust: implications for the buoyant exhumation of high-grade metamorphic rocks // European Journal of Mineralogy. – 2002. – V.14. – P.687-699. 20. England P.C., Thompson A.B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrology. – 1984. – V.25. – № 4. – P.894-928. 21. James D.E., Fouch M.J., VanDecar J.C., van der Lee, and Kaapvaal Seismic Group. Tectonospheric structure beneath southern Africa // Geophys. Research Letters. – 2001. – 28. – № 13. – P.2485-2488. 22. Harley S.L. The origin of granulites: a metamorphic perspective // Geological Magazine. – 1989. – V.126. – P.215-231. 23. Kreissig K., Nögler T.F., Kramers J.D., Van Reenen D.D., and Smit A.S. An isotopic and geochemical study of the northern Kaapvaal craton and the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt: are they juxtaposed terranes? Lithos. – 2000. – V.50. – P.1-25. 24. Macgregor A.M. Some milestones in the Precambrian of Southern Rhodesia // Transactions of Geological Society of South Africa. – 1951. – V.54. – С.27-71. 25. Marker M. Early Proterozoic thrusting of the Lapland granulite belt and its geotectonic evolution, northern Baltic Shield // Geol. Foren. Stockh. Forh. – 1988. – V.11. – P.405-441. 26. Mason, R. The Limpopo Mobile Belt – Southern Africa // Philos. Trans. R. Soc. – London, 1973. – V.A273. – P.463-485. 27. Perchuk L.L. Gas-mineral equilibria and possible geochemical model of the Earth's Interior // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1976. – V.13. – P.232-239. 28. Perchuk L.L. Thermodynamic control of metamorphic processes / Energetics of Geological Processes (Ed. S.K.Saxena and S.Bhattacharji). N.Y.: Springer Verlag, 1977. P.285-352. 29. Perchuk L.L. Metamorphic evolution of shields and fold-belts // Geologica Carpathica. 1985. V. 36, No 2, P. 179-189. 30. Perchuk L.L. The course of metamorphism // Intern. Geol. Review. – 1987. – V.28. – P.1377-1400. 31. Perchuk L.L. P-T fluid regimes of metamorphism and related magmatism with specific reference to the Baikal Lake granulites // Evolution of Metamorphic belts (Eds S.Daly, D.W.D. Yardley and B.Cliff) Geological. Society of London: Special Publication. – 1989. – V.42. – P.275-291. 32. Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Smit C.A. Formation and dynamics of granulite complexes within cratons // Gondwana Research. – 2001. – V.4. – № 4. – P.729-732. 33. Perchuk L.L., Gerya T.V. Fluid control of charnockitization // Chemical Geology. – 1993. – V.108. – № 1-4. – P.175-186. 34. Perchuk L.L., Gerya T.V., Van Reenen D.D., Smit C.A. Cratonization: from greenstone belts to granulites // EUG 9. – 1997. Abstract Supplement № 1. Terra Nova. V.9. – P.362. 35. Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Safonov O.G., Smit, C.A. The Limpopo metamorphic complex, South Africa: 2. Decompression and cooling regimes of granulites and adjacent rocks of the Kaapvaal craton // Petrology. – 1996. – V.4. – P.571-599. 36. Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen, O.G., Krotov, D.D., Safonov, A.V., Smit, C.A., Shur M.Yu. Comparable petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high-grade terranes // Mineralogy and Petrology. – 2000. – V.69. – P.69-107. 37. Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D., Smit C.A. Formation and dynamics of granulite complexes within cratons // Gondwana Research. – 2001. – V.4. – № 4. – P.729-732. 38. Perchuk L.L., Krotov A.V. Petrology of the mica schists of the Tanael belt in the southern tectonic framing of the Lapland granulite complex // Petrology. – 1998. – V.6. – № 2. – P.149-179. 39. Perchuk, L. L., Krotov A.V., Gerya, T.V. Petrology of amphibolites of the Tanael Belt and granulites of the Lapland complex // Petrology. – 1999. – V.7. – № 4. – P.539-563. 40. Perchuk L.L., Podladchikov Yu.Yu., Polyakov A.N. Geodynamic modelling of some metamorphic processes // Journal of Metamorphic Geology. – 1992. – V.10. – P.311-318. 41. Perchuk L.L., Safonov O.G., Gerya, T.V., Fu B., Harlov D.E. Mobility of components in metasomatic transformation and partial melting of gneisses: an example from Sri Lanka // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2000. – V.140. – P.12-232. 42. Sandiford M., Powell R. Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1986. – V.79. – P.151-158. 43. Smit C.A., van Reenen D.D. Deep crustal shear zones, high-grade tectonites and associated alteration in the Limpopo belt, South Africa. implication for deep crustal processes // Journal of Geology. – 1997. – V.105. – P.37-57. 44. Smit C.A., van Reenen D.D., Gerya T.V., Perchuk L.L. P-T conditions of decompression of the Limpopo high grade terrane: record from shear zones // J. Metam. Geology. – 2001. – V.19. – P.249-268. 45. Spear F.S. Metamorphic

phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington, D.C.: Mineralogical Society of America Publication. – 1993. 46. Thompson A.B. Heat, fluids, and melting in the granulite facies / Granulites and crustal evolution. Kluwer. Dordrecht, 1990. – V.31.1. – P.37-58. 47. van Reenen D.D. Hydration of cordierite and hypersthene and a description of the retrograde orthoamphibole isograd in the Limpopo belt, South Africa // Amer. Mineral. –

1986. – V.71. – P.900-915. 48. van Reenen D.D., Smit C.A. The Limpopo metamorphic complex, South Africa: 1. Geological setting and relationships between the granulite complex and the Kaapvaal and Zimbabwe cratons // Petrology. – 1996. – V.4. – № 6. – P.562-570.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

УДК 551.24:553.52:551.72 (4)

К.І.Свєшніков, д-р геол.-мінералог. наук,
А.О.Сіворонов, д-р геол.-мінералог. наук

ОБЛАСТІ ДОКЕМБРІЙСЬКОЇ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ФУНДАМЕНТУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Починаючи з мезопротерозою, Український щит послідовно підлягав процесам 1) відображеної (магматичні асоціації гранітоїдів І-типу), 2) автономної (асоціації гранітоїдів А-типу) та 3) планетарно-лінійної (асоціації гранофірових гранітів) тектоно-магматичної активізації. 1-й етап був пов'язаний з кратонізацією системи ранньодокембрійських геоблоків та перетворенням їх в єдину структуру – фундамент платформи. 2-й етап, скоріше за все, був пов'язаний з ростом брилово-склепінного підняття в усій західній частині платформи. 3-й етап був пов'язаний з життєдіяльністю трансконтинентального Охотсько-Балтійського лінеamentу та процесами, що відбувалися в Свеконорвезькому геоблоці.

Since Mesoproterozoic age the Ukrainian shield was subjected to processes of the: 1) reflected (magmatic I-type associations), 2) independent (A-type associations) and 3) linear tectono-magmatic activation (granophyre granite association). 1-st stage was connected with transformation of geoblocks system existed in the Early Precambrian into one complete structure – the platform basement. 2-nd stage, most likely, was connected to growth of the arch-raising in the Western part of the platform. 3-rd stage was connected to processes in the transcontinental Ochotsko-Baltic lineament and with processes which took place in the Sveconorwegian geoblock.

Під активізацією розуміють поновлення тектонічних, тектоно-магматичних процесів у стабілізованих геотектонічних структурах (щитах, платформах, складчастих поясах). Ознаками активізації є утворення брилово-склепінних підняття та міжгірних западин, а також прояви специфічних за складом магматичних утворень. Брилово-склепінні структури можна спостерігати лише в регіонах, активізованих у мезозої та кайнозої. Існування підняття, пов'язаних з процесами палеозойської і, тим більше, докембрійської активізації, довести практично неможливо, і єдиним способом дослідження в останньому випадку залишається аналіз особливостей складу магматичних утворень та їхніх співвідношень з приповерхневими і глибинними структурами. У цьому відношенні однозначні результати дає вивчення не окремих магматичних формацій, а сполучень формацій різних класів – структурно-формаційних комплексів.

Під структурно-формаційними комплексами (СФК) розуміють природні парагенетичні асоціації формацій різних петрогенетичних (петроструктурних) класів, які відображають значні етапи розвитку земної кори і відрізняються від інших певними структурними особливостями, типом метаморфізму стратифікованих товщ та характером магматичних проявів. Саме для СФК вдається найчіткіше встановити геотектонічне положення, зв'язки з глибинною будовою регіону та геодинамічну природу. Український щит складений СФК наступних типів, перерахованих далі в стратиграфічній послідовності знизу вгору: 1) чарнокіт-гранулітового, 2) плагіограніт-амфіболітового, 3) тоналіт-зеленокам'яного, 4) гранітоїдно-метаосадового, 5) вулканоплутонічного, 6) плутонічного, 7) вулканогенно-осадового. Чарнокіт-гранулітові та плагіограніт-амфіболітові СФК складені різною мірою гранітизованими товщами, монофаціально метаморфізованими у високотемпературних фаціях регіонального метаморфізму; однотипні утворення розповсюджені не тільки на щиті, але і в суміжних регіонах. Тоналіт-зеленокам'яні та гранітоїдно-метаосадові СФК утворюють значні за розмірами прогини, заповнені вулканогенними та вулканогенно-осадовими зонально метаморфізованими товщами та супутніми останнім плутонічними тілами, серед яких кількісно переважають тіла гранітів так званого S-типу (граніти житомир-

ського, кіровоградського, токівського комплексів та ін.). Для стратифікованих товщ характерна напружена складчастість та прояви мігматизації в крайових частинах прогинів. Крім Українського щита, прояви СФК двох останніх типів розповсюджені в межах Воронезького кристалічного масиву і майже повністю відсутні в інших суміжних геоструктурах. Це дозволяє приєднатися до думки попередніх дослідників (М.С.Шатського, Л.С.Галецького, С.В.Богданової та ін.) про існування в південній частині фундаменту Східноєвропейської платформи, починаючи з пізнього архею, окремої геоструктури – Воронезько-Українського геоблока (Сарматії, Сарматського щита), який межував на заході з Білорусько-Прибалтійським, а на сході – з Волго-Камським геоблоками (рис. 1). Отже, СФК перших чотирьох з названих вище типів складають Воронезько-Український геоблок і завершення формування останнього з них – гранітоїдно-метаосадового, яке відбулося близько 2 млрд років тому, відповідало завершенню формування внутрішньої будови геоблока та перетворення його на стабільну геоструктуру. Останнє положення доводиться тим, що всі наступні (розглянуті нижче) СФК утворюють структури, які не беруть участі в будові геоблока або ж виходять далеко за межі останнього.

Воронезько-Український геоблок поділяється на дві частини – Український щит та Воронезький кристалічний масив. Обидві частини, як сказано, складені одним і тим же переліком СФК, однак між ними існують певні відмінності, починаючи з характеру та кількості пізньо-архейських зеленокам'яних поясів і закінчуючи тим, що на Українському щиті плутонічні тіла гранітів S-типу набули значно більшого поширення. Останнє дозволяє припустити, що відносно більша кількість інтрузивних гранітів надала Українському щиту більшої "плавучості" порівняно із суміжними геоструктурами, і це, ймовірно, є причиною його високого стояння (тобто того, що ця частина геоблока перетворилася власне на щит), у той час як регіони, де прояви такого магматизму були відсутні (Білорусько-Прибалтійський, Волго-Камський) або обмежені (Воронезький масив), перетворилися на ділянки низького стояння (тобто плитні структури).

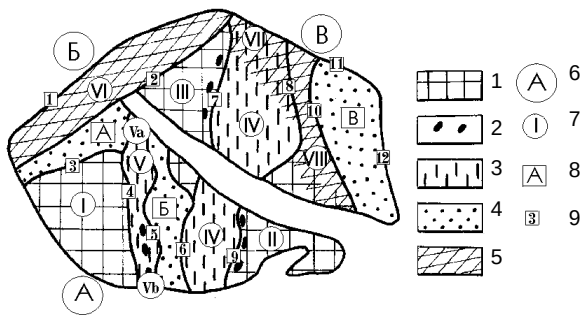


Рис. 1. Головні структурні елементи Воронежсько-Українського геоблока:

- 1 – виступи архейських чарнокіт-гранулітових СФК;
- 2 – тіла архейських метабазит-ультрабазитів, трасуючих зони регіональних розломів; 3 – архейські плагіограніт-амфіболітові СФК; 4 – ранньопротерозойські гранітоїдно-метаосадові СФК; 5 – ранньо-середньопротерозойські вулканоплутонічні СФК. 6 – Геоблоки: А – Воронежсько-Український, Б – Білорусько-Прибалтійський, В – Волго-Камський. 7 – Тектонічні блоки: I – Подільський, II – Приазовський, III – Брянський, IV – Курсько-Дніпровський, V – Голованівсько-Росинський (з блоками вищого порядку Росинсько-Тікицьким (Va) та Голованівським (Vb)). Вулканоплутонічні пояси: VI – Волинсько-Поліський, VII – Брянсько-Курський, VIII – Лосівсько-Лівенський). 8 – Прогини: А – Тетерівський, Б – Кіровоградський, В – Липецько-Волгоградський. 9 – Тектонічні зони: 1 – Стоходсько-Могилівська, 2 – Суцано-Пержанська, 3 – Радомішльська, 4 – Брусилівська, 5 – Первомайсько-Трактемирівська, 6 – Криворізько-Кременчуцька, 7 – Алексинсько-Криворізька, 8 – Орловсько-Суровикінська, 9 – Оріхово-Павлоградська, 10 – Лосівсько-Мамонська, 11 – Торопець-Іловайська, 12 – Аркадсько-Волгоградська

Таким чином, 2,0–1,9 млрд років тому на території південної частини Східноєвропейської платформи існувало три окремих геотектонічних структури – Воронежсько-Український, Білорусько-Прибалтійський та Волго-Камський геоблоки, кожний з яких завершив своє формування і відповідав поняттю кратону – стабілізованої структури. Безпосередньо після стабілізації геоблоків у зонах їхнього зчленування почалося утворення вулканоплутонічних СФК. Їхніми представниками слугують теригенно-вулканогенна клесівська серія + осницький плутонічний комплекс Волині, стойло-миколаївський комплекс + супутні вулканіти північної частини Воронежського масиву, лосівська вулканогенна серія + усманський плутонічний комплекс східної частини Воронежського масиву, самбекський вулканоплутонічний комплекс Ростовського тектонічного блока, який дослідники зіставляють з осницьким [6]. Усі перераховані пари вулканогенних серій та плутонічних комплексів комагматичні між собою. Вони утворюють вулканоплутонічні пояси, найбільшим та найвідомішим з яких є Волино-Поліський або Осницько-Мікашевицький пояс, який простежується на відстань не менше 600 км уздовж тектонічної межі Воронежсько-Українського та Білорусько-Прибалтійського геоблоків. Цей пояс разом з подібними йому Брянсько-Курським та Лосівсько-Лівенським (рис. 1) утворюють дугоподібну смугу, яка простежується вздовж північної межі Воронежсько-Українського геоблока від південно-західної тектонічної границі фундаменту Східноєвропейської платформи (район м. Рави

Руської) до південно-східної границі (район м. Ростова). Усі вулканоплутонічні асоціації, що складають ці пояси, мають близький радіологічний вік, подібний склад (трахіандезитові, базальт-андезитові вулканічні товщі з участю дацитів та ліпаритів, діорит-гранодіоритові плутонічні формації). Кожний з тих поясів має індивідуальні особливості (наприклад, лише у Волино-Поліському поясі широко розвинуті тіла гранітів так званого I-типу), але всі вони можуть бути об'єднані в одну структуру – Воронежсько-Волинський суперпояс довжиною близько 2000 км, який відокремлює Воронежсько-Український геоблок від Білорусько-Прибалтійського та Волго-Камського. Суперпояс виник як колізійна структура, формування якої відповідало одному з найважливіших рубежів у становленні Східноєвропейської платформи – інтеграції кратонів в одну цілісну структуру – докембрійський фундамент платформи. Доказом того, що суперпояс утворився після стабілізації геоблоків, є повна відсутність проявів мігматизації, слабкий метаморфізм та спорадичні прояви складчастості в товщах, які входять до складу вулканоплутонічних асоціацій. За своїми характеристиками та геодинамічною природою суперпояс може бути зіставлений з широко відомими фанерозойськими вулканоплутонічними поясами андійського типу. Подібні вулканоплутонічні структури відомі й на інших докембрійських платформах; на відміну від фанерозойських з ними постійно асоціюють габроноритові та габродібазові формації (представниками їх у Воронежсько-Волинському суперпоясі є Силезівський та інші подібні розшаровані масиви Волині, тіла мамонського комплексу Воронежського масиву, розшаровані основні тіла Ростовського району).

Вороньсько-Волинський суперпояс був накладений, головним чином, на потрошені диз'юнктивною тектонікою крайові частини Воронежсько-Українського геоблока і лише частково "зачепив" структури суміжних геоблоків. Це зумовило прояв процесів *відображеної активізації* у внутрішніх частинах першого з них (зокрема, на Українському щиті) і майже повну відсутність проявів активізації в інших геоблоках. Особливо широкого розвитку ці процеси набули в північно-західній частині щита (імовірно, це пов'язано із зануренням обмежуючих Волино-Поліський пояс розломів у південному напрямку, тобто під щит). За межами вказаного поясу групи невеликих масивів тієї ж асоціації утворюють серію ланцюжків довжиною близько 100 км кожний; такі ланцюжки з'єднані з Волинсько-Поліським поясом і є його відгалуженнями уздовж зон регіональних розломів. Найскладніша картина виявлена на південь від поясу. Тут відома група масивів (Смолдирівський, Шепетівський та ін.), які утворюють ареал північно-східного простягання, обмежений з півдня Тетерівським розломом, а з півночі – паралельним йому розломом у районі с. Мухарів. Ці масиви містять численні вклучення ефузивів (В.І.Почтаренко та інші дослідники), що дає змогу припускати первісне існування тут ще одного подібного до Клесівського теригенно-вулканогенного прогину, знищеного пізніше вкоріненнями інтрузій та процесами ерозії. Можливо, що ця ділянка є реліктом другого "недорозвиненого" вулканоплутонічного поясу, паралельного до Волинсько-Поліського. Обидва пояси з'єднувалися ланцюжком масивів, розташованих уздовж північно-західної Красногорсько-Житомирської системи розломів (рис. 2). Волинсько-Поліському поясу відповідає мінімальна глибина залягання поверхні палеоастеносфери за одночасно максимальної потужності базальто-

вого шару порівняно із суміжними районами [9]. У зоні зчленування структур Українського щита і поясу відбувається різка зміна напрямку простягання ізогіпс повер-

хні Мохо від північно-західного – субмеридіонального, характерного для більшої частини щита, до північно-східного – субширотного.

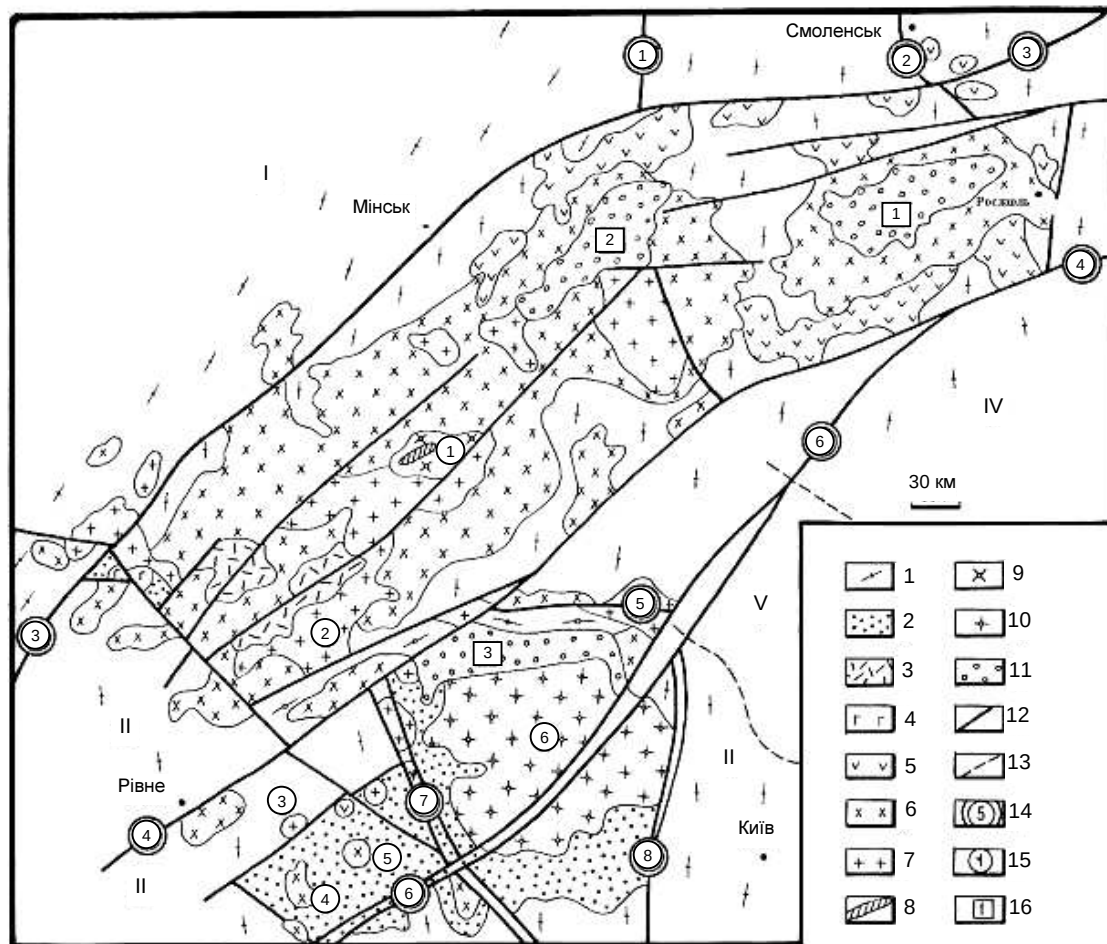


Рис. 2. Схема геологічної будови Волинсько-Поліського поясу

Структурні елементи: I – Білоруський кристалічний масив, II – Український щит, III – Волинсько-Поліський пояс, IV – Воронежський кристалічний масив, V – Прип'ятський прогин.

1 – високометаморфізовані товщі та ультраметаморфічні гранітоїди, що складають фундамент поясу; 2 – тетерівська серія. Асоціація I-типу: 3 – клесівська серія, 4 – габро, габродіорити першої вікової генерації, 5 – діорити, монцодіорити другої вікової генерації, 6 – гранодіорити, кварцові монцоніти третьої вікової генерації, 7 – граніти, гранодіорити четвертої вікової генерації. Ріоліт-гранітова асоціація: 8 – житковицька серія; 9 – житковицький комплекс; 10 – рапаківі Коростенського Плутону; 11 – ранньорифейські відклади; 12 – регіональні розломи; 13 – межі Прип'ятського прогину; 14 – головні розломи: 1 – Чашниковський, 2 – Вітебський, 3 – Стоходсько-Могилівський, 4 – Пержансько-Суразький, 5 – Південно-Прип'ятський, 6 – Тетерівський, 7 – Красногорсько-Житомирський, 8 – Брусилівсько-Брагинський; 15 – Плутонічні масиви: 1 – Житковицький, 2 – Рокитнянський, 3 – Мухарівський, 4 – Шепетівський, 5 – Смолдирівський, 6 – Коростенський; 16 – Западини: 1 – Краснопільська, 2 – Бобруйська, 3 – Овруцька

Прояви відображеної активізації, пов'язаної з утворенням воронезько-волинського суперпоясу, можна очікувати і в розташованій поблизу останнього приазовській частині щита. Зокрема, тут здавна відомі масиви гранодіоритів і гранітів так званого салтичанського ранньопротерозойського комплексу нез'ясованого геологічного положення. Порівняння вмісту рідкісноземельних елементів салтичанських та осницьких гранітів показало майже повну їхню ідентичність (рис. 3), що дозволяє припускати належність їх до одного геолого-тектонічного етапу [11]. Імовірно, процеси активізації вздовж окремих тектонічних зон мали місце і у внутрішніх частинах щита, але це питання вимагає окремого обговорення. Відмітимо лише, що девладівський комплекс розшированих плитоподібних базит-гіпербазитових тіл, які утворюють субширотний пояс у Середньому Придніпров'ї, не має аналогів на території Українського щита і водночас є формальним аналогом згаданого вище мамонського комплексу [1], структурно пов'язаного з

Воронезько-Волинським суперпоясом. Це дозволяє припускати зв'язок цього комплексу з процесами відображеної активізації в зоні Девладівського розлому.

Утворення вулканоплутонічних СФК зцементувало перераховані вище кратони в одну цілісну структуру – фундамент Східноєвропейської платформи, у зв'язку з чим подальші геологічні процеси – утворення плутонічних СФК мали однотипний характер у різних частинах цієї території. У межах Українського щита представниками плутонічних СФК є коростенський, курсунь-новомірогородський та східноприазовський комплекси. Усі вони складені лише плутонічними формаціями, займають автономне відносно стратифікованих товщ положення і належать до окремого (субплатформного за [3]) тектонічного етапу, який мав місце після консолідації щита та утворення вулканоплутонічних поясів. Коростенський та курсунь-новомірогородський комплекси включають габро-анортозитові, рапаківігранітові та лужногранітоїдні

формації. У Північно-Західному районі до коростенського СФК належить також пержанський комплекс (гранітова формація). У складі східноприазовського комплексу можуть бути виділені граніт-граносієнітова, сублужна гранітова та лужносієнітова формації. Граніти всіх перерахованих комплексів мають сублужний характер, цілу низку спільних особливостей складу та будови і належать до так званого А-типу гранітів. Масиви А-типу разом з асоціюючими габро-анортозитовими та лужними формаціями (тобто плутонічні СФК) утворюють Приазовсько-Прибалтійський плутонічний пояс, який простягається від східної частини Українського щита до Феноскандії. Радіологічні дані показують, що в межах поясу відбувався послідовний зсув магматичних процесів у північному напрямку у віковому інтервалі від 1800 до 1540 млн років. Азовсько-Прибалтійський пояс перетинає різні структури, що складають фундамент Східноєвропейської платформи – Воронежсько-Український, Білорусько-Прибалтійський, Феноскандинавський геоблоки. Укорінення кожного плутону було просторово пов'язано з одним чи декількома розломами давнього залягання, але немає такого розлому, з яким можна було б пов'язати пояс як єдине ціле. Згідно з даними, отриманими зі супутника Магсат [7], у південно-західній частині платформи встановлена велика магнітна аномалія, до осьової лінії якої тяжіє Азовсько-Прибалтійський пояс (рис. 4). Глибинна природа цієї аномалії не з'ясована, але, виходячи з її форми, можна припустити, що вона відповідає купольній структурі, з розколом осьової частини якої було пов'язано вкорінення магматичних тіл поясу. Ці дані дозволяють розглядати утворення останнього як прояв *автономної активізації* фундаменту західної частини платформи.

У північній частині Північно-Західного району Українського щита розповсюджено невеликі масиви та дайки так званих дивлінських граніт-порфірів, склад яких змінюється від кварцових монзонітів до лейкогранітів за кількісних переваги гранітів. Характерна риса граніт-порфірів – гранофірова структура, обумовлена симплектитовими зростками кварцу і калішпату, кварцу і біотиту, біотиту і рогової обманки. Гранофіровий агрегат становить до 20 % і більше від загального обсягу породи. Граніт-порфіри проривають граніти рапаківі і містять численні ксеноліти, складені метапісковиками, діабазовими порфіритами, туфогенними породами, які, на думку дослідників, що їх вивчали (Г.М.Яценко, І.С.Паранько та ін.), належать до топільнянської серії, за Стратиграфічною схемою Українського щита. За даними Г.М.Яценка, дивлінські граніт-порфіри утворюють декілька видовжених у субмеридіональному напрямку тіл серед відкладів Овруцько-Білокоровицької западини. Розміри тіл сягають перших десятків квадратних кілометрів. Дивлінські граніт-порфіри традиційно розглядають як фаціальну відміну рапаківіподібних гранітів. Н.А.Безпалько [2] запропонувала виділяти їх у самостійний дивлінський комплекс. За нашими спостереженнями, дивлінські граніт-порфіри дуже подібні до гранітів мазурського комплексу північної частини Польщі, що мають вік 1500 млн років [10]. Тут вони утворюють субширотний пояс, продовження якого на схід є граніти "Кабелія" (1505 ± 11 млн років) на півдні Литви і мостовський комплекс (1380–1470 млн років) на півночі Білорусі [12]. Подібні гранітоїди (атаманівський комплекс) відомі у Воронежському кристалічному масиві (усі автори підкреслюють звичайну присутність у гранітах цього типу молібденіту і флюориту). Тіла граніт-порфірів, за винятком дивлінських, утворюють субширотний Мазурсько-Воронезький плутонічний пояс, який трасує так званий Охотсько-Балтійський трансконтинентальний лінеамент, за [5], і є проявом так званої *планетарно-лінійної активізації* фундаменту західної частини платформи. Тіла дивлінських граніт-порфірів, у свою чергу, є

проявом відображеної активізації крайової частини Українського щита під впливом цієї структури.

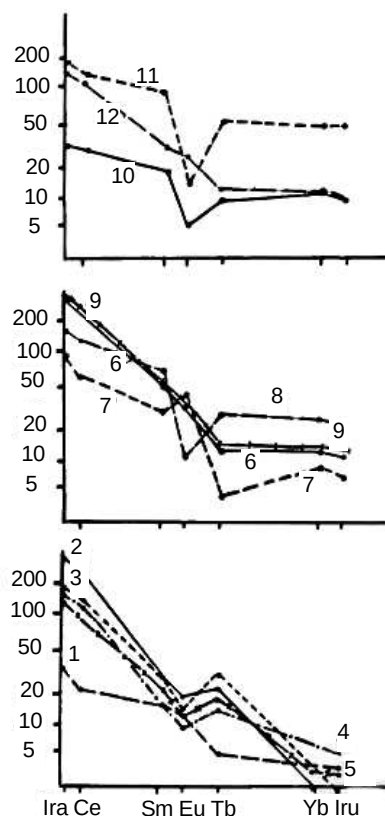


Рис. 3. Вміст рідкісноземельних елементів у гранітоїдах та гнейсах Українського щита, за [11]. 1 – Метатерригенні гнейси інгуло-інгулецької серії. Граніти S-типу: 2 – граніти Токівського, 3 – Мокромосковського масиву, 4 – кіровоградського комплексу, 5 – житомирського комплексу. Граніти I-го типу: 6 – Осницького, 7 – Мікашевицького, 8 – Новоукраїнського, 9 – Салтичанського масивів. Граніти А-типу: 10 – Коростенського, 11 – Корсунь-Новомиргородського, 12 – Кальміусь-Єланецького масивів (аналізи К.Ю.Єсипчука та Ю.Т.Сухорукова)

Одночасно з укоріненням дивлінських граніт-порфірів відбувалося утворення Овруцько-Білокоровицької западини, виповненої утвореннями топільнянської та овруцької серій вулканогенно-осадового СФК. Інші подібні западини відсутні в межах щита, але відомі в південній частині Білорусі (рис. 2) та східній частині Польщі. Усі вони локалізовані в межах широкої субширотної смуги, субпаралельної Охотсько-Балтійському лінеаменту. Польські дослідники (В.Рика) відносять цей СФК до так званого іотнійського комплексу і паралелізують останній з відкладами салмінської (а також, імовірно, приозерської) світ, утворюючих западину, рештки якої збереглися вздовж північного берега Ладозького озера [8]. На захід від цієї западини розташований Фінський залив Балтійського моря, витягнутий, як відомо, у широтному напрямку. Висувається припущення, що тут існував якийсь субширотний елемент, розташований симетрично відносно південної смуги розповсюдження западин іотнійського комплексу (лінією симетрії слугував Охотсько-Балтійський лінеамент), з яким і було пов'язано утворення вищезгаданої западини (і, можливо, інших западин, занурених у даний час у Балтійському морі), а пізніше Фінської затоки. Подібні іотнійським утворення розповсюджені в межах Свеконорвезького геоблока, наймолодшого за часом стабілізації серед усіх структур, що складають фундамент платформи [4]. Тому виникнення западин типу Овруцько-Білокор-

вицької та прояви магматичних процесів, що їх супроводжують, можна пов'язати з відображеною активізацією прилягаючих до Свеконорвезького Білорусько-Прибалтійського та Свеконорвезького (Карело-Кольського) геоблоків. У більш віддаленому Воронезько-Українському геоблоці процеси активізації виявилися слабо і лише в крайовій північній частині, а Волго-Камський геоблок взагалі не підлягав активізації.

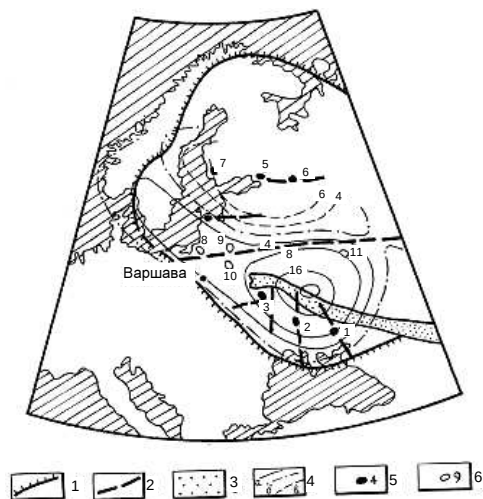


Рис. 4. Структури автономної активізації західної частини Східноєвропейської платформи:

- 1 – межа платформи, 2 – регіональні розломи,
- 3 – Дніпровсько-Донецька западина, 4 – ізолінії манітного поля, 5 – масиви Приазовсько-Прибалтійського поясу,
- 6 – масиви Мазурсько-Воронезького поясу. Масиви:
- 1 – східноприазовського комплексу, 2 – Корсунь-Новомиргородський, 3 – Коростенський, 4 – Ризький,
- 5 – Виборзький, 6 – Салмінський, 7 – Ластива,
- 8 – Мазурський, 9 – "Кабелія", 10 – мостовського комплексу,
- 11 – атаманівського комплексу

УДК 551.24 (477)

Виділення СФК дає можливість показати існування в докембрії проявів різних типів активізації окремих регіонів та фундаменту платформи в цілому. Кожний з цих типів мав характерні ознаки складу пов'язаних з ним магматичних утворень та характерні металогенічні особливості. З магматизмом А-типу пов'язані рідкіснометалічні прояви Приазов'я. З граніт-порфірами за межами УЩ – олово та флюорит. З магматизмом І-типу в інших регіонах звичайно пов'язано золото. З поглядом проявів різнотипної активізації унікальним є Північно-Західний район, у межах якого виявлено всі перераховані вище типи. Цей район, особливо його північна частина, заслуговує постановки тематичних формаційно-металогенічних науково-дослідних робіт з метою розробки розвинутих тут численних магматичних тіл щодо їх потенційної рудоносності.

1. Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы / Гл. ред. В.И.Гоньшакова. – М., 1973.
2. Безпалько Н.А. Геологическое положение пород Белокоровичской структуры. / Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – № 3. – С.25-33.
3. Гранитоидные формации Украинского щита. / Щербак И.Б., Есипчук К.Е., Орс В.И. и др. – К., 1984.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М., 1990. – Кн. 1.
5. Космогеология СССР / Н.С.Афанасьев, В.И.Башилов, В.Н.Брюханов и др. – М., 1967.
6. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита / В.В.Закруткин, Е.А.Кулиш, А.В.Зайцев и др. – К., 1990.
7. Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. – К., 1990.
8. Путеводитель геологических экскурсий по Карелии / В.С.Куликов, С.И.Рыбаков и др. – Петрозаводск, 1987.
9. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. – К., 1986.
10. Claesson S. Proterozoic ages from the Precambrian of Poland – results and implications // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization. – St.Petersburg, 1995. – P.21.
11. Sveshnikov K.I., Sukhorukov Yu.T., Pashkevich I.K., Krasovsky S.S. Anorogenic granitoids of the Early Precambrian magmatism of the Ukrainian Shield. / Bull. Geol. Soc. Finland. 65. – 1993. – Part II. – P.119-130.
12. Sunblad K., Mansfeld J., Motuza Q., Ahl M., Claesson S. Geology, Geochemistry and Age of a Cu-MO-Bearing granite at Kabeliai, Southern Lithuania // Mineralogy and Petrology. – 1994. – 50. – P.43-57.

Надійшла до редколегії 01.12.2003 р.

В.П.Кирилук, д-р. геол.-мінералог. наук

РАННЬОДОКЕМБРІЙСЬКА ГЕОЛОГІЧНА ЕВОЛЮЦІЯ ТА ПРОБЛЕМА "ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ" УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

На прикладі Українського щита розглянуто основні тенденції розвитку ранньодокембрійської земної кори, зокрема її термічної еволюції. Зроблено висновок про малу ймовірність стабілізації фундаменту Українського щита в доріпейський час і, відповідно, його справжню рифейську тектоно-магматичну активізацію. Явища, що розглядаються як прояви активізації, скоріше за все слід вважати наслідком процесів залишкової активності від ранньодокембрійського етапу розвитку.

The main tendencies of the Early Precambrian crust development and its thermal are recognized on the example of the Ukrainian Shield. The author arrived at the conclusion that there is a low possibility of the Ukrainian Shield stabilization in a Pre-ripan time. Probably the tectono-magmatic activation of this structure took place only in the Riphean time, while the phenomena, that usually are considered as the Precambrian activation, are actually result of some remaining processes after the Early Precambrian stage of the shield development.

Сьогодні є вже майже загальноприйнятою специфіка геологічної будови нижньодокембрійського фундаменту щитів давніх платформ, яка відрізняє його від будь-яких геотектонічних елементів неогеою. Вона полягає в тому, що фундамент щитів складений виключно кристалічними (метаморфічними та плутонічними) породами, комплекси яких повсюдно інтенсивно дислоковані. У фундаменті щитів відсутні неметаморфізовані осадові або вулканічні утворення, немає, відповідно, і надійних решток біоти, як тваринної, так і рослинної, і не тільки через її можливе знищення процесами метаморфізму, а через проблематичність її існування взагалі, або скільки-небудь суттєву геологічну роль під час формування фундаменту. Фундамент щитів включає ряд специфічних типів родовищ корисних копалин, що мають важли-

ве промислово-економічне значення і не повторюються в постранньодокембрійський час. Тривалість формування ранньодокембрійського фундаменту становить більше половини всієї геологічної історії Землі.

За всієї очевидності того, що геологічні умови формування фундаменту щитів були вельми своєрідні, наслідком чого і з'явилися зазначені особливості, ще й досі немає загального теоретичного обґрунтування геологічної специфіки раннього докембрію. Тобто немає як чіткого визначення принципів відмінностей складу і будови фундаменту щитів від складчастих областей неогеою, так і ймовірних особливих екзогенних та ендегенних режимів формування їхнього складу і будови, енергетичних джерел та шляхів еволюції. За відсутності загальної теорії формування ранньодокембрійсь-

ких комплексів і структур, що вони становлять, дослідники змушені свідомо або підсвідомо вдаватися до аналогій з тектонічними і супутніми їм умовами формування структур і комплексів неогеою, постійно входячи при цьому в очевидні змістовні протиріччя.

Так, наприклад, геологічна будова фундаменту щитів давніх платформ довгий час розглядалася багатьма дослідниками як результат тривалого і *багатоетапного геосинклінального розвитку* [4, 1]. При цьому якось залишалася осторонь та обставина, що кожна *окремо взята моноциклічна геосинклінальна система* фанерозою за своїми розмірами значно перевищує територію будь-якого щита Північної Євразії, з усіма його різновіковими складчастими системами. У зв'язку зі зміною загальної геологічної парадигми з'явилися спроби пояснення формування ранньодокембрійської структури і складу щитів з теоретичних позицій тектоніки літосферних плит [3], хоч і тут робиться зіставлення абсолютно різних за своїми масштабами явищ. Протягом останніх десятиріч, головним чином у зв'язку з питаннями металогенії, для характеристики тектонічної будови щитів значно поширилися такі терміни, як "архейські кратони", "протерозойські рухомі пояси" та деякі ін. [8, 11]. Логічні протиріччя їхнього застосування полягають у тому, що щити давніх платформ, де виходить на поверхню ранньодокембрійський фундамент, самі є частиною "кратону", як майже загальноновизнаного синоніму "давніх платформ". До того ж у фанерозойській (неогейській) термінології "кратони" і "рухомі пояси" виступають як співсучасні, однакові парні категорії, у той час як відносно фундаменту вони застосовуються як послідовні в часі утворення. І взагалі, так звані "протерозойські рухомі пояси", такі як Тетерівський та Інгудо-Інгудецький прогини Українського щита і більшість аналогічних структур інших щитів, просто не мають поясового характеру.

Розгляд термінологічних розбіжностей і суперечностей, що виникають у зв'язку із застосуванням неогейської термінології відносно фундаменту щитів, можна було б продовжити, вони численні, але цей аналіз сам по собі не дає виходу із ситуації з термінологією раннього докембрію, а лише обґрунтовує її необхідність, давно вже очевидну. Свого часу Є.М.Лазько [9], всебічно аналізуючи особливості найдавніших утворень щитів, зробив висновок про те, що для архею потрібно розробити власну геологічну теорію з власною термінологією. Сьогодні ця проблема залишається абсолютно актуальною, але має бути поширена не тільки на архей, але й на весь ранній докембрій – відрізок часу, протягом якого формувалася фундамент щитів і кратонів у цілому, у класичному розумінні цього терміна.

На жаль, до числа запозичених з неогейської геології термінів, таких, що не зовсім вдало, на наш погляд, застосовуються щодо фундаменту щитів, належить і "тектоніко-магматична активізація". Термін "активізація" достатньо чітко і змістовно визначається як "процес різкого підсилення (або поновлення) тектонічних рухів у стабілізованих ділянках земної кори. Він може виявлятися в тектонічній диференціації раніше консолидованих структур (розвиток розривних порушень, підняття, прогинів, западин) і в широкому та багатократному прояві магматизму в інтрузивній і ефузивній формі" [3] (*переклад В.К.*). Відносно неогейських структур процеси активізації й відповідні явища мають, зазвичай, значні масштаби і охоплюють "як платформи, так і складчасті області і включені в них серединні масиви" (там само). Що ж до ранньодокембрійських структур фундаменту давніх платформ, то під назвою "тектоніко-магматична активізація" різні дослідники розуміють процеси і явища різного змісту і масштабу. До них відносяться події й структури пла-

нетарного масштабу, які виділяються під назвою "зон і епох діасхізису" [1], процеси зеленокам'яного рифтогенезу, відомі на всіх щитах явища масової ранньопротерозойської гранітизації, формування окремих прирозломних структур, автономних інтрузивних масивів і навіть просто метасоматичні утворення і супутні рудопрояви в зонах розломів. Так, наприклад, відповідно до останньої узагальнюючої роботи з металогенії України [8] етап активізації й рифтогенезу Українського щита "означається формуванням структурно-фаціальних зон складних плутонів, лужних масивів центрального типу, накладених западин, континентальних рифтів, лінійних зон активізації та дайкових поясів" [8, с. 39].

Між тим, неупереджений розгляд структурно-речовинних особливостей і структурно-петрологічних співвідношень між собою різновікових комплексів фундаменту щитів та історико-геологічних еволюційних висновків на цій основі викликає великі сумніви щодо можливостей і масштабів справжньої, суттєво відірваної в часі, як це передбачає зміст терміна, тектоно-магматичної активізації стабілізованих областей на Українському щиті. Ці сумніви посилюються у зв'язку з тим, що в уже цитованій роботі [8] неодноразово наголошується, що явища активізації приурочені до протерозойських рухомих областей, тобто наймолодших структур. Імовірніше нам здається оцінка цих нібито "активізаційних" явищ як заключних подій практично безперервної направленої ранньодокембрійської геологічної еволюції фундаменту Українського щита. Принаймні такий висновок напрошується з дослідження на геологічній основі термічної еволюції верхньої частини земної кори і прилеглих зовнішніх оболонок Землі. Цим питанням присвячено низка попередніх робіт автора [5, 6, 7], які в основному були зосереджені на висвітленні ймовірних генетичних особливостей ранньодокембрійського вулканогенно-осадового літогенезу і окремих аспектів петрології, і не доходили до оцінки можливих умов активізації. Користуючись нагодою конференції, присвяченої металоносності саме зон тектоно-магматичної активізації Українського щита, хотілося б поділитися своїми поглядами на ранньодокембрійську геологічну еволюцію щитів і місце в ній тих процесів і утворень, що вважаються пов'язаними із зонами активізації. У короткому викладі ці погляди зводяться до наступного.

Основу геологічної будови Українського щита, як і інших щитів давніх платформ, становлять стратигенні (первинно вулканогенно-осадові) метаморфічні комплекси, серед яких за особливостями метаморфізму і геолого-формаційного складу виділяються:

а) грануліто-гнейсові комплекси, представлені побузьким комплексом, до якого входять дністерсько-бузька та бузька серії, приазовським комплексом, що об'єднує західно-приазовську і центрально-приазовську серії, та славгородським комплексом; на окремих значних за територією площах (басейн р. Соб, Приазов'я та Придніпров'я) гранулітові комплекси, інтенсивно діафторовані;

б) амфіболіто-гнейсові комплекси, до яких відносяться росинсько-тікицька та аульська серії;

в) метавулканогенні (зеленокам'яні) комплекси – конксько-верхівцівська та кесивцівська серії;

г) суттєво метатеригенні комплекси, серед яких розрізняються метакарбонатно-теригенні, або гнейсо-сланцеві за умовами метаморфізму комплекси (тетерівська та інгуло-інгулецька серії), метавулканогенно-хемогенно-теригенні, або кременисто-сланцеві комплекси (криворізька та білозерська серії).

Усі ці типи стратометаморфічних комплексів, що за особливостями метаморфізму чітко розрізняються між собою, *мають різний формаційний склад і не можуть бути зведені як один до одного з урахуванням різниці в*

ступені метаморфізму, так і до відомих геотектонічних формаційних рядів структур неогео. Винятком є грануліто-гнейсові та грануліт-діафоритові метаморфічні комплекси, в яких розпізнаються спільні формації, що становилися і перетворювалися в умовах гранулітової та амфіболітової фацій. Крім того, деякою мірою гнейс-сланцеві (метакарбонатно-теригенні) комплекси за своїм реставрованим (дометаморфічним) формаційним складом нагадують міogeосинклінальні формаційні ряди (метавапнякова, метааспідна-метаграувакова, метамоласова формації). Однак вони відрізняються від останніх при співрозмірній потужності значно меншим порівняно з геосинклінальними утвореннями площовим поширенням, структурним положенням у вигляді слабо витягнутих чи ізометричних складнодислованих прогинів, приурочених до окремих блокових структур, і повсюдним нерівномірним, але в цілому високим (у діапазоні від епідот-амфіболітової до гранулітової фацій) метаморфізмом.

Геологічні співвідношення названих типів комплексів, як на Українському щиті, так і на інших щитах Північної Євразії, що були вивчені під час геологічного картування та тематичних робіт, свідчать про їхнє формування саме в зазначеній віковій послідовності – від найдавніших грануліто-гнейсових до молодих суттєво метатеригенних. Комплекси метакарбонатно-теригеного та метавулканогенно-хемогенно-теригеного підтипів виступають як фаціальні різновиди в різних структурно-формаційних зонах. У стратиграфічному відношенні і в термінах сучасної докембрійської геохронології ці стратометаморфічні комплекси можуть бути приблизно визначені наступним чином: грануліто-гнейсові – ранній архей, амфіболіто-гнейсові – середній архей, зеленокам'яні – пізній архей і суттєво метатеригенні – ранній протерозой, а деякі з них, як, наприклад, білозерська серія, можливо навіть дещо давніші (кінець пізнього архею). Але, наголошую, що це приблизне зіставлення, оскільки ці комплекси не можуть розглядатися як еталони, або аналоги хроностратиграфічних підрозділів, а є скоріше регіональними тектоно- та клімато-стратиграфічними одиницями, які можуть мати не фіксовані, а плинні вікові границі, однак зі збереженням відносної стратиграфічної послідовності в конкретних регіонах. Інші думки щодо відносної вікової послідовності комплексів, які існують нині на різних щитах, базуються на даних ізотопно-геохронологічних досліджень, під час яких, без усього врахування геологічних даних, за стратиграфічний вік вихідних товщ часто помилково приймається час значно пізнішого метаморфізму.

Спроба теоретичного моделювання умов накопичення вихідних, дометаморфічних товщ різних типів комплексів та їхнього метаморфізму привели автора до висновку про те, що і різний формаційний склад, і характер та ступінь метаморфізму послідовно сформованих різновікових комплексів обумовлені однією причиною – еволюцією теплового стану та температурного поля верхніх оболонок Землі – земної кори, атмосфери і гідросфери [5, 7]. Стартовими умовами для початку процесів вулканогенного й осадового літогенезу найдавніших з відомих ранньодокембрійських товщ, що дали початок грануліто-гнейсовим комплексам, могли бути висока температура поверхні Землі, обумовлена її первісним розігрівом, що досягала $+500...+550^{\circ}\text{C}$, відсутність гідросфери та щільна суттєво вуглекислота атмосфера. Можливість такої палеокліматичної та фізико-хімічної ситуації на поверхні ранньої Землі сьогодні нам демонструє планета Венера, на якій існують подібні умови, а на фотопанорамах пове-

рхні планети чітко помітні прояви складових елементів процесу субаерального еолового літогенезу.

Залишаючи осторонь питання зв'язку вулканогенно-осадового літогенезу із загальною тепловою еволюцією земної кори та палеокліматичними змінами на поверхні Землі, які були розглянуті нами раніше [7], зосередимося на ендегенному аспекті енергетичної еволюції ранньодокембрійської земної кори, оскільки питання тектоно-магматичної активізації це завжди, перш за все, питання причин активізації й джерела додаткової енергії. Як показує синтез існуючих фактів, усі ендегенні процеси в складі ранньодокембрійських комплексів знаходять своє місце і пояснення на фоні загального пониження температури верхньої частини земної кори. При цьому ряд конкретних даних та загальних уявлень свідчать про значну тривалість і теплову інерцію метаморфізму, ультраметаморфізму та супутніх процесів.

Таким чином, початковими температурними умовами верхньої частини земної кори на час формування грануліто-гнейсових комплексів, у ранньому археї, можна вважати глобальне існування Р-Т умов гранулітової фації. За цих умов метаморфізм відбувався за "моделлю занурення", при цьому він повсюдно, хоч і нерівномірно, супроводжувався ізофаціальним ультраметаморфізмом, що привів до створення фактично тих метаморфічних за своїм складом і природою порід, які утворилися внаслідок "сухої" (безводної) перекристалізації, але мають глибинний плутонічний вигляд (ендербіти, чудново-бердичівські граніти та ін.). Такі умови існували на всю потужність гранулітових комплексів, що перевищувала 12–15 км, і продовжувалися на ще більшу глибину, поступово зростаючи відповідно до середніх геотермічних і геобаричних градієнтів, імовірно близькими до сучасних, але зміщеними у високотемпературну область [12]. Уся ця розігріта маса, висока температура якої і надалі підтримувалася спадним із часом, але все ще достатньо високим тепловим потоком, імовірно відіграла основну енергетичну роль у наступних структурних і петрологічних процесах верхньої кори.

Наступні за віком амфіболіто-гнейсові комплекси, сформовані протягом середнього архею, повсюдно метаморфізовані в умовах амфіболітової фації, що свідчить про деяке загальне зниження температури приповерхневих частин земної кори. Подібний рівномірний метаморфізм може бути пояснений, як і попередній, лише за "моделлю занурення" у високотемпературне глобальне теплове поле. Імовірно, що початок формування амфіболіто-гнейсових комплексів був пов'язаний з появою на поверхні Землі високотемпературної гідросфери, або термогідросфери, з температурою понад $+150^{\circ}\text{C}$ [7]. Така подія повинна була мати глобальний характер. Тому, якщо до амфіболіто-гнейсових комплексів відносити гнейси Амітсок і серію Ісуа в Гренландії, вік яких визначається як не молодший за 3,75 млрд років [10], то появу термогідросфери і створення глобальних умов, придатних для формування всіх амфіболіто-гнейсових комплексів, слід відносити до межі 3,9–4,0 млрд років. Можливий розподіл температур у приповерхневій частині кори для цього етапу був розглянутий нами раніше [6]. Геотермічний градієнт під час метаморфізму амфіболіто-гнейсових комплексів міг бути значно підвищений до глибини 4–5 км і досягати $120-130^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а глибше в зоні ймовірного плавлення гранітів, пов'язаних з амфіболітовою фацією, відбувалося термостатування на рівні приблизно $+650^{\circ}\text{C}$. Нижче амфіболіто-гнейсових комплексів під час їхнього метаморфізму і ультраметаморфізму продовжувалося існування Р-Т умов гранулітової

фації і пов'язаних з цим метаморфічних та ультраметаморфічних процесів.

Додатковою ознакою зниження температур верхньої частини земної кори і супутнього петрогенезису є широке площове розповсюдження діафоритів амфіболітової фації по гранулітах, більша частина яких, виходячи з геологічних спостережень, сформована одночасно з утворенням амфіболіто-гнейсових комплексів та їхнім метаморфізмом і ультраметаморфізмом.

Подальше зниження температури верхньої частини земної кори встановлюється при вивченні пізньоархейських зеленокам'яних комплексів. Умови їхнього метаморфізму в розрізах, потужність яких може сягати 8-9 км, здебільшого відповідають зеленосланцевій і епідот-амфіболітової фаціям. Лише в нижніх частинах комплексів метаморфізм досягає низькотемпературної субфації амфіболітової фації, але ніколи не підвищується до умов ультраметаморфізму, тобто до високотемпературної частини амфіболітової фації. У той же час є всі підстави говорити про те, що безпосередньо нижче зеленокам'яних комплексів, а в купольних структурах і на гіпсометричному (від поверхні) рівні сусідніх зеленокам'яних поясів, продовжувалися процеси ультраметаморфізму і гранітоутворення в нижньому, амфіболіто-гнейсовому структурному поверсі, що привели до появи характерної поясово-купольної структури гранітно-зеленокам'яних областей практично всіх щитів світу.

Метаморфізм ранньопротерозойських суттєво теригенних комплексів принципово не відрізняється від пізньоархейських, хоч і має деякі відмінності в деталях. Він теж зональний з підвищенням ступеня метаморфізму вниз за розрізом. Ранньопротерозойські залізисто-кременисто-сланцеві комплекси, що перекривають зеленокам'яні, метаморфізовані в умовах зеленосланцевої та іноді епідот-амфіболітової фації. Їхня участь у спільних поясових структурах та деформаціях разом із зеленокам'яними комплексами свідчить про продовження і в ранньому протерозої процесів гранітогнейсового куполоутворення і, відповідно, про існування на відносно невеликій глибині активних тектоно-петрологічних процесів.

Ще наочніше такі процеси були проявлені на площах розвитку карбонатно-теригенних нижньопротерозойських товщ. На Українському щиті це Волинський і Кіровоградський мегаблоки, де розвинуті відповідно тетерівський і інгуло-інгулецький комплекси. Загальний ступінь метаморфізму тут дещо вищий від одновікових утворень гранітно-зеленокам'яних областей і не опускається нижче епідот-амфіболітової фації. За відсутності молодших відкладів та ймовірного відносно невеликого денудаційного різку це може свідчити про підвищений геотермічний градієнт у цих структурах. Свідченням цього є і більш високий метаморфізм у нижніх частинах розрізу потужністю 5-7 км, що досягає високотемпературної частини амфіболітової фації й навіть гранулітової фації, як це має місце в Кіровоградському блоці.

Ці явища у свою чергу свідчать про активний стан і вплив "фундаменту" на відклади "чохла". Ці терміни спеціально взято в лапки, бо в змістовному відношенні вони не відповідають ні уявленню про стабільний фундамент, ні про малорухомий чохол, як це буває у фанерозойських двоповерхових структурах платформного типу. Вони теж запозичені від численних попередніх робіт, в яких Волинський та Кіровоградський блоки називалися "протоплатформами", або "протоплатформними блоками". "Фундамент" і "чохол" ранньодокембрійських структур тривалий час розвивалися синхронно, формуючи в структурно-речовинному відношенні нижній і верхній структурні поверхи, а в тектоно-генетич-

ному аспекті – *інфраструктуру* (нижній поверх) та *супраструктуру* (верхній поверх). Ці елементи на площах розвитку гнейсосланцевих комплексів повністю узгоджені між собою структурно і метаморфічно, границі поверхів проводяться чисто умовно, іноді по розломах. Як правило, вони розташовані в межах зон амфіболітової та гранулітової фацій, які часто супроводжуються проявами ультраметаморфізму. Так, ще й досі не визначено контакт інгуло-інгулецької серії з підстеляючим її гранулітовим комплексом у межах так званого Братського синклінію, на підставі чого існування тут двох поверхів іноді взагалі заперечується. Немає жодного місця, де був би встановлений контакт тетерівської серії з утвореннями дністерсько-бузької або росинської тикицької серії, незважаючи на те, що проводилися спеціальні роботи для розв'язання цієї проблеми. Усі проведені на картах контакти нижньопротерозойських комплексів є виключно умовними.

Викладені дані свідчать про те, що і в ранньопротерозойський час на глибинах 5-10 км продовжували існувати умови високотемпературних метаморфічних фацій, які супроводжувалися гранітоутворенням, причому не лише ультраметаморфічним, але й магматичним, шляхом реоморфізму і анатексису інфраструктури. Про це можуть свідчити і петрографічні, і геохімічні ознаки більшості інтрузій, що проривають супраструктуру, які мають спільні риси з амфіболіт-гранітовими (кіровоградський та житомирський комплекси) або гранулітовими (букинський та новоукраїнський комплекси) асоціаціями інфраструктури.

На підставі розглянутих даних можна зробити висновок про те, що незважаючи на загальне охолодження верхніх оболонок Землі, і в пізньому археї, і навіть на кінець раннього протерозою (близько 2 млрд років тому) на глибинах порядку 5-10 км біля підшови супраструктури двоповерхових структур Українського щита, а іноді і в самій супраструктурі, ще зберігалися високотемпературні Р-Т умови петрогенезису попередніх – ранньо- та середньоархейського – етапів розвитку земної кори. Тобто суттєве охолодження охопило лише приповерхневі частини земної кори (перші кілометри), у той час як глибші рівні протягом 1,5-2 млрд років від самого початку формування грануліто-гнейсових комплексів зберігали свою високу енергонасиченість і температуру завдяки великій тепловій інерції та фоновому тепловому потоку, що з часом поступово і повільно зменшується, але механізмів раптового "відключення" якого в надрах Землі просто не існує, так само як немає в природі механізмів ефективного швидкого охолодження великих розігрітих мас земних глибин та їхнього наступного швидкого розігріву. Це реальні факти, якими, на жаль, часто нехтують геологи і навіть геофізики під час розробки своїх уможглидних петрологічних та еволюційних моделей, вільно користуючись уявленнями про стабілізацію, активізацію, регенерацію, розломоутворення тощо.

Треба сказати, що поруч з охолодженням під час термічної еволюції верхніх частин земної кори в ранньому докембрії відбувалася поступова локалізація "конструктивних" геологічних структур, під якими ми розуміємо структури, у межах яких відбувалися процеси накопичення осадово-вулканогенних комплексів і супутні геологічні процеси – метаморфізм та магматизм. Для ілюстрації цього аспекту ранньодокембрійської геологічної еволюції можна використати поділ Українського щита на мегаблоки і відносно їх розглянути розподіл у структурі щита різновікових стратигенних комплексів. Усього нині на Українському щиті виділяється шість блоків I-го порядку, або мегаблоків – Волинський, Подільський, Бузько-Росинський, Кіровоградський, Придніпровський та Приазовсь-

кий і Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс на крайньому північному заході щита.

Ранньоархейські гранулітові комплекси, їхні діафторовані, недіафторовані або ультраметаморфічні похідні розповсюджені в усіх мегаблоках і становлять найнижчі з відслонених на поверхні фундаменту структурні поверхи. Це фактично є підтвердженням висловленої раніше думки про первісне повсюдне розповсюдження гранулітів, виходячи з уявлень про специфічні умови їхнього походження.

Середньоархейські амфіболіто-гнейсові та похідні від них амфіболіт-гранітові комплекси встановлені в межах Придніпровського, Бузько-Росинського, Кіровоградського та Волинського мегаблоків. На підставі широкого розповсюдження діафторитів на території Приазовського мегаблока припускається, що раніше і тут був поширений амфіболіто-гнейсовий комплекс, можливо малопотужний і пізніше денудований. Єдиним мегаблоком, у межах якого немає жодних свідчень про можливе розташування на його території в геологічному минулому амфіболіто-гнейсового комплексу, є Подільський мегаблок. Якщо оцінювати поширення цих комплексів за сучасними даними у фундаменті Східноєвропейської платформи, то гранулітові комплекси і там переважають і становлять приблизно 60 % території, до 30-35 % це амфіболіто-гнейсові комплекси і амфіболітові діафторити гранулітів і лише 5-10 % належать молодшим утворенням.

Наступні за віком пізньоархейські зелені кам'яні комплекси на території Українського щита розповсюджені лише в Придніпровському мегаблоці й на обмежених ділянках Приазовського мегаблока. Немає ніяких підстав вважати, що на Українському щиті вони могли формуватися десь поза межами цих районів. Нарешті, ранньопротерозойські карбонатно-теригенні відклади накопичувалися тільки в межах Волинського та Кіровоградського мегаблоків, а вулканогенно-хемогенно-теригенні комплекси – лише на обмежених ділянках Придніпровського і ще менших площах Приазовського мегаблоків.

Однак, не зважаючи на відсутність на інших територіях Українського щита пізньоархейських і ранньопротерозойських відкладів, зокрема на Подільському та Бузько-Росинському мегаблоках, активні високотемпературні петрологічні процеси на відносно невеликій глибині, на рівні сучасного денудаційного зрізу, у більш давніх комплексах продовжувалися, про що свідчать масові ранньопротерозойські визначення ізотопно-геохронологічного віку переважно близько 2-2,1 млрд років з гранітоїдів бердичівського та звенигородського комплексів [13]. Фактичним визнанням сказаного слід вважати виділення цієї території, як і Приазовського блока, як "областей тектонотермально-перероблених архейських кратонів" [8, с.18-19], з тією лише різницею, що немає жодних підстав вважати ці області раніше "кратонізованими" у зв'язку із відсутністю, як уже наголошувалося вище, механізмів ефективного охолодження і повторного розігріву великих високотемпературних мас. Імовірнішим здається безперервне тривале існування тут високотемпературних умов. Непрямим свідченням про малу ймовірність попереднього суттєвого зниження температури може бути відсутність у багатьох гранулітах будь-яких ознак діафторезу.

Таким чином, можна констатувати, що впродовж усього раннього докембрію, аж до кінця раннього протерозою включно, на території Українського щита, як імовірно і взагалі в ранньодокембрійській земній корі, на відносно невеликих глибинах вже близько 5-10 км від поверхні, і можливо навіть менше, існували високо-температурні Р-Т умови амфіболітової й гранулітової

фацій метаморфізму і протікали активні петрологічні процеси. За таких умов Український щит у дорифейський час аж ніяк не можна вважати стабілізованою структурою. Його термічна і тектонічна стабілізація, або *кратонізація*, тільки розпочалася наприкінці раннього протерозою, про що свідчить як наявність у різних мегаблоках дислокованих нижньопротерозойських відкладів, так і масові визначення ізотопно-геохронологічного віку гранітоїдів різними методами в усіх мегаблоках Українського щита близько 2-1,9 млрд років. І навряд чи, виходячи з попередніх міркувань, термічна консолідація могла бути швидкою. Так що в цьому відношенні вся дорифейська історія щита не дає підстав для висновків як про якісь стадії суттєвої тектонічної, термічної й петрологічної консолідації, так і про можливості його тектоно-магматичної активізації.

Виникає закономірне питання: чим же в такому разі вважати названі вище такі нібито прояви етапу активізації, як формування "складних плутонів, лужних масивів центрального типу, накладених западин, лінійних зон активізації та дайкових поясів" [8, с.39]. Серед них є, на наш погляд, утворення різного типу. Зокрема, зіставлення структурної позиції інтрузивних габро-анортозит-рапаківігранітних комплексів та інтрузій лужного і лужногранітного складу показує, що на щитах їхні масиви знаходяться в мегаблоках певного типу: перші розміщуються в межах ладозького гранітно-гнейсосланцевого типу, до якого належать Волинський та Кіровоградський мегаблоки, а другі – у мегаблоках кольського грануліт-діафторитового типу, до яких відноситься Приазовський мегаблок. Це дає підстави припускати, що названі інтрузії є проявом фінального магматизму заключних стадій розвитку цих типів мегаблоків, що можуть бути навіть значно відірвані в часі від початку стабілізації блоків. Зауважимо при цьому, що ці утворення в цілому продовжують загальну тенденцію зменшення в часі "конструктивних" структур.

Що ж до різноманітних метасоматичних проявів, ще менших за своїми масштабами, як одновікових із названими інтрузіями, так і пізніших, як правило, пов'язаних з окремими розломами і зонами різного порядку, то і вони навряд чи можуть вважатися продуктом активізації. Проникність розломів скоріше всього була теж пов'язана не з їхньою тектонічною активізацією, а з контракційним зменшенням об'єму породних мас під час охолодження, унаслідок чого і виникла можливість для проникнення з глибини залишкових флюїдів, що зазвичай мають підвищений вміст корисних компонентів.

Таким чином, ми приходимо до висновку, що всі дорифейські, і мабуть більшість рифейських так званих "накладених процесів", або "процесів активізації", слід вважати процесами, пролонгованими від раннього докембрію, або *процесами залишкової активності*. Усі вони, скоріше за все, пов'язані з проникненням на глибину під час відступання ізоград і температурної контракції раніше утворених зон розломів і тріщинуватості й міграцією по них залишкової мобільної речовини, як правило, збагаченої рудними компонентами.

Принципова різниця між розумінням одних і тих же явищ як наслідку тектоно-магматичної активізації, чи залишкової активності полягає в наступному. У першому випадку її продукти мають автономну природу, походять, як правило, з глибинних джерел і їхнє оточення, або рама відіграє роль ізотропного пасивного вміщувачого середовища. Прикладом такої тектоно-магматичної активізації може бути формування склепінного підняття Станового хребта на південно-східній окраїні Сибірської платформи, що супроводжувалося утворенням юрсько-крейдових гребенеподібних осадово-вул-

канічних западин та характерних орогенних гіпабісальних інтрузивних комплексів того ж віку. При цьому інтрузії перетинають різні структурно-формаційні зони і проривають різновікові утворення, від архейських до палеозойських, не змінюючи при цьому ні свого вигляду і складу, ні супутньої мінералізації. До явищ такого масштабу та природи можливо належить виникнення й розвиток на Воронежсько-Українському щиті, або геоблоці, Дніпровсько-Донецького авлакогену із супутнім формуванням в його крилах, зокрема на Українському щиті, западин типу Овруцької грабен-синкліналі, дайкових поясів, кімберлітів тощо.

Щодо утворень, пов'язаних із зонами залишкової активності, то для них можуть бути встановлені еволюційні структурні й речовинні зв'язки з комплексами попередніх етапів, і при побудові петролого-генетичних моделей вони знаходять своє місце як продукти заключних стадій магматизму, метаморфізму або кінцевих гідротермально-метасоматичних диференціатів у межах "конструктивних" зон. Наголосимо, до речі, що на території Подільського та Бузько-Росинського мегаблоків, де немає ніяких свідочств формування в постсередньоархейський час будь-яких стратигенних утворень, невідомі також і ознаки тектоно-магматичної активізації.

УДК 55 (091) (477)

ОСНОВНІ ЕТАПИ ТЕКТОНІЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ СТРУКТУР КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ Й ОСАДОВОГО ЦОХЛА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ В ПОСТКАРЕЛЬСЬКИЙ ЧАС

За результатами досліджень в історії геологічного розвитку платформної частини території України виділено декілька основних етапів, які характеризуються великою насиченістю геологічними подіями і високою продуктивністю на корисні копалини.

Several basic stages characterized by the high saturation of the geological events and high productivity for the mineral resources were distinguished in the history of the geological development of the platform part of Ukraine by the results of these investigations.

Структури пізнього протерозою розвивалися в тілі стабілізованого наприкінці раннього протерозою підвищеного суперконтиненту, складеного гетерогенною континентальною корою.

Геодинамічний режим розтягу, який наступив після стиснення і підйому кори, зумовив її роздроблення на окремі сегменти континентальної кори, перетворені пізніше в мегаконтиненти й кратони, у свою чергу розбиті на накладені платформні западини, палеорифти, області розвитку вулканоплутонів, зони тектоно-термальної переробки субстрату, інтракратонні та окраїнно-континентальні синклінали.

Деструкція кори в пізньому протерозої на всіх континентах добре простежується за масштабом вилування кислих магм, пов'язаних з формуванням екструзивних інтрузій. Кількість виверженої в цей час магми і пірокластичних продуктів величезна і важко піддається підрахунку. Певною мірою, про масштаби пізньопротерозойського вулканізму можна судити [4] хоча б за Акітканським прирозломним прогином, в якому накопичилося більше 50 000 км³ лав.

Основні лави у складі континентальних товщ також були значно розповсюджені. З базальтовими покривами майже завжди супутні дайки й потужні сили долеритів.

Величезна смуга кислих ефузивів та інтрузивних тіл розташована на південному сході Канадського щита від штату Техас (США) до провінції Онтаріо (Канада) [4]. У цій смузі геологами описані недислоковані ріоліти, фельзити, дацити а також багато інтрузій віком 1400-1200 млн років.

У південно-східних і східних областях Північної Америки в ранньому протерозої сформувався величезний

1. Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрій континентів. Основные черты тектоники. – Новосибирск, 1977. 2. Геологический словарь / Кол. авторов. – М., 1973. – Т. 1. 3. Глевоцкий Е.Б., Калеев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минералог. журн. – 2000. – Т. 22. – № 2/3. – С.77-91. 4. Калеев Г.И. Метаморфические аналоги геосинклинальных осадочных формаций в Украинском щите // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М., 1967. – Вып.2. – С.227-237. 5. Кирилук В.П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры // Геол. журн. – 1971. – № 6. – С.42-54. 6. Кирилук В.П. Модель раннедокембрийского монофазального метаморфизма и ультраметаморфизма // Геология метаморфических комплексов. – Свердловск, 1977. – Вып. 6. – С.40-47. 7. Кирилук В.П. О влиянии экзогенных факторов на температурный режим формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов щитов // Геология метаморфических комплексов: Межвуз. темат. сб. – Екатеринбург, 1991. – Вып. 17. – С.4-13. 8. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500000. Пояснювальна записка / А.С.Войновський, Л.В.Бочай, С.В.Нечаєв та ін. – К., 2003. 9. Лазько Е.М. Особенности развития земной коры в догеосинклинальный этап. Тектоническое строение архея // Геол. журн. – 1971. – Т. 31. – Вып. 4. – С.8-19. 10. Майерс Дж.С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии // Ранняя история Земли / Под. ред. Б.Уиндли. – М., 1980. – С.176-188. 11. Силицын А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. – Л., 1990. 12. Шульдинер В.И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов // Геол. и геофиз. – 1976. – № 2. – С.67-75. 13. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минералог. журн. – 2000. – № 2/3. – С.12-24.

Надійшла до редколегії 25.11.2003 р.

Т.П.Міхницька, д-р геол. наук
В.А.Рябенко, д-р геол.-мінералог. наук

вулканоплутонічний пояс, що простягається на 6000 км від півострова Лабрадор до Каліфорнії при ширині 1000 км. У цьому поясі вивчено близько тисячі плутонів анорозитів, анорозитів, граніт-порфірів, сієнітів, габро. Вік їх 1500-1400 млн років (Rb-Sr) [5].

Аналогічні пояси досліджено в Північній і Південній Америці, Європі, Індостані, Австралії, Антарктиді. У них виявився повторний метаморфізм, магматизм, ізотопне омолодження порід, накладені деформації, але без суттєвої участі пізньопротерозойської супраструктури. Усі вони мають лінійну форму, більшу протяжність, інколи до декількох тисяч кілометрів. Субстрат їх складений глибокометаморфізованими утвореннями нижнього докембрію, а верхньопротерозойські товщі, які відповідають етапу переробки, у більшості випадків відсутні.

Прикладами поясів тектоно-термальної переробки (ТТП) можуть бути ельсонська зона і гренвільський пояс давньої кори (Північна Америка), на описанні яких варто зупинитися більш детально.

Ельсонська зона охоплює величезний простір на півдні Північно-Американського континенту [4, 5]. Тут спостерігається повсюдне вкорінення у фундамент дискордантних неметаморфізованих інтрузій гранітів, сієнітів, габро. Найбільш ранньою інтрузією вважається інтрузія адамелітів Мічікмау – 1462 млн років (U-Pb). Цей прояв магматизму призвів до становлення анорозитового комплексу (1388 млн років) і до появи гранітів типу Снегашук (1426 млн років).

На південь від озера Верхнє в цій зоні розташований батоліт Волф-Рівер, інтрузивний комплекс Кронер-

Айленд і сієніти Вусау, вік яких коливається в межах від 1464 до 1437 млн років (Rb-Sr). У цій зоні вже в більш пізній час (1300-1000 млн років) сформувалися вулканіти групи Ківіно з промисловим вмістом міді. Область Ківіно усього лише частина великої трапової провінції, що простягається на південь від озера Верхнє до штату Канзас. З трапами асоціюють масиви габроїдів Дулут, Маскока. Одночасно формується комплекс дайок "рій Маккензі" (1300-1000 млн років). Довжина рою 2500 км, ширина – 460 км. Напрямок – з північного заходу на південний схід. Склад дайок – долерити, базальти [4].

Гренвіл – класичний приклад зони негеосинклінальної ТТП давньої кори. На Північно-Американському континенті цей пояс простягається на 3500 км від острова Ньюфаундленд до Мексиканської затоки. При ширині близько 400 км релікти його спостерігаються в Шотландії (граніти Ардур віком 1030 млн років), Західній Ірландії (граніти віком 1000 млн років), Франції (Армориканський масив), Південній Скандинавії (граніти Бохус-Естфолінд віком 1000-900 млн років). Одночасно тут проявляється дальсландська деформація з утворенням пегматитів віком 1100-950 млн років.

Усе це вказує на існування 1 млрд років тому тільки єдиної континентальної плити, яка об'єднувала Європейський і Північно-Американський континенти. У межах гренвільського поясу магматизм проявлений інтрузіями анортозитів, аляскітоїдних, пегматоїдних, аплітоїдних гранітів, нефелінових сієнітів віком 1150-850 млн років.

На Східно-Європейській платформі (СЄП) в пізньому протерозої [4] магматизм проявився лужними гранітами Лане, масивами рапаківіподібних гранітів Смоланд (1600 млн років), Рагунда-Нордінгго (1450 млн років), покривами базальтів та інтрузіями діабазів (Крестівський авлакоген, виборзький діастрофічний цикл). На Уралі сформувалися масиви гранітів рапаківі, що проривають саткінську світу, датовані 1348 млн років (Rb-Sr). Бердяуський масив гранітів рапаківі, розташований на Південному Уралі, має приблизно такий самий вік. Граніти Бохус-Естфолінд віком 1000-900 млн років проривають породи карбонат-теригенної формації Даль (південно-західна частина Швеції). Вони є фрагментом гренвільського поясу ТТП.

Наприкінці пізнього протерозою виникли палеоструктури Прото-Япетуса, які виражені системою басейнів і проток, що простягнулися від Південних Апахів до Шпіцбергену, а також покриви трапів з дайковими інтрузивними комплексами (венд).

На Африканському континенті [4] на початку пізнього протерозою в Кібаро-Анаколійській та Ірумідській системах відбувалося накопичення потужних товщ андезитобазальтів, ріолітів та інших вулканітів. Тільки в середньому рифейі (кібарський діастрофізм) тут з'являються граніти (масив Чімале віком 1350-1300 млн років).

Кібарський діастрофічний цикл достатньо повно проявився на Африканському кратоні. У зонах активізації на платформах в архей-ранньопротерозойський фундамент вкорінювалися невеликі інтрузії лейкократових мусковітових гранітів та супутні їм рідкіснометалеві (у тому числі оловоносні) пегматити, аляскіти (червоні граніти), а також граніт-порфірів, сієніт-порфірів. Вік цих утворень коливається в широких межах від 1350 до 850 млн років. Поряд з кібарідами в зонах повторної активізації широко розвинуті й інтрузивні породи гренвільського діастрофічного циклу.

У кінці пізнього протерозою на Африканському континенті [4] вулканізм представлений невеликими тілами гіпербазитів і габро, базальтами та діабазами дайкового комплексу (Атакорська зона), а також інтрузіями гра-

нітів віком 580-570 млн років. У Конго масив гранітів Кубус має вік 550 млн років.

Початок пізньопротерозойського магматизму на Австралійському кратоні [4] позначився виливом у западині Марк-Артур вулканітів Пайк-Крік і Файн-Крік (1670-1620 млн років). У цій же структурі мало місце вкорінення гранітів Сібела (1620-1540 млн років). Це час виборзького діастрофізму. У кібарський період на південному сході Австралії сформувалася серія Рупен основних вулканітів (1317 млн років), які складають низи шельфу плити Стюрт. У блоці Масгрейм мала місце готська активізація, тут описані інтрузії гранітів (1200 млн років) і відбулося становлення основного-ультраосновного інтрузивного комплексу Джайлз (1100-1200 млн років).

Найяскравіше на Австралійському кратоні проявив себе гренвільський діастрофізм. У западині Мак-Артур у серію Репер вкорінювалися дайки долеритів віком 1128 млн років. Масиви гранітів і адамелітів віком 1080-900 млн років становлять цілий пояс у провінції Албані-Фрейзер. Граніти масиву Джорджтаун мають вік 976 млн років.

У западині Амадієс накопичилися потужні товщі долеритів віком 897 млн років. У венді на території Австралійського кратону прояви магматизму поки невідомі.

На Південно-Американському кратоні [4] перша пізньопротерозойська активізація відбулася 1700-1500 млн років тому. Вона отримала назву Паренський (Бразилія) або Паргуазький епізод. Це час формування найбільшого у світі плутону гранітів рапаківі (Венесуела), площа якого більше 30 000 км².

Кібарський епізод на цьому кратоні отримав назву Мадейри (1400-1250 млн років). Початок його відмічено вкоріненням гранітів (1400 млн років) у субпровінції Каражас, які проривають теригенний комплекс, а також лужних гранітів Тікі, Телес-Пірос у субпровінціях Ріу-Негру, Шингу та ін. Ця активізація мала місце на Гвіанському щиті. Заключний рондонійський імпульс, що відповідає гренвільському діастрофізму, виявився в межах Амазонського кратону. Тут грабеноподібні структури провінції Мадейри заповнювалися вулканітами Нова-Флореста. Кислий вулканізм широко виявився у вигляді апорогенних кільцевих лужних гранітоїдів Рондонна, а також вулканітів Коста-Маркеш. Основний і лужний магматизм формують інтрузії типу Катама на півдні басейну Амазонки.

У венді на східній і північно-східній частинах Південно-Американського континента [4, 5] відбулося вкорінення дайок і сілів основних порід віком 600 млн років.

Наведений короткий огляд матеріалів з магматизму у вулканоплутонічних і тектоно-термальних поясах активізації пізнього протерозою, що виявився на п'яти давніх платформах, зовсім не вичерпує всіх даних, які є у авторів з даної проблеми з інших 14 кратонів світу, але, ймовірно, цього цілком достатньо для їх зіставлення з результатами дослідження пізньопротерозойської тектонічної активізації кристалічного фундаменту й осадового чохла України.

До початку пізнього протерозою кристалічний фундамент території України був частиною єдиного суперконтинента, що включав як Західно-Європейську, так і Східно-Європейську платформи в сучасному їх розумінні. Ця спора знаходилася у стані постійного стиснення й активного підняття до початку прояву паргуазького діастрофічного циклу. У кристалічному фундаменті України цей діастрофічний цикл виявився накопиченням піщаників пугачівської товщі, які картуються у вигляді останців серед гранітів рапаківі й дивлінських граніт-порфірів, формуванням масивів гранітів рапаківі, розташованих по периферії Волино-Подільського архейського мікрократону, укоріненням по

розломах малих інтрузивних тіл апліто-пегматоїдних, лейкократових гранітів, пегматитів, аплітів, гранодіоритів, сієнітів, сієніт-монзонітів. До цієї групи інтрузій можна віднести тіла пержанських, львівських, хочинських, сирницьких, вербських гранітів. Звичайно вони розміщені в розломних зонах і, як правило, мають чіткі межі з породами рими. Паргуазький діастрофізм відмічений активізацією і закладенням меридіональних розломів, в яких розвинуті продукти дислокаційного метаморфізму, мілоніти, катаклазити, а також діафорити, метасоматити та інші породні новоутворення, що несуть уранову, поліметалеву, золото-сульфідну мінералізацію. Так, наприклад, у 79 випадках (каталоги КП "Кіровгеологія") уранова мінералізація, визначена за настураном, циртолїтом та іншими мінералами, має пізньопротерозойський вік.

Виборзький діастрофічний цикл [1] позначився закладенням Вісянської й Печенезької міогіосинкліналей вздовж південної та південно-західної границь СЄП, розчленуванням кристалічного фундаменту України на відокремлені геотектонічні елементи з автономним режимом подальшого розвитку (Український щит (УЩ), Волино-Подільська плита, Причорномор'я), формуванням палеорифтових структур і накладених западин у склепінні УЩ (Тетерівський і Брусилівський прогини, Шепетівський, Сорокинський грабени тощо), розвитком Донецького сегменту Дніпровсько-Донецької западини. Уперше з'являються інтрузивні тіла, які січуть граніти коростенського комплексу. Це Давидківський масив габро-сієнітів с. Андріївки. Ізотопний вік монзонітів с. Веселівки і с. Березівки, гранітів с. Лізники, с. Лужна, с. Рудня-Гацьковка, діабазів с. Залісся, с. Рокитне, с. Сусли та інших менше 1600 млн років.

У межах центральної частини УЩ тектонічно ослаблені зони і розломи зміщують межі Корсунь-Новомиргородського плутону гранітів рапаківі. Такі зміщення вивчено за Михайлівським, Вербським, Бондурово-Галаганівським, Чутівським та іншими розломами, які перенасичені малими інтрузіями основної й кислої магм, що вкорінилися в ці структури в пізньопротерозойський час.

Ультракислі сублужні черкаські граніти [2, 3], які отримали широкий розвиток у північній частині Кіровоградського блока і є основним джерелом флюїдів для формування рудопроїв апатиту, за ізотопними даними мають вік 1400 млн років [3]. У Приазов'ї дайковий комплекс основних порід і лампрофіри с. Знаменки мають вік 1570-1500 млн років [6].

Під час кібарського діастрофічного циклу [1] закладається й активізується серія широтних розломів, формується по периферії УЩ палеорифтові структури (Овруцька, грабен-синкліналі та накладені западини (Шепетівсько-Білокорівська). Дайки діабазів, метабазитів, габро-діабазів, малі тіла граніт-порфірів, порфіритів віком від 1400 до 1300 млн років виявлені в широтних розломах, вивчені в кар'єрах с. Рокитне, Сновидовичі, Дивлін, Бехі. У Східному Приазов'ї для маріуполіту, мікрофойаліту, кварцового порфіру характерний такий же ізотопний вік.

Уранова мінералізація в метасоматитах, вивчених у широтних зонах УЩ, відносно слабка і встановлена тільки в 19 рудопроявах (каталоги КП "Кіровгеологія"). Активніші процеси рудоутворення виявилися в зонах сполучення щита з Волино-Подільською плитою, Причорноморською і Дніпровсько-Донецькою западинами.

Вязьвський або готський діастрофічний цикл [1] на території України встановився доплитний платформний режим, почав формуватися осадовий чохол у западинах і палеорифтових структурах. В активізовані розломні зони й розриви вкорінювалася магма переважно основного складу, з якої утворювалися дайки діабазів,

габро-діабазів, діабазових порфіритів. Це дайки м. Новоград-Волинська та с. Широка Гребля.

Готида в Приазов'ї виражені малими інтрузивними тілами в басейні р. Кальчик (балка Грузька і Кальміуська). Ізотопний вік порід, які складають ці інтрузії, коливаються в межах від 1220 до 1200 млн років [6].

Мінералогічна спеціалізація зон тектоно-метасоматичної активізації готського діастрофізму виражена рудопроявами золота, поліметалів та урану. Уранова мінералізація цього циклу встановлена в 17 рудопроявах. Саме в цей інтервал часу відбувається дуже складна взаємодія петрофізичних і мінералого-геохімічних процесів на межі фундаменту й осадового чохла, формуються зони неузгоджень і базальні горизонти, в яких концентруються багато корисних копалин.

Гренвільський діастрофічний цикл [1] зумовив прискорене накопичення осадових порід у палеорифтових структурах України. Основний пік його активності припадає на 1000 млн років. По периферії СЄП в цьому інтервалі часу сформувалися палеорифтові структури, в яких накопичилися сланцеві товщі. Для гренвіла характерним є закладення й активізація розломів північно-західного простягання. На території України в цьому інтервалі часу сформувалися такі великі розломи, як Дніпровський, Подільський, Хмельницький, Новоград-волинський, Центральний, Дніпродзержинський, Кам'яномогильський та ін. У більшості випадків це прямолінійні, чітко виражені у фундаменті структури. У місцях перетину їх з розломами ортогональної системи спостерігається регенерація і переконцентрація рудної речовини. Вік уранової мінералізації і вміщуючих її метасоматитів відповідає часу прояву циклу. Отримано близько 31 визначень ізотопного віку (каталоги КП "Кіровгеологія"). У цей же час проявилася тектоно-термальна переробка порід фундаменту. Сформувалися широкі зони тектонітів, діафоритів, лужних і ультракислонатрієвих метасоматитів та інших породних новоутворень. Магматизм гренвільського діастрофізму виражений у фундаменті й осадовому чохлі України численними дайками базальтів, діабазів, долеритів, які часто проривають теригенно-осадові утворення поліської серії, а також нижньобілокорівської підсвіти. У розломах і зонах тектоно-метасоматичної активізації дайкові тіла не несуть ознак зміни більш пізніх накладених процесів. До цього етапу магматизму можна віднести і кам'яномогильський комплекс гранітів Приазов'я.

Уфліліанський діастрофічний цикл на території України сформувалися розломи північно-східного простягання. Вони активізували осадконакопичення у Волинсько-Оршанському авлакогені, сприяли поглибленню й активнішому розвитку Центрально-Руської системи авлакогенів. Розломи цієї зони добре картується за продуктами дислокаційного метаморфізму і тектоно-термальної переробки порід субстрату, з якими часто пов'язані прояви епітермального зруденіння. Динамометаморфіти вивчені у відкладах поліської, волинської й могилів-подільської серій Волино-Подільської плити. Зони розвитку катаклазитів, мілонітів та інших тектонітів завжди мають північно-східне простягання і контролюються відомими розломами. Дайкові утворення цього діастрофічного циклу зустрічаються порівняно рідко. Вони виявлені в межах Коростенського масиву гранітів рапаківі, Новоукраїнського масиву і в Приазов'ї. Уранова мінералізація проявлена відносно слабо. У межах УЩ виявлено всього 11 рудопроїв (каталоги КП "Кіровгеологія").

Катанзький діастрофічний цикл [1] зафіксовано за ізотопним віком уранової мінералізації та за масовим виливом магм основного складу в межах Волино-

Подільської плити, а також закладенням Придністровського перикратонного прогину.

Отже, основні етапи пізньопротерозойської тектоно-магматичної й метасоматичної активізації в кристалічному фундаменті та осадовому чохла території України за часом збігаються з діастрофічними циклами, що мали місце на багатьох кратонах світу. Діастрофізми відбувалися приблизно через кожні 150–200 млн років, проявлялися в загальнопланетарному масштабі і цим самим удосконалювали структурний план континентальної кори. Склад вулканітів і комагматичних інтрузій від циклу до циклу змінювався від більш кислого до більш основного, скорочувалися часові інтервали між циклами активізації в порядку їх омолодження, змінювалися особливості дислокацій і характер металогеніч-

ної спеціалізації породних новоутворень, які потребують поглибленого дослідження в майбутньому.

1. Бернадская Я.Г., Котловская Ф.И., Шаталов Н.Н. Изотопный возраст дайковых формаций Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1985. – Вып. 13. – С.54-63. 2. Радзивиц А.Я., Радзивиц В.Я., Токовенко В.С. Тектоно-магматические структуры неогей: Региональная тектоника Украины. – К., 1986. 3. Радзивиц А.Я. Рифейская гранито-риолитовая ассоциация и ее структурно-металлогеническое значение для Украинского щита /УЩ/: Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканологического симпозиума: в 2 ч. – Хабаровск, 1989. – С.136-137. 4. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. – Л., 1982. 5. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. – М., 1988. 6. Шаталов Н.Н. Структурно-геологические особенности дайковых образований восточной части Приазовского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. – К., 1982.

Надійшла до редколегії 05.12.2003 р.

УДК 550.361

В.В.Гордієнко, д-р геол.-мінералог. наук,
І.В.Гордієнко, канд. геол. наук

РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ В ЗЕМНІЙ КОРИ СУЧАСНИХ І ДОКЕМБРІЙСЬКИХ АКТИВНИХ РЕГІОНІВ

Температурний режим надр у докембрії й сучасний режим не мають суттєвих розбіжностей. Активізація відбувається при температурах, що мають розбіжності лише в наслідок особливостей розвитку тектонічних блоків.

Temperatures of the depths have no differences between Precambrian and recent meanings. Activation happens under the temperatures that are differ only inside boundaries of personal distinctions of the tectonic blocks.

У геологічній літературі можна зустріти твердження про те, що в докембрії існував специфічний тепловий режим земної кори, і вона була прогріта значно більше сучасної. Це пов'язують з меншим остиганням планети і більшою інтенсивністю радіогенної теплогенерації в минулому. Як підтвердження згадуються високі температури (Т) метаморфізму порід, що знаходяться нині на поверхні кристалічних щитів.

Попередній аналіз показує, що ця думка неправильна. Більший прогрів Землі в цілому навряд чи поширюється на її кору. Висока теплогенерація веде до більш швидкого нагромадження тепла в надрах до деякого критичного рівня, за яким з'являється активізація, тобто винос енергії в приповерхню зону за допомогою тепломасопереносу. Потім відбувається релаксація теплової аномалії у вигляді підвищеного теплового потоку (ТП) через поверхню. Імовірно, у докембрії такі активізації відбувалися частіше, ніж у фанерозої, але їхні теплові параметри істотно не відрізнялися від сучасних. У давніх породах щитів у вигляді високотемпературних фацій метаморфізму фіксувалися саме моменти максимального прогріву. Порооди, що знаходяться на сучасній поверхні щитів, сформувалися при високих тисках, тобто на значних глибинах. Вони стали доступними для вивчення в результаті підняття блоків кори та їхньої ерозії.

Для обґрунтованішого рішення питання порівняємо сучасну теплову модель активного регіону з даними геотермометрів щодо докембрійських порід Українського щита (УЩ).

Максимальний сучасний прогрів в Україні характерний для земної кори Закарпатського прогину (ЗП), у межах якого сполучилися теплові процеси альпійської геосинкліналі (вік складчастості – близько 25 млн років) і молоді постгеосинклінальної активізації (що почалася декілька мільйонів років тому і триває й по сьогодні).

Теплова модель надр прогину складається з трьох частин:

1. Стаціонарного фоновому розподілу Т, обумовленого радіогенною теплогенерацією (ТГ) в корі й нормальним ТП з нерухомої мантії (близько 20-22 мВт/м² [2]).

2. Нестационарного розподілу Т, пов'язаного з порівняно молодими джерелами тепла в корі й верхніх шарах мантії, що виникли в ході альпійського геосинклінального процесу.

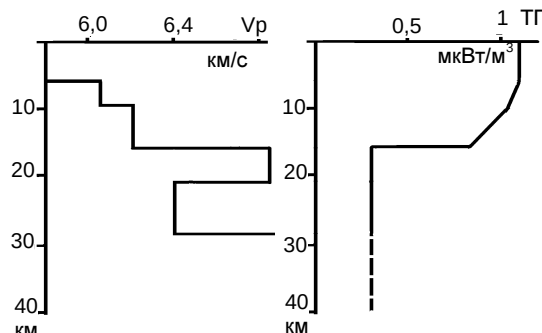


Рис. 1. Швидкісний і теплогенераційний розрізи кори Закарпатського прогину

3. Нестационарного розподілу Т, сформованого останніми актами тепломасопереносу в земній корі при молодій активізації.

Побудова стаціонарної теплової моделі в ЗП відрізняється від звичайної деякою своєрідністю. Справа в тому, що нижня частина кори в інтервалі глибин приблизно від 28 до 40-45 км тут на сьогодні відсутня, але, імовірно, існувала в недавньому минулому. Розрахунок показує, що ефект радіогенної ТГ у ній майже цілком зберігся в корі. Для цього інтервалу глибин був прийнятий рівень теплогенерації, типовий для континентальної кори – близько 0,3 мВт/м². В іншій частині кори ТГ визначена по швидкісному розрізу [5] з використанням кореляційних зв'язків ТГ і швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль в осадовому шарі й консолидованій корі [2]. Під час обчислення враховувалася висока температура і часткове плавлення в нижніх шарах (рис. 1). Попередня оцінка Т, потрібна для розрахунку, проведена за геофізичними даними. Наприкінці побудови повної теплової моделі її

уточнили. Зокрема, ця оцінка показала наявність шару часткового плавлення в інтервалі глибин 22–28 км. Врахування цього факту приводить до практично однакової теплогенерації на всіх глибинах більше 17 км.

Розрахунок корових T виконано з використанням загальноприйнятого виразу

$$T = T_0 + \sum (T\dot{P}_i / \lambda_i) \Delta H_i$$

де: T_0 – температура поверхні (10°C),

$T\dot{P}_i$ – тепловий потік у центрі розрахункового інтервалу глибин ($T\dot{P}$ через поверхню мінус сумарна теплогенерація вищих інтервалів),

λ_i – теплопровідність порід розрахункового інтервалу глибин (з урахуванням складу, температури і тиску за [4]),

ΔH_i – потужність розрахункового інтервалу глибин.

Отримано значення T : на 10 км – 210, на 20 км – 340 і на 30 км – 460 $^\circ\text{C}$.

Джерела тепла ($\dot{Q}$), що виникли при альпійському геосинклінальному процесі, побудовані за адвекційно-поліморфною гіпотезою [2]. Кожний з них апроксимувався паралелепіпедом з аномальною T . Обчислювався сумарний ефект декількох $\dot{Q}$, що виникли на різній глибині в різний час. Температури, пов'язані з одним $\dot{Q}$, визначалися за формулою:

$$T = 0,125Ta(\Phi(0,5x_2(at)^{-0,5}) - \Phi(0,5x_1(at)^{-0,5})) \times \\ \times (\Phi(0,5y_2(at)^{-0,5}) - \Phi(0,5y_1(at)^{-0,5})) (\Phi(0,5(h_1+z)(at)^{-0,5}) - \\ - \Phi(0,5(h_2+z)(at)^{-0,5}) + \Phi(0,5(h_2-z)(at)^{-0,5}) - \Phi(0,5(h_1-z)(at)^{-0,5})),$$

де a – температуропровідність середовища (прийнята рівної $7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$),

t – час (вік $\dot{Q}$),

Ta – аномальна температура (стосовно навколишнього середовища в момент появи $\dot{Q}$),

h_1 і h_2 – глибини покрівлі і підосви $\dot{Q}$,

x_1 і x_2 – відстань від місця розрахунку до країв $\dot{Q}$ нахрест простягання,

y_1 і y_2 – відстані від місця розрахунку до торців $\dot{Q}$,

Φ – інтеграл імовірності.

Ця ж методика розрахунку використана і для обліку ефектів $\dot{Q}$, що виникли в ході молодшої активізації прогину. Вона охоплює частину території ЗП. Геологічні і геофізичні дані дозволяють вважати ймовірними різні сценарії процесу, відповідно одержуємо різні сучасні теплові моделі. Найкращий збіг з тепловим потоком у прогині досягається у випадку, коли в порушених активізацією фрагментах структури останній $\dot{Q}$ виник близько 1 млн років тому. Розподіл T в корі ЗП показано на рис. 2.

Для порівняння з температурами в надрах Закарпатського прогину використано інформацію про РТ-умови метаморфізму в деяких районах УЩ [1, 3 та ін.]. Результати зіставлення показано на рис. 3. Вважалося, що тиск у зонах метаморфізму помітно не відрізнявся від літостатичного. Використані дані відбивають РТ-умови метаморфізму від архею до середнього протерозою (приблизно 1,5-3 млрд років тому).

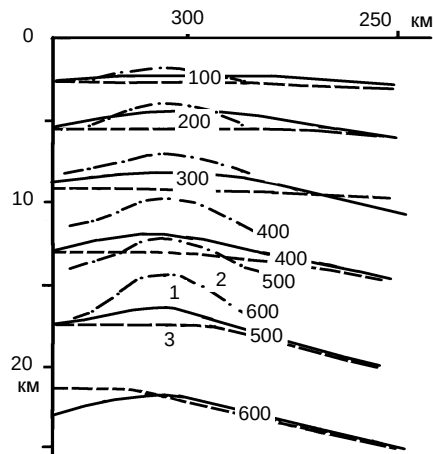


Рис. 2. Сучасна теплова модель кори Закарпатського прогину вздовж геотраверса II: 1–3 – ізотерми, $^\circ\text{C}$ (1 – при коровій адвекції 3 млн років тому, 2 – 1 млн років тому, 3 – без корової адвекції)

Очевидно, що максимальні T непогано погоджуються з більшістю даних, що відображають результати метаморфізму порід. Відхилення пов'язані, ймовірно, з локальними вкоріненнями магми в інтервали глибин, розташовані над основними резервуарами частково розплавлених порід. Таке явище відзначено і в Закарпатському прогині.

Наступна зміна T (у напрямку регресивного метаморфізму без зміни глибини) показана стрілкою для порід Голованівської зони (рис. 3). Зміна температури на глибині близько 20 км за результатами розрахунків становить 40–45 $^\circ\text{C}$ за 2 млн років, що близько до встановленого в [1].

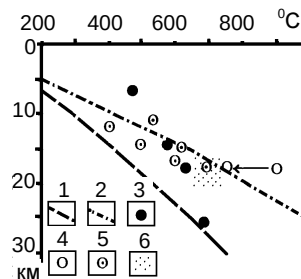


Рис. 3. Максимальні T в корі зони ЗП і дані геотермометрів щодо порід докембрію Українського щита [1, 3 та ін.].

1, 2 – сучасні розрахункові температури (1 – без впливу останньої активізації, 2 – із впливом останнього епізоду активізації), 3 – Приазовський масив, 4 – Голованівська зона, 5 – Криворізько-Кременчуцька і Західно-Інгулецька зони, 6 – область T інших частин УЩ

1. Белевцев Р.Я., Дудко В.С., Белевцев А.Р. Диффузионный массоперенос при метаморфизме в докембрии. – К., 2001. 2. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Усенко О.В. Тепловое поле территории Украины. – К., 2002. 3. Метаморфизм Украинского щита // Ред. И.С.Усенко. – К., 1982. 4. Моисеенко У.И., Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. и др. О теплопроводности слоев земной коры и верхних горизонтов мантии // Геотермические модели геологических структур. – СПб., 1991. 5. Чекунов А.В., Ливанова Л.И., Гейко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба // Сов. геология. – 1969. – 10. – С.57-68.

Надійшла до редколегії 01.12.2003 р.

УДК 552.2

М.І.Толстой, д-р. геол.-мінералог. наук,
А.П.Гожик, канд. геол.-мінералог. наук,
А.В.Сухорада, канд. геол.-мінералог. наук

ВІДТВОРЕННЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ ФОРМУВАННЯ КРИСТАЛІЧНИХ УТВОРЕНЬ ЗА ДАНИМИ АНАЛІЗУ ЇХНІХ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Обґрунтовано використання фізичної пам'яті порід і мінералів, утвореної під час формування останніх у певних термодинамічних умовах і зафіксованої у фізичних параметрах, складі та структурно-текстурних особливостях, для відтворення цих умов шляхом визначення інформативних петрофізичних характеристик.

Usage of the idea that rocks and minerals have "physical memory" reflecting thermodynamic conditions of their formation is grounded. Studying of physical properties, composition and structural peculiarities of rocks permits to reconstruct the conditions of crystalline rocks formation

Постановка проблеми

Удосконалення вимірювальної техніки та перехід на нові технології вимірювання обумовив виникнення низки проблем на шляху розвитку петрофізики. Зокрема зростання точності петрофізичних досліджень супроводжується відчутним зростанням вартості робіт, що в деяких випадках ставить під сумнів доцільність їх застосування як джерел опосередкованої інформації про склад порід і руд. Враховуючи ж той факт, що на сьогодні вже накопичена велика кількість даних щодо фізичних властивостей порід і мінералів, просте нарощування цих інформаційних блоків, тим більше отриманих досконалішими, а отже, і дорожчими засобами, видається не надто виправданим. По суті, створилася ситуація коли проведення петрофізичних досліджень без суттєвого зростання їх інформативності стає недоцільним. Власне кажучи, саме розуміння необхідності формування нової ідеології петрофізичних досліджень, яка уможливить розширення сфери застосування їхніх результатів, і стало причиною написання запропонованої роботи.

Вивченість питання

Можливість використання петрофізичних даних для оцінки умови формування кристалічних порід неодноразово розглядалася в літературі [1, 5–10, 13, 16 та ін.]. Більшість робіт у цій галузі засновано на концепції надбання і збереження породоутворюючими мінералами відповідних певних термодинамічних і фізико-хімічних умов її формування і наступного існування, на визнанні певної структурно-фізичної "пам'яті" порід [16]. Названа концепція виникла ще на зорі петрофізичних досліджень, і до її розвитку чималих зусиль доклали такі дослідники, як Л.А.Чайка, Н.З.Євзікова, Г.В.Іцксон та ін. Їхні дослідження дозволили вирішити ряд дуже важливих методологічних питань, що стосувалися прогнозування впливу різноманітних геологічних процесів на величини окремих петрофізичних параметрів.

Мета досліджень

По сьогоднішній день, незважаючи на наявність ґрунтовних розвідок щодо формування величин окремих петрофізичних параметрів, залишається невирішеним широкий перелік питань, присвячених можливостям реконструкції умов утворення порід за їх фізичним властивостями. У зв'язку з цим автори узагальнили літературні й власні дані, та здійснили інтегральну оцінку петрофізичної інформації на базі єдиної ідеології, яка включає наступні моменти: установлення відповідності між часом формування (перетворення) породи і зміною фізичних властивостей, установлення змін різних фізичних характеристик за умови багатоступінчастості перетворень речовини, ієрархізація інформації, отриманої різними методами.

Фізичні властивості порід як індикатори умов формування

Будь-яка видозміна мінералів, обумовлена дією зовнішніх чинників, призводить до зміни енергетичного

стану структурних одиниць решітки, зміни кількості часток в одиниці об'єму решітки. У результаті нова решітка завжди є ущільненою (розущільненою) порівняно з вихідною [10]. Мірою стиску чи розтягу решітки Н.З.Євзікова [4, 5] запропонувала абсолютну структурну рихлість (W) та відносну структурну рихлість (ϖ):

$$W = v/(n \cdot z), \text{ і } \varpi = M_j/(\sigma^* N_j)$$

де n – число структурних одиниць у формулі мінералу, z і v – кратність і об'єм ґратки, ϖ , σ^* – структурна рихлість і об'ємна густина j -го мінералу породи, а M_j та N_j – молекулярна маса і загальна кількість атомів (за винятком водню) у формулі j -го мінералу породи. З погляду Г.В.Іцксон [10], збільшення W (і ϖ) у процесі мінералоутворення відповідає режимові розтягу (зняття напруженості), а зменшення – режимові стиску (збільшенню навантаження).

При оцінці кристалохімічної щільності визначають [6] кількість атомів, яка припадає на елементарний об'єм. Оскільки основними породоутворюючими мінералами кристалічних порід є силікати, мірою кристалохімічної щільності яких є концентрація атомів кисню, то нами використовується формула розрахунку кристалохімічної щільності (η) за концентрацією атомів кисню в 1 м^3 :

$$\eta = A^*(\sigma^* O_j)/M_j, \text{ [15]}$$

де η , σ^* – кристалохімічна щільність і об'ємна густина j -го мінералу породи, а M_j і O_j – молекулярна маса і кількість атомів кисню його у формулі.

І структурна рихлість, і кристалохімічна щільність у загальному випадку є величинами, залежними від хімічного складу порід, але при цьому діапазони зміни параметрів у різних петрографічних типах суттєво перебиваються. Так, для гранітів діапазон змін η становить $4,59 \div 4,95 \cdot 10^{28} \text{ м}^{-3}$, а для діоритів – $4,80 \div 5,20 \cdot 10^{28} \text{ м}^{-3}$ [11]. У зв'язку з цим достатньо обґрунтовано є оцінка геодинамічного режиму і величини літостатичного навантаження [1, 4, 10, 11] при гранітоутворенні за величинами кристалохімічної щільності й структурної рихлості (з урахуванням об'ємної і мінеральної густини) з петрографічно і петрохімічно близьких порід, а також при розгляді генетично цілісних еволюційних рядів.

Усі види пористості порід є складною функцією від умов утворення. Загальна пористість (P_3), що обчислюється за величинами мінеральної і об'ємної густини, є співвідношенням об'єму всіх порот (весь тріщинно-поровий простір і практично весь обсяг газово-рідинних включень) і об'єму зразка. З цього випливає, що величина P_3 має зростати при формуванні порід в умовах розтягу і зменшуватися при їх утворенні в умовах стиску. Згідно з наявними даними про розподіл P_3 в гранітоїдах Українського щита [13, 16], Західних Карпат і Бренського масиву своєрідною "рубіжною" величиною загальної пористості є $P_3 = 2,5 \%$. При значеннях $P_3 > 2,5 \%$ геодинамічний режим відповідає розтягу, а при $P_3 < 2,5 \%$ – стиску.

Іншим важливим видом пористості, що часто застосовується при петрофізичних дослідженнях, є відкрита (ефективна) пористість (P_B). Генетичний аналіз відкритої пористості, проведений Л.І.Звягінцевим [8], показав, що для недеформованих порід її можна ототожнювати з міжзерною пористістю, яка утворюється в процесі кристалізації. Відкрита (ефективна) пористість у цьому випадку буде залежати від літостатичного навантаження і може бути використана для оцінки глибини утворення порід [7, 8]. При цьому слід враховувати, що для деформованих порід на міжзернову пористість накладається деформаційна (мікротріщинуватість). Вплив останньої незначний у випадку пластичних деформацій, але різко зростає при наявності крихких порушень [7-9]. Таким чином, за характером зміни ефективної пористості в межах геологічно однорідного об'єкта можна виділити деформовані й недеформовані відміни, тобто вказати на ймовірний характер деформації.

Відомо, що теплопровідність (λ) щільних кристалічних порід залежить, у першу чергу, від мінерального складу їх, оскільки в гранітоїдах вплив пористості на неї можна вважати неістотним. За літературними даними [14, 17] відомо, що з породоутворюючих і акцесорних мінералів гранітоїдів максимальні значення теплопровідності характерні для кварцу ($\lambda > 6,5$ Вт/(м*К)), підвищені в піроксенів ($\lambda = 3,8-5,8$ Вт/(м*К)) і гранатів ($\lambda = 3,2-5,5$ Вт/(м*К)). У деяких натрових польових шпатах теплопровідність зростає із зменшенням вмісту анортитової компоненти – від 1,7 Вт/(м*К) у анортиту до 2,3 Вт/(м*К) – у альбіту. Калієві польові шпати за теплопровідністю близькі до альбіту. Таким чином, у гранітоїдних утвореннях, які складаються переважно з кварцу, польових шпатів і біотиту, спостерігається збільшення теплопровідності при переході від меланократових до лейкократових відмін. Ця тенденція може порушуватися при збільшенні вмісту піроксену й гранату. Пониження теплопровідності може бути викликано також розвитком систем крихких порушень, які зменшують кількість міжзернових контактів. У цьому випадку, а також при метасоматичній переробці порід (кременево-лужний метасоматоз, грейзенізація тощо) різко зростає коефіцієнт теплової неоднорідності (β), що відбиває мінливість теплопровідності в межах зразка. Величина β зростає також у випадку нерівномірно-зернистої, порфіроподібної та катакластичної структур.

Величини пружних характеристик у межах петрографічних типів магматичних і метаморфічних порід, у першу чергу швидкості поширення пружних хвиль, виявляють дуже слабку залежність від складу порід, і як наслідок – від густини. Це пояснюється тим, що обумовлена зміною складу порід відмінність пружних характеристик у межах типу, наприклад, у ряду кварцовий діорит – граніт, суттєво менша за спричинену умовами утворення варіативність. Вирішальним чинником, вплив якого на величини пружних параметрів кристалічних порід простежується повсюдно, є тип і величина пористості. Виділяються [17] два типи пористості: структурна (сингенетична) і текстурна (епігенетична, пов'язана здебільшого з тріщинуватістю). Відзначається також слабка залежність значень V_P від величини структурної пористості, і сильна обернена нелінійна залежність між V_P і текстурною пористістю. Подібні результати, з дещо відмінною інтерпретацією, наводилися і Л.І.Звягінцевим [7-9], який довів, що швидкості розповсюдження пружних хвиль сягають максимальної величини в недеформованих відмінах порід і зменшуються при деформаціях будь-якого типу (при крихких – більш різко). Цим обґрунтовується можливість використання співвідношення V_P/V_S для оцінки характеру деформацій: зростання цього параметра при пластичних

деформаціях зумовлено відносно повільним зниженням V_P порівняно з V_S , а його зменшення при крихких деформаціях викликано випереджаючим зменшенням V_P відносно V_S . Слід вважати, що вирішальний вплив на величину анізотропії пружних властивостей справляє наявність закономірного розташування порового простору (впливає як структурна, так і текстурна пористість), мінеральних зерен і побудова кристалічної ґратки мінералів.

Група магнітних характеристик, на відміну від описаних вище параметрів, залежить здебільшого від складу й умов утворення рудних мінералів. Це зумовлено тим, що породоутворюючі мінерали кристалічних порід є або діамантними (кварц, польові шпати), або парамагнітними (слюди, амфіболи, піроксени, гранати). Отже, навіть невеликі домішки феромагнітних мінералів повністю визначають магнітні властивості породи в цілому. Найпоширенішим феромагнетиком є магнетит. З мінералів, в яких виявляються феромагнітні і антиферомагнітні властивості, слід відмітити також титаномангнетит, магеміт, гематит і піротин. Параметрами, що дозволяють достатньо надійно ідентифікувати феромагнітні мінерали за їхніми магнітними властивостями, є намагніченість насичення (I_s) і точка Кюрі (T_K), тоді як магнітна сприйнятливість (χ), залишкова намагніченість (I_n) і коерцитивна сила можуть змінюватися в досить широкому діапазоні, що обумовлено впливом: розміру та форми зерен, наявністю домішок, швидкістю кристалізації, механічних домішок, дефектів решітки тощо.

Загальна радіоактивність (потужність дози інтегрального гамма-випромінювання) в основному визначається радіоактивним розпадом урану і торію, а також гамма-випромінюванням калію. При вирішенні різноманітних петрологічних завдань для інтерпретації величини загальної радіоактивності (ЗР) необхідні додаткові відомості про величини часткових внесків U, Th і K^{40} (і продуктів їх розпаду) в сумарний гамма-фон. Часто використовується також Th/U співвідношення, на яке, крім інших чинників, впливають кисло-лужні та окисно-відновні умови середовища.

Провідною є залежність величини і природи (переважний внесок радіоактивних елементів) радіоактивності порід від наявності й концентрації акцесорних радіоактивних мінералів, незначна зміна вмісту яких може істотним чином вплинути на "петрорадіоактивний портрет" породи. У цілому ж для кристалічних порід відзначають зростання ЗР і вмісту U і Th при зниженні основності порід (ряд ультраосновні – кислі породи).

Наведені вище дані послужили основою для створення генетичної петрофізичної класифікації магматичних порід.

Виходячи з концепції надбання і збереження породою фізичних характеристик, що відповідають умовам її формування, при побудові генетичної петрофізичної класифікації [3, 13, 16] з метою поділу впливу породоутворюючих і епігенетичних процесів були застосовані терміни: "первинно" і "вторинно". Поняття "первинно" узагальнює умови, в яких відбувалися процеси становлення породи (за яких було сформовано більшу частку породоутворюючих мінералів породи). Поняття "вторинно" інтегрує вплив усіх наступних перетворень породи, які, однак, не призвели до переходу в нову якість – нову породу. Слід зазначити, що стосовно докембрійських утворень поняття "вторинно" є достатньо умовним (унаслідок багатоактності процесів перетворень) і відображає або найпотужніший з епігенетичних процесів, або переважаючий режим змін. Поняття "ущільнення" і "розущільнення" є індикаторами знаку геодинамічного режиму (стиск-розтяг) при формуванні (первинно), або перетворенні (вторинно) породи.

Наводячи стислу характеристику петроцілісних класів (табл. 1), слід зауважити наступне:

Клас первинно ущільнених порід об'єднує породи, формування яких відбувалося в умовах стиску (всбічного, однобічного тощо), а клас первинно розущільнених – формувався в умовах розтягу. При цьому утворення порід обох класів могло відбуватися за різноманітних абсолютних рівнів навантажень. Ця класифікація не передбачає будь-яких обмежень за хімічним складом порід – в умовах стиску (розтягу) можуть формуватися і діорити, і лейкограніти. Виходячи з цього, немає прямого зв'язку між величиною об'ємної густини і належністю до того чи іншого петроцілісного класу. Відмінності умов утворення знаходять відображення у: величині відкритої й закритої пористості, об'ємі газово-

рідинних включень і ступені стиску (розтягу) решітки однотипних мінералів. Додатковим критерієм ідентифікації може слугувати величина співвідношення кристалічної й об'ємної густини – його зменшення (збільшення) вказує (у разі відсутності істотних змін складу) на ущільнення (розущільнення) порід.

Вторинно ущільнені й розущільнені утворення вирізняються набагато ширшими діапазонами зміни (коефіцієнтами варіації) фізичних параметрів (передусім структурно-чутливих). При цьому величина конкретного параметра залежить не тільки від режиму, в якому відбувались епігенетичні процеси (ущільнення – розущільнення), і характеру супутніх деформацій (крихкі-пластичні), але й від початкових умов утворення породи (первинно ущільнена чи первинно розущільнена).

Таблиця 1. Петроцілісна класифікація гранітоїдів

Петрошільнісна градація			Критерії ідентифікації						
Тип	Клас		Тип дефор- мації	σ_p/σ_o	P_3	P_B	V_p/V_s	V_p	Підвищена дисперсія ознак (за їх значущістю)
Ущільнені (У)	Первинно (ПУ)		-	<1	<2,5	<0,2	$\sqrt{3}$	>5,5	
	Вторинно (ВУ)	за первинно-ущіль- неними (ПУВУ)	пластичні	<1	<2,0	<0,15	$>\sqrt{3}$	5,5-6	A_{Vs} ; V_S ; P_B ; A_{Vp}
			крихкі	<1	<2,0	0,1-0,3	$<\sqrt{3}$	<5,6	P_B ; V_p ; A_{Vp} ; A_{Vs}
		за первинно-роз- ущільненими (ПРВУ)	пластичні	<1	1,5-3	<0,2	$>\sqrt{3}$	5-5,8	A_{Vs} ; V_S ; σ_O ; P_3
		крихкі	<1	1,5-3	>0,2	$<\sqrt{3}$	<5,5	P_3 ; P_B ; V_p ; σ_O ; V_S	
Розущільнені (Р)	Первинно (ПР)		-	>1	>2,5	0,1-0,3	$\sqrt{3}$	>5,5	
	Вторинно (ВР)	за первинно-ущіль- неними (ПУВР)	пластичні	>1	2-3	0,2-0,3	$>\sqrt{3}$	5,4-6	A_{Vs} ; A_{Vp} ; σ_O ; P_3
			крихкі	>1	2-3	0,2-0,7	$<\sqrt{3}$	<5,5	P_B ; V_p ; P_3 ; σ_O
		за первинно-роз- ущільненими (ПРВР)	пластичні	>1	>3,0	0,2-0,5	$>\sqrt{3}$	5-5,6	A_{Vs} ; V_S ; A_{Vp} ; V_p
		крихкі	>1	>3,0	0,4-2,0	$<\sqrt{3}$	<5,3	V_p ; P_B ; A_{Vp} ; A_{Vs}	

Характерною ознакою вторинно ущільнених порід є зниження V_p і V_s при зростанні об'ємної густини і зменшенні загальної пористості порід (характер зміни ефективної пористості залежить від типу деформації), а також при зменшенні структурної рихлості. Для вторинно розущільнених порід, навпаки, характерно зниження V_p і V_s при збільшенні загальної й ефективної пористості та зменшенні об'ємної густини. Слід відзначити також зростання коефіцієнтів анізотропності пружних параметрів при будь-яких типах вторинних змін.

У генетичній петромагнітній класифікації (табл. 2) реалізовано запропонований А.В.Сухорадою генетичний підхід до вивчення магнітних властивостей [13], який ґрунтується на бімодальному розподілі магнітної сприйнятливості (з мінімумом у діапазоні значень близько 0,001 од. СІ). Згідно з цим гранітоїдні утворення з χ більше цієї рубіжної величини класифікуються як "магнітні", а при величині $\chi < 0,001$ од. СІ – як "немагнітні" (слабомагнітні за [17]). Належність до немагнітного типу

засвідчує переважну роль фемічних мінералів у формуванні індуктивної намагніченості порід, а належність до магнітного типу – про наявність достатньої кількості феромагнетиків. Досліджуючи магнітні властивості із застосуванням петрографічної інформації [13], можна зробити певні висновки про час формування "магнітного образу" породи відносно часу формування самої породи: первинність (сингенетичність) і вторинність (епігенетичність). Клас первинно немагнітних гранітоїдів поділяється на два підкласи: насичених (формувався у відновному середовищі) і ненасичених залізом. Гранітоїдні утворення магнітного типу формувалися в умовах високої леткості кисню, а належність порід до класу вторинно магнітних свідчить про прогресивне нарощування фугітивності кисню. Останнє, щоправда, може бути й причиною вторинної немагнітності первинно магнітних порід – унаслідок руйнації (окиснення) феромагнітних мінералів.

Таблиця 2. Петромагнітна класифікація гранітоїдів

Петромагнітна градація			Критерії ідентифікації		
Тип	Клас	Підклас			
Магнітний (М)	первинний (ПМ)	не виділено	X>0,001 од. СІ	Феромагнітні мінерали сингенетичні більшості породоутворюючих мінералів	
	вторинний (ВМ)	не виділено		Феромагнітні мінерали вторинні стосовно більшості породоутворюючих мінералів	
Немагнітний (НМ)	первинний (ПНМ)	ненасичених залізом (ДЗ)	X<0,001 од. СІ	Fe ₂ O ₃ <0,6%	Сліди існування феромагнітних мінералів відсутні Породи, як правило, магнітно-м'які
		насичених залізом (НЗ)		Fe ₂ O ₃ >0,6%	
	вторинний (ВНМ)	не виділено		Спостерігаються сліди існування феромагнітних мінералів та їх руйнування (мартитизація тощо). Оксидатія заліза висока. Переважають магнітно-жорсткі утворення	

Поділ фізичних параметрів у наведених вище класифікаціях не є випадковим, він відображає характеристичні особливості об'єктів досліджень на різних рівнях

організації матерії: елементний – радіоактивна, рудних мінералів – магнітна, породний – щільнісна. Органічне їх сполучення в єдину генетичну петрофізичну класифі-

кацію дозволяє отримати різномірну характеристику об'єкта. Паралельне вивчення всіх вище перелічених фізичних параметрів за одними і тими ж зразками, супроводжуване петрографічними дослідженнями, дозволяє робити достатньо обґрунтовані висновки про умови утворення порід: стиск-розтяг, тип деформації, окисно-відновні умови. Домінуючу роль при цьому відіграє щільнісна класифікація, адже та чи інша характеристика об'єкта на мікроелементному рівні (чи на рівні акцесорних мінералів) не завжди пов'язана з процесами утворення порід, а може бути або успадкованою, або пов'язаною з епігенетичними змінами.

Подальша розшифровка характеру геодинамічного режиму (стиск – всебічний, нерівномірний, однобічний; розтяг – одноісний, лінійної зони тощо) передбачає проведення аналізу даних: про величини і співвідношення швидкостей розповсюдження пружних хвиль і обов'язково їх анізотропії (зокрема анізотропії V_s); про величину і природу загальної й ефективної пористості; у випадку парамагнітних порід істотну допомогу надасть також вивчення анізотропії магнітної сприйнятливості, обумовленої в цьому випадку орієнтацією фемічних мінералів.

Проведений комплексний аналіз фізичних властивостей майже 200 петротипів гранітоїдів Українського щита встановив їх відповідність 21 комплексному генетичному петрофізичному типу, які, у свою чергу, об'єднуються в 6 основних генетичних петрофізичних класів, а саме:

- первинно розуцільнені первинно немагнітні (у тому числі розуцільнені в лінійній зоні розтягу) – 5 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно розуцільнені первинно немагнітні дефіцит залізисті (у тому числі розуцільнені в лінійній зоні розтягу, розуцільнені одноісним розтягом та неоднорідним розтягом) – 10 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно розуцільнені первинно магнітні (у тому числі розуцільнені в лінійній зоні розтягу, розуцільнені одноісним розтягом та неоднорідним розтягом) – 31 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно ущільнені первинно немагнітні (у тому числі ущільнені однобічним тиском, неоднорідним тиском та квазівсебічним) – 28 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно ущільнені первинно немагнітні дефіцит-залізисті (у тому числі ущільнені однобічним тиском та неоднорідним тиском) – 6 % усіх вивчених гранітоїдів;
- первинно ущільнені первинно магнітні (у тому числі ущільнені однобічним тиском, неоднорідним тиском та квазівсебічним тиском) – 21 % усіх вивчених гранітоїдів.

Комплексний аналіз структурної рихлості, кристалохімічної щільності й об'ємної густини, з урахуванням сингенетичних величин загальної й ефективної пористості, дозволяє визначити відносну глибинність утворення порід. Аналіз розподілу η і W в гранітоїдах Українського щита [3] дозволив виділити п'ять рівнів глибинності їх формування, умовно визначених як дуже велика, велика, середня, мала та дуже мала (див. рисунок). Ці рівні відповідають абісальній (дуже велика), мезоабісальній (велика, середня і мала) та гіпабісальній (дуже мала) фаціям глибинності.

Урахування фактора глибинності утворення порід необхідне і при проведенні аналізу магнітних параметрів, адже формування немагнітних (насичених залізом) первинно ущільнених гранітоїдів може відбуватися як за відновних умов середовища, так і за таких Р-Т умов, за яких можливість формування феромагнітних мінералів дуже незначна [2, 17]. Вторинне розуцільнення таких порід призводить, як правило, до виникнення вторинної намагніченості (як результат утворення епігенетичного магнетиту при руйнації піроксенів і амфіболів, наприклад).

Згідно з проведенням аналізом формування гранітоїдів УЩ відбувалося в широкому діапазоні літостатичних

навантажень, розподіл індексу глибинності близький до нормального закону. При цьому, як правило (за винятком 10 % гранітоїдів, що сформовані в умовах квазівсебічного стиску), первинно розуцільнені гранітоїди утворювались на більших глибинах, ніж ущільнені.

A			B			C		
4,775	1a	8,075	4,825					
	1b		4,875					
4,775		8,000				1		7,975
4,825	2	7,925	4,825	2	7,900	2		7,900
	3a			3a	4,875	3a		7,850
4,875	3b	7,825	4,875	3b	7,825	3b		7,775
	4	7,750	4,900	4a	7,750	4a		7,750
4,925			4,950	4b	7,700	4b		
			5,000	5	7,650			
						5a		7,625
						5b		7,575
η		ω	η		ω	η		ω

Градация глибинності

1 – дуже мала; 2 – мала; 3 – середня; 4 – велика; 5 – дуже велика

Рис. Шкала визначення відносної глибинності утворення гранітоїдів Українського щита за кристалохімічною щільністю (η , в 10^{28} м^{-3}) та структурною рихлістю (ω , у/о).

A – лейкограніти, граніти, гранодіорити; B – плагіограніти, тоналіти, кварцові діорити; C – сієніти, монцоніти, чарнокіти, ендербіти

Удалося встановити також основні тенденції зміни геодинамічних умов формування гранітоїдів УЩ. Зокрема в археї переважаючими були два типи режимів гранітоутворення: розтяг при підвищеному парціальному тиску кисню та квазівсебічний стиск за умов дефіциту кисню на великих та дуже великих глибинах. Характерною рисою є впорядкованість розповсюдження первинно ущільнених та первинно розуцільнених типів порід, за якими простежуються субмеридіональні зони стиску і розтягу, для останніх характерний також підвищений парціальний тиск кисню.

У палеопротерозої поряд з режимами, характерними для неорархею, значне розповсюдження отримали: однобічний тиск при низькому (середні глибини) і високому (малі та дуже малі глибини) парціальному тиску кисню, неоднорідний стиск при низькому парціальному тиску кисню (великі глибини), розтяг у лінійній зоні за високого парціального тиску кисню в широкому діапазоні глибин (характерний для новоукраїнського комплексу) та ін. У палеопротерозої зберігалися та розширювалися започатковані на етапі найдавнішої консолідації зони розтягу з високим потенціалом кисню. Фрагментарно збереглися зони стиску, але в значно меншому обсязі. Новоутворені зони підвищеної фугітивності кисню контролювалися розломами північно-західного і північно-східного простягання і переважно приурочені до зон розтягу. Палеопротерозойські монцоніти, як правило, утворювалися на менших глибинах, ніж граніти, формування їхніх масивів контролювалися зонами підвищеного парціального тиску кисню.

Мезопротерозойські гранітоїди, як правило, формувались в умовах розтягу (одноісний розтяг та розтяг у лінійних зонах) за підвищеної фугітивності кисню. Режим стиску в цей період проявлений дуже епізодично.

Висновки. У результаті проведених з використанням генетичної петрофізичної класифікації досліджень вдається прогнозувати такі важливі риси процесів породотворення, як геодинамічний режим (стиск – всебічний, нерівномірний, однобічний; розтяг – одноісний, лінійної зони тощо) і окисно-відновний потенціал середовища

при формуванні та перетворенні порід, порівнювати глибинність породотворюючих процесів тощо.

1. Взаимосвязь состава и свойств горных пород (сборник анализов). / Л.А.Чайка, М.И.Крупнов, А.Н.Кузнецов и др. – Л., 1967. – Вып.1. 2. Генштафт Ю.С., Печерский Д.Н. Петрологическая и петромагнитная оценки возможных глубинных источников региональных магнитных аномалий // Геофиз. журн. – К., 1986. – Т.8, вып.5. – С.61-67. 3. Гожик А.П. Фізичні властивості гранітоїдів Інгуло-Інгулецького району Українського щита, та їх використання для палеогеодинамічного аналізу та металогенічного прогнозу: Автореф. дис. ... канд. геол.-мінералог. наук. – Івано-Франківськ, 1994. 4. Евзикова Н.З. О структурных плотностях минералов // Минералог. сб. – 1966. – № 20. – Вып.3. – С.352-358. 5. Евзикова Н.З. Эмпирическая зависимость скорости упругих волн от атомного строения минералов // Геология и геофизика. – 1972. – №8. – С.94-99. 6. Евзикова Н.З., Ицксон Г.В. Структурная плотность решетки как показатель условий минералообразования // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. Вторая серия. – 1969. – Ч.98, вып.2. – С.129-149. 7. Звягинцев Л.И. Физические свойства кислых пород различных фаций глубинности // Изв. АН СССР. Сер.Геология. – 1977. – № 4. – С.37-46. 8. Звягинцев Л.И. Петрофизические свойства гранитоидных пород и их влияние на петромагнитическое рудообразование: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минералог. наук. – М., 1983. 9. Звягинцев

Л.И., Томашевская И.С., Хамидулин Я.Н. Образование трещиноватых структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1974. – № 3. – С.83-93. 10. Ицксон Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Л., 1970. – С.172-194. 11. Кудряцева М.Н., Дьячкова А.Я. Петрофизические типы пород и закономерности их размещения в структуре Украинского щита. – К., 1982. 12. Петрогеохимия і петрофізика гранітоїдів Українського щита: Довідник – навчальний посібник / Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В., Гожик А.П., Шабатура О.В. – К., 2003. 13. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / Толстой М.И., Чекунов А.В., Щербаков И.Б. и др. – К., 1987. 14. Попов Ю.А., Березин В.В., Соловьев Г.А. и др. Теплопроводность минералов // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1987. – № 3. – С.83-93. 15. Слензак О.И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. – К., 1960. 16. Толстой М.И., Гожик А.П. Петрофизическая характеристика геодинамических условий формирования гранитоидных образований // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1989. – № 7. – С.43-49. 17. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика / Под ред. Н.Б.Дортман. – М., 1984.

Надійшла до редколегії 16.12.2003 р.

УДК 553.8: 528(0.84.3.500) : 551.71/72(477.62/64)

В.М.Кічурчак, канд. геол.-мінералог. наук,
П.Г.Пігулевський, канд. геол. наук

ДО ПИТАННЯ ЗВ'ЯЗКУ РОЗТАШУВАННЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН З ПЕТРОЛОГІЄЮ ВЕРХНЬОЇ МАНТІЇ (НА ПРИКЛАДІ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Наведено коротку характеристику Дніпровської та Приазовської металогенічних областей, Криворізько-Кременчуцької та Оріхово-Павлоградської металогенічних зон. Розглянуто закономірності їх розташування у зв'язку з глибинною будовою південно-східної частини УЩ на зрізі 50 км. Показано розвиток екогітової, перидотитової, амфоліт-вебстеритової, аномальної мантиї, контури мантийного плюму, зроблено висновок про зміщення на глибині основних розломів південно-східної частини УЩ.

Brief performance Dneprovsk and Priazov metallogenic fields, Krivorozhsko-Kremenchug and Orekhovo-Pavlograd metallogenic zones is shown. The legitimacies of their intercoupling with plutonic constitution of the southeast part of Ukrainian Shield on depth 50 km are reviewed. The progressing eclogite, peridotite, amphibolit-vebsterit abnormal mantle, outlines mantle plum is shown, the conclusion about offset on depth of main faults of the southeast part of Ukrainian Shield is drawn.

Вступ. Однією з головних проблем сучасної геофізики є побудова комплексно обґрунтованої геофізичної моделі земної кори та верхньої мантиї. Створення такої моделі й насичення її геолого-петрологічними даними дозволяє не тільки одержати нові відомості про літосферу, але й виявити загальні закономірності глибинної будови найперспективніших регіонів, зрозуміти процеси утворення й закономірності розміщення родовищ корисних копалин. Дослідження в цьому напрямі почали активно розвиватися протягом останніх 20–25 років, у першу чергу шляхом створення моделей глибинних структур за допомогою окремих геофізичних методів. Однією з найголовніших у цій ланці є гравітаційна (щільнісна) модель, що дозволяє за допомогою методу підбору (з використанням сучасних ПЕОМ) через спостережене гравітаційне поле і за сукупністю геолого-геофізичної й петрологічної інформації одержати уяву про глибинну будову будь-якого геологічного регіону. У статті викладено питання зв'язку розташування корисних копалин з петрологією верхньої мантиї на прикладі Середньопридніпровської та Приазовської структурно-формаційних полізон південно-східної частини УЩ та відповідних їм металогенічних областей.

Металогенічне районування південно-східної частини УЩ. У межах УЩ виділяються металогенічні області (МО) і зони (МЗ), які характеризуються певним набором металічних корисних копалин [1, 4]. Досліджена територія обіймає Криворізько-Кременчуцьку, Оріхово-Павлоградську МЗ, Дніпровську та Приазовську МО (див. рисунок).

Криворізько-Кременчуцька МЗ приурочена до однойменної структури і має протяжність (у субмеридіальному напрямку) 200 км при ширині 35–55 км. У ній виділяються Криворізько-Кременчуцька та Інгулецька підзони. Перша

складена найбільш повним розрізом метаморфічних порід криворізької серії та глєєватської світи. Інтенсивна седиментація й метаморфічна диференціація речовини в сприятливих умовах спричинила формування всесвітньо відомих родовищ заліза, котрі утворюють Криворізько-Кременчуцький басейн. Характерні також зруденіння золота, міді, нікелю, кобальту, арсену, свинцю, молібдену, рідкісних металів, апатиту, амфібол-азбесту.

Інгуло-Інгулецька металогенічна підзона складена метаморфічними утвореннями однойменної серії. В її межах поширені переважно бідні залізні руди, значний інтерес являє собою мідне зруденіння, встановлено прояви нікелю, кобальту, скандію, золота, срібла, цинку, апатиту, наявні родовища графіту.

Дніпровська МО обіймає площу Середньопридніпровського блока УЩ першого порядку; її західною межею є Криворізько-Кременчуцька шовна зона, східною – Оріхово-Павлоградська зона. Відмінна риса області – розвиток граніт-зеленокам'яних і зеленокам'яних поясів. Зеленокам'яні утворення складають ряд структур: Кобеляцьку, Верхівцівську, Сурську, Чортомлицьку, Конкську, Білозерську та ін., складені породами конкської, білозерської серії, теплівської товщі.

Приазовська МО охоплює площу однойменного архейського гранулітового кратону на заході й область мезопротерозойської активізації на сході, розділені Новопавлівсько-Володарським субмеридіональним глибинним розломом. Вона складена осадово-вулканогенними породами західно-приазовської серії, вочванської, драгунської, косивцівської, терноватської, новогорівської товщ; осипенківської та центрально-приазовської серії; дібровської, гуляйпольської та садової світ. Рудоносними структурами в межах області є лінійні зони

тектонно-метасоматичної активізації, прирозломні грабен-синклінали, до яких приурочені пегматитові поля,

лужні масиви центрального типу, масиви сублужних гранітів, міжкупольні прогини.

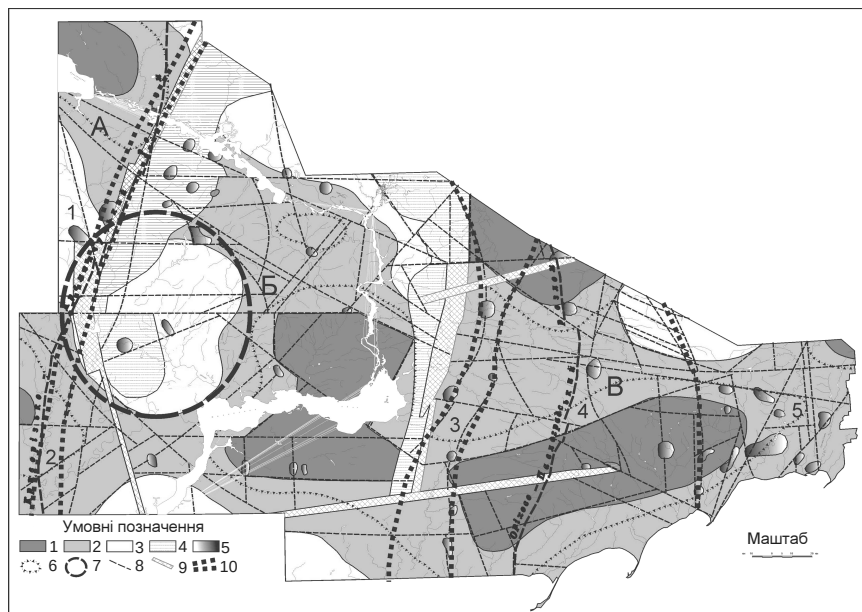


Рис. Схема металогенічного районування та глибинної будови південно-східної частини Українського щита на зрізі 50 км. Умовні позначки. Металогенні області: Криворізько-Інгuleцька (А); Дніпропетровська (Б); Приазовська (В). Металогенні зони: Інгuleцько-Інгuleцька (1); Криворізько-Кременчуцька (2); Оріхово-Павлоградська (3); Західноприазовська (4); Східноприазовська (5). 1 – *еклогіти*; 2 – *перидотити*; 3 – *аномальна мантія (польовошпатові перидотити, гарцбургіти)*; 4 – *коро-мантійна суміш (габро та польовошпатові перидотити)*; 5 – *габро-перидотити, габро, габро-сієніти та ін.*; 6 – *амфоліт-вебстеритова мантія*; 7 – *контури мантійного плюму*; 8 – *розломи за даними гравірозвідки*; 9 – *розломи за даними сейсморозвідки*; 10 – *контур розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантії*

Коротка характеристика рудоносності Дніпровської та Приазовської МО. У Дніпровській МО найінтенсивніше виявилась архейська металогенічна епоха. Вона характеризується накопиченням залізних руд, нікелю, кобальту, кольорових і благородних металів у вулканогенних і осадово-вулканогенних утвореннях. З палеопротерозойською епохою пов'язаний прояв метасоматичних процесів, утворення пегматитів, мінералізації олова, молібдену, вісмуту та ін.

Найважливішими металогенічними площами в межах області є: Сурсько-Верхівцівська-Чортомлицька, Конксько-Білозерська та Девладівська МЗ.

Сурсько-Верхівцівсько-Чортомлицька генералізована МЗ включає в себе Сурську, Верхівцівську, Софіївську і Чортомлицьку рудоносні зони (РЗ).

Головними корисними копалинами Сурської РЗ є талько-магнезити, нікель, мідь, кобальт, цинк, золото, срібло; супутні – азбест, молібден, вольфрам, олово, залізо.

Верхівцівська та Софіївська РЗ характеризуються численними рудопоями золота, срібла, міді, нікелю, молібдену, вольфраму, заліза та ін.

У межах Чортомлицької РЗ виявлено родовища залізистих кварцитів, золота, рудопояви молібдену, міді, хрому, свинцю, срібла.

Конксько-Білозерська МЗ охоплює Дерезуватську, Конкську та Білозерську РЗ. В їх межах є родовища залізних руд. Виявлено численні рудопояви молібдену, золота, срібла, міді, літію, рубідію, цезію, урану, торію, талькомагнезитів.

Девладівська РЗ локалізується вздовж однойменної субширотної зони розломів, по якій проходило вкорінення нікеленосних ультрабазитів. Наявна перспектива виявлення рудопояв і родовищ платини.

Оріхово-Павлоградська МЗ обіймає площу однойменних глибинних розломів, котрі розділяють Дніпровську та Приазовську МО. Вона складена утвореннями

новопавлівської, кайінкулацької, вовчанської, терноватської, дем'янівської, новогорівської товщ, новопавлівського базит-ультрабазитового комплексу, гранітоїдами новопавлівського ендербіт-тоналітового і шевченківського комплексів, лужними породами старобогданівської і частково малотерсянського комплексів.

За особливостями геологічної будови та характером МЗ поділяється на три частини: північну (Павлоградську), центральну (Васинівську) і південну (Оріхівську).

Північна частина зони характеризується наявністю численних рудопояв заліза у зв'язку із залізо-кварцит-нейсовою формацією. Значний інтерес являє собою розвиток порід гранітоїдної лужної формації (Малотерсянський масив), з яким пов'язано рудопояви ніобію, танталу, свинцю, літію, рідкісних земель, фосфору.

У середній частині Оріхово-Павлоградської МЗ розташовано декілька родовищ залізних руд: Васинівське, Терсянське, Північнотерсянське та ін. На цій же площі відомі прояви мінералізації нікелю, кобальту, міді, свинцю.

Південна частина зони також спеціалізована в основному на залізо (Новопавлівське, Новоандріївське, Новоданилівське рудопояви заліза). На особливу увагу заслуговує Старобогданівський масив лужних порід з рудопоями міді, свинцю, германію, цирконію та апатиту.

Приазовська МО виділена в крайовій південно-східній частині УЩ. В її межах виявлено родовища залізних руд, графіту, апатиту, танталу, ніобію, молібдену, вольфраму, рідкісних і рідкісноземельних металів, золота, урану, торію, флюориту.

Провідні типи зруденіння сформувалися протягом етапів тектотно-магматичної й тектотно-метасоматичної активізації УЩ у зв'язку з формуванням структур типу трогових западин. Основними рудоносними та потенційно рудоносними геологічними формаціями є: гранітоїдна лужна та сублужна, нефелінових і лужних сієнітів, лужно-ультраосновна, осадові й вулканогенно-осадові формації.

Зруденіння в Приазовській МО сформувалося в різні металогенічні епохи. Архейська епоха виділяється залізо-накопиченням, формуванням вуглецевмісних і високоглиноземистих товщ. З основними та ультраосновними інтрузивами пов'язана мінералізація нікелю, кобальту, міді. Палеопротерозойська епоха характеризується інтенсивним магматизмом, у тому числі сублужним і лужним, пегматитоутворенням, проявом кімберлітового та лампроїтового магматизму, широким розвитком метасоматичних процесів, накопиченням кольорових металів, флюориту, апатиту тощо. Неопротерозойська епоха проявилася накопиченням флюориту, олова, літію, ніобію, цезію, вісмуту, молібдену, вольфраму, цинку та ін. у зв'язку з формуванням гранітних масивів гранітної лужної формації.

За геолого-структурними особливостями і характером металогенної області поділяється на дві частини, в яких виділено Західноприазовську та Східноприазовську генералізовані МЗ; Чернігівська, Сорокинська, Кальміуська МЗ; рудні та рудоносні зони РЗ – Дібрівська, Шевченківсько-Федорівська, Октябрська, Катеринівська, Кам'яномогильська, Мангуська, Центральносорокинська, Гуляйпільська, Гайчурська, Корсацька та ін.

У східній частині Західноприазовської генералізованої МЗ виділяється ряд РЗ, котрі пов'язуються з гранітними масивами гранітної лужної формації мезопротерозою. З альбітитизованими і грейзенізованими гранітами (Катеринівський, Кам'яномогильський, Малояні-сольський, Стародубівський масиви) пов'язана цирконієва, рідкіснометалева та флюоритова мінералізація.

Східноприазовська генералізована МЗ виділена в східній частині області. Вона характеризується широким розвитком інтрузивних формацій нефелінових і лужних сієнітів, граніт-сієнітів, габро, габро-перидотитів, кімберлітів. В її межах проявився інтенсивний лужний метасоматоз, окварцювання, грейзенізація, флюоритизація. Провідними корисними копалинами є цирконій, тантал, ніобій, молібден, вольфрам, мідь, свинець, літій, рідкісноземельні елементи.

Октябрська РЗ включає однойменний масив лужних порід, з якими пов'язані родовища алюмінію, цирконію, молібдену, танталу, ніобію. На Мазурівській ділянці виявлено рудопрояв титану у зв'язку з верлітовою формацією.

Кальміуська РЗ в структурному відношенні пов'язана з однойменним розломом. В її межах розвинуті карбонатні, карбонатно-халцедонові та карбонатно-флюоритові жили, що містять акцесорну рідкісноземельну мінералізацію. Крім того, встановлено молібден, вісмут і кобальт.

Закономірності розташування металогенічних зон залежно від будови верхньої мантії. У геологічній практиці при проведенні геолого-знімальних та пошуково-розвідувальних робіт, металогенічному прогнозуванні розташовуються структурно-тектонічний, літолого-стратиграфічний, магматичний, метаморфічний, формаційний, мінералого-геохімічний, метасоматичний, геофізичний та інші фактори контролю і закономірностей розташування корисних копалин. Авторами роботи, вірогідно, уперше в практиці геолого-геофізичних досліджень у межах південно-східної частини УЩ розглянуто закономірності розташування Дніпровської й Приазовської МО, Криворізько-Кременчуцької та Оріхово-Павлоградської МЗ залежно від будови верхньої мантії на зрізі 50 км (див. рисунок).

Дніпровська МО із заходу обмежується Криворізько-Кременчуцьким, зі сходу – Оріхово-Павлоградським розломами. Але слід відзначити, що на цьому зрізі спостерігається відхилення розломів від їхньої поверхневої проекції. Криворізько-Кременчуцький розлом відхиляється в бік Кіровоградського блока УЩ від 5 до 20 км, Оріхово-Павлоградський – у південно-східному напрямку від 40 до 65 км. У той же час, за даними сейсмороз-

відки (СР), Криворізько-Кременчуцький розлом на цій глибині має дугоподібну форму з відхиленнями: у південній частині на схід – 20–40 км; центральній – на захід – 10–20 км; північній – на схід – 10–17 км.

Зона Девладівського субширотного глибинного розлому на зрізі 50 км зміщується на південь у межах 10–15 км, Конкської в цьому ж напрямку – на 2,5–7,5 км. Такі ж зміщення спостерігаються і для Дніпродзержинського та Хортицького розломів, або їхніх відгалужень у північно-східному напрямку, відповідно, на 5–10 і 7–10 км.

У межах Дніпровської МО спостерігаються площі розвитку еклогітової, перидотитової, аномальної (польовошпатові перидотити, гарцбургіти) мантії. Еклогітова мантія утворює овалоподібне тіло північно-східного простягання, розташоване під Запорізьким і Самійлівським гравітаційними максимумами. Його розміри: довжина 90 км; ширина – у північній частині 65 км, центральній 45 км, південній 75 км.

Аномальна мантія витягнута вздовж Криворізько-Кременчуцького розлому і займає площу П'ятихатської, Демуринської, Саксаганської та Базавлуцької антиформ. Частково вона розвинута в крайній північно-східній частині області (район Славгородсько-Синельниківського блока) і в південній частині області.

Останню площу Дніпровської МО займає перидотитова мантія (площі розвитку Верхівцівської, Сурської, Чортомлицької, Конкської, Високопільської і частково Білозерської ЗКС).

Для генералізованих МЗ спостерігаються наступні закономірності в їх розташуванні. Сурсько-Верхівцівська зона дугоподібно облямовує площі розвитку аномальної мантії (див. рисунок) і приурочена до площ розвитку перидотитової мантії. Дещо окремо від цієї зони розташована Сурська ЗКС, яка розміщується в полі розвитку перидотитової мантії й відокремлюється Хортицьким та Дніпродзержинським розломами. Конксько-Білозерська МЗ розташована на сході Дніпровської МО і простягається вздовж Оріхово-Павлоградського розлому. Білозерська та Конкська ЗКС приурочені до зони контакту еклогітової мантії з перидотитовою і під ними розвинена перидотитова мантія. Особливе положення посідає Дерезуватська ЗКС, тому що під нею, на відміну від інших ЗКС, розвинута аномальна мантія.

Під Девладівською МЗ розвинута аномальна (західна частина) та перидотитова (східна частина) мантії. Про це свідчать як виливи толейтових і коматітових лав, котрі проявилися в період потужного вулканізму в неоархейський час, так і склад молодших інтрузивних порід (девладівський комплекс). Серед дайкових тіл переважають породи дуніт-гарцбургітового складу, часто з невеликою домішкою плагіоклазу (до 5 %). Однак зустрічаються й відміни, представлені спюдистими піроксенітами, що за петрохімічними даними дуже близькі до лампроїтів коларівського комплексу Приазовської МО.

На завершення короткої характеристики Дніпровської МО на зрізі 50 км зазначимо, що на її площі авторами виділено (рис. 1) прогнозний контур мантіяного плюму.

Прогнозний контур мантіяного плюму в центральній західній частині області перетинає Криворізько-Кременчуцьку МЗ і частково заходить на Інгуло-Інгулецьку металогенічну підзону. Контур має форму овалу, витягнутого в північному напрямку при довжині 105 км та ширині 90 км. Слід зауважити, що до центральної частини плюму приурочений розвиток Явдотівсько-Олександрівської смуги палеовулканів.

Згідно з даними [3] просторово над мантіяним плюмом розташовані рудопрояви титану, нікелю, міді, кобальту,

свинцю, цинку, молібдену, миш'яку, вольфраму, рубідію, скандію, рідкісних земель, цирконію, золота, урану.

Магматичні прояви сульфідних мідно-нікелевих руд визначені в межах Явдотівсько-Олександрівської вулканогенної смуги. Їхньою характерною особливістю є приуроченість до габро-перидотитів верхівцівського комплексу, породи якого за низкою петрохімічних характеристик сприятливі для концентрації сульфідного мідно-нікелевого зруденіння [3].

Прояви міді на площі мантийного плюму належать до сульфідного типу. Вміщуючими породами правлять архейські амфіболіти, залізисті кварцити та плагіогранітоїди інгулецького комплексу.

Зруденіння свинцю та цинку представлені низкою проявів у рудних зонах – Криворізькій (Рудничний) і Червонокосятинівсько-Родіонівській (Родіонівський). Рудничний прояв приурочений до зон тріщинуватості й розсланцювання в графітвмісних сланцях гданцівської світи та до контакту амфіболітів новокриворізької світи з конгломератами скелюватської. Родіонівський прояв локалізується в приконтатній зоні архейських плагіогранітоїдів з кальцит-доломітовими мармурами родіонівської світи.

Зруденіння молібдену представлено декількома генетичними типами – скарновим, гідротермальним та грейзеновим. Скарнові прояви локалізуються в Західно-Інгулецькій зоні розломів і приурочені до контакту кальцифірів родіонівської світи з плагіоклаз-мікрокліновими гранітоїдами кіровоградського комплексу.

Гідротермальний Токівський прояв прожилково-вкраплених мідно-молібденових руд генетично пов'язаний з плагіоклаз-мікрокліновими гранітоїдами токівського комплексу в межах однойменного рудоносного вузла. Тут рудна мінералізація зумовлена процесами гідротермально-метасоматичних змін амфіболітів у зонах підвищеної тріщинуватості північно-західного простягання, котрі супроводжуються окварцюванням і серицитизацією.

Прояви вольфраму приурочені до метаморфічних (часто висококальцієвих) порід інгуло-інгулецької й криворізької серій в межах Балахівсько-Варварівської, Криворізької та Західнокриворізької РЗ. Більшість цих ділянок з підвищеним вмістом вольфраму пов'язана зі скарнуванням діопсидвмісних гнейсів.

Прояви рубідію в межах Червонокосятинівсько-Родіонівської РЗ належать до формації рідкісноземельних олігоклаз-мікроклінових пегматитів. Прояви скандію приурочені до амфіболітів сурської світи і метасоматитів кіровоградського комплексу. З'ясовано [1, 2, 4], що підвищений вміст скандію пов'язаний з породоутворюючими мінералами (рогова обманка, біотит, діопсид).

Рідкісноземельні прояви приурочені до жильних гранітів з апатитовою мінералізацією (Стародубівське), скарнових порід (Кодацьке) і гранітів плагіоклаз-мікроклінових (Новолозуватське).

Прояви цирконію приурочені до альбітитів та пегматитів, які локалізуються в Інгулецькому та Західно-Інгулецькому розломах.

Геологічна позиція відомих проявів золота досить різноманітна. Золоте зруденіння, подібне до промислового, трапляється, як правило, у зонах окварцювання і сульфідизації в зеленокам'яних, залізисто-кременистих і чорносланцевих утвореннях.

Перспективнішими є зони сульфідної прожилково-вкрапленої мінералізації в ЗКС лінійного і центрального типів, виповнені метавулканітами основного складу. Прикладом прояву цього типу може бути Новочигиринський прояв. Зруденіння приурочено в зоні розлому до сульфідизованих, хлоритизованих і карбонатизованих амфіболітів сурської світи.

Найперспективнішим (за останніми даними) є золоте зруденіння, приурочене до зон інтенсивної тектонічної та метасоматичної переробки залізисто-кременистих та чорносланцевих порід у межах Криворізько-Кременчуцького розлому. У подібних геологічних умовах розміщений Жовтянський прояв, де породи інтенсивно мілонізовані, окварцьовані, карбонатизовані й містять густу сульфідну вкрапленість із вмістом золота.

У кристалічному фундаменті найбільшими є родовища гідротермально-метасоматичного генезису – Жовторіченське та Першотравневе – з однаковим складом ураново-залізистих руд. При цьому уранове зруденіння пов'язано з накладеними на залізні руди процесами карбонатно-натрієвого метасоматозу і представлено уранінітом та настураном, рідше – кофінітом, ненадкватом і бранеритом.

Як зазначалося вище, Криворізько-Кременчуцька МЗ ділиться власне на Криворізько-Кременчуцьку та Інгуло-Інгулецьку металогенічні підзони. На зрізі 50 км вони характеризуються такими особливостями. Під Криворізько-Кременчуцькою металогенічною підзоною спостерігається розвиток перидотитової та аномальної мантиї. Уздовж зони та однойменного розлому вона, відповідно, ділиться на північну та південну частини (60 і 90 км), які займає перидотитова мантия, центральну (140 км) – аномальна. Слід зазначити деяку різницю в розташуванні Кременчуцької та Криворізької РЗ, до яких приурочені унікальні у світовому масштабі залізородні родовища. Під Кременчуцькою РЗ залягає перидотитова, під Криворізькою – аномальна мантия. Відносно прогнозованого мантийного плюму, контурів розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантиї проглядаються деякі розбіжності. Криворізька зона розміщується в західній частині контуру розповсюдження мантийного плюму. Ніяких взаємовідносин з площею розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантиї не спостерігається. У той же час, Кременчуцька РЗ розташована в східній частині контуру розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантиї та зони розвитку мантийного плюму.

Під Інгуло-Інгулецькою металогенічною підзоною розвинуті еклогіти, перидотитова та аномальна мантиї. Еклогітова мантия розвинута в крайовій південно-західній частині зони. Аномальна мантия займає її центральну частину впродовж 85–90 км і більше, північна та південна частини представлені перидотитовою мантиєю. Центральну частину МЗ в субмеридіональному дугоподібному напрямку протягом 140 км перетинає зона розломів за даними СР. Центральна частина зони розташована в західній частині контуру мантийного плюму. Імовірно, що є певна закономірність у тому, що контури розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантиї приурочені до крайніх північно-західних і південно-західних площ розвитку зони.

На докембрійському зрізі Оріхово-Павлоградська МЗ обмежена із заходу однойменним глибинним розломом, зі сходу – Західноприазовським. На зрізі 50 км, як уже вказувалося вище, Оріхово-Павлоградський розлом проектується далеко на схід, Західноприазовський не простежується.

Під зоною розвинута еклогітова та перидотитова мантиї. Еклогітова мантия розвинута на півночі зони впродовж 45–50 км і частково на півдні (заходить гострим кутом трикутника з Приазовської МО до 20 км). Остання площа представлена перидотитовою мантиєю. Зауважимо, що в її північній та південній частинах спостерігаються зони розломів, визначені за даними СР. Вони мають північно-східне простягання. Північна (протягом 55–60 км) і південна (протягом 60–80 км) частини зони входять у контур розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантиї. Переважно до центральних частин мантиї приурочені контури поширення габро невеликої площі.

Під Приазовською МО поширені еклогітова, перидотитова, аномальна і меншою мірою габрова та габро-перидотитова мантії. Еклогітова мантія має широке розповсюдження у двох місцях – на крайньому північному заході області і в її центральній та південно-західній частинах. Перший ареал розповсюдження примикає до Оріхово-Павлоградської МЗ і має розміри: 45 км у північно-західному і 30 км у північно-східному напрямках. Друга площа розвитку еклогітової мантії має сигароподібну форму і розміщена в південно-західній та центральній частинах області. Її простягання північно-східне, довжина – 150 км, ширина – 35–50 км. Аномальна мантія розвинута в північно-східній частині області, примикає до Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ), має форму зрізаного овалу, витягнутого в північно-західному напрямку на 70 км при максимальній ширині 25 км. Останню площу під Приазовською МО займає перидотитова мантія та перехідна амфоліт-вебстеритова.

На зрізі 50 км Приазовська МО розбита системою розломів різноманітних напрямків. Успадкування від докембрійського зрізу мають Південнодонбаська, Новопавлівсько-Володарська, Кальміуська, Сорокинська, Грузько-Сланчицька та деякі інші зони розломів, які, відповідно, на глибині дещо зміщуються на північний схід, схід, південний схід, південний захід (див. рисунок).

Нижче розглянемо Західноприазовську та Східноприазовську генералізовані МЗ, в яких, у свою чергу, виділяються металогенічні, рудні та рудоносні зони.

Під Корсацькою РЗ спостерігається розвиток еклогітової мантії. Посередині на глибині вона розтинається зоною Оріхово-Павлоградського розлому (проекція). Подібне положення має і Мангуська РЗ, під якою (основна її північна частина) теж розвинута еклогітова, а під південною – перидотитова мантія. Зі сходу вона обмежується Новопавлівсько-Володарським глибинним розломом. Дещо інше положення займає Гуляйпольська РЗ. Під нею розвинута перидотитова мантія, яка в межах зони зовсім не розбита розривними порушеннями. Слід зауважити, що Корсацька та Мангуська залізорудні зони потрапляють у поле розвитку амфоліт-вебстеритової мантії, а Гуляйпольська знаходиться між ними. Під Чернігівською РЗ розвинута еклогітова мантія, а дещо на схід від неї проектується зона Оріхово-Павлоградського розлому.

Під Сорокинською РЗ спостерігаємо розвиток еклогітової (північно-західна) та перидотитової (південно-східна частина) мантії. Вона, як і Чернігівська, потрапляє в контур розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантії.

Під Шевченківсько-Федорівською РЗ розвинута перидотитова мантія. Під нею широко розповсюджені тектонічні порушення глибинного закладення різного спрямування. Переважають розломи північ-північно-східного та північно-західного простягання. Зазначимо, що зона примикає до контуру розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантії.

Під Дібрівською РЗ розташована еклогітова мантія, котра посередині розтинається зоною Оріхово-Павлоградського розлому (проекція), у північній частині – розломом північно-східного простягання, який визначено за даними сейсморозвідки. Зона повністю входить у контур розповсюдження амфоліт-вебстеритової мантії.

Під Східноприазовською генералізованою МЗ спостерігається розвиток перидотитової (найпоширеніша), еклогітової та аномальної мантії. Локально розповсюджені габро та габро-перидотити.

Октябрська РЗ входить у контур розвитку амфоліт-вебстеритової мантії. Під нею знаходиться перидотитова мантія. Вона розбита глибинними розломами субмеридіонального та північно-західного простягання.

Під Кальміуською РЗ розвинута еклогітова мантія. Вона примикає до межі розвитку амфоліт-вебстеритової мантії. Зони глибинних розломів різних напрямків дещо зміщені від неї на північ, північний захід та південний схід.

Висновки. На підставі вищевикладеного констатуємо, що спеціалізація розташованих у межах південно-східної частини УЩ Дніпровської і Приазовської МО, Криворізько-Кременчуцької та Оріхово-Павлоградської МЗ залежить від будови мантії на зрізі 50 км. Отриманий речовинний склад порід верхньої мантії дозволить дослідникам заново переглянути закономірності розташування вже відкритих родовищ та великих рудопроявів і прогнозувати відкриття нових.

1. Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Насад А.Г., Пигулевский П.И. Некоторые результаты по составлению среднемасштабной геологоструктурной карты докембрійских образований юго-восточной части Украинского щита // Геология і магматизм докембрію Українського щита: Тез. докл. научно-практичної конференції, Київ, 30 мая – 1 июня 2000 г. – К., 2000. – С.12-13. 2. Великанов В.А., Колосовська В.А., Возгрін Б.Д., Ледаюк Г.І. Комплект карт "Геология і корисні копалини України" масштабу 1:1 000 000. Пояснювальна записка. – К., 2002. 3. Захаров В.В. та ін. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Серія центральноукраїнська. Аркуші: М-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг). Пояснювальна записка. – К., 2001. 4. Металлогения Украины и Молдавии / Я.Н.Белевцев, Г.И.Калыев, Л.С.Галецкий и др. – К., 1974.

Надійшла до редколегії 16.12.2003 р.

УДК 552.08:53

В.А.Кисельов, Б.В.Бородиня, Н.А.Козар, С.М.Стрекозов

ЕТАПИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ В ІСТОРІЇ СХІДНОПРИАЗОВСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Східноприазовський блок УЩ після неархейської кратонізації пережив принаймні два етапи тектоно-магматичної активізації: палеопротерозойській і мезопротерозойській. Розвиток кожного етапу приурочений до певних структур (зон), формування яких супроводжувалося різноманітним магматизмом (коровий – у палеопротерозойській зоні активізації і мантіїний і коровий – у мезопротерозойській). Наведено короткі описи ультраметаморфічних і магматичних утворень Східного Приазов'я, їх еволюцію в часі. У межах Східноприазовського блока УЩ виділено Тельманівську зону тектоно-магматичної активізації північно-східного простягання, яка контролює інтрузії габро-пироксенітової і пікрит-есексит-латит-трахітової субформацій. Укорінення інтрузивних тіл супроводжувалося гідротермально-метасоматичними процесами, що несли вольфрам-молібденітову і поліметалеву мінералізацію. Викладені матеріали дозволяють з нових позицій оцінити перспективи розширення мінерально-сировинної бази Східного Приазов'я.

The East Pryazovyan block of Ukrainian Shield after neoproterozoic cratonization undergone, at least, two stages of tectonomagmatic activation: paleoproterozoic and mesoproterozoic. The development each stages got involved with certain structures (zones) and were accompanied the various magmatism (core magmatism at paleoproterozoic zone of activation and mantle-core magmatism at mesoproterozoic zone). The brief descriptions of ultrametamorphic and magmatic rocks of East Pryazovya and their evolution wrote this paper. Within East Pryazovyan block of Ukrainian shield was determined the Telman zone of tectonomagmatic activation which have north-eastwards strike. This zone controls the intrusions of gabbro-pyroxenite and picrite-essexite-latitude-trachyte subformations. In the making the intrusive bodies took place hydrothermal-metasomatic processes which caused tungsten-molybdenum and polymetallic mineralization. Presented material let us, at new point of viewing, estimated prospect the expansion of source of raw materials of East Pryazovya.

Східноприазовський блок (СПБ) Українського щита (УЩ) в ранньому докембрії пройшов поліциклічний шлях розвитку від моменту закладення і формування первинної кори до етапів кратонізації й тектоно-магматичної активізації (ТМА). Сьогодні можна виділити принаймні три цикли розвитку: архейський, палеопротерозойський і мезопротерозойський.

Архейський цикл розвитку визначається складним комплексом геологічних процесів, що призвели до накопичення вулканогенних і вулканогенно-осадових товщ та їхнього перетворення в процесі тектогенезу і гранулітового метаморфізму. Нижня частина розрізу подана досить одноманітними плагіогнейсами і кристалосланцями, основними темноколірними мінералами яких є гіперстен, діопсид, рогова обманка й амфібол. Варіація кремнекислотності дуже широка (SiO_2 від 46 % до 68 %) з перевагою основних і середніх різновидів. Вони формують купольні структури (Новогригорівська, Красновська й ін.) розміром до 8 км у поперечнику. Верхня частина розрізу більш диференційована. Товща складена ритмічно перешарованими (від грубо- до тонкозернистими) різноманітними гнейсами і кристалосланцями (темноколірні: біотит, піроксени, рогова обманка, гранат, рідше графіт, силіманіт, корунд) із підпорядкованими прошарками кварцитів і карбонатних порід. Дані утворення становлять синформні зони, що облямовують куполи. Вік метапорід дискусійний, метавулканіти відносяться до верхньотокмацької товщі палеоархею, а метавулканогенно-осадові утворення – або до кайінкулацької товщі палеоархею, або до темрюцької й дем'янської світ неоархею.

Магматогенні й ультраметагенні утворення представлені послідовною серією породних асоціацій, порядок формування котрих відповідно до [7] відповідає визначенням емпіричним закономірностям їхньої появи в рамках тектоно-магматичного циклу (ТМЦ).

Найдавнішими магматитами 1-го циклу є дометаморфічні шарові й лінзоподібні тіла габро-перидотитів, представлені нині кристалосланцями з рідкими реліктами магматичних структур і мінералів. Одночасно з процесами гранулітового метаморфізму й ультраметаморфізму відбувається становлення тріади чарнокітоїдів – домігматитових (ДЧ), мігматитових (ЧМ) і постмігматитових алохтонних (ПМАЛЧ).

ДЧ представлені кварцвмісними двопіроксеновими діоритами і габро-діоритами, що становлять із вміщуючими породами конкордантний Тавлінський масив. Масив зональний, у північно-східній частині масиву розвинуті більше лейкократові утворення. Зональність можна пояснити результатом диференціації родоначальної магми, причому диференціація відбувалася за рахунок відділення ("спливання") плагіоклазу з формуванням грубозернистих лейкодіоритів. З остаточного розплаву сформувалися габро-діорити, збагачені кварцом і калієво-натрієвим польовим шпатом. Кристалізація розплаву відбувалася в умовах інтенсивного стиску (окремі двійники плагіоклазу вигнуті) [5].

ЧМ пов'язані з кульмінацією гранулітового метаморфізму і складкоутворення і формують ареали чарнокіт-мігматитів. Процеси чарнокітизації по-різному проявлені в усіх вулканогенних і вулканогенно-осадових утвореннях, повсюдно в них спостерігається порівняно рівномірний розподіл лейкосоми, яка "просочує" гнейси і кристалосланці. Новоутворення являють собою гранітоїдні породи з чіткими реліктами субстрату, причому зернистість новоутворень на порядок вища зернистості субстрату, а гнейсоподібність і смугастість згодні із сланцюватістю субстрату й орієнтуванням основних структур. Морфоло-

гічні форми прояву ЧМ найрізноманітніші: смугасті, лінзоподібно-смугасті, порфіробластичні й тінюві. Кількість лейкосоми варіює в широких межах, склад залежить від складу вміщуючої товщі. У нижній частині розрізу розвинуті тільки плагіомігматити й ендербіто-мігматити. Склад лейкосоми ЧМ у верхній частині розрізу різноманітніший, крім плагіомігматитів і ендербіто-мігматитів широко розвинуті граніти гранатвмісні й лейкократові двопольовошпатові граніти з характерним гранульованим кварцом. Неоархейський вік синорогенних цирконів ЧМ підтверджений двома пробами (скв. 33, ендербіто-мігматит, Новогригорівський купол, ізохрона 2680 млн років; ін. СК-14, ендербіто-мігматит, Старокримський кар'єр, ізохрона 2730 млн років) [2, 5].

ПМАЛЧ складають дискордатний із вміщуючими ЧМ значний (близько 6 км²) Лідинський масив, просторово приурочений до давнього субширотного розлому. Масив має форму овалу із сильно звивистими краями, витягнутого вздовж розлому. Він складений середньозернистими гранітоїдами ряду тоналіт-плагіограніт з досить постійним вмістом темноколірних (гіперстен, діопсид, біотит) – 12–17 % і слабкою гнейсуватістю вздовж напрямку розлому. Петрохімічний склад порід масиву дозволяє вважати їх продуктами виплавки з гранулітового шару [5]. У породах масиву присутні ксеноліти вміщуючих порід – ендербіто-гнейси і кристалосланці. Завершується 1-й цикл упродовження базитових дайок, перетворених у кристалосланці в Р-Т умовах гранулітової фації метаморфізму. Таким чином, на межі близько 2600–2700 млн років у межах СПБ після інтенсивного складкоутворення й ультраметаморфізму відбулася кратонізація фундаменту, після чого він являв собою жорсткий блок з досить потужною корою.

Початок палеопротерозойського циклу розвитку характеризується формуванням в умовах розтягу земної кори лінійних трогів. У межах СПБ це вузька (від 0,4 до 1,2 км) Павлівська трогова структура північно-західного простягання. Аналізуючи склад вміщуючих утворень даної структури, Стрекозов С.Н. і Лисак А.М. виділили два формаційні типи: метатолітовий (нижній) і теригено-сланцевий (верхній). Породи метатолітової формації займають переважну частину площі структури. Вони досить одноманітні за складом (тонкозернисті актиноліти й амфіболіти масивної або сланцюватої текстури з рідкісними прошарками мікротеригейсів) і мають помітні варіації кремнекислотності ($\text{SiO}_2=48,3\text{--}62,6$ %). Породи теригено-сланцевої формації зустрінуті в центральній частині структури, де вони становлять вузьку синкліналь. Виділяються три головні типи порід (актиноліти або роговообманкові амфіболіти, різноманітні сланці й плагіогнейси) зі складним чергуванням і поступовими переходами між собою. За набором складових порід і ступенем метаморфізму дану структуру можна віднести до вулканічних рифтогенних поясів типу зеленокам'яних. Вік даних утворень не з'ясовано (ізотопне датування цирконів з гнейсів методом ТЕМ дало визначення віку – 2132 млн років [1]), за складом товщу відносять або до мезоархейської косивцівської товщі, або до неоархейської ольгінської світи.

СПБ після архейської складчастості й формування рифтогенних поясів знаходився в стані спокою, а потім був охоплений потужними тектонічними рухами. Інтенсивна блокова тектоніка, закладення нових і підновлювання старих глибинних розломів стало сприятливим чинником зародження широкої (близько 60 км) зони тектоно-магматичної активізації північно-західного напрямку, яка контролює розміщення різноманітних магматитів палеопротерозоя. Це "чемоданні" інтрузії гіперстенових гранітоїдів (Хлібодарівський і Кальміуський

масиви), батолітоподібні інтрузії кварцових монзонітів з олівіном і гранітів (Тельманівський масив), калієвих гранітів (Анадольський масив) і масиви гранодіоритів (Рибинський, Піщевецький та інші масиви).

Хлібодарівський масив являє собою витягнутий в північно-східному напрямку прямокутник загальною площею близько 140 км². Кальміуський масив витягнутий в північному напрямку з розширенням у північній частині й підворотом у південній частині на південний схід загальною площею близько 850 км². Будова масивів досить проста. Вони складені в основному зеленувато-темно-сірими грубозернистими гіперстеновими і двопіроксеновими кварцовими сієнітами (чарнокітами), що поступово переходять у рожеві біотит-амфіболові граніти. Різко підпорядкованими є кварцові монзоніти. У породах масиву зустрічаються ксеноліти кристалосланців, амфіболітів, ендербіто-мігматитів і двоопольовошпатових гранітів з гранульованим кварцом. Досить часто зустрічаються шліроподібні виділення розміром до 5 м, складені пегматитом кварц-мікроклінового і мікроклін-кварцового складу. Вміщуючі утворення в зонах контакту практично повсюдно змінені з формуванням порід типу піроксенових роговиків (поява габрових і діоритових структур, дуже рідко калішпатизація). Тельманівський масив являє собою округле в плані тіло загальною площею близько 450 км². Його будова ускладнена "оболонкою" гібридних порід діорит-гранодіоритового складу. Внутрішня будова масиву зональна: у західній частині від периферії до центру відбувається перехід (поступовий або різкий) від кварцових олівінмісних монзонітів і сієнітів до порфіробластичних біотит-амфіболових гранітів, східна частина масиву складена гранітами. У центральній частині масиву переважають порфіробластичні біотит-амфіболові граніти і кварцові сієніти з овоїдними або таблитчастими порфіробластами рожевого мікроклін-пертита. Петрохімічні характеристики порід масивів однотипні: для них характерний однорідний склад, висока залізистість (0,8–0,99), сублужний склад (сума лугів 6,8–8,76), перевага калію над натрієм і наявність "толейтового" тренду [3]. Структурно-текстурні особливості, речовинний склад порід масивів (парагенезиси гіперстен-кварц, олівін-кварц) і вплив порід рами дозволяють говорити про умови кристалізації й склад вихідної магми. Для Хлібодарівського і Кальміуського масивів характерна спокійна кристалізація первинної магми в гіпабісальних умовах. При формуванні Тельманівського масиву відбувалася диференціація магми і, можливо, аутометасоматоз. Для всіх масивів характерні високі температура і тиск кристалізації, а також "сухість" магми. Питання про генезис магми даного типу в даний час не можна вважати вирішеним. Можливо, вони є продуктами плавлення нижньої базитової кори за рахунок мантийних калієвих флюїдів. Вік даних утворень 2035 млн років (ізохрона, пр. ХЛ52, Хлібодарівський кар'єр) [2, 3].

Високі Р-Т умови розплаву в процесі підйому магми з місця зародження обумовили потужний прогрів вміщуючої товщі, а накладений калієвий метасоматоз створив передумови для формування гранодіоритової й гранітної магм. Гранодіоритова магма утворила два масиви (Рибинський і Піщевецький) й "оторочку" навколо Тельманівської батолітоподібної інтрузії. Будова масивів досить проста. Вони складені в основному сірими середньокрупнозернистими трахітоїдними порфіроподібними біотит-амфіболовими діоритами, кварцовими діоритами і гранодіоритами (зрідка до гранітів) з поступовими пере-

ходами між собою. Породи частіше всього є гомогенними за складом, лише зрідка в них спостерігаються ксеноліти і "тіні" кристалосланців і гнейсів. Петрохімічні характеристики варіюють ($\text{SiO}_2=55,0\text{--}68,7\%$, залізистість – 0,62–0,97, сума лугів – 3,4–9,25 %) і дозволяють припустити вапняно-лужний тренд. Вік даних утворень 2082 млн років (ізохрона, сверд. 204) [3].

Формування батолітоподібної інтрузії калієвих гранітів відбувалося в декілька стадій. Високотемпературна і хімічно агресивна магма при переміщенні з місця зародження активно гранітизувала вміщуючі породи, а в зонах тріщинуватості й дроблення формувала ін'єкційні мігматити (пошарові й брекчіїподібні). Головною фазою розвитку розплаву стало становлення значного батолітоподібного Анадольського плутону, складеного нормальними і сублужними гранітами анхікотектичного складу. Вони утворюють досить велике поле (близько 500 км²), витягнуте в північному напрямку і затиснуте між Хлібодарівським і Кальміуським масивами. Плутон має нерівний, дуже звивистий контакт із вміщуючою рамою, і містить численні ксеноліти вміщуючих метаморфічних порід, контакти з якими як поступові, так і різкі, з численними ксенолітами вміщуючих порід (типу агматитів). Граніти, що складають плутон, гомогенні. Це лейкократові або біотитові рожеві, рожево-сірі дрібно-середньозернисті, зрідка порфіроподібні граніти, текстури масивні або неясногнейсоподібні, іноді містять лейкократові (алясітоподібні) відокремлення округлої форми розміром до 1 м. За петрохімічними параметрами граніти відносяться до групи нормальних і сублужних гранітів і лейкогранітів натрій-калієвого ряду. Для них характерна постійна перевага калію над натрієм, високі залізистість (0,64–0,89) і глиноземистість. Аналіз складу гранітів на проєкціях четвертої гранітної системи Аб-Ан-Ор-Кв показав рівноважну кристалізацію анхікотектичного складу при тиску 2–3 кбар [1]. Вік даних утворень 2085 млн р. (ізохрона, проба аН-1, Анадольський кар'єр) [3, 4].

На завершальному етапі палеопротерозойського циклу розвитку відбувалося формування жильних тіл пегматитів, аплітів і турмалінмісних гранітів, присутніх практично серед усіх вищеописаних утворень. З турмалінмісними гранітами Павлівської структури пов'язаний підвищений вміст літію.

Під час мезопротерозойського циклу СПБ вступає в стадію платформного розвитку з характерним для структур подібного типу магматизмом. Поновлення активності тектонічних рухів виявляється в зародженні Володарської зони глибинних розломів мантийного закладення північно-східного напрямку. Вона контролює розміщення Октябрського лужного і Володарського габро-сієніт-гранітного масивів, а Кременівський граносієніт-гранітний масив витягнутий вздовж її.

Кременівський масив являє собою овальне тіло розміром до 120 км² з досить простою внутрішньою будовою. Він складений в основному зеленувато-темно-сірими порфіроподібними амфібол-двопіроксеновими (часто олівінмісними) монзонітами, кварцовими монзонітами, кварцовими сієнітами і в центральній частині – рожевими біотит-гастингситовими гранітами з поступовими переходами між собою. За хімічним складом породи масиву віднесені до сублужного ряду з характерною високою залізистістю (0,7–0,98). Вік даних утворень 1785 млн р. (ізохрона, пр. 1338, монзоніт) [3]. Необхідно відзначити, що за внутрішньою будовою, речовинним і хімічним складом порід утворення Кременівського масиву практично ідентичні утворенням Хлібодарівського і Кальміуського масивів. Усі спроби знай-

ти якісь відмінні петрохімічні коефіцієнти результату не дали. Можливо, вони є продуктами диференціації однієї й тієї ж первинної магми. Однакові й взаємовідносини з вміщувачими гнейсами і кристалосланцями, що змінені з формуванням порід типу піроксенових роговиків. Відмінність – у Кременівському масиві чіткіше виявлена зона загартування (різноманітні мікромонзоніти і мікросієніти з великою кількістю автолітів і ксенолітів тонкодрібнозернистих ороговікованих вміщувачих порід). Завершується становлення масиву жилами мікросієнітів, мікрогранітів, аляскітів, аплітів і лейкогранітів.

Володарський масив являє собою витягнуту в південно-східному напрямку структуру зі звивистими контурами розміром до 170 км². Внутрішня будова масиву досить складна. У південно-східній частині розвинені сублужні габроїди, що в процесі кристалізації вихідного розплаву диференціювали на піроксеніти, сублужне габро, габро-сієніти й анортозити. Це темно-зелені, темно-сірі середньозернисті породи з чіткою трахітоїдною текстурою. Мінеральний склад: олівін, клінопіроксен, плагіоклаз (олігоклаз-андезин) і мікроклін-пертит у різноманітних варіаціях. Темноколірні мінерали супроводжують ільменіт, титаномагнетит, апатит і циркон. Центральна і північно-західна частини масиву складені рожевими порфіроподібними біотит-гастингситовими кварцовими сієнітами і гранітами з поступовими переходами між собою. Вміщуючі утворення у зонах контакту практично повсюдно змінені з формуванням порід типу піроксенових роговиків (перекристалізація з укрупненням зерен, поява габрових і діоритових структур) з накладеною калішпатизацією (поява порфірових зерен мікроклін-пертиту). На завершальній стадії формування масиву в його північно-західній частині утворився шток сієніт-пегматитів і в межах Володарської зони – жильні тіла мікросієнітів. Вік даних утворень 1810 млн років (ізохрона, пр. 1320, граніт) [3].

Октябрьський масив – це округле в плані тіло розміром близько 30 км². Внутрішня будова масиву складна. З північного, східного й південного боків розвинута оторочка основних-ультраосновних порід шириною до 8 км. Це темно-сірі до чорних масивні середньозернисті породи, за складом вони відповідають верлітам, піроксенітам і габро з поступовими, рідше різкими межами між собою. Вони характеризуються середньою залізистістю (від 0,15 до 0,58), різко зниженим вмістом нікелю (середнє – 0,007 %) і підвищеним – кобальту (0,012 %). У центральній частині масиву розташовано овальне тіло розміром 2x2,5 км, складене пуласкітами – світло-рожевими, сірими, білими різнозернистими (від дрібно- до крупнозернистих, іноді пегматоїдними) породами різноманітної текстури (петельчаста, струмиста, гнейсоподібна, порфіроподібна, плямиста й ін.). Іншу частину масиву займають різноманітні лужні й лужнополювошпатові сієніти, фойїти й метасоматити з різкими, рідше поступовими переходами між собою. Широко проявлена метасоматична діяльність як усередині масиву, так і навколо нього. Вміщуючі кварцові сієніти навколо масиву фенітизовані, уздовж Володарської зони розвинуті жильні тіла різноманітних метасоматитів (маріуполіти, альбітити, рибекіт-мікроклінові й інші метасоматити). Час утворення лужних сієнітів 1795 млн років [3].

Магматичні породи масивів, жильні деривати і широко проявлена гідротермально-метасоматична діяльність у межах Володарської зони визначила появу цілого ряду родовищ і проявів ніобію, танталу, цирконію, титана, апатиту і рідкісних земель.

На заключній стадії циклу в зонах перетину розломів відбувалося вкорінення збагачених леткими компонентами кислих магм. Формування масивів сублужних гранітів (Кам'яногильський, Катеринівський та ін.) супроводжувалося широко проявленими процесами грейзенизації, з якими пов'язано прояви ніобію, танталу, цирконію і рідкісних земель. Вік гранітів 1808 млн років [3]. Завершився цикл упровадженням серії дайок сублужних і нормальних порід основного складу.

У герцинський час Східноприазовський блок Українського щита у зв'язку з розвитком складчастого Донбасу пережив декратонізацію. Розломно-блокова тектоніка в зоні зчленування Донбасу із СПБ супроводжувалася магматизмом (лужно-ультраосновним, основним і лужно-основно-середнім та ін.) У межах СПБ на віддаленні від границі з Донбасом формувалися Кузнецово-Михайлівський, Антон-Тарамський і Павлопіль-Октябрьський дайкові пояси північно-західного простягання [6]. Останнім часом у процесі ГГК-50 Володарської (Раздорозний В.Ф.) і Кальміуської (Васильченко В.В.) площ були виявлені різноманітні субвулканічні інтрузії: Зірська, Кирилівська, Приморська й ін. На підставі аналізу отриманих матеріалів можна ймовірно виділити Тельманівську зону тектоно-магматичної активізації (ТЗ ТМА) мантийного закладення північно-східного напрямку (60° від. смт. Мангуш до с. Кумачове шириною близько 12 км і протяжністю до 100 км, яка контролює розміщення даних інтрузій. Зона слабо картується у фізичних полях, помітний зсув Кальміуської тектонічної зони на 500–1000 м. Такий фрагмент закартовано В.В.Васильченком на Кальміуській площі. Це зони дроблення потужністю близько 15 м, у межах яких виділяються інтервали катаклазованих порід, зазвичай, карбонатизованих і олужених. Кут падіння метасоматитів 75–80° на північний схід.

Маріупольський масив розташований в 2 км північно-західніше заводу ім. Ілліча (м. Маріуполь). Він являє собою округле в плані тіло розміром 1,8 км у поперечнику. Масив складений верлітами, габро, габро-долеритами, рідше олівінітами, горнблендітами. Це темно-сірі до чорних середньозернисті масивні породи, що складаються з авгіту, олівіну, магнетиту, плагіоклазу, рідше амфіболу і біотиту в різноманітних варіаціях. За хімічним складом це ультраосновні-основні породи ($\text{SiO}_2=40,7\text{--}48,1\%$) низькоглиноземисті породи нормального ряду, які Васильченко В.В. відніс до габро-піроксенітової субформації.

Зірський і Приазовський масиви розташовані в 10 км на захід від м. Маріуполь, Приморський масив – у 12 км південно-західніше с. Тельманове. Це округлі в плані тіла діаметром відповідно 0,5; 0,8 і 0,9 км, складені піроксенітами (пикритами), якупірангітами, есекситами, шонкінітами і габро-долеритами (темно-сірі до чорних дрібно-середньозернисті, часто порфіроподібні породи, що складаються з титанавгіту, магнетиту, плагіоклазу, рідше нефеліну, амфіболу, біотиту і калішпату). За хімічним складом вони відносяться до ультраосновних-основних порід лужного і сублужного ряду з досить високим вмістом Са – до 21,1 %. Завершувалося становлення масивів формуванням жил сієнітів і карбонатизацією у вигляді січних прожилків і ділянок метасоматичної переробки. З даними утвореннями пов'язаний підвищений вміст титану, флюориту й апатиту.

Наступним етапом розвитку ТЗ ТМА стало впровадження вулканічних і субвулканічних порід трахіт-латитового ряду. Вони ускладнили будову Приморського масиву, де утворили палеовулкан лінзоподібної фо-

рми розміром 100х600 м², сформували в 25 км південно-західніше с. Тельманове дві досить значні вулканічні будови (Кирилівську й Кичицьку) і численні дайки й дайкоподібні тіла. Вони близькі за складом і представлені трахітами, трахіандезитами, латитами, ксенокластолавами і лавобрекчіями, рідше трахітами-порфірами і сієніт-порфірами. За хімічним складом – це середні (SiO₂=53,4–64,9 %) сублужні й лужні дуже високоглиноземисті породи калієво-натрієвого і калієвого ряду. Формування інтрузивних тіл супроводжувалося інтенсивними гідротермально-метасоматичними процесами (мікроклінізація, сульфідизація, мусковітизація, егіринізація, аргілізація й окварцювання), що несуть із собою корисну мінералізацію. Вік порід трахіт-латитового ряду 295–310 млн р. (калій-аргоновий метод).

У цілому в межах ТЗ ТМА можна виділити два формаційних ряди: нормальний ультраосновний (габро-піроксенітовий) і лужний ультраосновний-середній (пікрит-есексит-латит-трахітовий). Дана зона контролює до 90 % усіх відомих на сьогоднішній день у межах СПБ проявів вольфраму (вміст WO₃ до 0,98 %), молібдену (до 1,2 %), меншою мірою свинцю (до 1,2 %), міді (до 0,8 %), срібла (до 10 г/т) і золота (до 0,3 г/т). Зруденіння пов'язано із зонами окварцювання, сульфідизації, грейзенізації й аргілізації по тектонічних зонах, орієнтованих узгоджено з простяганням ТЗ ТМА або більш давньої

Октябрьської тектонічної зони. Окварцювання важко пов'язати з породами лужної ультраосновно-середньої формації. Можливо, що розвиток ТЗ ТМА завершувався кислим магматизмом, характерним для герцинської епохи. "Відголосами" гранітного магматизму можна вважати рідкісні дайки граніт-порфірів і кварцових порфірів, які зустрічаються в межах ТЗ ТМА недалеко від границі її з Донбасом.

Викладені матеріали дозволяють розширити сферу пошуків рідкіснометалевого зруденіння на УЩ і з нових позицій оцінити перспективи розширення мінерально-сировинної бази Східного Приазов'я.

1. Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С.129-154. 2. Щербак Н.П. и др. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке УЩ // Геохимия и рудообразование. – 1995. – № 21. – С.112-129. 3. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др. – К., 1990. 4. Киселев В.А., Васильченко В.В., Загнитко В.Н. Петрология и эволюция гранитоидов приазовского комплекса (Восточное Приазовье) // Геол. журн. – 1992. – № 2. – С.27-35. 5. Васильченко В.В., Киселев В.А., Загнитко В.Н. Чарнокитовиды Восточного Приазовья // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С.27-34. 6. Шаталов Н.Н. Дайки Приазов'я. – К., 1986. 7. Шемякин В.М. Петрология чарнокитовидов раннего докембрия. – Л., 1988.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

УДК 553.061.12+553.07+551.24.03

Б.О.Занкевич, д-р. геол.-мінералог. наук

СТРУКТУРНІ КРИТЕРІЇ ПРОТОАКТИВІЗАЦІЇ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Структурні позиції дайок комплексів ТМА, різних за віком, показані як індикатори зсувної компоненти регіональних тектонічних рухів глибинних розломів УЩ.

Structural positions of dykes of complexes TMA different by age, shown as spesisfc indicators of displacement component of regions tectonic movements of the deep faults of USH

Уявлення про купольну будову архейського (AR) структурного поверху Середньопридніпровського блока домінують з часу виходу у світ монографії Г.І.Каляєва [5], "Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции". Разом з цим, достатньо відомі й альтернативні погляди – про перевагу лінійної складчастості в архейських гранітоїдах фундаменту М.П.Семененка [9] та ін. Залишаючи осторонь проблеми тектоніки AR структурного поверху, пов'язані зі ступенем вичисленості цього регіону, а саме – недостатньо відслоненого, "перекритого" фундаменту, розглянемо також дискусійні питання ТМА для AR-PR порід блока на прикладі обрамлення зони Криворізько-Кременчуцького розлому в Північному Криворіжжі. Актуальність дослідження дайкових комплексів Придніпров'я зумовлена металонасінстю їх: проявами молібдену у зв'язку з жильними апліт-пегматоїдними гранітами; платиноїдів – з ультрабази-тами; перспективними комплексними рудопроявами золота та рідкісних металів – з вулканоплутонічними асоціаціями зеленокам'яних синкліналей.

У зв'язку з існуючими розбіжностями тлумачення терміна "тектоно-магматична активізація" (ТМА) ми дотримуємося такого значення: ТМА – ендегенний процес (геодинамічний режим), накладений на платформні та (або) геосинклінальні структури попереднього етапу (режиму). Геологічні структури (алохтонні магматичні тіла), утворені ТМА, дискордантно накладаються, порушують та січуть певний структурний план; тобто вони не є елементами ранніх структур. У статті розглядаєть-

ся ТМА для AR граніт-зеленокам'яної області, йдеться про протоактивізацію, про її структурні форми та час прояву в регіоні. Алохтонні суттєво калієві граніти Придніпров'я – токівські, мокромосковські, датовані за абсолютним віком близько 2,8 млрд років [6], відносяться до завершальної, квазіплатформної стадії, яка змінює геосинклінальний режим граніт-зеленокам'яної області. Масиви цих гранітів унаслідок їхньої поодинокості не впливають на загальний AR структурний план блока, тому ми не схильні ототожнювати їх як окремі або локальні магматичні фази диференційованих інтрузій геосинклінальних стадій з етапами ТМА.

Відомий масштабний діапазон накладених "деструктивних" геологічних структур ТМА дуже великий щодо "областей активізації" різного генезису ("віддзеркалена" ТМА, "автономна" ТМА): склепінно-глибових, рифтогенних, епірогенних до локальних січних структур лінійного або центрального типу. Для Середньопридніпровського блока нами вивчалися локальні структури комплексів малих різних за складом інтрузій. До локальних проявів ТМА віднесені також і амагматичні розломно-блокові структури Північного Криворіжжя – лінійні зони вторинних змін порід фундаменту. Утворення їх супроводжувалося гідротермальними та (або) метасоматичними перетвореннями порід, зазвичай, попередньо більш-менш дислокованих. Однак для них зв'язок з магматизмом проблематичний, тобто цей зв'язок може бути телетермальним, і в таких випадках доречнішим є, мабуть, інший відомий термін: "тектоно-метасоматична активізація".

Початок протоактивізації Середньопридніпровського блока зазвичай пов'язували зі становленням алохтонних масивів гранітів кіровоградського комплексу, 2,1-1,8 млрд років [6]. Чимало дослідників у Північному Криворіжжі відмічали перетини порід криворізької серії жильними гранітами і пегматитами аналогічного віку [11]. Разом з тим, у регіоні розповсюджені малі, однак численні тіла значно давніших лейкократових двопольовшпатових гранітів комплексу жильних апліт-пегматоїдних гранітоїдів. Цей комплекс вивчено недостатньо; у ньому поєднуються різновікові та гетерогенні утворення, що мають подібну структурно-геологічну позицію – це алохтонні (дискордантні), післякладчасті малі інтрузивні тіла і жили [7, 2]. У східному обрамленні Східно-Ганнівської смуги Кривбасу ці граніти ("боков'янсько-позоватські") мають активний контакт з метабазитами новокриворізької світи і датуються за абсолютним віком у 2,6 млрд років [1, 7].

Гранітоїди цього комплексу утворюють численні жили та дайки; більші дайко- та шліроподібні тіла і штоки, які проривають демуринські, саксаганські та інгулецькі граніти обрамлення Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому. Сукупності цих тіл граніт-аплітів та граніт-пегматитів переривчасто трасують розломи вищого порядку з ортогональної й діагональної систем, а також ділянки їх перетину. У плані окремі штоки мають розміри до 1 км; потужність крутопадаючих тіл значніших дайок вимірюється десятками метрів, іноді сягає перших сотень метрів, простягаються вони до 10 км і більше. Простягання дайок і дайкоподібних тіл гранітоїдів різне та невитримане, іноді з'являються "перетини" близько розташованих тіл, але вірогідніше, що це злиття та розщеплення одновікових тіл.

Детальніше магматичні тіла цього комплексу гранітоїдів ТМА показано на карті-схемі комплексної (геолого-геофізичної) інтерпретації м-бу 1:50000 Криворізького району, Ю.І.Золотарьова (1987). На цій карті зображено магматичні тіла, дайки різних формаційних комплексів: ультраосновного, основного і кислого складу; у цілому структури дайкових комплексів трасують розломи вищих порядків і є фрагментами розломної сітки. Структурні рисунки природних ділянок, які "насенені" дайками, іноді виглядають як нерегулярні грати з дайок граніт-аплітів, дискордантних до структурного плану більш давніх саксаганських і демуринських гранітоїдів. Ортогональні й діагональні елементи таких грат у плані вимірюються першими кілометрами. Дайкові тіла виповнюють ті розломи або такі їх ділянки, які мали компоненту латерального розтягнення, достатню для вторгнення магм відповідних формаційних комплексів ТМА.

За даними цієї карти, а також за іншими детальними геологічними картами докембрію Криворізького і Правобережного районів побудовано рози-діаграми простягання дайкових тіл окремо для відповідних комплексів. Предметом аналізу при цьому були латеральні закономірності розміщення дайок стосовно головних розломів району – субмеридіонального Криворізько-Кременчуцького і субширотного Девладівського глибинних розломів. Структурно-генетична (геомеханічна) інтерпретація побудованих діаграм базується на аналогіях з відповідними діаграмами вторинних структур зсувів у тектонофізичних моделях, за С.С.Стояновим [10]. У цілому, використана нами методика відповідає стадіям структурно-парагенетичного аналізу, за Л.М.Расцветаєвим [8].

Методологічно суттєвим є те, що, говорячи про "зсуви", ми маємо на увазі не тільки самі зсувні зміщення по розломах (які дійсно тут фіксуються, але не перевищу-

ють за амплітудою перші відсотки від розмірів відповідних ділянок і структур), а також і зсувну деформацію, котра реалізовувалася як безпосередньо у зсувних зміщеннях, так і в парагенетичних сукупностях природних структур. Наведені діаграми, їх інтерпретація дозволяють оцінювати латеральні сукупності природних структур дайкових комплексів як тектонофізично закономірні елементи в парагенезах вторинних структур регіональних зсувних зон, або як елементи в різновікових сумах таких парагенезів (структурних рисунків), а точніше – в ансамблях вторинних структур.

Наші емпіричні діаграми (рис. 1–5) зіставлялися з "еталонною діаграмою" (рис. 6) моделей С.С.Стоянова [10]. Виявляється, що максимуми дайок просторово збігаються (і, ймовірно, тектонофізично подібні) з тими невеликими розломами, що мали компоненту розтягнення й займають R-, T-позиції вторинних структур лівого зсуву Криворізько-Кременчуцького, а також вторинних структур зсувів Девладівського, глибинних розломів. Відомі для структурних рисунків Криворізького басейну зсувові зміщення геологічних реперів (зміщення, наприклад, тіл граніт-аплітів) по низці закритих (стигнутих) розломів північно-східного напрямку свідчать також і про дислокації правого зсуву зони динамічного впливу (зокрема в безпосередньому обрамленні) Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому. Однак у зв'язку з цими "правозсувними" дислокаціями дайкові комплекси в районі не фіксуються, що й відповідає інтерпретації наших діаграм.

Діаграми, на рис. 2, 4 – це простягання дайок з не поділеного комплексу базитових дайок зони обрамлення Криворізько-Кременчуцького розлому. Серед них виявлено дайки, що датовані за абсолютним віком від 2,6 млрд років у Комісарівській зоні [1] до 1,6-1,2 млрд років [6]. Загалом, базитові дайки як західного, так і східного обрамлення фрагментарно виповнюють невеликі розломи різних напрямків; особливістю структур дайкових тіл базитів є локальність, незначні розміри (за простяганням – до 1-2 км) і доволі рівномірний розподіл їх у породах фундаменту. Однак саме в ділянках розломних зон тіла базитових дайок іноді утворюють більш згущені по латералі й значні за простяганням субпаралельні "рої" та "пояси". Згідно з інтерпретацією цих діаграм базитові дайки формувалися за умов регіональної "ліво-зсувної" деформації зони Криворізько-Кременчуцького глибинного розлому.

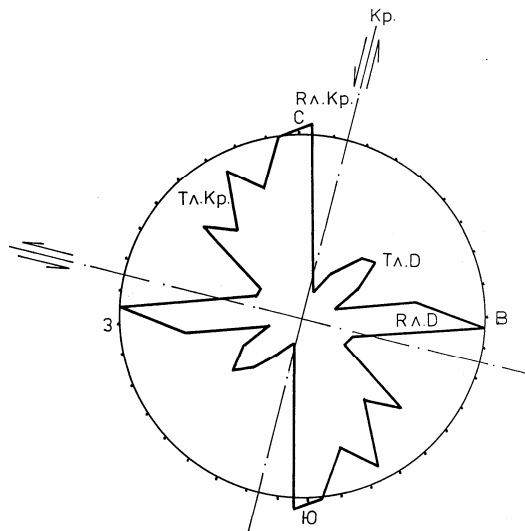


Рис. 1. Діаграми простягання дайок комплексу жильних апліт-пегматоїдних гранітів

За даними карти: "Схема комплексной интерпретации участка Криворожский", м-б 1:50000, Ю.И.Золотарьов (1987).

Умовні позначення: Кр. – Криворізько-Кременчуцький розлом; індекси: л.Кр., л.Д. – належність напрямків структур до парагенезу деформації лівого зсуву Криворізької і відповідно Девладівської розломних зон; інші позначення (див. рис. 6).

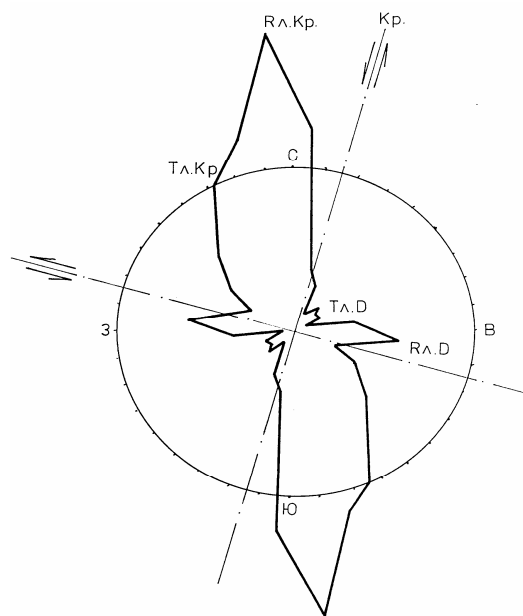


Рис. 2. Діаграма простягання дайок базитового комплексу

За даними карти: (див. рис. 1). Умовні позначення: (див. рис. 1, 6).

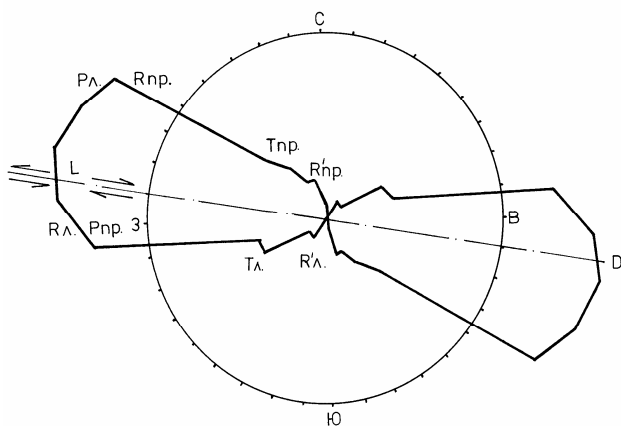


Рис. 3. Діаграма простягання дайок ультрабазитів зони Девладівського розлому

За даними карти: (див. рис. 1). Умовні позначення: Д – Девладівський розлом; індекси: л., пр. – належність напрямку структур до парагенезів деформації лівого і правого зсувів зони розлому; інші позначення: (див. рис. 6).

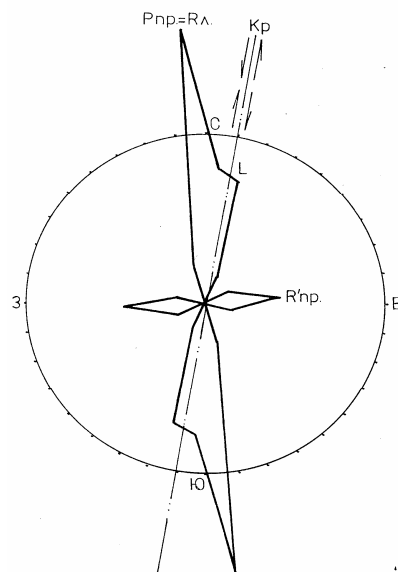


Рис. 4. Діаграма простягання дайок базитового комплексу в Північному Криворіжжі

За даними: "Геологическая карта кристаллического фундамента УССР. Криворожско-кремчугская серия", м-б 1:50000, О.С.Киселев, Ф.К.Монаков (1981).

Умовні позначення: (див. рис. 1, 3, 6).

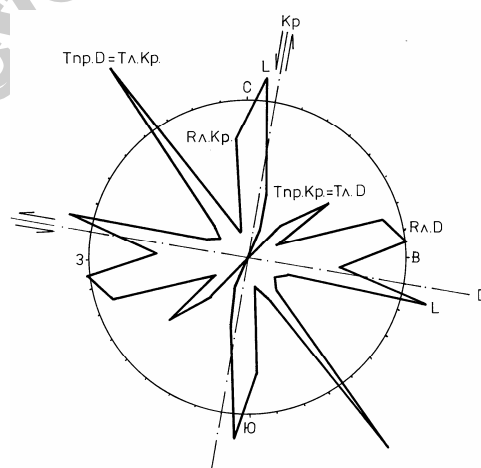


Рис. 5. Діаграма простягання лінійних зон вторинних змін у породах фундаменту Північного Криворіжжя. За даними карти: (див. рис. 4). Умовні позначення: (див. рис. 1, 3, 6)

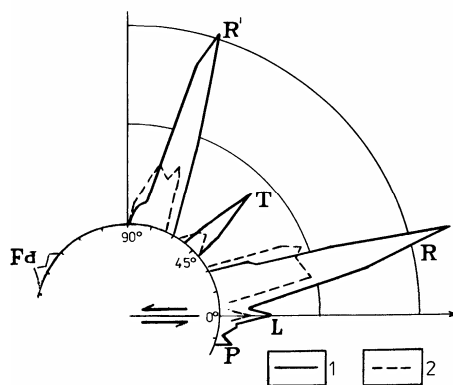


Рис. 6. Діаграма напрямків вторинних структур у тектоно-фізичних моделях зсувних зон відколу (С.С.Стоянов, 1977): 1 – при простому зсуві; 2 – при складному зсуві (з накладеним поперечним стисканням). R, R', T, L, P – генетичні групи вторинних розривів; Fd – осі складок

Незалежно від віку базитових дайок інтерпретація їхніх діаграм (див. рис. 2, 4) як статистичних сукупностей збігається: формування загальної структури комплексу цих дайок пов'язано переважно з R-напрямами вторинних структур зони обрамлення глибинного розлому. Унаслідок компліментарності розломних сіток дайки можуть бути і в інших тектонофізично сприятливих позиціях (R-, L-, T-, P-позиції з компонентою розтягнення) стосовно всіх великих розломів району. R' – напрямки на діаграмі, що належать "правому" субмеридіональному зсуву, тектонофізично відповідають вторинним закритим розломам, які є попередніми до торгнення базитових дайок. На етапах лівого зсуву ці поперечні розломи вже мали компоненту розтягнення, що пояснює парадоксальність, з першого погляду, пов'язаних з ними дайок. Саме таку, R'-позицію мають відомі поперечні дайки Криворізького синклінорію.

Згідно з інтерпретацією діаграми (див. рис. 3) простягання дайок ультрабазитів, відомих у зоні Девладівського глибинного розлому, переважно відповідають R-, L-, P-напрямам вторинних розломів зони. Дайки (тут більше 30 дайкових тіл і декілька невеликих штоків ультрабазитів) фрагментарно, частково успадковували попередні дрібні розломи, складаючи парагенези як право-, так і лівозсувних регіональних деформацій зони. Дайкові сублінійні тіла метаультрабазитів у плані мають розміри: з потужності – від перших сотень метрів і до 1 км, за простяганням – від 1 до 4 км. Радіометричний вік дайок ультрабазитів і граніт-аплітів може в перспективі уточнювати черговість і число етапів протоактивізацій. У теперішній час уже відомі й вивчаються ділянки гранітизації ультраосновних дайок; на згаданій карті Ю.І.Золотарева (1987) показано перетини ультрабазитових тіл дайками граніт-аплітів.

Для Північного Криворіжжя, за даними "Геологической карты кристаллического фундамента УССР. Криворожско-кремненчугская серия", м-ба 1:50000 (Киселев, Монаков, 1981), побудована діаграма (див. рис. 5) простягання лінійних зон вторинних змін порід (окварцювання, мікроклінізації, епідотизації, альбітизації, піритизації). У плані ці зони мають локальні виявлені розміри, звичайно до 1 км в поперечнику, а за простяганням – перші кілометри. Простягання окремих зон збігається зі структурним планом AR порід; в інших випадках, навпаки, ці зони січуть їх косо або поперек. За інтерпретацією діаграми зони вторинних змін порід тектонофізично збігаються з напрямками вторинних, розломних структур, похідних від "лівозсувних деформацій" як Девладівського, так і Криворізько-Кремненчугського глибинних розломів. Щодо віку зон (процесів) вторинних змін порід фундаменту даних зовсім недостатньо; у ряді випадків можна говорити про їх посткриворізький вік, оскільки ці зони накладаються і на PR породи ерозійно-тектонічних останців криворізької серії в Правобережному районі Криворізько-Кремненчугської зони. Уявляється, що означені зони вторинних змін, як зони тектоно-метасоматичної активізації, можуть бути віддаленими "телетермальними" наслідками етапів ТМА. У всякому разі схожість форм (і механізмів) структурного контролю тих та інших проявів активізації є очевидною з наведених діаграм.

Крім розглянутого, необхідно також відзначити і найранніші AR локальні прояви ТМА на Середньопридніпровському блоці. Нами були описані закономірності, аналогічні до розглянутих у статті – латера-

льного розміщення дайок основних і кислих порід вулканоплутонічних асоціацій Сурської зеленокам'яної синклінали стосовно глибинних розломів району: Девладівського, Дерезоватського [3, 4]. Були виявлені структури не менше трьох етапів протоактивізацій, з якими пов'язані січні тіла основних і кислих вулканітів у зонах динамічного впливу згаданих розломів, що мали зсувну компоненту деформацій на етапах ТМА. Відповідні структурні діаграми для дайкових тіл Сурської синклінали тут не наводяться, оскільки вони опубліковані раніше [3].

Висновки

1. Структурна позиція дайкових комплексів, зокрема окремих тіл, роїв і поясів знаходить закономірне місце в розломних сітках докембрійського фундаменту. Формування дайкових тіл у широких зонах динамічного впливу глибинних розломів-зсувів Українського щита пов'язано з локальним виповненням магмою дрібних вторинних розломів, які мали компоненту розтягнення на етапах ТМА.

2. Аналіз структур дайкових комплексів виявляє, що саме зсувна компонента деформацій в зонах глибинних розломів визначає закономірний характер існуючого латерального розміщення природних структур дайкових комплексів зокрема. Такі регіональні умови складного зсуву (зсуву з розтягненням) пов'язані з процесами блокової (посткупольної) тектоніки AR структурного поверху; подібні умови неодноразово повторювалися і визначали докембрійську історію зон динамічного впливу глибинних розломів, зокрема на етапах ТМА.

3. Регіональні зсувні деформації зон динамічного впливу глибинних розломів регіону як перед-, так і синмагматичні, за рахунок численних вторинних розломів обумовлюють шляхи і ділянки вторгнення магми у верхні структурні поверхи. Сукупності розломів високих порядків, що вміщують дайкові тіла і комплекси, були на етапах протоактивізації периферійними областями розвантаження корових магматичних камер (або для глибоко еродованих структур – кореневими областями вулканічних апаратів).

1. Артеменко Г.В., Е.Н. Бартницький, Мартынюк А.В. и др. Геохронология и металлогения дифференцированного и дайкового комплексов Среднего Приднепровья // Докл. НАН Украины. – 1994. – № 4. – С.124-128.
2. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность: Справочник. – К., 1993.
3. Занкевич Б.А. Роль глубинных разломов в формировании структур золоторудных районов Приднепровья // 36. наук. праць Державного центру РНС НАН України. – К. 2000. – № 2. – С.68-82.
4. Занкевич Б.О., Лалушта В.Ф. Закономірності розташування порід вулканоплутонічних асоціацій стосовно головних розломів Сурської структури // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. 36. матеріалів. – К., 2000. – С.33-34.
5. Калеев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. – К., 1965.
6. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков В.Г. и др. – К., 1978.
7. Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. – К., 1988.
8. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов: Сб. материалов. – М., 1987. – С.173-275.
9. Семенов Н.П. Метаморфизм подвижных зон. – К., 1963.
10. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М., 1977.
11. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрійская геохронология материков. – М., 1966.

Надійшла до редколегії 28.12.2003 р.

УДК 551, 242.5.056

М.П.Семенюк, канд. геол.-мінералог. наук

ТРАНСІЛЬВАНСЬКО-ЧЕРНІГІВСЬКА НАСКРІЗНА СТРУКТУРА

На основі дешифрування матеріалів космічних зйомок земної поверхні південно-західної частини Східноєвропейської платформи й прилеглих геоструктур та за результатами комплексної геолого-геофізичної інтерпретації лінеamentних систем і кільцевих структур встановлена наскрізна Трансільвансько-Чернігівська структура. Виявлено ознаки її тектоно-магматичної активізації на різних етапах розвитку та особливості геодинаміки у вузлах перетину з різновіковими дискордантними геоструктурами.

On the base of deciphering cosmic mapping data of the Earth's surface of the southwestern part of the East-European platform and adjacent geostructures and according to results of complex geologic-geophysical interpretation of lineament systems and ring structures trans-extending Transsilvansko-Chernigivska structure has been found. Some features of its tectono-magmatic activation during different stages of its development have been revealed as well as its geodynamics features in the knots of its cross-section with discordant geostructures of different age.

У структурному плані південно-західної частини Східноєвропейської платформи й суміжних молодших геоструктурних областей (Прип'ятського, Дніпровсько-Донецького палеорифтів, Дністровського прогину), а також Карпатської альпійської складчастої системи і Трансільванської западини суттєва роль належить різнопорядковим розломам північно-східного простягання, значну кількість яких детально досліджено за допомогою геолого-геофізичних методів у межах конкретних регіонів [5], а деякі з них з умовним ступенем вірогідності віднесено до категорії трансрегіональних [1].

На розвиток великих поперечних дислокацій, загальних як для Східних Карпат, так і для Східноєвропейської платформи (у тому числі й для Українського ши-

та), указувало багато дослідників [8, 13]. Широке використання при вивченні розломної тектоніки цих геоструктурних областей матеріалів космічних зйомок земної поверхні дозволило з'ясувати аномальне зростання щільності лінеamentів північно-східних простягань у відносно вузькій смузі (120–160 км). Ця смуга трасується з південного заходу в північно-східному напрямку від кристалічного масиву Апусені через Трансільванську западину, складчасту систему Східних Карпат, Дністровський прогин, Український щит до Чернігівсько-Брагинського виступу докембрійського фундаменту, який розмежовує Прип'ятський і Дніпровсько-Донецький палеорифти рифей-девонського віку (рис. 1).

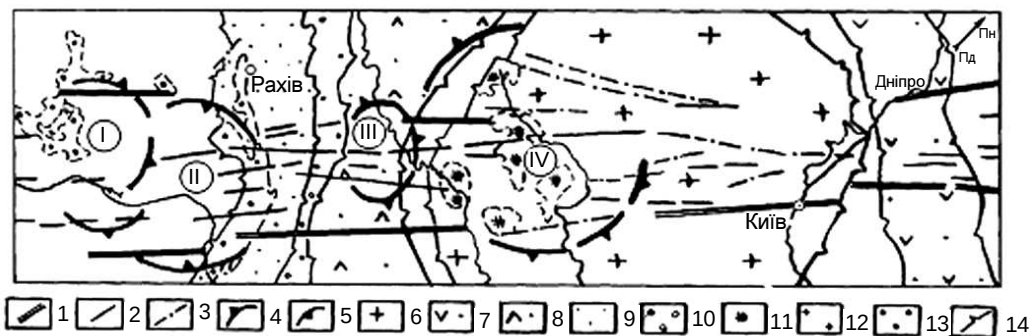


Рис. 1. Трансільвансько-Чернігівська наскрізна структура.

Умовні позначення: 1- граничні лінеamenti наскрізної структури, 2 – протяжні конформні лінеamenti, 3 – конформні розломи й розривні порушення; зовнішні контури овоїдно-кільцевих і кільцевих структур: 4 – додатних, 5 – від'ємних (назви структур подано в кружках римськими цифрами: I – Сомеська, II – Трансільванська, III – Буковинська, IV – Подільська); геоструктури, дискордантні відносно наскрізної структури: 6 – Український щит, 7 – Прип'ятський і Дніпровсько-Донецький палеорифти, 8 – Дністровський прогин, 9 – складчасті Карпати, 10 – Передкарпатський прогин; 11 – ендербіт-мігматити, 12 – догерцинські гранітоїди, 13 – доальпійські кристалічні комплекси, 14 – контури дискордантних геоструктур

Протяжність указаної смуги підвищеної щільності космолінеamentів північно-східних простягань більше 1000 км. За характером прояву у верхніх горизонтах земної кори низки відомих структурних утворень у межах зазначеної смуги останню можна віднести до наскрізних структур [12].

Одним з таких структурних утворень є Подільський поперечний виступ [9], який пізніше дослідниками було включено до Буковинсько-Чернігівського поперечного підняття [4], трасованого, однак, у південно-західному напрямку, у бік Мармароського масиву [4].

Імовірно, що Трансільвансько-Чернігівська наскрізна структура є однією з найдавніших структур подібного типу в межах південно-західної частини Східно-Європейської платформи і суміжних геоструктурних областей. Її простягання погоджується зі структурним планом поверхні астеносферного шару [7], і загалом вона є граничною з південного сходу відносно системи глибинних розломів північно-східного простягання, властивих По-

дільському і Волинському геоблокам Українського щита (на південний схід від Трансільвансько-Чернігівської структури домінують меридіональні зони глибинних розломів) [5]. Поряд з цим на Українському щиті до цієї структури приурочені значні виходи на сучасну поверхню кристалічних комплексів, сформованих у найдавніші етапи консолідації земної кори. Низка мігматит-ендербітових куполів у верхів'ях р. Рів, Лядова, Мурафа, Соб, Рось орієнтована за довгими осями згідно з простяганням наскрізної структури [6]. Просторово всі ендербіт-мігматитові куполи цієї частини Українського щита контролюються Подільською овоїдно-кільцевою структурою, яка утворює в межах смуги наскрізної структури сумісно з іншими великими кільцевими структурами молодшого віку лінійний тип у системі концентричних структур [11].

До однієї з таких концентричних структур, Буковинської, приурочений Північно-Молдавський виступ докембрійського фундаменту, що розмежовує центральну і південну частини Дністровського прогину. На цьому

виступі, як і на згадуваному вище Чернігівсько-Брагинському, розріз скорочений і суттєво зменшені потужності осадового чохла [9].

На південно-західному фланзі Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури дуже розвинутий догерцинський кристалічний комплекс, який включає гранітоїди масиву Апусені [10]. Комплекс просторово контролюється Сомеською кільцевою структурою, яка є складовим елементом у системі концентричних структур лінійного типу, сформованій у смузі наскрізної структури.

У контурі Трансільванської кільцевої структури знаходиться великий гірський масив Родна, в основі якого залягають догерцинські метаморфічні утворення, розбиті густою мережею розломів північно-східного простягання [10]. У межах цього масиву зафіксовано максимальні значення абсолютних висот вершинних поверхонь Східних Карпат, при тому що Трансільванська кільцева структура зазнала в неогені переважних опускань, які опосередковано свідчать про активні процеси перебудови структурного плану астеносферної поверхні на неотектонічному етапі геологічного розвитку південно-західного флангу Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури.

Про тенденцію земної кори до суттєвих змін геодинамічних режимів у смузі наскрізної структури, починаючи з докембрію, в області Східних Карпат свідчить різке зростання питомих площ магматичних та метаморфічних комплексів як безпосередньо в межах наскрізної структури, так і на прилеглих ділянках. У цьому контексті тенденцію до здійснювань чи уповільнених опускань у смузі наскрізної структури в межах єдиних тектонічних зон підкреслює майже повне виклинювання Сілезької, Чорногорської й Дуклянської поздовжніх тектонічних зон і цілковите виклинювання Самбірської зони міоценових молас Передкарпатського прогину та зсування Скибової зони в 1,5-2 рази [2].

Низка регіональних підняття та виступів кристалічного фундаменту в межах наскрізної структури включає ознаки успадкованого розвитку на мезо-кайнозойському етапі тектогенезу. Так, на Українському щиті до смуги наскрізної структури тяжіють фрагменти мезозойської поверхні вирівнювання, які є найдавнішими з тих, що

збереглися на щиті від розмиву. З цими фрагментами просторово корелюються і максимальні абсолютні висоти сучасної поверхні. У Карпатах і передгірному прогині поперечна зона підняття, пов'язаних з Буковинською структурою, має ширину близько 100 км [3] і виступає тут як така, що формує рельєф (до неї приурочена низка молодих блокових підняття, які деформують полігенетичні різновікові поверхні вирівнювання).

Таким чином, Трансільвансько-Чернігівську наскрізну структуру можна розглядати як одну з найдавніших зон трансрегіональних розломів, яка контролювала на різних етапах свого розвитку процеси тектоно-магматичної активізації, метаморфізму вміщуючих магматогенні комплекси порід і автономної геодинаміки дискордантних геоструктур. Довготривалість розвитку цієї структури, її наскрізний характер та наявність низки структурних вузлів на ділянках перетину з дискордантними і кільцевими структурами визначають рудоконтролююче значення Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури в різні епохи ендегенної мінералізації.

1. Белевцев Я.Н., Быстревская С.С., Семенюк Н.П. и др. Космотектоническая карта Украинского щита // Исследование Земли из космоса. – 1982. – № 4. – С.5-11.
2. Буров В.С., Круалов С.С., Свириденко В.Г., Шакин В.А. Некоторые новые представления о тектонике Украинских Карпат и прилегающих прогибов // Материалы X конгресса КБГА. – Братислава, 1975. – С.75-82.
3. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. – К., 1964.
4. Знаменская Т.А. Роль глубинных разломов сквозного типа в тектонике и минерализации юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. всесоюз. совещ. "Сквозные рудоконцентрирующие структуры". – М., 1986. – С.56-57.
5. Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита. Масштаб 1:1000 000 / Ред. Г.И.Каляев – К., 1984.
6. Карта докембрийских геологических формаций Украинского щита. Масштаб 1:1000000 / Ред. Е.М.Лазько. – К., 1984.
7. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофиз. журн. – 1985. – № 6. – С.43-54.
8. Субботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. – К., 1955.
9. Тектоника Европы и смежных областей / Пейве А.В., Хаин В.Е., Муратов М.В. и др. – М., 1978.
10. Тектоническая карта Карпато-Балканской горной системы и прилегающих областей. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. М.Магель. – Прага, 1973.
11. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности // Геология рудных месторождений. – 1982. – № 4. – С.21-33.
12. Томсон И.Н., Фаворская М.А. О природе сквозных рудоконцентрирующих структур: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Сквозные рудоконцентрирующие структуры". – М., 1986. – С.3-4.
13. Чебаненко І.І. Розломна тектоніка України. – К., 1966.

Надійшла до редколегії 20.11.2003 р.

МЕТАЛОНОСНІСТЬ УТВОРЕНЬ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ТА ЇХ ПРОГНОЗНА ОЦІНКА

УДК 550.93:551.71/72

Д.Н.Щербак, д-р. геол.-мінералог. наук,
В.А.Михайлов, д-р. геол.-мінералог. наук,
О.В.Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук

НАЙВАЖЛИВІШІ МЕТАЛОГЕНІЧНІ ЕПОХИ ДОКЕМБРІУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У докембрії Українського щита (УЩ) виділено шість металогенічних епох з характерним набором рудних формацій і вміщуючих порід: ранньо- (3,8-3,4 млрд років – Ga), середньо- (3,4-3,1) і пізньоархейські (3,1-2,6); ранньо- (2,6-2,1), середньо- (2,1-1,8) і пізньопроterозойські (1,8-1,6). Для золоторудної мінералізації найсприятливішими є пізньоархейська і середньопроterозойська епохи; уранової – ранньо- і пізньопроterозойські; для утворення залізних руд найсприятливішим був пізньоархейський білозерський етап (3,0-2,98 млрд років), а також криворізький (2,3-2,1) і фрунзенський (близько 2 Ga) етапи ранньопроterозойської епохи; рідкіснометалеве зруденіння досягло максимуму в середньо- і пізньопроterозойську епохи.

There are six metallogenic epochs with special host rocks and ore formations in the Precambrian of the Ukrainian Shield: the Early (3.8–3.4 Ga), the Middle (3.4–3.1 Ga) and the Late Archean (3.1–2.6 Ga), the Early (2.6–2.1 Ga), the Middle (2.1–1.8 Ga), and the Late Proterozoic (1.8–1.6 Ga). The Late Archean and the Middle Proterozoic epochs are the most favorable for the gold mineralization; the Early and Late Proterozoic epochs – for uranium; the Late Archean Belozersky (3.0–2.98 Ga) and Early Proterozoic Kryvorizka (2.3–2.1 Ga) and Frunzenska (near 2 Ga) stages were the more favorable for iron ores; and the Middle – Late Proterozoic epochs – for rare-metal mineralization.

У докембрії Українського щита виділяється шість металогенічних епох з характерним набором рудних формацій і вміщуючих порід [2–5].

Ранньоархейська епоха (3,8-3,4 млрд років – Ga) у Середньопридніпровському мегаблоці відповідає грануліто-гнейсовій асоціації (аульська серія). Вона представлена інтенсивно метаморфізованими, гранітизованими амфіболітами, гнейсами, кристалосланцями, залізистими кварцитами, що у вигляді ксенолітів та останців присутні в плагіогранітах дніпропетровського комплексу. Рудних родовищ, пов'язаних з ними, не виявлено. У Дністровсько-Бузькому районі епосі відповідає накопичення порід дністровсько-бузької серії, вкорінення гранітоїдів гайворонського комплексу, комплексу основних та ультраосновних порід. У металогенічному відношенні найбільший інтерес становлять гіпербазитові масиви, з якими пов'язані рудопрояви і родовища хромітів, підвищений вміст Ni, Co, V, платиноїдів, хоч невеликі розміри гіпербазитових масивів не дають підстав прогнозувати великі родовища хромітів. У Приазовському мегаблоці найдавніші утворення епохи представлені породами новопавлівського комплексу та вміщуючими їх гнейсами і мігматитами західно-приазовської серії. З ними пов'язані рудопрояви та невеликі родовища залізу (Куксунгурське, Липовенське).

Середньоархейська епоха (3,4-3,1 Ga) локально проявлена в Середньопридніпровському та Приазовському мегаблоках. Рудопрояви цього етапу пов'язані з конкською серією, а також із зеленокам'яними структурами (ЗКС) Приазов'я. З ними пов'язані дрібні родовища залізистих кварцитів, виникнення яких відповідає конкському етапу (3,15 Ga), наприклад, Чортотмицьке родовище. З цим часом пов'язаний початок формування золотих родовищ ЗКС, зокрема золото-сульфідно-залізистих руд Балки Широкої. Конкська світа прорвана плагіогранітами дніпропетровського комплексу (3,0 Ga).

Таким чином, на УЩ ранньо- і середньоархейські епохи розвинуті обмежено, включають тільки невеликі залізорудні родовища і прояви золота. Ширше вони розвинуті на інших докембрійських щитах. Завершується формування глибоко метаморфізованих ядер ряду щитів: серії Касіла і Дабола Західно-Африканського, Додарварський комплекс – Індійського, Кольська серія – Балтійського, гнейси Амітсок – Гренландського, грануліто-гнейсові комплекси Рупунуні, Іматака, Іль-де-Кайєна – Гвіанського, гнейси Нарієр – Західно-Австралійського (3,65-

3,3 Ga), на ряді кратонів починається розвиток найдавніших зеленокам'яних поясів (ЗКП): Ісуа в Гренландії (3,7-3,8 Ga), Барбертон і Мурчисон у ПАР, складених надсерією Свазіленд (3,6-3,2 Ga), Шамва-Хараре, Мутаре в Зімбабве (Себаквайська серія – 3,5 Ga), ЗКП Західної Австралії, складених серіями Уорравуна (3,47-3,32 Ga), Віман (3,32-3,27 Ga), Горж-Крік (3,27-3,14 Ga), Вім-Крік (3,14-3,09 Ga), Лук-Крік (2,8 Ga), з якими пов'язані родовища золота, заліза, марганцю, платини, хрому, азбесту та ін. Наприкінці етапу вкорінюються аноморозитові комплекси, наприклад, Фіскенессет у Гренландії (3,03±0,02 Ga) з проявами хромітових руд.

Пізньоархейська епоха (3,1-2,6 Ga) широко проявлена на УЩ. У Росинсько-Тікицькому районі формуються метаморфічні породи росинсько-тікицької серії, залізисто-кремениста вулканогенно-осадова формація (Володарські магнітні аномалії), невеликі інтрузії тетівського та юр'ївського комплексів. У Дністрово-Бузькому районі епоха представлена гранат-силіманіт-біотитовими та графітовими гнейсами, кальцифірами, кварцитами, кристалосланцями бузької серії. Практичний інтерес становлять графітові гнейси Заваллівського рудного поля.

У Середньопридніпровському мегаблоці формуються метаморфічні породи білозерської й теплівської світ, гранітоїди сурсько-токівського комплексу, відбувається нагромадження золото-поліметалевих руд у Чортотмицькій структурі. У цей же час утворювалися породи східно-аннівської залізисто-кременистої формації. З білозерським (3,0-2,98 Ga) та східно-аннівським (2,6 Ga) металогенічними етапами пов'язані численні родовища і рудопрояви заліза, у граніт-зеленокам'яних областях відбувається інтенсивне утворення золоторудних родовищ.

У Приазовському мегаблоці до цієї епохи відноситься центральноприазовська серія (гнейси, кристалосланці, амфіболіти, карбонатні породи, кварцити), чарнокіти томацького комплексу.

Епоха широко представлена родовищами золота (Сергіївське, Балка Золота, Балка Широка), хрому та заліза, проявами нікелю й молібдену. Вона відповідає Біломорському (Балтійський щит), Ліберійському (Західна Африка) і Гуріанському (Гвіанський щит) етапам, Дарварському комплексу (Індія), надсерії Калгурлі (Австралія). Остання становить ряд ЗКП (Уїлпун-Норсман) з родовищами золота (Калгурлі, Кулгарді, Норсман, Уїлпун, Гвалія), а також мідно-нікелевих руд (Камбалда, Уїндарі, Маунт-Кейт). У цей час відбувається форму-

вання родовищ кварц-гіперстен-магнетитових руд, пов'язаних з амфіболітами, кристалічними сланцями, кварцитами тундрової серії Кольського півострова. На Канадському щиті формуються серії ЗКП (Абітібі, Ківатін, Йеллоунайф), з якими пов'язані родовища золота (Поркьюпайн, Керкленд-Лейк, Керр-Едісон, Малартін, Ламак, Джіант Йеллоунайф), колчеданні поклади сульфідних руд (Норанда, Кідд-Крік, Хорн, Суліван, Матагані-Лейк); залізородні формації (Мішіпікотен, Мус-Маунтін, Стіп-Рок). До межі архею і протерозою приурочено вкорінення інтрузивного комплексу Стілуотер ($2,45 \pm 0,21$ Ga) з Cu-Ni (і супутньою Cr-Co) мінералізацією. На Індійському щиті також формуються ЗКП, складені зеленокам'яними формаціями групи Бабабудан (2,8-2,55 Ga). З ними пов'язані золоторудні родовища (Колар, Хатті, Рамагірі), залізисті кварцити (Кудремукх, Маюрбхандж). Найбільші палеорозсипні родовища золота пов'язані з надсерією Вітватерсранд у Південній Африці. Родовища золота виникають у зв'язку з формуванням ЗКП Зімбабве, які складені Булавайською (2,9-2,7 Ga) і Шамвайською (2,7-2,5 Ga) серіями. Архейський магматизм Зімбабвійського кратону закінчився вкоріненням Великої Дайки ($2,53 \pm 0,03$ Ga), до якої приурочені унікальні родовища хромшпінелідів і платиноїдів.

Ранньопротерозойська епоха (2,6-2,1 Ga) у Північно-Західному мегаблоці відповідає формуванню метаморфічних порід тетерівської серії та вулканогенних порід новоград-волинської товщі. З ними пов'язані прояви графіту (Буртинський) та сульфідно-поліметалевих руд у кальцифірах кочерівської світи (Верівський). В Інгудо-Інгудецькому районі протягом цієї епохи формуються породи інгуло-інгулецької серії. У Середньопридніпровському мегаблоці епоха відзначена утворенням Криворізько-кремненчуцької структури, формуванням товщ саксаганської серії. Породи криворізької залізисто-кременистої формації на УЩ поширені локально, але з ними пов'язані основні родовища заліза в Україні. У цей же час з'являються рудопояви урану (скелювацька світа). У Приазовському мегаблоці утворювалися метадацити та метаандезити гуляйпільської світи та ендербітита токмацького комплексу.

Епоха відповідає карельському (Балтійський щит) і Гуронському (Канада) етапам, серії Наллагайн (Австралія), з якою пов'язані родовища золота і заліза. На Балтійському щиті накопичуються осадово-вулканогенна печенізька серія (2,8-2,1 Ga) з розшарованими габро-норит-перидотитовими інтрузіями з родовищами кіанітових сланців, залізистих кварцитів, сірчано-колчеданних мідних руд, сульфідним мідно-нікелевим зруденінням. На Канадському щиті до конгломератів Гуронської серії приурочені залізородні родовища провінції оз. Верхнього, урану Еліот-Лейк, палеорозсипні прояви золота. Одночасно виникають ЗКС, з якими в Манітобі пов'язані масивні цинково-мідні руди родовища Флін-Флон. У провінції Блек-Хіллз з протерозойськими сланцями пов'язана золота мінералізація (Хоумстейк).

Середньопротерозойська металогенічна епоха (2,1-1,8 Ga) розповсюджена в усіх регіонах УЩ. У Північно-Західному мегаблоці (2,1-1,975 Ga) формуються породи клесівської серії, гранітоїди бердичівського, житомирського й осницького комплексів, нікеленосні габроїдні інтрузії букинського комплексу. Виділяється 4 металогенічні етапи: клесівський, букинський, житомирський і бердичівський, які формувалися приблизно в одному часовому інтервалі, але в різних умовах і відрізняються металогенічною характеристикою. Клесівському етапу відповідає формування порід однойменної світи й гранітоїдів осницького комплексу (2,02-1,99 Ga). До цього

ж комплексу відносять граніти малих інтрузій: флюоритмісні мухарецькі й новоград-волинські (1,965 Ga). Упродовж букинського етапу (2,02-1,93 Ga) формуються нікеленосні габроїдні інтрузії букинського, кам'янського, прутівського та інших комплексів. Житомирському (2,08-2,06 Ga) і бердичівському (2,06 Ga) етапам відповідають комплекси гранітоїдів, мало перспективні на ендегенне зруденіння, хоч родовища абразивного гранату відомі в бердичівських гранітах, а рудопрояви монациту – у житомирських.

У Росинсько-Тикицькому районі епоха (2,14-2,05 Ga) характеризується формуванням гранітів уманського і ставищанського комплексів. У Дністровсько-Бузькому районі утворювалися граніти кіровоград-житомирського комплексу (2,05-1,97 Ga), апліти, апліт-пегматоїдні граніти та високотемпературні метасоматити, з якими пов'язана ціла низка уранових та золотих родовищ калієвої формації, поєднаних у просторі, подібних за генезисом і близькі за часом (Первомайське урановорудне і Савранське золоторудне поля). У рамках цієї епохи виділяються два етапи: первомайський (2,05-1,963 Ga) і кіровоградський (1,97-1,975 Ga). Протягом першого утворюються родовища урану, другого – золота. В Інгудо-Інгудецькому районі епоха характеризується розвитком істотно калієвих гранітів кіровоградського комплексу (2,1-1,98 Ga). Вона поділяється тут на два етапи: кіровоградський гранітоутворення (2,1-2,02 Ga) і жильний (2,02-1,98 Ga). З останнім пов'язано золоте зруденіння (клинцівський тип). У Середньопридніпровському блоці в межах вузької Криворізько-Кремненчуцької структури поширені утворення жильної стадії кіровоградського етапу. Це істотно калієві пегматоїдні граніти та пегматити раннього етапу, часто з рідкіснометалевою спеціалізацією і натрієві ураноносні метасоматити пізнього етапу з проявами Sc, Y, Yb, Ba, Sr тощо.

Гранітоїди кіровоградського етапу поширені й у Приазовському регіоні, де також проявився натрієвий метасоматоз, відбулося утворення альбітитів (1,936 Ga) з торієвою спеціалізацією. Широко розвинуті гранітоїди хлібодарівського, дмитрівського, анадольського комплексів (2,09-1,936 Ga). Тут чітко виділяються два металогенічні етапи – ранній гранітоїдний (2,029-2,090 Ga) і пізній альбітитовий (1,936 Ga). До раннього етапу, ймовірно, відносяться і утворення карбонатитів чернігівського комплексу лужно-ультраосновної формації.

Епоха відповідає Ебурнейському (Західна Африка) і Трансамазонському (Гвіанський і Бразильський щити) етапам (2,2-1,9 Ga), під час яких на території цих щитів виникла серія ЗКС і пов'язаних з ними родовищ золота (Обуасі, Бібіані, Луло в Західній Африці [6, 7], Ель-Калао, Омаї, Сент-П'єр, Дорлін на Гвіанському щиті, Морру-Велью, Ракосас, Пасажем – на Бразильському). Відбувається накопичення золотоносних моласоїдних серій Тарква в Західній Африці, Рорайма на Гвіанському та Жакобіна на Бразильському щитах, де також утворюються унікальні поклади залізних руд. Відбувається вкорінення Бушвельдського комплексу з родовищами платиноїдів, хромових, залізо-титан-ванадієвих, сульфідних мідно-нікелевих руд; нікеленосного масиву Седбері в Канаді (2,0 Ga). З протерозойськими комплексами Західної Австралії пов'язані поклади мідно-колчеданних і поліметалевих руд (Брокен-Хілл, Маунт-Айза та ін.).

Пізнньопротерозойська металогенічна епоха (1,8-1,6 Ga) у Північно-Західному мегаблоці включає два етапи: пугачівський (1,8-1,745 Ga) та овруцький (1,745-1,385 Ga). Формується багатопазний Коростенський плутон. Утворюються родовища коштовних каменів (камерні пегматити) і титану. У крайових частинах масиву формуються граніти та високотемпературні калієві берилієносні метасоматити

Пержанської зони, вулканогенні породи Овруцько-Вільчанської западини. Золота мінералізація відома у кварцових порфірах вільчанської товщі. Наприкінці епохи почалося нагромадження супракрystalних вулканогенно-осадових відкладів Овруцької серії.

В Інгуло-Інгулецькому районі епоха (1,81-1,72 Ga) поділяється на два етапи: альбітитовий та анортозит-рапаківі-гранітний. Перший характеризується інтенсивними процесами лужного метасоматозу, що привело до утворення численних родовищ урану (1,81-1,77 Ga). Із вторинними кварцитами пов'язана золота мінералізація. Розвиток мегаблока завершує становлення Корсунь-Новомиргородського плутону анортозит-рапаківі-гранітної формації (1,75-1,72 Ga). З ним пов'язані родовища титану, можливо – коштовних каменів.

У Приазовському мегаблці епоха (1,8-1,79 Ga) характеризується різноманітністю порід і рудної мінералізації. З гранітами кам'яногилського комплексу, габроїдами, гранодіоритами і монцонітами південно-кальцицького комплексу, лужними породами Октябрського масиву часто пов'язана інтенсивна рідкіснометалева мінералізація.

Епоха характеризується інтенсивним натрієвим метасоматозом, який передував становленню Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів і привів до формування ураноносних альбітитів з урановими родовищами (Інгуло-Інгулецький та Криворізько-Кременчуцький райони). По залістим кварцитах утворюються егіриніти. З анортозитами Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів асоціюють численні родовища титану, дорогіших каменів, рідкіснометалева мінералізація.

Золото. У докембрії УЩ виділяються три золотоносні епохи [1]. Найдавніша, пізньоархейська, має вікові межі 3,1-2,6 Ga. Нижня визначена ізохронним методом за цирконами з метатеригенних порід конкської світи, верхня – із січних плагіо- та нормальних гранітів сурьсько-токівського комплексу. Їй відповідає конксько-верхівцівський етап золотонагромадження (3,09-2,7 Ga). Його нижня межа визначена ізохронним методом за цирконами з метадацитових порфіритів соленивської світи Сергіївського родовища. Родовища цього етапу розташовані у вулканогенно-осадових породах ЗКС Середньопридніпровського (Конкська, Білозерська, Чортомлицька, Верхівцівська) і Приазовського (Сорокино-Блоків). Золоте зруденіння супроводжується листвинізацією, березитизацією, лужно-польовошпатовим метасоматозом. Вік мінералізації визначено за галенітом з родовищ Сергіївське і Балка Широка, де присутні дві генерації галеніту віком $2,9 \pm 0,2$ та $2,6 \pm 0,2$ Ga.

У породах ранньопротерозойської (2,6-2,1 Ga) епохи золоте зруденіння не виявлено, відомі тільки окремі знахідки золота в конгломератах скелювацької світи криворізької серії.

Середньопротерозойська епоха (2,1-1,8 Ga) включає первомайський (2,05-1,963 Ga) і кіровоградський (1,97-1,975 Ga) етапи. На першому сформувалося Майське родовище і прояви Савранського рудного поля. Вміщуючі біотитові гнейси, плагіограніти і плагіомігматити (3,0 Ga) перетинаються прожилками аплітів (2,05 Ga) та істотно калієвих пегматоїдних гранітів (1,963 Ga). Із зонами біотитизації та окварцювання пов'язано золоте зруденіння.

На кіровоградському етапі виникли родовища клинцівського типу (Юріївське, Клинцівське). Ізохронним методом за цирконами з апліт-пегматоїдних гранітів та кварц-польовошпатових прожилків визначено ізотопний вік $1,975 \pm 0,05$ та $1,970 \pm 0,01$ Ga. Ізотопні дослідження сульфідів Клинцівського та Юріївського родовищ показали, що їхній вік дорівнює $2,0 \pm 0,15$ Ga.

Уран. У докембрії УЩ є дві металогенічні епохи і три етапи, сприятливі для утворення родовищ урану. Найдавніші прояви урану ранньопротерозойської епохи знаходяться в конгломератах скелювацької світи: Миколо-Козельський, Інгулецький, які сформувалися під час криворізького етапу (2,3-2,1 Ga). За геологічною будовою і речовинним складом вони подібні до родовищ золото-ураноносних конгломератів Вітватерсранду та Блайнд-Рівер.

Середньопротерозойська епоха (2,1-1,8 Ga) складається з двох етапів: первомайського ($2,0 \pm 0,05$ Ga) і кіровоградського (1,81-1,78 Ga). Під час першого утворилися апліт-пегматоїдні граніти, калієві пегматити і калієві метасоматити Побузького урановорудного району. З ними пов'язані Лозовацьке, Південне і Калинівське родовища калій-уранової формації. Ізотопний вік порід, визначений за уранієм (U-Pb метод) та біотитом (K-Ar), дорівнює $2,0 \pm 0,5$ Ga.

Найпродуктивнішим був кіровоградський етап, під час якого сформувалися ураноносні натрієві метасоматити. Утворення рудних альбітитів і є реперним для верхньої межі середньопротерозойської епохи. Ураноносні натрієві метасоматити розповсюджені в Криворізько-Кременчуцькій зоні, Інгуло-Інгулецькому та Північно-Західному мегаблоках.

Прикладом високотемпературного натрієвого метасоматозу, що розвивається за породами залістисто-кременистої формації, є Жовторіченське та Первомайське родовища. В Інгуло-Інгулецькому мегаблці поширені уранові родовища, які контролюються Кіровоградською та іншими тектоно-метасоматичними зонами. Альбітити зустрічаються і в Північно-Західному мегаблці, де приурочені до тектоно-метасоматичних зон серед гранітоїдів кіровоградсько-житомирського комплексу. За речовинним складом і геологічною будовою натрієві метасоматити Північно-Західного мегаблока схожі на інгуло-інгулецькі альбітити і вважаються потенційно рудоносними, хоч тут не відоме жодне родовище чи значний рудопрояв урану.

Залізо. Родовища заліза утворювалися протягом майже всієї геологічної історії УЩ, де виділяються чотири металогенічні епохи, сприятливі для їхнього формування [5]: ранньо-, середньо- і пізньоархейські та ранньопротерозойська, які діляться на вісім етапів (новопавлівський, косівський, конкський, білозерський, гуляйпільський, східно-аннівський, криворізький, фрунзенський). Найпродуктивнішими є криворізький, білозерський та фрунзенський.

Найдавніші залістисто-кременисті формації новопавлівського комплексу виникли в ранньоархейську епоху. Руди відносяться до залістисто-кременисто-евлізитої формації. Потужність їх обмежена першими метрами (рідко до десятків метрів). Середньоархейська епоха представлена ранньою косівцівською залістисто-метабазитовою формацією (понад 3,3 Ga), верхня вікова межа якої встановлена за кварцовими діоритами добропільського комплексу (3,31 Ga) і пізньою конкською залістисто-кременисто-метабазитовою формацією (3,15 Ga).

Пізньоархейська епоха включає три етапи. Білозерський етап (3,0-2,98 Ga) представлений білозерською залістисто-кременисто-лептитовою формацією зі значними запасами залізних руд. Гуляйпільський етап (2,85 Ga) відповідає однойменній залістисто-кременисто-лептитовій формації. Східно-аннівський етап представлений залістисто-кременисто-метабазитовою формацією, верхня вікова межа якої (2,615 Ga) встановлена ізотопними методами за січними плагіогранітами. У ранньопротерозойській металогенічній епосі виділяються два етапи: криворізький (2,3-2,1 Ga) та фрунзенський (2,0 Ga). До них приурочені криворізька залістисто-

кременисто-сланцева і фрунзенська залізисто-кременисто-кластогенна формації.

Рідкіснометалеве зруденіння. Ранньо- та середньоархейські епохи малоперспективні для утворення рідкіснометалевого зруденіння [2]. Пізньоархейський епосі відповідають два етапи: конксько-верхівцівський та токівський. Перший характеризується рідкіснометалевою спеціалізацією (Mo, Pb, Bi) вулканогенно-осадових порід ЗКС Середньопридніпровського та Приазовського блоків. З токівським етапом пов'язані граніти демиринського та токівського типів (2,85-2,7 Ga), які супроводжуються рідкіснометалевим зруденінням (TR, Mo, Th).

Ранньопротерозойська епоха бідна на рідкіснометалеве зруденіння, відомі незначні прояви Ge, Mo, Cu, Mb, Co, Bi. У середньопротерозойську епоху формуються численні рідкіснометалеві родовища, пов'язані з розвитком рухливих зон. Виділяються два етапи: ранній первомайський і пізній кіровоградський. З першим пов'язано формування калієвих пегматитів та метасоматитів з проявами La, TR, Bi, Ti, Th. Другий характеризується широким розвитком натрієвого метасоматозу, який супроводжується привнесенням Y, La, Th, Sc, іноді Nb, Ta, Sr, V (Жовторіченське родовище). З пегматитами пов'язані прояви Li (петаліт-сподуменові пегматити обрамлення Корсунь-Новомиргородського плутону, де присутні Nb, Ta, Cs).

У пізньопротерозойську епоху утворилися Коростенський та Корсунь-Новомиргородський плутони, масиви лужних та нефелінових сієнітів, з якими асоціюють комплексні рідкіснометалеві родовища. З лужними породами пов'язані цирконій-рідкісноземельні (лужні сієніти), цирконій-танталові (нефелінові сієніти) та фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометалеві (карбонатити) руди, переважно в Приазовському мегаблоці. У зонах тектоно-метасоматичної активізації утворюються рідкіснометалеві родовища, приурочені до метасоматитів (лужних грейзів та ін.). Наприклад, Пержанське родовище берилію сформувалося у результаті процесу високотемпературного калієвого метасоматозу і має підвищений вміст Nb, Ta, Sr, TR.

Висновки. Найсприятливішими для золоторудної мінералізації є дві металогенічні епохи УЩ: пізньоархейська (мінералізація якої пов'язана із ЗКП) і середньопротерозойська (відповідає тектоно-магматичній активізації давніх структур).

Родовища урану формувалися переважно протягом ранньо- і пізньопротерозойських епох. В архейі уран переважно розсіювався, а головні родовища виникли у зв'язку з протерозойськими інтрузіями пегматитових гранітів і високотемпературними лужними метасоматичними породами, особливо ураноносними альбітитами Кіровоградського етапу – найважливішої урановорудної бази України.

Процес формування залізних руд продовжувався протягом практично всіх металогенічних епох, але найсприятливішим був пізньоархейський білозерський етап (3,0-2,98 Ga), а також криворізький (2,3-2,1 Ga) і фрунзенський (близько 2 Ga) етапи ранньопротерозойської епохи.

Рідкіснометалеве зруденіння почало формуватися тільки в пізньоархейську епоху, продовжувалося протягом ранньопротерозойської, досягло максимуму в середньо-пізньопротерозойську епоху. Процес формування рідкіснометалевих родовищ пов'язаний з укоріненням бердичівських і житомирських гранітів (середній протерозой) і анортозит-рапаківі-гранітних плутонів та лужних інтрузій (пізній протерозой).

1. Щербак Д.Н. Благоприятные эпохи золотонакопления в геологической истории Украины // Минералог. журн. – 1998. – Т. 20. – № 3. – С.60-63.
2. Щербак Д.Н., Курило М.В., Шевченко В.І. Металогенічні епохи рідкіснометалевого зруденіння в геологічній історії України // Вісн. Київ. ун-ту. – 2000. – Вип. 17. – С.22-27.
3. Щербак Д.Н., Грінченко О.В. Металогенія докембрію України // Там само. – 2001. – Вип.20. – С.15-17.
4. Щербак Н.П., Щербак Д.Н. Эпохи эндогенного рудообразования в раннем докембрии // Геол. журн. – 1993. – № 5. – С.3-11.
5. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. Возрастные эпохи железисто-кремнистых формаций Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – М., 1993. – С.14-26.
6. Mykhailov V.A., Shcherbak D.N. Comparative Characterisation of the Precambrian of the West African Craton and the Ukrainian Shield // Минералог. журн. – 2000. – Т.22. – № 5-6. – С.11-17.
7. Mykhailov V.A., Shcherbak D.N. The Formations and Gold Metallogeny of the Early Proterozoic Greenstone Structures // Минералог. журн. – 2001. – Т.23. – № 5/6. – С.13-24.
8. Zagritko V.M., Syomka V.O., Kravchenko G.L. Isotope geochemistry and geochronology of Precambrian gold ore deposits of the Ukrainian shield // Минералог. журн. – 2000. – Т.22. – № 5/6. – С.112-119.

Надійшла до редколегії 10.12.2004 р.

УДК: 551.243.8:(550.42:551.14):553.3]

Л.С.Галецький, д-р. геол.-мінералог. наук,
А.С.Войновський, канд. геол.-мінералог. наук,
У.З.Науменко, мол. наук. співроб.

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РУДОКОНЦЕНТРУЮЧИХ МЕГАЗОН АКТИВІЗАЦІЇ УКРАЇНИ

На території України виділяється регіональна геодинамічна система з трьох наскрізних широтних мегазон активізації. В її межах концентрується більшість рудних родовищ, для яких характерна комплексність, поліхронність і зв'язок з різновіковими геологічними формаціями. Формування корисних копалин збігається з інтенсивними тектонічними та магматичними процесами. Рудоносні системи активізації мають тривале формування та "багатоповерховий" характер, що визначається різноглибинним положенням близьких за часом формування розплавів та флюїдних потоків.

The regional geodynamical system, which consists of three through latitude megastructures could be distinguished on the territory of Ukraine. The majority of the ore deposits, which are characterized by complexity and connection with different-age geological formations, are located within the Ukrainian Shield. It is necessary to note, that the territories of Ukraine allocated by borders fragments of these megazones are characterized by the certain geochemical specialization. In their borders abnormal geochemical fields of many elements, first of all the rare, color and precious metals, rare elements place. It expands prospects of a presence of new deposits which are inherent for characterized rudokontrolirujushchih megazones of activation.

Нині вже відомо, що після стабілізації платформ та закінчення формування складчастих поясів, після деякої перерви (100–150 млн років) знову настає широке відновлення блоково-глибових рухів, підновлення регіональних розломів, прояв магматизму та ендегенного зруденіння. Такі процеси нині об'єднуються під назвою "тектоно-магматична активізація" (ТМА), а регіони, де вони відбуваються, "області або зони тектоно-магматичної активізації".

Серед дослідників різних напрямів зростає зацікавленість процесами автономної активізації, вивчається природа цих своєрідних структур земної кори з різних позицій з метою всебічного з'ясування їхньої геологічної, тектонічної, геофізичної та металогенічної характеристик. Однією з найзначніших є робота А.Д.Щеглова [5], де підкреслено особливе металогенічне значення процесів активізації. Висновки автора були такими:

Області автономної активізації являють собою третій самостійний елемент земної кори, який за своїм значенням є рівним складчастим областям і платформам. З ними пов'язана самостійна група ендегенних рудних утворень. Вони мають специфічні генетичні особливості, що відрізняє їх від рудних утворень завершальних стадій розвитку складчастих зон, мають значні промислові параметри, до них відносяться великі гідротермальні родовища.

Області автономної активізації формуються у дві стадії, з кожною з них пов'язані певні родовища ендегенних руд. До першої стадії відносяться родовища олова, вольфраму, рідкісних земель, поліметалів, міді, молібдену, урану, вісмуту та деяких інших металів. Тут звичайний зв'язок з малими тріщинними інтрузіями різного складу, що іноді асоціюються з комагматичними ефузивами.

Родовища другої стадії представлені епітермальними родовищами флюориту, бариту, марганцю, поліметалів, сурми, ртуті та ін. Відмічено асоціацію цих родовищ з основними лужними інтрузіями.

Обидві групи родовищ контролюються розривними порушеннями та відрізняються значними розмірами рудних тіл. Вони несуть сліди утворення в приповерхових умовах при різкому перепаді тиску. Виявлено зв'язок з областями автономної активізації телетермальних поліметалевих та флюоритових родовищ.

Області активізації мають високу рудоносність з розвитком різнотипних корисних копалин, що належать до сидерофільної, халькофільної та літофільної груп. Характерним є поліметалевий склад багатьох родовищ, де разом знаходяться різні рудні елементи: літофільні (Sn, W та ін.), халькофільні (Mo, Cu та ін.), сидерофільні (Fe, Mn та ін.). Відмічається також наявність у складі рудних похідних летких компонентів (P_2O_5 , F, Cl, V). Типовим є прояв елементів, не характерних для раннього докембрію, таких як Sb, As, Bi, Se, Hg та ін.

Формування корисних копалин в областях активізації було найпродуктивнішим в інтервалі часу 1,9-1,7 та 1,1-0,9 млрд р. Ці періоди збігаються з інтенсивними тектонічними і магматичними процесами з тісним просторово-часовим та структурним зв'язком з вулканоплутонічними утвореннями, що належать формаціям сублужних ферогабродітів, габро-монзоніт-гранітів, габро-анортоситів-гранітів рапаківі.

Глибинне походження таких серій доводиться мантийним або змішаним співвідношенням ізотопів стронцію та переважанням відновлених флюїдів у породах масивів. Інтрузивна природа та значна подібність між серіями встановлюються петрографо-мінералогічними та петрохімічними ознаками, підтверджуються тонкими геохімічними характеристиками та розподілом рідкісноземельних елементів у породах різних фаз та інтенсивним накопиченням рубідію в пізніх гранітних похідних. Порооди характеризуються високим вмістом заліза та титану, а також високою концентрацією летких компонентів, у першу чергу P_2O_5 , F, V.

Я.Н.Белевцев, Г.І.Каляев та Л.С.Галецький [1] для території Українського щита виділяють ранньо-, середньопротерозойську (віком 1900-1600 млн років), пізньопротерозойську (віком близько 1200 млн років), палеозойську (Волновасько-Покрово-Київська зона) та мезозойську (Болтиська западина та західні частини щита) епохи. Але виняткову значущість вони надають докембрійській активізації ранньо-середньопротерозойського віку.

Один з найпродуктивніших періодів розвитку Українського щита в часовому інтервалі 1800-1600 млн років, в якому відбувається утворення руд кольорових, благородних, рідкісних та радіоактивних металів, пов'язаний з активізацією тектонічної діяльності та рифтогенезом у

межах майже всієї планети, що дало підставу виділити окрему металогенічну епоху. Одним з найхарактерніших елементів, що утворює значні концентрації в регіонах тектоно-магматичної активізації, є уран.

Головними процесами, які визначають особливості докембрійської тектоно-магматичної активізації, є: перебудова глибинних структур земної кори; глибовий тектогенез; утворення накладених западин та грабенів, виповнених континентальними вулканогенно-осадковими породами; потужний своєрідний магматизм, що супроводжується різномірною мінералізацією.

Рудоносні магматогенні системи активізації мають тривале формування та "багатоповерховий" характер, що визначається різноглибинним положенням близьких за часом формування розплавів. Виникнення рудоносних метасоматитів, пов'язаних з розвитком таких систем, регулюється численними параметрами: інтенсивністю магматичних процесів, ступенем диференційованості силікатних розчинів, наявністю глибоко розташованих великих за об'ємом магматичних мас, ступенем проникності земної кори або характером розвитку розломних структур, складом вміщувачих товщ, що могли бути джерелом ряду петрогенних та рудних елементів, фізико-хімічними умовами концентрації рудної речовини.

За даними В.В.Науменка [4], ендегенному зрудненню областей тектоно-магматичної активізації в цілому властиві незначні глибини формування при невеликих тисках, локалізація в тектонічних зонах з відсутньою надлишковою динамічною напругою, прояв декількох стадій мінералізації. Ендегенні родовища ранньої та пізньої стадій активізації мають близький набір елементів: вольфрам, свинець, цинк, уран, золото, срібло, мідь, фтор, марганець, рідше барій та стронцій. Олово, вольфрам, вісмут та мідь – типові метали ранньої стадії активізації. Вони утворюють значні концентрації. Сурма та ртуть – елементи пізньої стадії активізації.

На основі аналізу опублікованих робіт з проблеми зроблено основний висновок: етапом тектоно-магматичної активізації фундаменту давніх платформ є відбиття планетарного імпульсу активізації глибинних оболонок в умовах стабільної платформи, у блоках із зрілою континентальною корою, де й виникає особливий тип тектонічних рухів – розломно-глибово-блоковий з активізацією магматичної, метасоматичної діяльності та рудоутворення.

Для епох активізації та рифтогенезу характерно утворення корисних копалин, пов'язане з мантийним магматизмом.

До базальтових проявів приурочена самородна мідь та свинцево-цинкове зруднення. З розшарованими ультрамафіт-габровими інтрузіями пов'язані родовища та рудопояви хрому, міді, нікелю, платини, титаномангнетиту, ванадію. Лужно-ультрамафітові, лужно-габродні та лужні (нефелін-сієнітові) інтрузії несуть апатитові та апатит-нефелінові руди, титаномангнетитову, апатит-залізорудну, флогопітову, вермікулитову та рідкісноземельну мінералізацію. Мантийно-корові утворення, що представлені в рифтогенних системах особливою групою гранітоїдних формацій, зазвичай супроводжуються мінералізацією гідротермального та гідротермально-метасоматичного типу (Mo, Au, Mo-Cu, Pb-Zn, TR, U, флюорит). У верхніх частинах земної кори створюються умови активізації розломів (в умовах розтягу), тектонічно ослаблених зон, що сприяють проникненню мантийних флюїдів та виникненню гідротермально-метасоматичних утворень, у тому числі з платиноїдами, а також родовищ молібдену, золота, флюориту, апатиту та інших корисних копалин. Це важливо для прогнозування корисних копалин, бо зони регіонального

метасоматозу в давніх рифтогенних системах є прямим пошуковим критерієм.

Найбільш вираженими та краще вивченими на даний час є субширотні зони (рис. 1).

Північно-Українська мегазона виділяється на півночі України (південніше 52° паралелі) і простежується на схід у межах Воронежського масиву, на захід – на території Білорусі й Польщі. Вона контролює зруденіння рідкісних металів (Пержанське поле рідкіснометалевих гранітів і метасоматитів), апатиту (Дубровинське поле

карбонатитів), золота в залізо-кременистих формаціях КМА. На заході розміщуються самородно-іденосне зруденіння у волинських трапах (Луковсько-Ратновська горстова зона) і далі відомі срібло-поліметалеві рудні поля Сілезії. У межах зони виявлено також перспективні кімберлітоутворення (Чарторийська і Кухотсько-Вольська трубки вибуху), численні тіла лампроїтів-кімберлітів Жлобинської западини. З активізацією субширотних порушень пов'язано також утворення нафтогазоносних структур Прип'ятського прогину.

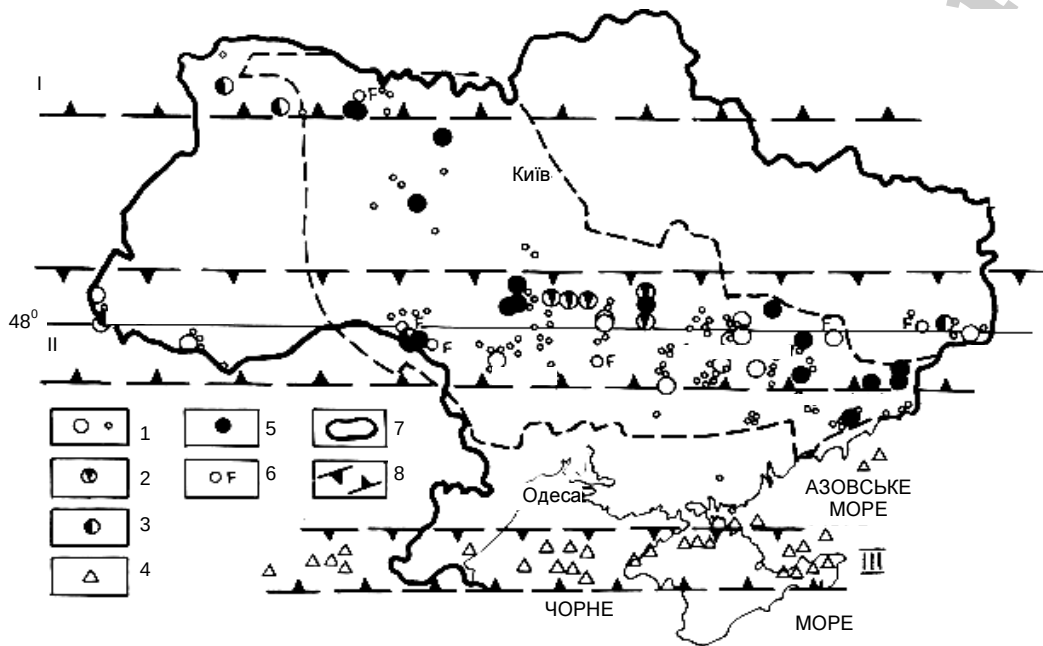


Рис. 1. Наскрізнi мегазони активiзацiї України:

Родовища та зруденіння: 1 – золота, 2 – урану, 3 – міді, 4 – вуглеводнів, 5 – рідкісних металів, 6 – флюориту; 7 – границі України; 8 – мегазона активізації: I – Північно-Українська, II – Центрально-Українська, III – Південно-Українська

Центрально-Українська мегазона простежується уздовж 48° паралелі і відрізняється унікальною рудноносністю. В її межах виділяється головний рудний пояс України, представлений великими родовищами золота, рідкісних металів, урану (Український щит); родовищами флюориту (крайові частини щита), ртуті, срібла, золота, поліметалів (Донбас, Закарпаття). На заході ця зона контролює розміщення золоторудних родовищ (Високий Таурен у районі Богемського масиву й ін.), ряд великих об'єктів у Кашперських горах, золоторудне поле Челліно-Мокрсько-Празького басейну. Характерна насиченість фундаменту зони вуглеводнями (Північний Альфельд, Угорщина).

Південно-Українська мегазона проходить уздовж південної границі Східно-Європейської платформи ($46^{\circ}30'$ пн. ш.). Вона контролює нафтогазоносні структури Чорного й Азовського морів, на сході – родовища Ставropolілля і Прикаспію, на заході – нафтогазонакопичення Передпівденнокарпатського прогину. На півдні Угорщини виявляється нафтогазоносність кристалічного фундаменту.

За результатами аналізу геохімічних матеріалів по території Українського щита (рис. 2), (див. таблицю) в межах зон тектоно-магматичної активізації виділені аномальні геохімічні площі, перспективні на молибденове зруденіння. Серед них найперспективніші на виявлення рудних об'єктів у межах Південно-Української зони активізації є: Балтсько-Врадівська, Казанківська,

Апостолівсько-Томаківська, Гайчурська та Куйбишевська аномальні геохімічні зони (АГЗ) і підзони (АГПЗ).

Балтсько-Врадівська АГЗ (16) $AR_{1-3}-PR_1 / Mo, Cu, Sn, W, Zr, La, Ni, Co, Cr$ об'єднує велику групу геохімічних аномалій різного рівня інтенсивності в субширотній зоні південніше 48° північної широти, що локалізуються в частково тектоно-термально перероблених утвореннях Дністровсько-Бузького архейського кратону. Для них характерна однотипна асоціація аномалієутворюючих елементів, за якою вони розглядаються як перспективні на виявлення молибденового та мідно-молибденового зруденіння. У межах даної зони та на її східному продовженні в протерозойському рухливому поясі поряд з геохімічними аномаліями відомі поодинокі прояви вольфрамової та молибденової мінералізації (Кумарівський, Північно-Олександрівський, Західно-Олександрівський). У крайній східній частині аномальної зони молибденова мінералізація фіксується в уранових рудах родовища Південне (Я.Н.Белевцев, 1995).

Казанківська АГПЗ (13.1) $PR_1 / Mo, Cu, Ag, Ni, Co, Cr$ об'єднує групу перспективних геохімічних аномалій, що розміщені у вузлі перетину розломів субширотного та субмеридіонального напрямків. За рівнем інтегрованої інтенсивності та характером асоціацій аномалієутворюючих елементів дані аномалії класифіковані як перспективні на виявлення молибденового та мідно-молибденового зруденіння. Прояви молибденової мінералізації в цьому районі фіксувалися неодноразово при проведенні геолого-знімальних робіт уже протягом 30 років.

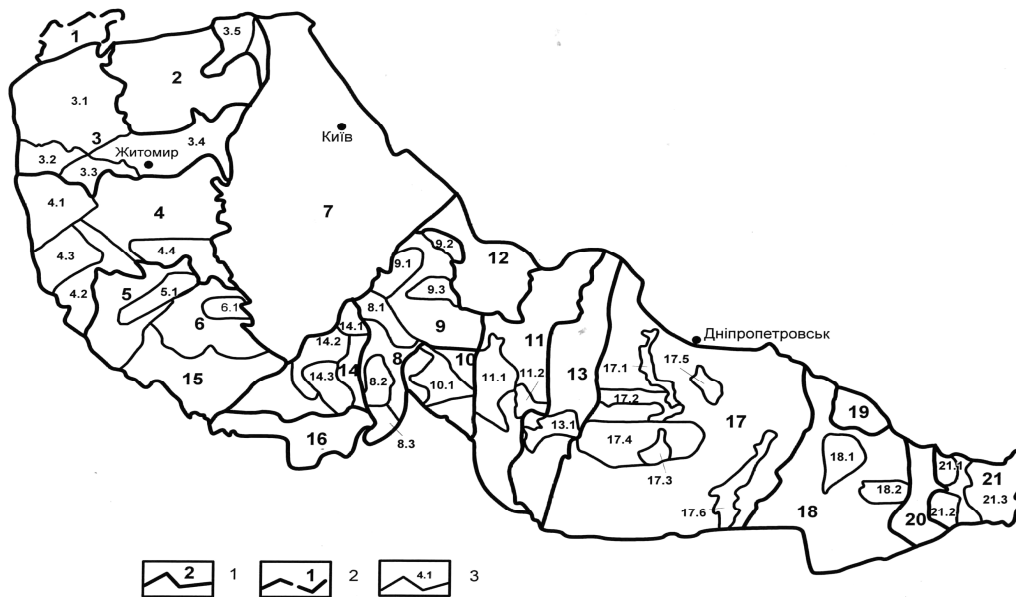


Рис. 2. Схема районування аномальних геохімічних площ УЩ:
Границі геохімічних площ та їхні номери: 1 – аномальна геохімічна зона, 2 – аномальний геохімічний район, 3 – аномальна геохімічна підзона. Примітка: номери та назви геохімічних площ див. табл. 1

Таблиця. Районування аномальних геохімічних площ УЩ

Номери та назви аномальних геохімічних площ	Вік рудоутворення та елементний склад аномалій	Прогнозований рудноформаційний тип зруденіння
1	2	3
Волинсько-Кіровоградський протерозойський рухливий пояс		
1. Пержанський АГР	PR ₂ /Be, Nb, Ta, Sn, Mo, W, Zn, Pb, Ag	Берилієносні лужні метасоматити, вольфрам-олов'яні та молібденові грейзени
2. Коростенська АГЗ	PR ₂ /Be, Sn, Nb, Mo	Нерозчленовані берилієносні лужні метасоматити, вольфрам-олов'яні та молібденові грейзени
3. Житомирська АГЗ	PR ₁₋₂ /Sn, W, Mo, Au, Ag	
3.1. Корецька АГПЗ	PR ₁₋₂ /Sn, Mo, W, Nb, Ta, Pb, Zn, Au, Bi, Ag	Вольфрам-олов'яні грейзени, рідкіснометалеві пегматити та мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА
3.2. Шепетівська АГПЗ	PR ₁₋₂ /Sn, Pb, Ni, Cu, Mo, Th	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
3.3. Держинсько-Житомирська АГПЗ	PR ₁ /Au, Ag, As, Zn, Cu	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА
3.4. Букинсько-Житомирська АГПЗ	PR ₁₋₂ /W, Sn, Pb, Cu, Li, Y, La, Mo	Вольфрам-олов'яні грейзени та рідкіснометалеві скарни
3.5. Вільчанська АГПЗ	PR ₂ /W, Mo, Sn, Be, Nb, Ce, Y, Yb	Вольфрам-олов'яні грейзени
4. Північно-Подільська АГЗ	AR-PR ₁ /Mo, Cu, Th, La, Ce, P	
4.1. Любарська АГПЗ	PR ₁ /Mo, Cu, W, La, Ni	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
4.2. Хмільницька АГПЗ	PR ₁ /Th, La, Ce, Zr, Sn, Y, Yb	Нерозчленовані рідкісноземельні пегматити та лужні метасоматити
4.3. Летичівська АГПЗ	PR ₁ /P, Zr, Bi, Y, Yb, La, Ce, Be, Mo	Нерозчленовані фосфор-рідкіснометалеві в метагброїдах та лужних метасоматитах
4.4. Калинівсько-Погрибищенська АГПЗ	PR ₁ /Mo, Cu, Sn, W, La, Ce, Zr	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
5. Південноподільська АГЗ	AR-PR ₁ /La, Sn, W	
5.1. Вороновицька АГПЗ	PR ₁ /La, Sn, W, Be, Th, Zr	Рідкісноземельні пегматити та вольфрам-олов'яні грейзени
6. Собська АГЗ	PR ₁ /Au, Th, Ni	
6.1. Ситковецька АГПЗ	PR ₁ /Au, Th, Ni, W, Be	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА і нерозчленовані рідкісноземельні пегматити та лужні метасоматити
7. Білоцерківська АГЗ	AR ₃ -PR ₁ /Au, Mo, Cu, Sn	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
8. Звенигородська АГЗ	PR ₁ /Au, Bi, Li, Sn, Be	
8.1. Звенигородсько-Хмелевська АГПЗ	PR ₁ /Au, Bi, As, Ag, Cu, Li, Be, Sn	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА та рідкіснометалеві пегматити
8.2. Добровеличківсько-Лисогірська АГПЗ	PR ₁ /Au, Bi, As, W, Cu, Mo	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА та рідкіснометалеві пегматити
8.3. Костянтинівська АГПЗ	PR ₁ /Y, Yb, Sn, Cr, Ni, Cu	Нерозчленовані рідкіснометалеві пегматити та лужні метасоматити
9. Корсунь-Новомиргородська АГЗ	PR ₂ /Y, Yb, Nb, La, Ce, W, Sn	
9.1. Городищанська АГПЗ	PR ₂ /W, Sn, Be, Y, Yb, La	Вольфрам-олов'яні грейзени та рідкіснометалеві скарни
9.2. Геронімовська АГПЗ	PR ₂ /Nb, La, Be, Y, Yb	Нерозчленовані рідкіснометалеві пегматити та рідкіснометалеві граніти

Закінчення табл.

Номери та назви аномальних геохімічних площ	Вік рудоутворення та елементний склад аномалій	Прогнозований рудноформаційний тип зруденіння
9.3. Цвітково-Кам'янська АГПЗ	PR ₂ /Y, Yb, Pb, Cu, La, Zr	Нерозчленовані рідкісноземельні пегматити та лужні метасоматити
9.4. Маловисківська АГПЗ	PR ₂ /Ce, Y, Zr, Mo, Sn, Nb	Нерозчленовані рідкісноземельні пегматити та лужні метасоматити і молібденові грейзени
10. Новоукраїнсько-Бобринецька АГЗ	PR ₁ /Y, Yb, Ce, La, Zr	
10.1. Новоукраїнська АГПЗ	PR ₁ /Y, Yb, Ce, La, Zr, Nb, Mo, Cu	Нерозчленовані рідкісноземельні пегматити та лужні метасоматити
11. Інгульська АГЗ	PR ₁ /Au, As	
11.1. Кіровоградська АГПЗ	PR ₁ /Au, Bi, As, Cu, W, Mo	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА
11.2. Долинська АГПЗ	PR ₁ /Be, La, Ce, W, Zr	Нерозчленовані рідкіснометалеві пегматити та рідкісно-металеві граніти
12. Золотонісько-Чигиринська АГЗ	PR ₁ /Nb, Ce, La	Нерозчленовані рідкіснометалеві пегматити
13. Інгулецько-Криворізька АГЗ	PR ₁ /Mo, W, Cu, Zn	
13.1. Казанківська АГПЗ	PR ₁ /Mo, Cu, Ag, Ni, Co, Cr	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
Бузько-Дністровський архейський кратон		
14. Новоархангельсько-Голованівська АГЗ	AR ₃ -PR ₁ /Au, Ag, Cu, Bi, As, W, Sn	
14.1. Павлівсько-Скалівська АГПЗ	AR ₃ -PR ₁ /Au, Ag, Cu, Bi, As	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА
14.2. Ятранська АГПЗ	AR ₃ -PR ₁ /Ag, Mo, Sn, W, Cu, Pb, Zr, Y, Be	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
14.3. Тальнівська АГПЗ	AR ₃ -PR ₁ /Au, Bi, Ag, W, Cu, Zn	Мінералізовані золоторудні зони в ТМЗПА
15. Чечельницька АГЗ	AR ₁ -PR ₁ /Mo, W, La, Ce	
16. Балтсько-Врадіївська АГЗ	AR ₁ -PR ₁ /Mo, Cu, Sn, W, Zr, La, Ni, Co, Cr	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
Дніпровсько-Приазовський архейський кратон		
17. Середньопридніпровська АГЗ	AR ₃ /Au, Mo, Cu	
17.1. Верхівцівська АГПЗ	AR ₃ /Au, Ag, Cu, As, Sb, Mo, Zn, Pb	Мінералізовані золоторудні зони в ГЗП
17.2. Девладівська АГПЗ	AR ₃ /Cu, Mo, Zn, Pb, Y, Yb, Be	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди, рідкісноземельні пегматити
17.3. Чортомлицька АГПЗ	AR ₃ /Au, Ag, Bi, As, Cu	Мінералізовані золоторудні зони в ГЗП
17.4. Апостолівсько-Томаківська АГПЗ	AR ₃ /Mo, Cu, Ag, Ni, Co, Pb, Zn, Be, Au, Bi	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди; рідкісноземельні пегматити
17.5. Сурська АГПЗ	AR ₃ /Au, As, Cu, Ag, Mo	Мінералізовані золоторудні зони в ГЗП та молібденові жильні руди
17.6. Кінксько-Білозірська АГПЗ	AR ₃ /Au, Bi, Cu, As, Ag, Zn, Mo, Sn	Мінералізовані золоторудні зони в ГЗП
18. Західно-Приазовська АГПЗ	AR ₃ -PR ₁ /Mo, Cu, Nb, La	
18.1. Гайчурська АГПЗ	AR ₃ -PR ₁ /Mo, Cu, Ag, Bi, P, W	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
18.2. Куйбишевська АГПЗ	AR ₃ -PR ₁ /Cu, Mo, Sn, Zn, Y, Li, Ce	Нерозчленовані молібденові грейзени, молібденові та мідно-молібденові жильні руди
Приазовський протерозойський рухливий пояс		
19. Вовчанська АГЗ	PR ₁ /Li, Mo, W	Рідкісноземельні пегматити, вольфрам-олов'яні грейзени
20. Центральна-Приазовська АГЗ	PR ₂ /W, Ta, Zr	Вольфрам-олов'яні грейзени і нерозчленовані рідкісно-металеві пегматити та рідкіснометалеві граніти
21. Східно-Приазовська АГЗ	PR ₂ /Zr, Nb, Ta, Y, Yb, Ce	
21.1. Волноваська АГПЗ	PR ₂ /Nb, Zr, Ta, Y	Рідкіснометалева в нефелінових сієнітах та фтор-рідкіснометалева в лужних масивах
21.2. Кальчицька АГПЗ	PR ₂ /Nb, Y, Zr, La, Ce	Фтор-рідкіснометалева в лужних масивах
21.3. Кальміуська АГПЗ	PR ₂ /W, Mo, Y	Нерозчленовані молібденові грейзени, фтор-карбонатно-рідкісноземельна в лужних масивах

Апостолівсько-Томаківська АГПЗ (17.4) AR₃ /Mo, Cu, Ag, Ni, Co, Pb, Zn, Be, Au, Bi об'єднує дві групи перспективних геохімічних аномалій, що виділені в межах південної частини Саксаганського та західної частини Запорізького гранітоїдних куполів. Тут відомі поодинокі прояви ендегенної мідно-нікелевої (Олександрійський), молібденової (Токівський) та рідкісноземельної (Мар'їнський) мінералізації. Перша група середньо- та високоінтенсивних аномалій за характером асоціації аномалієутворюючих елементів є перспективною на виявлення молібденового та мідно-молібденового зруденіння. Друга група середньоінтенсивних аномалій є перспективною на рідкісноземельне зруденіння.

Гайчурська АГПЗ (18.1) AR₃-PR₁/Cu, Mo, Sn об'єднує геохімічні аномалії, що локалізуються в межах Гуляйпільського блока, де відомі однойменні родовища залізних руд та перспективний прояв золоторудної мінералізації. Виділені тут високо- та середньоінтенсивні геохімічні аномалії за типом асоціації аномалієутворюючих елементів розглядаються як перспективні на виявлення молібденового та мідно-молібденового зруденіння.

Куйбишевська АГПЗ (18.2) AR₃-PR₁ об'єднує перспективні геохімічні аномалії, що локалізуються у вузлі перетину регіональних розломів субширотного та північно-західного напрямків. За рівнем інтегрованої інтенсивності (високої та середньої) і асоціаціями аномалієутворюючих

елементів дані аномалії є перспективними на виявлення молибденового та мідно-молибденового зруденіння.

У такий спосіб уперше виділяється виняткова геодинамічна система (яка розвивалася від докембрію до кайнозою) наскрізних мегазон активізації, що простежуються в різнотипних і різновікових структурах – від кристалічних щитів до оточуючих їх прогинів і молодих складчастих споруд, які характеризуються унікальною рудо- і нафтогазоносністю.

Слід відмітити, що виділені в межах території України фрагменти цих мегазон характеризуються певною геохімічною спеціалізацією. В їхніх межах розміщуються аномальні геохімічні поля багатьох елементів, перш за все рідкісних, кольорових та благородних металів, рідкісноземельних елементів. Це розширює перспективи

знаходження нових родовищ, які притаманні для охарактеризованих рудоконтролюючих мегазон активізації.

1. Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Галецкий Л.С. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. – М., 1975. – Т. 2. – С.230-236
2. Галецкий Л.С., Соловьев Г.С., Николаенко Б.А. Широкие линейменты Украины и их металлогеническое значение: Тез. докл. конф. "Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений". – Днепропетровск, 1988. – С.78-80. 3. Галецкий Л.С., Шевченко Т.П. Планетарная геодинамическая система наскрізних рудоконцентруючих зон активізації (на прикладі Східно-Європейської платформи і Карпато-Балканського регіону) // Геол. журн. – 1998. – № 1-2. – С.66-70. 4. Науменко В.В. Эндогенное оруденение и эпохи тектоно-магматической активизации Европы. – К., 1981. 5. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. – М., 1988.

Надійшла до редколегії 31.03.2004 р.

УДК 549.12: 550.4(447)

В.М.Кадурін, канд. геол.-мінерал. наук,
О.В.Чепіжко, канд. геол.-мінерал. наук,
С.В.Кадурін, канд. геол. наук

ВІДОБРАЖЕННЯ ПРОТЕРОЗОЙСЬКОЇ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ РАЙОНІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА В ІНФОРМАЦІЇ ЩОДО АКЦЕСОРНИХ МІНЕРАЛІВ

Асоціації акцесорних мінералів, їхній склад і властивості можуть служити надійним критерієм формаційної належності гранітоїдів. Закладено спробу розв'язку зворотної задачі, а саме: відновлення основних рис еволюції раніше виділених районів Українського щита (УЩ) в епоху ранньо-, середньопроterозойської епохи тектоно-магматичної активізації (ТМА) на підставі інтерпретації інформації з акцесорних мінералів гранітоїдів. Проведено вивчення природи ТМА Інгуло-Інгулецького, Північно-Західного і Дністровсько-Бузького районів УЩ на базі інтерпретації інформації з акцесорних мінералів. Загальний хід протерозойської ТМА нами може бути представлений як вплив матеріально-термальних мантіїних потоків, що привели до розвитку антидромного магматизму і сформували блоки УЩ.

The association's accessory minerals, their structure and properties can serve reliable criterion formations of belonging granites. The attempt of the decision of a return task, namely restoration of the basic features of evolution before the allocated areas Ukrainian Board (UB) in epoch early-, middlingproterozoic of epoch tectonics-magmatic of activation (TMA) is undertaken on the basis of interpretation of the information on accessory minerals granites. Study of a nature TMA Ingulo-Inguleckogo, North-West, and Dnestrov-Bugskogo areas of the Ukrainian board on the basis of interpretation of the information on accessory minerals. The general course proterozoic TMA by us can be submitted as influence substance-thermal mantles of flows, which have resulted in development antidromic magmatic and generated blocks UB.

Вступ. Історія вивчення процесів тектоно-магматичної активізації (ТМА) Українського щита (УЩ) нараховує вже більш 30 років. Уперше про неї заговорили на Всесоюзній металогенічній нараді в м. Іркутську в 1973 р. [1]. До цього часу УЩ вважався "еталоном" неактивізованої платформи [6]. До питання ТМА на УЩ, починаючи з 70-х рр. XX ст., зверталися неодноразово. Основні положення запропоновано в роботах А.А.Гойжевського, В.В.Науменка, В.І.Скаржинського, Л.С.Галецького та ін. [1, 2, 4, 8]. У результаті були сформульовані основні ознаки активізованих областей. Головними з них є: 1) антидромний характер магматизму, 2) значна роль великих тектонічних порушень на фоні платформного розвитку. У літературі [1–3] неодноразово вказувалося, що найважливішими для УЩ є ранньо-, середньопроterозойська (1900-1600 млн років) і пізньопроterозойська (близько 1200 млн років) епохи активізації. Ранньо-середньопроterозойська епоха характеризується могутньою гранітизацією, що призвела до утворення високолузних калієвих гранітів та їхніх мігматитів, а також розломних зон з метасоматичними проявами. У пізню стадію цієї епохи формувалися масиви рапаків і нефелінові сієніти та пов'язані з ними метасоматичні комплекси. Пізньопроterозойська епоха проявилася утворенням овруцької світи і лузних гранітоїдів Пержанивського комплексу.

Аналіз досліджень. Досягнення теоретичної мінералогії, онтогенії, філогенії й типоморфізму мінералів, розробка питань мінералогічної кристалографії дозволили створити методику інформаційно-генетичної інтерпретації інформації з вивчення акцесорних мінера-

лів і виробити систему комплексної її обробки. Отримані при дослідженні акцесорних мінералів дані дозволяють висвітлити такі проблеми: петрогенезис, розчленування і кореляція "німих" товщ, вивчення геохімічної та мінералогічної спеціалізації порід, оцінка їх потенційної рудоносності.

Асоціації акцесорних мінералів, їхній склад і властивості можуть служити надійним критерієм формаційної належності гранітоїдів. Так, вміст апатиту закономірно знижується з переходом від ранніх до пізніх гранітоїдних формацій УЩ: найвищий його вміст в ендербітах про- і протогеосинклінальних етапів, найменший – у гранітах субплатформного і платформного етапів. Вміст циркону, навпаки, зростає від ранніх формацій до пізніх [5, 7, 9, 13, 14].

Серед акцесорних мінералів однозначно встановлені генерації циркону, апатиту, монациту ("магматичні ранні" і "пізні", "пегматитові", "пневматолітові" і "гідротермальні"), що виділилися на відповідних стадіях формування породи [9, 11, 13, 14]. Кількісний розрахунок типоморфних синпетрогенних асоціацій акцесорних мінералів, а також кількісне співвідношення генераційних типів найрозповсюдженіших акцесоріїв дозволяють реконструювати загальну генетичну картину геологічного об'єкта. Склад автометасоматичних типоморфних асоціацій акцесорних мінералів несе інформацію про склад можливого зруденіння, пов'язаного з постмагматичним етапом формування геологічного тіла.

Особливість морфології й будови акцесорних мінералів ультраметаморфітів полягає в тому, що вони відображають усі зміни, які відбулися в породі: метамор-

фізм більш ранніх етапів і наступний ультраметаморфізм. З'ясовано ймовірний зв'язок між поширеністю деяких мінералів і особливостями мінералоутворюючого середовища. Відповідно до цих уявлень, магнетитові гранітоїди утворюються в умовах малих і середніх глибин; апатитові – більш глибинні. Порооди, де серед акцесоріїв переважає ільменіт, імовірно, формуються в більш глибинних умовах, ніж магнетитові. Сфен утворюється в більш лужному середовищі порівняно з ільменітом, а збільшення кислотності веде до заміщення ільменіту анатазом [3, 7, 10].

У даній статті почато спробу розв'язання зворотної задачі, а саме відновлення основних рис еволюції раніше виділених районів УЩ в епоху ранньо-середньопротерозойської ТМА на підставі інтерпретації інформації з акцесорних мінералів гранітоїдів. В основу покладено матеріал, отриманий в результаті багаторічних досліджень, спрямованих на комплексне вивчення плутонічних формацій УЩ. Фактичний матеріал становить більше 1000 проб, що пройшли повний кількісно-мінералогічний аналіз, систематизованих у літо-теку. На сьогодні зібрану первинну інформацію достатньо оброблено, але поява все нових, сучасних комп'ютерних програм обробки інформації дозволяє проводити комплексну інтерпретацію інформації й одержувати нові результати.

Метою даного дослідження є вивчення природи ТМА Інгуло-Інгулецького, Північно-Західного і Дністровсько-Бузького районів УЩ на підставі інтерпретації інформації з акцесорних мінералів. У ході досліджень має бути встановлений можливий хід процесу й еволюції ймовірних активізованих ділянок у ранньо- і середньопротерозойський час.

Завдання

– Вивчити якісний і кількісний склад акцесорних мінералів основних плутонічних комплексів.

– На підставі вивчення онтогенії й філогенії акцесорних мінералів виділити їхні парагенетичні асоціації, що відповідають синпетрогенній, аутометасоматичній і накладеній стадії процесу гранітизації.

– На основі онтогенії провести генераційний аналіз циркону, що дозволить охарактеризувати особливості петрогенетичного процесу.

– На основі статистичних прийомів визначити парагенетичні плутонічні комплекси в межах районів і послідовність їхнього утворення.

– Визначити на рівні акцесорних мінералів характер і хід процесів, що відповідають етапові ТМА.

Для відпрацювання методики нами були застосовані сучасні статистичні прийоми обробки інформації для порівняння плутонічних формацій окремих районів щита. Вибір районів визначався високим ступенем схожості геологічної будови (Інгуло-Інгулецького і Північно-Західного районів) і відмінності (Дністровсько-Бузького району).

Інформація з акцесорних мінералів систематизована на основі схеми класифікації, запропонованої М.І.Толстим і співавторами [12]. Вважаємо за необхідне відзначити, що ця класифікація обрана нами обґрунтовано, оскільки роботи з акцесорних мінералів становили частину комплексної програми з вивчення плутонічних формацій УЩ, проведеної Київським національним університетом імені Тараса Шевченка під керівництвом проф. М.І.Толстого.

Результати дослідження. Отримані дані при дослідженні акцесорних мінералів становлять основу висновків і рекомендацій з вивчення порід і процесів їхнього формування, а також процесів їхнього перетворення. Для всіх районів було відібрано й проаналізовано 11 комплексів гранітоїдів. До бази даних було зібрано відомості з 16 петротипів з Північно-Західного, 18 – Інгуло-Інгулецького, 8 – Дністровсько-Бузького районів, щодо яких отримано кількісний склад акцесорних мінералів, їх розподіл і поширення, виділено типоморфні асоціації (табл. 1, 2, 3) і проведено генераційний аналіз цирконів (табл. 4, 5, 6). З огляду на об'ємність первинного матеріалу і нерівномірність розподілу акцесорних мінералів, а також необхідність кількісних характеристик типоморфні асоціації акцесорних мінералів представлені в логарифмічному масштабі.

Таблиця 1. Синпетрогенні асоціації з петротипів гранітоїдів Інгуло-Інгулецького району

Комплекс	Петротипи	Асоціації	
		Логарифмічне значення	Значення у відсотках
Корсунь-новомиргородський	Корсунський рапаківі	2мгт+3ілт+2цир+2ап+2сф+1фл	11мгт+100ілт+11цир+9ап+6сф+2фл
	Шполянський рапаківі	2мгт+3ілт+1цир+2ап+1сф+1фл	9мгт+100ілт+7ап+3сф+1фл
	Іскренський граніт	1ілт+2цир+3ап+1фл	2ілт+6цир+100ап+1фл
Новоукраїнський	Новоукраїнський монзоніт	3мгт+3ілт+2цир+2ап	87мгт+100ілт+10цир+33ап
	Новоукраїнський граніт	0мгт+2ілт+2цир+2ап	1мгт+64ілт+31цир+100ап
	Новоукраїнський лейкограніт	1мгт+1ілт+0цир+1ап	18мгт+100ілт+13цир+21ап
	Крупський граніт	2цир+3ап+0пир	14цир+100ап+1пир
	Боков'янський діорит	0мгт+0ілт+0цир+1ап	12мгт+100ап+17пир+4пірр
	Боков'янський чарнокіт	1ілт+2цир+2ап+2ап	100мгт+3ілт+21цир+37ап+18пир
	Боков'янський граніт	1мгт+0цир+2ап	15мгт+2цир+100ап
Кіровоградський	Возсіятський граніт	1ілт+1цир+1ап+1мон	13ілт+25цир+100ап+18мон
	Вознесенський граніт	0цир+0ап+1мон+1ан	6цир+33ап+79мон+100ан
	Бобринецький граніт	0мгт+0ілт+1цир+2ап	2мгт+1ілт+24цир+100ап
	Кіровоградський граніт	0мгт+1ілт+1цир+2ап	5мгт+57ілт+25цир+100ап
	Новолазаревський граніт	2мгт+0ап+0пірр	100мгт+ 1ап + 1пірр
	Долинський граніт	0мгт+1цир+2ап+0сф	7мгт+34цир+100ап+9сф
	Надеждівський граніт	1мгт+1цир+1ап	100мгт+25цир+39ап
	Синюхівський лейкограніт	1мгт+1цир+1ап	17мгт+22цир+100ап
	Трикратський граніт	0цир+1мон+2ап	32цир+100ап+37мон

Примітка: мгт – магнетит, цир – циркон, ап – апатит, ілт – ільменіт, фл – флюорит, сф – сфен, пір – пірит, пірр – піротин, мон – монацит

Таблиця 2. Синпетрогенні асоціації акцесорних мінералів у Північно-Західному районі

Комплекс	Петротипи	Асоціації	
		Логарифмічний вміст	Вміст у відсотках
Осницький	Кварцовий монцодіорит віровський	4мгт+0цир+2ап+2пірр+3сф	100мгт+0цир+1ап+5сф+0пірр
	Гранодіорит віровський	3мгт+1цир+3ап+2пірр+3сф	100мгт+1цир+16ап+2пірр+23сф
	Граніт осницький	3мгт+1цир+2ап+2пір+1сф	100мгт+2цир+11ап+10пір+3сф
	Гранодіорит осницький	3мгт+1цир+2ап+2пірр+3сф	100мгт+1цир+14ап+4пірр+21сф
Букинський	Кварцовий монцодіорит букинський	3мгт+1ілт+1цир+2ап+1сф	100мгт+1ілт+1цир+19ап+3сф
	Діорит букинський	3мгт+1ілт+1цир+2ап+1пір+1пірр+2сф	100мгт+5ілт+2цир+33ап+1пір+2пірр+37сф
	Кварцовий монзоніт тригурський	3мгт+1цир+2ап+1пірр+3сф	100мгт+1цир+53ап+1пірр+37сф
Коростенський	Граніт рапаківі малінський	2мгт+3ілт+2цир+2ап+1фл	32мгт+100ілт+7цир+7ап+8фл
	Граніт коростенський	1) 2ілт+1цир+1ап+1пір+3фл	100ілт+17цир+10ап+1пір+87фл
	Граніт коростенський	2) мгт+3ілт+2цир+2фл+0тур	6мгт+100ілт+2цир+8фл+0,9тур
	Граніт рапаківі потієвський	2мгт+2ілт+1цир+1ап+0пір	100мгт+92ілт+51цир+13ап+0,6пір
	Граніт лізниківський	2мгт+1ілт+2цир+2ап+1пір+1мон	70мгт+14ілт+67цир+100ап+7пір+3мон
Кишинський	Гранодіорит мухарівський	3мгт+2цир+2ап+2пір+3сф	100мгт+5цир+5ап+8пір+72сф
Житомирський	граніт житомирський	2мгт+1ілт+1цир+2ап+1мон	100мгт+7ілт+11цир+70ап+27мон
	граніт курчицький	1мгт+1ілт+1цир+2ап	6мгт+7ілт+2цир+100ап
	гранодіорит олександрівський	2мгт+1цир+3ап+2пір+1пір+3сф	5мгт+100ап+11пірр+60сф

Таблиця 3. Синпетрогенні асоціації акцесорних мінералів у петротипах гранітоїдів Дністровсько-Бузького району

Комплекси	Петротипи	Асоціації	
		Логарифмічне значення	Значення у відсотках
Літинський	Чарнокіт вінницький (вінницити)	1мгт+2ілт+2цир+1ап	5мгт+100ілт+25цир+1ап
	Ендербіт літинський	2мгт+1ілт+1цир+2ап	100мгт+7ілт+1цир+47ап
	Ендербіт тивровський2	2мгт+2ілт+1цир+2ап	100мгт+16ілт+1цир+34ап
Гайворонський	Лейкограніт чаусівський	3мгт+1ілт+1цир+2ап+1сф	100мгт+17ілт+1цир+4ап+1сф
	Чарнокіт первомайський (кошаро-олександрівський)	3мгт+2ілт+1цир+1ап	100мгт+7ілт+1цир+1ап
	Ендербіт олександрівський	3мгт+2ілт+1цир+3ап+1сф	100мгт+2ілт+1цир+13ап+1сф
	Ендербіт гайворонський	3мгт+1ілт+1цир+1ап+1сф	100мгт+1ілт+1цир+1ап+1сф
	Ендербіт гайворонський (Завалля)	2мгт+2ілт+1цир+2ап	60мгт+100ілт+1цир+54ап

Таблиця 4. Генерації акцесорних цирконів в петротипах гранітоїдів Інгуло-Інгулецького району

Петротипи	Генерації, %								
	Реліктові			Синпетрогенні				Накладені	
	р/д	р/м	рм	пм	пег	пне	гід	пне	гід
Рапаківі корсунський	0	е.з.	3	9	13	75	0	0	0
Рапаківі шполянський	0	е.з.	15	50	16	19	0	0	0
Іскренський граніт	0	е.з.	65	20	0	15	0	0	0
Новоукраїнський монзоніт	0	0	17	27	0	22	0	12	22
Новоукраїнський граніт	5	10	28	19	0	21	0	0	17
Новоукраїнський лейкограніт	0	0	29	38	0	25	0	8	0
Крупський граніт	0	1	55	24	3	17	0	0	0
Боков'янский діорит	0	0	9	16	14	53	1	2	5
Боков'янский чарнокіт	0	0	40	9	0	36	0	13	2
Боков'янский граніт	0	0	13	20	0	58	9	0	0
Возсіятський граніт	0	0	9	18	46	27	0	0	0
Вознесенський граніт	20	0	21	38	3	10	0	0	8
Бобринецький граніт	4	8	14	25	31	17	0	0	1
Кіровоградський граніт	7	10	18	24	18	7	0	14	2
Новолазаревський граніт	5	9	13	27	29	16	0	0	1
Долинський граніт	8	0	13	33	3	0	0	43	0
Надеждівський граніт	15	12	27	14	13	8	0	2	9
Синюхівський лейкограніт	0	0	14	26	0	9	0	14	37
Трикратьський граніт	1	10	18	28	6	19	0	10	8

Примітка: р/д – реліктові детритові, р/м – реліктові магматичні, рм – ранньомігматичні, пм – позньомігматичні, пег – пегматитові, пне – пневматолітові, гід – гідротермальні.

Таблиця 5. Генерації циркону в петротипах гранітоїдів Північно-Західного району

Петротипи	Генерації, %								
	Реліктові			Синпетрогенні				Накладені	
	р/д	р/м	рм	пм	пег	пне	гід	Пне	Гід
Кварцовий монцодіорит вировський	0	9	10	30	0	42	0	0	9
Гранодіорит вировський	0	8	12	29	0	44	7	0	0
Граніт осницький	0	12	15	28	0	9	0	10	26
Гранодіорит осницький	0	од. з.	10	18	0	60	0	0	12
Кварцовий монцодіорит букинський	0	0	2	8	0	70	0	0	20
Діорит букинський	0	од. з.	10	18	0	60	0	0	12
Кварцовий монзоніт тригурський	0	0	4	14	0	62	0	0	20
Граніт рапаківі малінський	0	0	1	4	5	90	0	0	0
Граніт коростенський	0	0	2	63	15	20	0	0	0
Граніт рапаківі потієвський	0	0	12	54	19	15	0	0	0
Граніт лізниківський	0	0	13	80	0	6	0	0	1
Гранодіорит мухарівський	0	7	16	27	0	41	9	0	0
Граніт житомирський	13	1	34	31	9	12	0	0	0
Граніт курчицький	10	0	28	30	5	20	0	0	7
Гранодіорит олександрівський	0	8	26	23	0	31	11	0	1

Таблиця 6. Вміст генерацій в петротипах гранітоїдів Дністровсько-Бузького району

Петротипи	Генерації, %								
	Реліктові		Синпетрогенні					Накладені	
	р/д	р/м	рм	пм	пег	пне	гід	Пне	Гід
Чарнокіт вінницький (вінницити)	24	18	24	16	4	8	0	6	0
Ендербіт літинський	45	33	0	0	0	0	0	21	1
Ендербіт тивровський	46	34	0	0	0	0	0	19	1
Лейкограніт чаусовський	28	30	18	11	0	6	0	6	1
Чарнокіт первомайський (кошаро-олександрівський)	47	40	0	0	0	0	0	12	1
Ендербіт олександрівський	36	48	0	0	0	0	0	15	1
Ендербіт гайворонський	46	33	0	0	0	0	0	20	1
Ендербіт гайворонський (Завалля)	48	36	0	0	0	0	0	16	0

Генераційний аналіз – це оригінальна розробка лабораторії акцесорних мінералів Одеського державного університету ім. І.І.Мечникова, представлена у виданнях [9, 13, 14]. Визначення генерацій мінералів (генераційний аналіз) та їхньої послідовності утворення дозволяє вивчити еволюцію хімічного процесу в ході формування парагенезису й окремого мінералу. Узагальненою моделлю кристалів визначеної генерації є генераційний тип акцесорного мінералу. Розподіл генераційних типів акцесорних мінералів дає можливість прогнозувати генетичний тип, еволюцію петрогенезису породи і можливого зруденіння (пегматити, пневматоліти матаасоматити і гідротермаліти).

Еволюційна послідовність ранньопротерозойської епохи ТМА в межах Дністровсько-Бузького району характеризується розвитком ендербітового комплексу, що відповідає початковій стадії гранітизації з невеликими глибинами формування. Район займає північно-західну частину УЩ. У тектонічному відношенні охоплює Подільський блок і південну частину Голованівської шовної зони [12]. Найближчими до незмінених порід метаморфічного комплексу є заваллівські магнетит-апатитові ендербіти, найбільш зміненими, що мають характеристику типових автохтонних ультраметаморфічних гранітів, – вінницити. Тобто Дністровсько-Бузький район – об'єкт розвитку початкової стадії гранітизації з проробленням складного субстрату, де переважають реліктові генерації циркону. Акцесорний монацит виступає як показник калішпатизації плагіоклазів зі звільненням рідкісних земель; у подальшому при розпаді апатиту відбувається формування нового мінералу.

Аналіз поширеності магнетит-піротитових пар у ході статистичного аналізу вмісту мінералів – це філогенічний аналіз одного мінерального комплексу або парагенезису в масштабі часу, що показує ступінь зміни кислотності-основності мінералоутворюючого середовища. Аналіз поведінки сфен-халькопіротової пари засновано на прояві халькофільності середовища, коли мідь, що звільняється в результаті калішпатизації плагіоклазів, прагне до формування власної мінеральної фази. Спостерігається пряма залежність у збільшенні вмісту цих мінералів, що може свідчити про розвиток процесу гранітизації метаморфічних порід. Характерною рисою є відсутність привнесення рудогенних компонентів на стадії гранітоутворення. Разом з тим, присутність флюориту, кіноварі й молібденіту, що відносяться за інформаційно-статистичними параметрами до накладених акцесорних мінералів, свідчить про розвиток більш пізніх дискретних зон мінералоутворення, пов'язаних з пізніми процесами ТМА.

Інгудо-Інгулецький район розташований в центральній частині УЩ і межує на заході з Росинсько-Тикицьким і Дністровсько-Бузьким районами по Первомайсько-Тракемирівському глибинному насуву, а на сході – із Середньопридніпровським районом по Криворізько-Кременчуцькому глибинному розлому. У структурно-тектонічному відношенні район відповідає Кіровоградському блоку й За-

хідно-Інгулецькій перехідній зоні [2, 4, 12]. Район характеризується неоднорідною будовою земної кори, що обумовило розходження в геологічній будові приповерхневих структур. Гранітоїдні утворення представлені неоархейським інгулецьким, палеопротерозойськими новоукраїнським і кіровоградським та мезопротерозойським корсунь-новомиргородським комплексами [2, 12].

Для всіх вивчених петротипів гранітоїдів визначено синпетрогенні й автометасоматичні асоціації акцесорних мінералів, які за своєю суттю є основними факторами в характеристиці умов петрогенезису гранітоїдів. Сукупність мінералів, що утворилися за подібних фізико-хімічних умов у ту саму стадію процесу, називається парагенезисом, а вся кількість мінералів, що утворилася в одному геологічному об'єкті – його мінеральною асоціацією. Кількісний розрахунок типоморфних синпетрогенних асоціацій акцесорних мінералів, а також кількісне співвідношення генераційних типів найрозповсюдженіших акцесоріїв дозволяють реконструювати загальну генетичну картину геологічного об'єкта. Склад автометасоматичних типоморфних асоціацій акцесорних мінералів несе інформацію про склад можливого зруденіння, пов'язаного з постмагматичним етапом формування геологічного тіла. Так, граніти рапаківі мають ширший набір акцесорних мінералів, що утворювалися під час основного процесу гранітизації: циркон, апатит, магнетит, ільменіт, сфен і флюорит. Для нормальних автохтонних гранітів набір акцесорних мінералів цієї асоціації скорочується – апатит, циркон, магнетит та ільменіт. Синпетрогенна асоціація алохтонних гранітів вміщує апатит, циркон, магнетит і монацит.

Вміст акцесорних мінералів, по суті, є показником глибини утворення гранітоїдів. Зіставлення вмісту основних акцесорних мінералів, що формують синпетрогенну асоціацію для досліджуваних гранітоїдів, дозволило нам з'ясувати закономірності в їхньому співвідношенні. Так, для пар акцесорних мінералів "циркон-apatит", "apatит-магнетит" і "магнетит-ільменіт" відзначається прямо пропорційна залежність у зміні їхньої кількості, що корелює з глибиною формування певного петротипу гранітоїдів. Відзначається збільшення вмісту основних акцесорних мінералів зі збільшенням глибини формування петротипу. Така залежність може бути використана як один із факторів глибини формування гранітоїдів при вивченні окремого структурного району докембрійського фундаменту. Відсутність ортогенетичних окисно-сульфідних пар у гранітоїдах Інгудо-Інгулецького району дає підставу говорити про те, що в новоукраїнському і кіровоградському комплексах гранітизація носила автономний характер. Формування порід корсунь-новомиргородського комплексу пов'язано з привнесенням уже не тільки К, але й Na, особливо на пізніх етапах його становлення. За даними генераційного аналізу (табл. 4) рапаківі відносяться до магматичних порід, оскільки ранні й пізні синпетрогенні генерації ци-

ркону істотно переважають (при повній відсутності реліктових цирконів). У них змінюється загальний фон акцесорної мінералізації порівняно з породами кіровоградського і новоукраїнського комплексу. Істотну роль відіграє флюорит, змінюється співвідношення магнетиту/апатиту на користь останнього в іскренських гранітах, що свідчить про їхнє глибинне походження. У рапаків переважає ільменіт, і це вказує на середньоглибинний рівень формування.

Північно-Західний район займає крайню північно-західну частину УЩ [12] і в тектонічному відношенні відповідає Волинському блоку, характеризуючись підвищеною потужністю земної кори. Гранітоїди представлені палеопротерозойськими житомирським і букинським, мезопротерозойськими осницьким, коростенським і кишинським гранітоїдними комплексами. Послідовність формування на основі аналізу акцесорних мінералів (табл. 2) є, імовірно, такою. Головний етап гранітизації виявився в утворенні типових калієвих ультраметаморфічних гранітів житомирського комплексу. Потім формувалися магматогенні більш основні гранітоїди осницького і букинського комплексів. І завершилося формування району вкоріненням типово магматичних рапаків і близьких до них гранітів. Аналіз магнетит-піротинових пар для гранітоїдів осницького, букинського і житомирського комплексів показує нормальний розвиток процесу ультраметаморфічної гранітизації.

Висновки. Загальний хід протерозойської ТМА нами може бути представлений як вплив матеріально-термальних мантийних потоків, що призвели до розвит-

ку антидромного магматизму і формування блоків УЩ. Ступінь подібності й відмінності районів визначається рівнем ерозійного зрізу.

1. Белевцев Я.Н., Каляев Г.И. Зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения // Металлогения областей тектономагматической активизации. – Иркутск, 1973. – С.119-120.
2. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И. Тектономагматическая активизация регионов Украины. – К., 1977.
3. Гранитоидные формации Украинского щита / Щербаков И.Б., Есипчук К.Э., Орса В.И. и др. – К., 1984.
4. Григорьева Л.В. Докембрийская тектономагматическая активизация. – Л., 1986.
5. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. – М., 1986.
6. Курс рудных месторождений / В.И.Смирнов, А.А.Гинзбург и др. – М., 1986.
7. Ляхович В.В. Акцесорные минералы. – М., 1968.
8. Науменко В.В. Эндеогенное оруденение в эпохи тектономагматической активизации Европы. – К., 1981.
9. Носырев И.В., Кадурын В.Н., Робул В.М., Чепижко А.В. К методике выделения типоморфных ассоциаций акцесорных минералов гранитоидных пород // Акцесорные минералы горных пород. – М., 1985. – С.34-43.
10. Носырев И.В. Онтогенія і типоморфізм акцесорних мінералів изверженных пород // Вест. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1987. – Вып. 14. – С.64-72.
11. Носырев И.В., Робул В.М., Есипчук К.Э., Орса В.И. Генерационный анализ акцесорного циркона. – М., 1989.
12. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В. та ін. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання. – К., 2003.
13. Чепижко О.В., Кадурын В.М., Радкевич Г.А. Онтогенія і філогенія акцесорних мінералів гранітоїдів Українського щита // Мінералог. сб. Львів. ун-ту. – Львів – 2002. – № 52. – Вип. 2. – С.155-160.
14. Чепижко А.В. Типоморфізм акцесорних мінералів гранітоїдів центральної частини Українського щита // Вест. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1986. – Вып. 13. – С.56-64.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

УДК 552.08:53

Н.В.Костенко, пров. інж.

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГРАНІТОЇДІВ РІЗНИХ ЕТАПІВ ДОКЕМБРІЙСЬКОЇ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ НА УКРАЇНСЬКОМУ ЩИТІ

За геохімічними особливостями гранітоїдів визначено комплекси УЩ, які безпосередньо сформувалися внаслідок прояву процесів тектономагматичної активізації (ТМА) або зазнали їхнього впливу. Виділено чотири етапи докембрійської ТМА гранітоїдного типу на УЩ, які підтверджуються також даними ізотопної геохронології. Вікові межі етапів синхронізуються з відповідними геохімічними і металогенічними епохами. Аргументується розділення кожного з етапів ТМА на 2 стадії: власне ТМА і тектоно-метасоматичної активізації, які розмежовані певним проміжком часу між породо- і рудоутворенням.

On geochemical features of granitoids the complexes of the Ukrainian shield are determined, which one immediately were formed owing to development of processes tectonic-magmatic activating or were subject to their influencing. The stages of granitoid's tectonic-magmatic activating of the Ukrainian shield are chosen and are confirmed also by dates of a dating by radioactivity. The temporary boundaries of stages will be clocked with applicable geochemical and metallogenetic epochs. The separation of each stage TMA on 2 stages is argued: purely TMA and tectonic-metasomatic activating, which one are parted by a particular interim between formations rocks and ores.

Вступ. Як відомо, УЩ відноситься до числа великих рідкіснометалевих провінцій світу [3], металогенічний характер якого визначається рудопроявами і родовищами, у тому числі унікальними, тісно пов'язаними насамперед з гранітоїдними утвореннями зон і областей докембрійської ТМА.

Вивченість питання. Беручи до уваги значний рідкіснометалевий потенціал зон і областей активізації, над проблемою докембрійської ТМА на УЩ у свій час працювали Я.Н.Белевцев та ін. [1], О.Б.Гінтов [6], А.А.Гойжевський [7], В.В.Науменко [14], Є.М.Шеремет [20], К.Ю.Єсипчук та ін. [9], Т.П.Волкова [4], Л.С.Галецький та ін. [5]. Залежно від індивідуального підходу і методів дослідження згадані дослідники пов'язували процеси ТМА гранітоїдного типу на УЩ виключно з протерозойською еонотемою, виділяючи від 1 до 3 епох, або стадій (до 2), його активізації.

Мета досліджень. Саме вивченню еволюції цих процесів, їх етапності, виходячи з геохімічних особливостей гранітоїдних порід, присвячена стаття. Робота є регіональною за своїм змістом, її основним завданням

було: визначитися насамперед з тими гранітоїдними комплексами УЩ та їх провідними петротипами, які безпосередньо сформувалися внаслідок прояву процесів ТМА або зазнали їхнього впливу. При вирішенні цього питання автор намагався відійти від якісного (з ланкою можливих невизначеностей) підходу, замінивши його кількісним, спираючись на оригінальну геохімічну інформацію, отриману з петротипів [17]. Залучення елементного складу провідних петротипів гранітоїдних комплексів для з'ясування зон активізації є коректним і обґрунтованим з методологічного погляду через присутність серед них безпосередніх елементів-індикаторів процесів ТМА: фтору [19] й урану [14]. За [18], фтор є транспортуючим компонентом ряду гранітофільних елементів, будучи, таким чином, генетичним супутником рідкіснометалевого зруденіння, що, як правило, найбільше сконцентровано в областях ТМА.

Виклад основного матеріалу. Враховуючи широке коло задіяних рідкісних і рудних елементів (33), для вивчення особливостей їх розподілу в 32 гранітоїдних комплексах УЩ був застосований факторний аналіз (метод головних

компонент – МГК у режимі кореляційної матриці (R-метод). Процедура підготовки вихідних даних для МГК полягала у визначенні середнього вмісту елементів у провідних петротипах гранітоїдних комплексів УЩ з використанням вибірок об'ємом 10–30 проб. Кожний петротип охарактеризований 1–6 (у середньому 2–3) такими вибірками. Наступним кроком обробки результатів аналізів було визначення середнього вмісту елементів в окремих типах гранітоїдних порід у межах кожного комплексу, а потім і комплексу порід у цілому.

На загальній факторній діаграмі 32 гранітоїдних комплексів УЩ (рис. 1) чітко виокремилися фігуративні точки елементного складу тих із них, формування яких є результатом діяльності ТМА гранітоїдного типу. Це, зокрема, знайшло своє відображення в характерному наборі асоціативних груп елементів, пов'язаних з фактором F_1 . Серед

елементів, що мають значимі додатні факторні навантаження (тут і далі наводяться у порядку зменшення їхніх значень), присутні сидерофільні Co, Ni та їхній супутник Sr. Значимі від'ємні факторні навантаження у F_1 мають Rb, Y, Sn, K, Li, U, F, Nb, Th. Судячи з наведених елементних парагенезисів, перший фактор (37,7 % загальної дисперсії) є переважно свідченням ультраметаморфічної диференціації гранітоїдних комплексів, фігуративні точки яких розміщені правіше осі F_2 , і переважно еманційно-метасоматично-магматичної – для комплексів, фігуративні точки яких знаходяться ліворуч від неї. Присутність в асоціації літофільних елементів F і U, типоморфних для утворень областей ТМА, указує безпосередньо на те, що ряд гранітоїдних комплексів належить до числа активізованих. На діаграмі, зокрема, це такі, фігуративні точки складу яких знаходяться, головним чином, в її лівій частині.

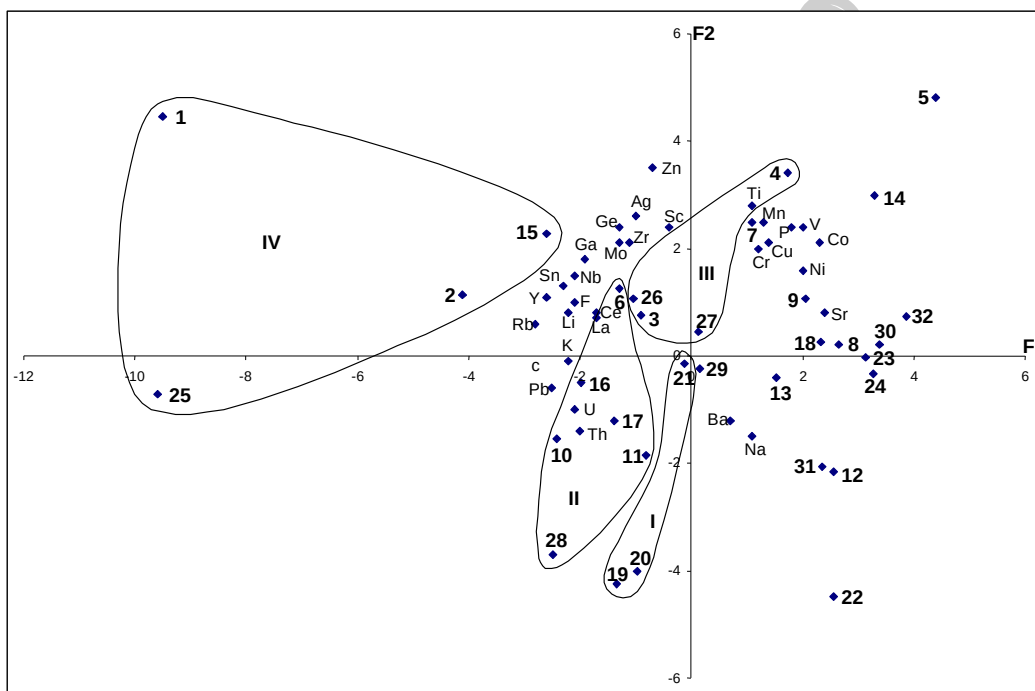


Рис. 1. Діаграма значень 1-го і 2-го факторів гранітоїдних комплексів УЩ.

Умовні позначення: 1) гранітоїдні комплекси: 1 – пержанський, 2 – коростенський, 3 – кишинський, 4 – осницький, 5 – букинський, 6 – житомирський, 7 – бердичівський, 8 – літинський, 9 – гайворонський, 10 – ставищанський, 11 – уманський, 12 – звенигородський, 13 – гайсинський, 14 – тетіївський, 15 – курсунь-новомиргородський, 16 – новоукраїнський, 17 – кіровоградський, 18 – інгулецький, 19 – токівський, 20 – мокромосковський, 21 – демуринський, 22 – саксаганський, 23 – сурський, 24 – дніпропетровський, 25 – кам'яномогильський, 26 – південнокальчицький, 27 – хлібодарівський, 28 – анадольський, 29 – салтичанський, 30 – обіточненський, 31 – шевченківський, 32 – токмацький; 2) контурами окреслено фігуративні точки елементного складу гранітоїдних комплексів, віднесених до різних етапів докембрійської ТМА на УЩ (етапи I–IV)

З метою уточнення позицій деяких гранітоїдних комплексів з позиції віднесення їх до зон ТМА було проведено кластерний аналіз (рис. 2), у результаті якого в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції виділилося три групи комплексів, а саме: 1) пержанський, коростенський, курсунь-новомиргородський, кам'яномогильський, ставищанський, уманський, новоукраїнський, кіровоградський, анадольський комплекси; 2) токівський, мокромосковський, кишинський, осницький, південнокальчицький, хлібодарівський, житомирський, демуринський, салтичанський; 3) букинський, обіточненський, токмацький, тетіївський, інгулецький, звенигородський, саксаганський, сурський, дніпропетровський, шевченківський, бердичівський, літинський, гайворонський, гайсинський.

Характерно, що перші дві групи становлять комплекси, які належать до гранітоїдної ТМА (або зазнали її впливу) і є в більшості інтрузивно-алохтонними за своїм походженням, третю – переважно ультраметаморфічно-автохтонні. У свою чергу виділені групи

комплексів поділяються за значеннями коефіцієнтів кореляції, вищих за $r_{кр.} \geq 0,35$ (5 % рівень значимості), на декілька підгруп, а саме: 1) пержанський, коростенський, курсунь-новомиргородський, кам'яномогильський комплекси; 2) ставищанський, уманський, новоукраїнський, кіровоградський, анадольський; 3) токівський, мокромосковський; 4) кишинський, осницький, південнокальчицький, хлібодарівський; 5) житомирський, демуринський, салтичанський. Особливістю виділених підгруп є певна стадійність у формуванні гранітоїдних комплексів відповідно до даних ізотопної геохронології, згідно з якими наймолодшими є представники 1-ї підгрупи (1800–1720 млн років) [22, 21, 4]; далі – четвертої (2030–1800 млн років) [22, 4]; другої і п'ятої (2135–1910 млн років) [22, 8] за винятком демуринського з ізотопним віком 3000–2800 млн років [8, 9]. Закривають цей ряд гранітоїди токівського і мокромосковського

комплексів з третьої підгрупи, реперний вік яких 2815 млн років [22].

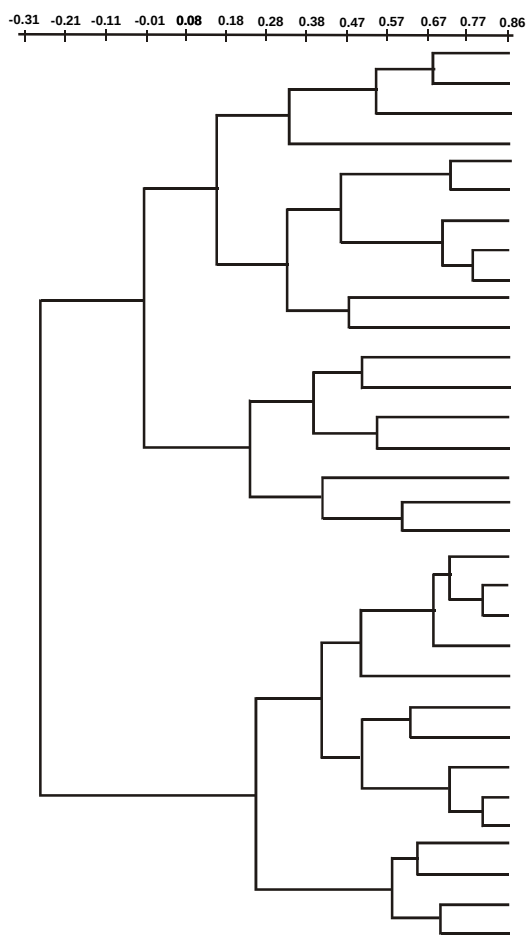


Рис. 2. Дендрограма кореляційних зв'язків гранітоїдних комплексів УЩ: 1) по горизонталі – величини коефіцієнтів кореляції; 2) по вертикалі – номери комплексів. Назви комплексів за їхніми номерами див. рис. 1.

Таким чином, на фоні інших гранітоїдних комплексів своїм ізотопним віком різко виділяються гранітоїди токівські, мокромосковські й демуриновські, які за нашими припущеннями слід відносити до самого раннього етапу гранітоїдної ТМА на території УЩ, а всі інші до пізніх.

Зазначимо, що з позиції давньої ТМА розглядається гранітоутворення в межах цього часового інтервалу (2800-2600 млн років) на Балтійському щиті С.Б.Лобач-Жученко та ін. [12]. За даними Л.В.Григор'євої [10], у цей час (2700-2800 млн років) проходила основна сіалічна диференціа-

ція земної кори, яка закінчилася глобальною кратонізацією і становленням протоплатформного режиму.

Наступні два етапи ТМА гранітоїдного типу після довгого тектонічного застою зафіксовано на Українському щиті в діапазоні 2140-1800 млн років. Протягом другого етапу сформувалися гранітоїди житомирського, ставищанського, уманського, новоукраїнського, кіровоградського, анадольського і салтичанського комплексів, які за стратиграфічною схемою докембрію УЩ (2000 р.), крім новоукраїнського, відносяться до ультраметаморфічних утворень. Але проведені дослідження свідчать про те, що більшість з них (якщо не всі) мають ознаки алохтонно-інтрузивного походження, а саме: січні контакти, активні контакти з вміщувачими породами, різний вік гранітоїдних масивів і порід рами, відсутність поступових переходів до мігматитових зон, результати генераційного аналізу цирконів, багатофазність гранітоїдних утворень і т. ін. [8, 15, 9, 22, 16]. Під час третього етапу ТМА утворилися виключно інтрузивні (за цією ж схемою) гранітоїди кишинського, осницького, південнокальчицького і хлібодарівського комплексів.

Майже без часової перерви, яка для деяких георайонів (зокрема Ігуло-Ігулецького) зростає до 300 млн р., третій етап змінюється четвертим – заключним для докембрійської гранітоїдної ТМА УЩ. Незважаючи на короткий віковий діапазон, цей етап [1770 (1800)-1720 млн років], у свою чергу, чітко поділяється на дві стадії: ранню – власне ТМА, у результаті якої були сформовані коростенський, корсунь-новомиргородський і кам'яномогильський гранітоїдні комплекси, і пізню – тектоно-метасоматичну з утворенням лізниківських гранітів, гранітоїдів пержанського комплексу, граносієнітів руськополянських і метасоматично змінених порід кам'яномогильського комплексу. Згідно з ізотопним реперним датуванням вік найбільш метасоматично змінених лізниківських гранітів коростенського комплексу і пержанських гранітів 1760 млн років [22], а власне коростенських гранітів рапаківі 1770 млн років. Таким чином, є певна асинхронність між гранітоутворенням і метасоматичним (гідротермально-метасоматичним) процесом, з яким генетично пов'язано рідкіснометалеве зруденіння. Припускається, що така ж стадійність характеризує всі чотири етапи ТМА УЩ. Лише відсутність реперного ізотопного датування продуктів їхнього формування і часто накладений характер ускладнюють їх виділення. Вікова відірваність зруденіння відносно вміщувачих його гранітоїдів (до 210 млн років) і геолого-структурна позиція зруденіння дають підставу говорити про генетичний зв'язок рідкіснометалевих родовищ з процесами тектоно-метасоматичної активізації як пізньої стадії власне ТМА [17] кожного з виділених етапів (табл. 2).

Таблиця 2. Схема етапів докембрійської ТМА гранітоїдного типу по георайонах УЩ

ТМА		Північно-Західний	Дністровсько-Бузький	Росинсько-Тікицький	Ігуло-Ігулецький	Середньо-придніпровський	Приазовський
Етап	Стадія	Комплекси					
IV	Б	пержанський, граніти лізниківські			граносієніти руськополянські		метасоматити
	А	коростенський			корсунь-новомиргородський		кам'яномогильський
III	Б	метасоматити					метасоматити
	А	кишинський, осницький					південнокальчицький, хлібодарівський
II	Б	метасоматити		метасоматити	ураноносні альбітити		метасоматити
	А	житомирський		ставищанський, уманський	новоукраїнський, кіровоградський		анадольський, салтичанський
I	Б					метасоматити	
	А					токівський, мокромосковський, демуриновський	

Примітки: * Стадії ТМА: А – власне тектоно-магматична активізація; Б – тектоно-метасоматична активізація.

Як приклад можна навести ураноносні альбітита но-вуукраїнського і кіровоградського комплексів, які явно молодші за вміщуючі їх породи; лізниківські граніти з реперним віком 1760 млн років проти 1770 млн років вміщуючих їх гранітів рапаківі [22]. З коростенським комплексом також генетично пов'язані пержанські граніти з аналогічною реперною датою, які є лише його пізнішим метасоматичним диференціатом [13, 17]. Зі стадією тектоно-метасоматичної активізації слід пов'язувати формування граносієнітів руськопольських Корсунь-Новомиргородського плутону, а також утворення метасоматично змінених (різною мірою калішпатизованих, альбітизованих, грейзенізованих) порід інших гранітоїдних комплексів (у табл. 2 – "метасоматити"). Час становлення інтрузій калієвих гранітів Щербаківського масиву 2815 млн років [21], Токівського і Демуринського масивів – 2700 млн років, а час формування рудної галенітової мінералізації 2770-2650 млн років. У даному випадку вікова відірваність зруденіння відносно "материнських" порід знаходиться в межах інтервалу 50–115 млн років.

Висновки. Таким чином, кожний етап гранітоїдної ТМА УЩ характеризується своєю тектоно-метасоматичною (тектоно-гідротермально-метасоматичною) діяльністю і, відповідно, своєю геохімічною спеціалізацією і металогенією. Це, зокрема, підтверджує правомірність їх виділення, а по-друге, дає підставу віковій межі цих етапів синхронізувати з відповідними геохімічними і металогенічними епохами: неоархейською (I етап), палеопротерозойською (II етап), ранньомезопротерозойською (III етап) і пізньомезопротерозойською (IV етап). Характерно, що віковій межі останньої металогенічної епохи збігаються з часом утворення єдиної Східноєвропейської платформи – 1800-1600 млн років [2].

Характерною ознакою гранітоїдних комплексів докембрійської ТМА УЩ є їх контроль зонами глибинних розломів, які були провідниками так званих трансмагматичних [11] розчинів. Якщо для рідкіснометалевого зруденіння, яке безпосередньо пов'язано з підстадією власне ТМА, припускається надходження ряду елементів як з продуктів корового походження, так і підкорових частин тектоносфери, то джерело рудних компонентів, які визначають промислову цінність родовищ і пов'язані, на

нашу думку, з тектоно-метасоматичною підстадією ТМА, є, переважно, глибинного (підкорового) походження.

1. Белевцев Я.Н., Каляев Г.И., Галецкий Л.С. Эпохи и зоны активизации Украинского щита и связь с ними оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых. – 1975. – № 11. – С.230-235.
2. Билибина Т.В., Титов В.К. Эволюция процессов рудообразования в фундаменте Русской платформы // Докембрий / Отв. ред. А.В.Сидоренко. – М., 1980. – С.67-76.
3. Бочай Л.В., Галецкий Л.С., Колосовская В.А. и др. Металлогения редких металлов Украинского щита // Рідкісні метали України – погляд у майбутнє: 36. наук. праць ІГН НАН України. – К., 2001. – С.19-20.
4. Волкова Т.П. Эволюция редкометальных комплексов Приазовья и прогноз оруденения // Там само. – С.27-28.
5. Галецкий Л.С., Шевченко Т.П., Черненко Н.Н. Трансрегиональные рудоконцентрирующие мегазоны активизации Украины // Там само. – С. 33-34.
6. Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. – 1978.
7. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. – К., 1977.
8. Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б.Щербаков, К.Е.Есипчук, В.И.Орса и др. – К., 1984.
9. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность / К.Е.Есипчук, В.И.Орса, И.Б.Щербаков и др. – К., 1993.
10. Григорьева Л.В. Докембрийская тектоно-магматическая активизация (геология и металлогения). – Л., 1986.
11. Коржинский Д.С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. – М., 1955.
12. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Болкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. – Л., 1974.
13. Моляко В.Г., Павлов Г.Г., Сергеа А.Ю. О соотношении гранитоидов северо-западной части Украинского щита по результатам количественного анализа петрогеохимических данных // Вест. Киев. ун-та. Вопр. прикладной геохимии и петрофизики. – 1977. – С.44-54.
14. Науменко В.В. Эндогенное оруденение в эпохи тектоно-магматической активизации Европы. – К., 1981.
15. Носырев И.В. Онтогенез и типоморфизм акцессорных минералов изверженных пород // Вест. Киев. ун-та. Вопр. прикладной геохимии и петрофизики. – 1987. – С.64-72.
16. Пономаренко О.М. Уран-свинцева геохронология раннего докембрия Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. – К., 2003.
17. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І.Толстой, Ю.Л.Гасанов., Н.В.Костенко та ін. – К., 2003.
18. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М., 1977.
19. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. – М., 1976.
20. Щербаков Е.М. Петрогеохимические особенности гранитоидных формаций областей протерозойской тектоно-магматической активизации запада Восточно-Европейской платформы // Вест. Киев. ун-та: Прикл. геохимия и петрофизика. – 1991. – Вып. 17. – С.40-51.
21. Щербак Д.М., Курило М.В., Шевченко В.І. Металогенічні епохи та корисні копалини України. – К., 2002.
22. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минералог. журн. – 2000. – № 2/3. – С.12-24.

Надійшла до редколегії 01.12.2003 р.

УДК [551.243.5:551.243.12]:553.3.078(47)

А.В.Кузьмін,
В.А.Анісімов,
О.Ф.Маківчук,

В.А.Крюченко, д-р геол.-мінералог. наук

РОЛЬ ПРОЦЕСІВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ (ТЕРМАЛЬНОЇ) АКТИВІЗАЦІЇ В УРАНОВОМУ РУДОУТВОРЕННІ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

У ході виконання геолого-прогнозних досліджень у КП "Кіровгеологія" складено карту тектоно-термальній активізації (ТТА) порід фундаменту Українського щита (УЩ). Матеріал згруповано за віковими інтервалами, що відповідають встановленим для УЩ епохам привнесення урану. Аналіз одержаної інформації дозволив визначити основні території розвитку ТТА, які контролюються зонами доугоїснюючих глибинних розломів, і показав зв'язок з етапами ТТА накопичення урану у верхній частині земної кори впритул до утворення родовищ за рахунок в основному глибинних джерел урану.

During realization of the geological-prognostical researches in SE "Kirovgeology" the map of tectonic-thermal activation (TTA) of the basement of the Ukrainian Shield (USH) is made. A material is grouped in the time intervals corresponding to established for USH epoch of uranium introducing. The analysis of the received information has allowed to define the main territories TTA controlling by zones of diagonal deep faults, and has shown connection with stages TTA of accumulation of uranium in the top part of an earth's crust down to formation of deposits for the account mainly of deep sources of uranium.

Вступ. У ході виконання геолого-прогнозних досліджень у КП "Кіровгеологія" складено карту тектоно-магматичної, або в ширшому розумінні, за В.А.Рябенком, тектоно-термальній активізації (ТТА) порід фундаменту УЩ. В її основу покладено матеріали, поміщені в "Каталогі изотопных дат" видання 1978 р., а також усі дані, одержані в КП "Кіровгеологія" та в наукових орга-

нізаціях колишнього СРСР, що з ним співробітничали, щодо визначення ізотопного віку радіоактивної мінералізації (147 об'єктів, близько 600 визначень), а також цирконів у породах термоізохронним методом. Часто відмічуваний за даними калій-аргонових визначень суттєво молодший вік порід або мінералів-індикаторів у них у конкретних точках відносно віку серій чи комплексів

© А.В.Кузьмін, В.А.Анісімов, О.Ф.Маківчук, В.А.Крюченко, 2004

сів, до яких вони відносяться, був інтерпретований як відображення впливу ТТА, що призвела до ізотопного омолодження їх унаслідок втрати частини аргону. Враховано також датовані масиви порід різного складу, що мають інтрузивно-магматичну природу, дайкові утворення і вулканіти фанерозойського віку [5, 6, 7]. Весь матеріал згруповано у вікових інтервалах, що відповідають встановленим для УЩ епохам привнесення урану і ендеогенного уранового рудоутворення (2850-2600, 2200-2100, 2100-1900, 1800-1550, 1200-800, 600-500, 400-300, 100 млн років та менше) [1].

Постановка проблеми. Таким чином, уранпродукуючі епохи виражені не лише урановою мінералізацією, але й термально переробленими (ізотопно омолодженими) породами та магматичними утвореннями. Сумісний аналіз цієї інформації дозволив визначити основні території розвитку ТТА різних епох, які часто мають складний телескопований характер і в цілому контролюються великими довгоіснуючими тектонічними зонами, а також уточнити історію накопичення і концентрації до промислових масштабів урану в породах фундаменту і роль у цьому активізаційних процесів.

Виклад. За даними свинцево-ізотопних досліджень, виконаних у "Кіровогеології", у фундаменті УЩ не встановлено суттєвого розповсюдження спеціалізованих на уран метаморфічних формацій. Навіть вуглецевмісні товщі, зокрема Західно-Інгупецької зони, Побужжя і південної частини Волинського блока, не виявляють первинного збагачення ураном. У процесі метаморфізму при переході від зеленосланцевої до гранулітової фації породи втрачали понад 60 % первинно накопиченого урану [3]. У них збереглася лише та частина урану, яка в основному ввійшла до складу акцесорних мінералів. Помітних концентрацій урану, що був винесений з глибоко метаморфізованих товщ, установити не вдалося, очевидно, з причини глибокого ерозійного зрізу цих утворень.

Палінгенно-анатектичне гранітоутворення в архей і ранньому протерозой, яке привело до формування порід плагіогранітоїдного ряду, в основному відбувалося "in situ" без значного переміщення і диференціації розплавів, що зумовило їхню загальну малу металогенічну перспективність. Ці гранітоїди характеризуються низькими концентраціями радіоактивних елементів (нижче половини кларку для кислих порід). У цілому перетворення метаморфітів в анатектити не привело до помітної зміни вмісту урану.

Концентрація радіоактивних елементів до трьох кларків для кислих порід і більше у формі акцесоріїв – ортиту, ториту, монациту, циркону – у фундаменті УЩ з'явилася в епоху 2850-2600 млн років у зв'язку з формуванням масивів мікроклінових гранітів мокромосковського та токівського комплексів за визначальної ролі кремній-калієвого метасоматозу. Дрібні прояви торій-уранової акцесорної мінералізації з ізотопним віком 2900-2700 млн років відомі в Братському синклінорії, західному та північно-східному обрамленнях Корсунь-Новомиргородського плутону, на Казанківському піднятті. Очевидно, це пов'язано з гранітоїдами, подібними до токівських чи мокромосковських, інтенсивно переробленими в процесі формування гранітоїдних комплексів у ранньому протерозой. Концентрації урану в пізньоархейських мікроклінових гранітах у ході подальшої екзогенної міграції послужили джерелом його при формуванні уранового зруденіння в базальних конгломератах і пісковиках скелюватської світи з ізотопним віком 2600-2400 млн років, а також обумовили збагачення ураном гнейсів тетерівської й росинсько-тикицької серій та чечелівської світи інгуло-інгулецької серії на локальних ділянках. У межах Дніпровського блока ці гранітоїди на тлі порід дніпропетровського та сурського комплексів мають

видглад прояву пізньоархейської протоактивізації. На решті території щита в цей час були впроваджені мафіт-ультрамафітові інтрузії деренюхінського, капітанівського, юрївського, девладівського та мангуського комплексів.

Стійке зростання концентрації урану і торію в породах фундаменту в 2-3 рази відносно метаморфітів і гранітоїдів палінгенно-анатектичного ряду пов'язано з регіональним кремній-калієвим метасоматозом у процесі формування палінгенно-метасоматичних гранітоїдів кіровоградсько-житомирського надкомплексу в епоху 2100-1900 млн років. З привнесенням калію в ході гранітоутворення пов'язана поява радіоактивної акцесорної мінералізації, у складі якої з розвитком процесу відмічається наростання мінеральних фаз, збагачених ураном (поява циртолиту й уранініту, падіння торій-уранового співвідношення в монацитах). Збагачені радіоактивними елементами пегматоїдні утворення з ізотопним віком 2000-1900 млн років достатньо широко розвинуті на всій території УЩ, особливо в межах Білоцерківського і Кіровоградського блоків. У заключну фазу гранітизації сформувалося зруденіння рідкісноземельно-торій-уранової формації у високотемпературних кремній-калієвих метасоматитах, яке дало дрібні родовища і розглядається як гідротермальне постгранітизаційне. На погляд більшості дослідників, джерелом урану в ході палінгенно-метасоматичної гранітизації й постгранітизаційного рудоутворення стали кризьмагматичні флюїди. Формуванню ранньопротерозойських палінгенно-метасоматичних гранітоїдів, очевидно, безпосередньо передувала тектонічна активізація, унаслідок якої глибинні розломи могли розкривати в земній корі раніш створені проміжні магматичні осередки, у результаті чого пов'язані з ними гідротермальні розчини обумовили розвиток жильно-штоковеркової уранової мінералізації віком 2100-2150 млн років.

З епохою 2100-2000 млн років пов'язано утворення локальних проявів ультраосновної лужної з карбонатами формації, найбільш вивчений чернігівський комплекс якої вміщує значну кількість акцесорної торій-уранової й власне уранової мінералізації. Ця формація розглядається як урановмісна, а підкорове походження її сумнівів не викликає. У період 2100-1900 млн років були сформовані алохтонні масиви ортит-сфенових гранітів салтичанського комплексу, а також інтрузії обіточненського, хлібодарівського, осницького, букинського, хмільницького і кишинського комплексів, причому граніти двох останніх комплексів збагачені ураном. Таким чином, кінець раннього протерозой ознаменувався не лише так званім калієвим вибухом і пов'язаним з ним регіональним привнесенням урану з глибин, а й активним розвитком інтрузивної діяльності з утворенням комплексу порід різної формаційної належності.

Наступний етап привнесення урану у верхню частину земної кори відбувся в епоху 1800-1550 млн років ТТА цієї епохи різною мірою проявлена на всій території УЩ, але пов'язане з нею промислове уранове зруденіння в середньотемпературних карбонатно-натрієвих метасоматитах, яке становить основу мінерально-сировинної бази урану України, відкрито лише в межах Кіровоградського блока. Багато дослідників [4] утворення цього зруденіння відносять до заключної фази ранньопротерозойського гранітоутворення і розглядають його, як результат витіснення великих мас натрію на фланги теплових куполів унаслідок високої активності калію. Разом з тим встановлено, що в цьому районі з моменту завершення формування зруденіння в кремній-калієвих метасоматитах інтенсивно проявилася ТТА, з якою пов'язано утворення Корсунь-Новомиргородського плутону і термальне омолодження гранітоїдів Новоукраїнського масиву. Унаслідок блокових рухів значна частина території перейшла на інший термо-

динамічний рівень формування тектонітів. Це виявилось в накладенні катакластичного метаморфізму з утворенням діафоритів альбіт-мусковіт-хлоритової субфації в зонах довгоіснуючих розломів на тектоніти, сформовані в режимі пластичної деформації в умовах амфіболітової фації. Ці діафорити не мають слідів привнесення ні натрію, ні урану, а петрохімічні розрахунки показали, що привнесення калію і кремнію в ході гранітизації Новоукраїнського антиклінорію не супроводжувалося зміною вмісту натрію. За рядом морфологічних і мінералого-петрографічних ознак ураноносні карбонатно-натрієві метасоматити накладені на діафорити. Вони розвинуті серед порід, для яких характерні як регіональне привнесення, так і винесення урану, різні ступені гранітизації й рівні вмісту урану в гранітоїдах. Це підкреслює автономний характер рудоутворюючих процесів, що мають наскрізь структурний вигляд. Накладення егіринових альбітитів на діафорити, а також наявність у "зонах пропарювання" фторапатиту і флюориту, що свідчить про привнесення урану у формі фторидних сполук, стійких при температурах вище 400°C, знаменують собою новий етап ендегенної активності з підвищенням температур і зміною типу лужності. Він відірваний від генетичної лінії формування постгранітизаційної уранової мінералізації на 100–150 млн років. Склад і будова тіл метасоматитів свідчать про те, що у рудоносних розчинів була відсутня фізико-хімічна еволюція, властива постмагматичним процесам. Ця особливість характерна для глибинних флюїдів. Виконані визначення ізотопного складу сірки, вуглецю і кисню метасоматитів Кіровоградського рудного району свідчать про суттєву роль глибинного джерела речовини [4]. У 80-ті рр. в ІГЕМ на матеріалах з ураноносності натрієвих метасоматитів Українського, Канадського і Балтійського щитів розроблена мантіїно-флюїдна модель формування їх у зв'язку із середньопротерозойською автономною ТТА. Як відомо, основним доводом проти ювенільного джерела урану вважається його низький вміст в основних і ультраосновних породах та сильно виражені літофільні властивості. Однак виконані в 70-х рр. дослідження [2] показали, що вміст літо- і халькофільних елементів у включеннях порід верхньої мантії в базальтоїдах та кімберлітах у середньому на 1-2 порядки вище, ніж вважалося раніше, а в продуктах кристалізаційної диференціації лужно-ультраосновної й лужно-базальтоїдної магм вміст торію, урану та інших літофільних елементів вищий, ніж у гранітоїдах.

На решті території щита ТТА цієї епохи, крім ізотопного омолодження порід і невеликої кількості уранопроявів, виражена розвитком інтрузій коростенського, корсунь-новомиргородського, реутівського, південнокальцицького, октябрьського, кам'яногомільського, пержанського і, очевидно, руськополянського комплексів, які характеризуються в цілому підвищеними концентраціями ура-

ну, а також численними дайками строкатого складу в межах усіх мегаблоків УЩ.

Ендегенне уранове зруденіння всіх пізніших епох (1200–800, 600–500 млн років та ін.) у межах УЩ і його схилів представлено жильно-штокверковим типом у породах різного складу та віку. У регіональному плані воно концентрується в зонах довгоіснуючих глибинних розломів і особливо у вузлах їхнього сполучення. ТТА в основному виражена в ізотопному омолодженні порід і розвитку уранової мінералізації, меншою мірою – проявами магматизму. У центральній і приазовській частинах щита відомі дайки з ізотопним віком 600–500 млн років [6], на стику Білоцерківського і Подільського блоків – релікти покривів ефузивів з віком від 750 до 400 млн років, ефузивні й екструзивні тіла різного складу герцинського віку встановлено в межах Кіровоградського і Приазовського блоків і, нарешті, утворення так званого болтиського комплексу – у північній частині Кіровоградського блока. За даними свинцево-ізотопних досліджень привнесення урану, особливо локальне, мало досить широке розповсюдження після завершення гранітоутворення в кінці раннього протерозою, однак методика розрахунку міграції, що застосовувалась, не дозволяє надійно судити про епоху, в якій вона (міграція) відбувалася. Цей недолік значною мірою заповнюється прямими визначеннями віку уранової мінералізації, які, зокрема, підтверджують часте телескопування ТТА різних епох на одних і тих же ділянках.

Висновки. Уранова мінералізація епохи 1200–800 млн р. встановлена на 45, а епохи 600–500 млн років – на 26 уранопроявах на всій території щита, крім Дністровського блока. Локальніше (22 уранопрояви) розвинута уранова мінералізація, пов'язана з герцинським та альпійським тектогенезом. Жильно-штокверковий тип зруденіння обумовлює локальний розвиток навколорудних низькотемпературних змін і первинних радіогеохімічних ореолів, що ускладнює його виявлення. Передбачається ювенільно-асиміляційне джерело рудної речовини з перевагою ювенільної складової і з деяким збільшенням вмісту у флюїдах урану за рахунок порід, збагачених ним у процесі гранітизації.

1. Анисимов В.А., Бакаржеев А.Х., Макеев О.Ф. и др. Этапы геологического развития и металлогенического районирования территории Украины по урану // Геол. журн. – 1996. – № 3-4. – С. 70-77. 2. Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // Геология рудных месторождений. – 1975. – № 4. – С. 43-50. 3. Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндегенного рудообразования. – К., 1972. 4. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Я.Н.Белевцев, В.Б.Коваль, А.Х.Бакаржеев и др. – К., 1995. 5. Каталог изотопных дат Украинского щита / Н.П.Щербак, В.Г.Злобченко, Г.В.Жуков и др. – К., 1978. 6. Кулиш Е.А., Земсков Г.А. Эпикратонная рудолокализация урана и рифей-фанерозойский рудогеоиз Украинского щита // Аспекты минералогии Украины: Сб. материалов. – К., 2000. – С. 236-240. 7. Рябенко В.А., Михицька Т.П. Рифей України. – К., 2000.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

В.Б.Коваль, д-р. геол.-мінералог. наук,
Г.Х.Димитров, канд. геол.-мінералог. наук,
М.М.Макаренко, канд. геол.-мінералог. наук

ПРОГНОЗУВАННЯ ПОШУКІВ УРАНОВОГО ЗРУДЕНІННЯ В ПІВДЕННО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА НА ОСНОВІ ВОДНО-ГЕЛІЄВИХ ЗЙОМОК

Проаналізовано результати водно-гелієвих зйомок, проведених у південно-західній частині Українського щита. Установлено просторовий збіг підвищеної концентрації гелію із зонами уранової мінералізації та ділянками золоторудних проявів. Вивчення кількісного зв'язку масштабів ураноносності та інтенсивності гелієвих аномалій показало, що між цими параметрами існує кореляційний зв'язок. За допомогою водно-гелієвої зйомки можна отримати додаткові матеріали, що характеризують приуроченість уранового зруденіння до певних структур, і намітити потенційно ураноносні площі.

Spatial coincidence helium heightened concentration with uranium mineralization zones and on the place gold-ore manifestations was established. The study of quantitative connectio intensity of helium anomalies showed that correlative connection are between these parameters. With the help of wateregelium serves it can be received additional facts which defined the connection uranium mineralization with definite structures and new potentially uranium-bearing areas can be outline.

Південно-західна частина Українського щита давно привертає увагу геологів як регіон, сприятливий для пошуку уранових родовищ. Ще наприкінці 40-х рр. співробітниками ВІМС (Москва) було визначено підвищені концентрації радіогенного свинцю в галеніті з центральних зон стягнень фосфоритів силурійських відкладів. В алювіальних відкладах р. Дністер відзначаються галька і пісок яшмоподібних порід, збагачених гематитом і гідрооксидами заліза, а також лусочки золота. Девонські відклади містять у собі мідисті піщаники і зони з рідкіснометалевою мінералізацією. Ці знахідки дають можливість припустити, що під чохлом силурійських і девонських відкладів, які перекривають породи докембрію, знаходяться комплексні уранові родовища типу Олімпік Дам (Австралія), для яких характерна рудна спеціалізація на уран, мідь, рідкісні елементи і залізо.

Гелієві й радонові аномалії підтверджують це припущення, але проведені геологічні дослідження поки не дали позитивних результатів. Причиною цього є товщі осадових порід, що перекривають докембрій, незначна кількість пробурених свердловин, слабка геофізична вивченість регіону і помилкова інтерпретація положення гелієвих і радонових аномалій при визначенні точок закладення свердловин. Взаємозв'язок, що спостерігається в земній корі, важких, радіоактивних елементів і природних газів (гелію і радону), не випадковий, він носить чітко виражений характер: усі гелієві геохімічні провінції виявляються, як правило, в уранових геохімічних провінціях [6]. При цьому, як відзначав ще В.І.Вернадський [1], можливі два напрями досліджень, що мають важливе наукове і практичне значення: перший – локальні аномально високі концентрації гелію для пошуків радіоактивних руд; другий – гелій будь-якого походження мігрує до поверхні по розламах, тому за аномальними концентраціями гелію можна судити про глибинні розлами земної кори. Судячи з накопиченого аналітичного матеріалу, ці два положення і мають стати оцінними критеріями пошуку уранових руд у Наддністрянщині.

Спираючись на загальні уявлення, варто враховувати, що метеорологічні зміни і добовий термальний та рослинний респіративний ефекти викликають помітніші варіації вмісту радону і гелію в ґрунтовому шарі, ніж в аномаліях, обумовлених рудними родовищами, що знижує ефективність визначень безпосередньо під час розшукових робіт. Цей недолік може бути відкоректовано шляхом використання "акумуляторів" – методів, за допомогою яких будуть вимірюватися кількості радону чи гелію, що надходять у ґрунт чи ґрунтовий газ за той чи інший період часу.

Виміри радону в ґрунтовому газі за допомогою виявлення альфа-випромінювання чуттєвою фотоплівкою або аль-електрометрії дозволяють вирішувати цю задачу.

Період напіврозпаду ^{222}Rn – 38 діб (дочірній продукт ^{238}U). Це означає, що радон, який відокремився від похованого уранового родовища, має мігрувати в ґрунт протягом 20 діб, чи близько цього, щоб можна було виявити його аномалії. Для прискорення міграції потрібні відкриті тріщини. У зв'язку з цим гелієва зйомка може бути навіть кориснішою за радонову. Гелій не піддається, як радон, обмеженню в часі й шляху міграції, оскільки є інертним газом, тому, відокремившись від уранового родовища, може переміщатися на великі відстані. Модельні варіанти показують, що для правильного тлумачення аномалій необхідно враховувати співвідношення радону і гелію в газовій фазі ґрунтового шару, що прив'язуються до візерунка тектонічних структур докембрійського фундаменту.

Геологічні дослідження показують, що основними рудоконтролюючими структурами є субмеридіональні ранньопротерозойські рифтові зони – немирівсько-воронківсько-страшенська і трактемирівсько-ядловсько-тальновсько-фрунзівська, які січуться рифей-вендським дністровським палеорифтом [2–5].

На схід від Молдовського (Реутського) масиву рапаківіподібних крупноовоїдних біотит-амфіболових гранітів установлені наступні субмеридіональні розломні зони, що складаються з декількох субпаралельних розломів ранньопротерозойського закладання: Сорокинська, Воронківсько-Страшенська, Каменська і Рибницька, які перетинаються субширотними і північно-західними розломними зонами пізнішого закладання. На захід від Молдовського масиву виділяється Староушицько-Бричанська субмеридіональна зона розломів. Найвищі концентрації рудних мінералів, графіту, бариту, флюориту тощо гелію і радону зустрінуто у вузлах перетину зазначених розломних зон – Русаво-Сорокинському, Воронково-Косницькому, Каменському, Рибницькому.

По глибинних нижньопротерозойських і січних до них рифей-вендських рифтогенних розломах піднімалися у верхні шари високотемпературні розчини, що сприяли вивільненню гелію, підйому його у верхні розущільнені шари і, як наслідок, утворенню гелієнасиченої області. Оскільки підземні води нижче свого рівня заповнюють весь вільний тріщинно-поровий простір, то мігруючий з надр гелій обов'язково має пройти через водний бар'єр, і його концентрація буде вищою там, де висхідний потік сильніший.

Багаторічними гідрогеохімічними дослідженнями геологів КП "Кіровогеологія" на території південного заходу України і частково Молдови виявлено 646 гелієвих аномалій, проаналізовано понад 70 тис. водяних проб зі свердловин, побутових колодязів і джерел.

Основну частину гелієвих ореолів, у тому числі з концентрацією гелію в підземних водах, вищих $25000 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{л}$ (що більш ніж у 5 тис. разів перевищує його фоновий вміст), виявлено на південно-західному схилі УЩ, в основному на території Молдови.

Площові розміри виявлених аномалій гелію дуже великі (десятки квадратних кілометрів). Більша частина виявлених гелієвих аномалій з ураганими концентраціями гелію від 25000×10^{-5} до $3000000 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{л}$ приурочені до центральної частини Дністровської рифтогенної структури, тобто Дністровського палеорифту.

У безпосередній близькості від гелієвих аномалій виявлені уранові прояви, які фіксуються також радіогідрогеохімічними спостереженнями. Радіоактивні аномалії виявлені як у верхньому, так і нижньому водоносному комплексі. Фоновий вміст урану в воді становить $3,2 \times 10^{-6} \text{ г/л}$, радону – 9,7 еман, гелію – $5 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{л}$.

Для ілюстрації взаємин гелієвих, урано-радонових і урано-радоново-гелієвих аномалій наведемо кілька прикладів.

Аномальний вміст радіоактивних елементів виявлено в с. Нова Татарівка: урану – $8 \times 10^{-6} \text{ г/л}$, радію – $3 \times 10^{-11} \text{ г/л}$, радону – 24 емана, гелію – $25000 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{л}$. У водах верхньопротерозойського водоносного комплексу (сорокинські шари каменської світи) виявлено ряд уранових аномалій із вмістом урану в воді від $6,5 \times 10^{-6} \text{ г/л}$ до $1 \times 10^{-4} \text{ г/л}$, що фіксують тектонічні вузли в районі сіл Атаки, Волчинець, Стара Ушиця.

У с. Ожево виявлено аномалію в зоні Немирівського розлому із вмістом урану $3,3 \times 10^{-6} \text{ г/л}$, радону – 42 емана, гелію – $6160 \times 10^{-5} \text{ см}^3/\text{л}$; води високомінералізованої – (2,9 г/л) з pH = 7,6 хлоридно-натрієвого складу.

У районі Чапаєвського рудопроаяву урану виявлено три радіогідрогеохімічних аномалій із вмістом урану 5×10^{-6} г/л – 4×10^{-5} г/л, радію – $n \times 10^{-12}$ – 8×10^{-11} г/л, радону – 18 еман.

Підвищений інтерес викликає Сорокинська група радіогідрогеохімічних аномалій, виявлених у східному контакті Молдовського масиву рапаківіподібних гранітів у Сорокинському вузлі перетину розломів. Аномалії спостерігаються по всьому розкритому свердловинами розрізу в породах кристалічного фундаменту, у відкладах венду і крейди. Вони характеризуються концентраціями урану 8×10^{-6} – $4,8 \times 10^{-5}$ г/л, радію до $2,4 \times 10^{-11}$ г/л і високоаномальними концентраціями гелію 44000×10^{-5} – 120000×10^{-5} см³/л.

У водах Сорокинських аномалій визначено підвищений вміст фтору, аміаку, молібдену, літію, цинку, стронцію, барію, лантану.

З огляду на високі концентрації радіоактивних елементів, широке площове їх поширення, наскрізний характер аномалій по розрізу, високу гелієнасиченість Сорокинської ділянки, її можна віднести до перспективної для постановки розшукових робіт з метою виявлення промислових концентрацій уранових руд.

У Воронково-Косницькому вузлі перетину нижньо-протерозойської субмеридіональної рифтогенної Немирівсько-Воронківсько-Страшенської розломної зони і рифей-вендської Дністровської рифтогенної зони північно-західного простягання при бурінні оцінних свердловин на уран і залізо виявлені численні радіоактивні аномалії інтенсивністю до 1550 мкр/год і високоінтенсивні гелієві аномалії з ураганим вмістом гелію до 800000×10^{-5} см³/л, радону до 400 еман. Радіоактивні аномалії викликані присутністю в породах уранових і торієвмісних мінералів. Порооди, що несуть торій-уранову мінералізацію, інтенсивно катаклазовані, брекчійовані, змінені як ранніми гідротермальними метасоматичними процесами, так і пізнішими гіпергенними процесами аргілізації гранітоїдів. Поряд з гранітоїдами рудне навантаження несуть змінені карбонат-піроксен-скаполітові скарноїди. Останні сильно збагачені сульфідами. Радіоактивна мінералізація характеризується переважним вмістом урану і представлена кофінитом і кофінітоподібним мінералом, рідше уранофаном.

В осадовому чохла над описаними тектонічними зонами спостерігаються аномальні концентрації золота до 3,8 г/т, свинцю (%) – 1-5, цинку до 0,8, міді до 0,07, нікелю до 0,01, молібдену до 0,03; з нерудних виявлено до 9,8 фтору і барію до 1,0. На Сорокинській ділянці виявлено 25 проявів золота у фундаменті із вмістом від 0,03

до 4 г/т. На цій же ділянці спостерігається і підвищений вміст платини та паладію (3×10^{-5} %).

За модельними варіантами і геологічними даними в південно-західній частині Українського щита найперспективніші Сорокинський і Воронково-Косницький тектонічні вузли. Можна стверджувати, що локальні ореоли високого вмісту гелію, які ускладнюють регіональні гелієві поля, несуть інформацію про масштаб родовищ урану. При цьому масштаби родовищ і інтенсивності ореолів гелію зв'язані з підвищеною проникністю рудовмісних тектонічних зон.

При подальшому розвитку гелієвого методу основну увагу необхідно направити на розробку методики інтерпретації й оцінки гелієвих аномалій, уточнення кореляційних зв'язків між гелієм і радоном.

Головна перевага гелієвого методу – це глибинність, що дозволяє виділити як перспективні площі, так і можливі рудоносні структури. Однак результати, отримані гелієвим методом, не можуть інтерпретуватися однозначно через високу міграційну здатність гелію, унаслідок чого його джерела можуть знаходитися на великих глибинах, а також через можливість формування вторинних скупчень гелію в сприятливих умовах осадової оболонки земної кори.

На завершення необхідно зазначити, що всі типи зруденіння урану, золота, рідкісних елементів, виявлених на Українському щиті, приурочені до єдиних металогенічних поясів, що збігаються з глибинними розломами. Ці ж утворення контролюються зонами підвищеної й високої проникності, аномаліями гелію високої інтенсивності, приуроченими до великих структурних вузлів, у межах яких у тих чи інших масштабах розвиваються всі типи перерахованих родовищ.

1. Вернадский В.И. Очерки геохимии. – М., 1934.
2. Вербицкий В.Н., Комаров А.Н., Димитров Г.Х. Оценка потенциальной ураноносности структурно-стратиграфических несогласий в докембрии западной части Украинского щита // Докл. АН Украины. Сер. Б. – 1997. – № 12. – С.110-113.
3. Димитров Г.Х. Геодинамические обстановки в докембрии юго-западной части Украинского щита – основа металлогенических прогнозов // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. – К., 1993. – С.227-239.
4. Димитров Г.Х., Коваль В.Б., Няга В.И. Геологические предпосылки обнаружения рудопроявлений золота и редких металлов в Среднем Приднестровье // Минералог. журн. – 1997. – № 4. – С.71-78.
5. Димитров Г.Х. Геолого-геохимические особенности ураноносных горизонтов Воронково-Косницкой группы радиоактивных аномалий (Среднее Приднестровье) // 36. научных работ ДНЦ РНС. – К., 2000. – Вып. 2. – С.182-189.
6. Осипов Ю.Г., Яницкий И.Н. Некоторые особенности формирования зон регионального гелиенакопления // Геохимия. – 1996. – № 1.
7. Роджерс Дж. Гелиеносные природные газы. – М.; Л., 1935.

Надійшла до редколегії 01.12.2003 р.

УДК 552.331.1:553.493.5](477)

Л.С.Галецький, д-р. геол.-мінералог. наук,
С.П.Кириченко, мол. наук. співроб.
В.А.Колосовська, ст. наук. співроб.

РІДКІСНОМЕТАЛЕВІ РУДНІ ФОРМАЦІЇ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Територія України є значним рідкіснометалевим регіоном, а її основна докембрійська структура – Український щит (УЩ) віднесена до низки потужних рідкіснометалевих провінцій світу. Виконано металогенічний аналіз рідкіснометалевого зруденіння УЩ та складено "Карту рідкіснометалевого зруденіння Українського щита". Виділено 22 рідкіснометалеві рудні формації, які представлені рядом родовищ і рудопроаявів берилію, цирконію, рідкісних земель, літію, ніобію, танталу, скандію та інших металів.

Ukraine is well known rare metal region, and its main Precambrian structure – the Ukrainian shield is powerful rare metal provinces in the world. Metallogenic analysis on rare metal within the Ukrainian Shield and the map of rare metal within the Ukrainian shield" were realized. There are 22 rare metal ore formations which are include deposits of beryllium, zirconium, rare earth, lithium, niobium, tantalum, scandium and other metals.

Територія України – рідкіснометалевий регіон, а її основна найдавніша геологічна структура – Український щит відноситься до числа значних рідкіснометалевих провінцій світу.

Виконано металогенічний аналіз рідкіснометалевого зруденіння УЩ зі складанням "Карти рідкіснометалевого зруденіння Українського щита, масштабів 1:500000 (робочий варіант) і 1:1500000 (виданий варіант)". На

карті винесено родовища, рудопрояви і точки підвищеної мінералізації рідкісних металів (Be, Ta, Nb, TR, Zr, Li, Sc та ін.), відображено їхню генетичну і рудноформаційну належність, показано зв'язки з визначеними структурно-формаційними зонами і геологічними формаціями. Виконано металогенічне районування території УЩ з відображенням часової послідовності зрудення. Виділено мегазони і зони тектоно-магматичної активізації, що являють собою найпродуктивніші рудоконцентруючі структури (див. рисунок) [1, 2, 3].

Основні геологічні й металогенічні події розглянуто на фоні становлення й еволюції земної кори. Для кожної стадії розвитку земної кори характерні певні типи структур [4].

Архейська металогенічна епоха відрізняється слабкими диференційованістю і розчленуванням земної кори. У пізньому археї починається відокремлення лінійних прогинів, западин, закладення зон глибинних розломів. Характерними для цієї епохи є рідкісноземельні (ортитові) метасоматити (базавлукіти, токіти).

Ранньопротерозойська металогенічна епоха характеризується розвитком рухливих поясів, різного роду прогинів. У зв'язку з натрій-калієвими і калієвими гранітами поширились рідкіснометалеві пегматити, розвинуті в трогових западинах, екзо- й ендоконтактах масивів сублужних гранітів, у лінійних тектоно-метасоматичних зонах розвинуто комплексне рідкіснометалеве зрудення.

Пізнньопротерозойська металогенічна епоха характеризується високою рідкіснометалевою рудною продуктивністю. Кінець раннього – початок пізнього протерозою ознаменувалися формуванням великих вулканоплутонічних поясів, магматичних структур, кільцевих масивів лужних і нефелінових сієнітів з комплексним рідкіснометалевим зруденням.

У стадію пізньої активізації помітний розвиток одержали лінійні зони тектоно-метасоматичної активізації з апогранітами, лужними метасоматитами, грейзенами, які несуть фтор-рідкіснометалеву мінералізацію.

Особливий інтерес являють виділені мегазони активізації – великі структурні лініаменти, що мають нерідко трансрегіональний (наскрізний) характер. Наприклад, Центральна-Українська зона контролює фтор-рідкіснометалеве зрудення УЩ, а також ртутне і золотополіметалеве зрудення Карпат і Донбасу; Хмельницька – рідкісноземельне, уран-рідкісноземельне зрудення. Найпродуктивніше зрудення розвивається у вузлах перетину порушень різних напрямків, переважно північно-західного і субмеридіонального. Горинсько-Пержанська і Приазовсько-Курська мегазони контролюють рідкіснометалеві лужні формації. Ці структури відрізняються високою рудною продуктивністю і за своїм характером можуть бути віднесені до типу рудоконцентруючих.

Таким чином, металогенічні особливості регіону визначаються як еволюційною історією становлення геоблоків і поділяючих шовних зон, так і трансблоковими зонами активізації, що мають накладений, наскрізний характер.

У межах Українського щита виділено 22 рідкіснометалеві рудні формації (див. таблицю). Родовища і рудопрояви цих формацій утворилися в основному у зв'язку з гранітоїдним і лужним магматизмом, пегматоутворенням і метасоматичними процесами в умовах крупних лінійних тектонічних зон. Виділено також низку формацій у зв'язку з рудоносними кораами вивітрювання, розсипами.

Виділені рудні формації мають такі характерні риси:

Берилієносних лужних (польовошпатових) метасоматитів розвинена в лужних гранітах і метасоматитах Суца-

но-Пержанської зони (Пержанське родовище берилію). Рудний породний комплекс включає сидерофілітові, арфведсонітові, рибекітові та егіринові лужні-сублужні граніти та різноманітні лужні метасоматити з фенакіт-гентгельвіновою, гентгельвін-даналітовою, каситерит-колумбіт-танталітовою мінералізацією (мінеральний тип – фенакіт-гентгельвіновий з каситеритом і колумбітом). Власне гентгельвін поширений в ранніх високотемпературних польовошпатових метасоматитах, гентгельвін-даналіт – у жиллоподібних тілах кварцових метасоматитів із сульфідами та в альбітитах з адуляром.

Рідкіснометалевих (рідкісноземельних) гранітів розвинена в межах Пержанського рудного поля. З рідкіснометалевими гранітами пов'язана розсіяна мінералізація фенакіту, каситериту, колумбіту, танталіту (рудопрояви Сирницький, Кованський). У деяких випадках їхній вміст досягає промислових концентрацій. Граніти є також постачальниками рідкіснометалевих мінералів у розсипи кори вивітрювання (каситеритові, каситерит-колумбітові).

До рідкіснометалевих гранітів можна віднести Лізницький масив гранітів, а також метасоматично змінені граніти західної крайової частини Мухарівського, Токарівського, Киселівського і Руськопольського масивів, масиви порід біотит-кварц-мікропертитового, аляскітового, лужно-польовошпатового складу в південно-західному обрамленні Коростенського плутону (Красногірсько-Житомирська металогенічна зона (МЗ), Лугівський рудопрояв), малі інтрузії двослюдяних лужних гранітів і жильні тіла топазоносних онгонітів (Катеринівський, Кам'яномогильський, Стародубівський рудопрояви).

Рідкісноземельні граніти представлені в межах Токівського масиву жильними тілами монацитоносних лейкогранітів, тісно пов'язаних з рожевими аплітопегматитами з накладеним лужним метасоматозом. У складі формації рідкісноземельних гранітів відомі й алохтонні масиви гранітів (Салтичанський та ін.), що містять 0,2–2 % ортиту. До цього типу відносять і багаті рідкісноземельні руди, представлені ортититами Анадольського рудопрояву. Тут виділяються флюорит-апатит-ортитові, амфібол-апатит-ортитові, кварц-ортитові, власне ортитові ("ортитити") і складніші за мінеральним складом різновиди метасоматитів. Встановлено рудний парагенезис ортиту з цербаєстезитом, церитом, апатитом, флюоритом. Він є типоморфним і для деяких типів руд унікальних рідкісноземельних родовищ світу: Баюнь-Обо (КНР), Маунтін Пас (докембрії Каліфорнії), а також марганець-залізородних метаморфогенних родовищ (із TR, P, F) Бастнес та Естамоссен лептитової формації докембрію Швеції.

Фтор-рідкіснометалево-рідкісноземельні в лужних сієнітах представлена середніми за розмірами масивами лужно-польовошпатових сієнітів, малими інтрузіями лужних арфведсонітових, рибекітових та егіринових сієнітів. Еталонами для УЩ є нижньопротерозойські – Яструбецький масив (Яструбецьке родовище) на північному заході й Азовський масив (родовище Азовське) в Приазов'ї, з якими пов'язані нові геолого-промислові типи рідкісноземельно-цирконієвих руд. Рудні парагенезиси представлені брітолитою і цирконом, бастезитом, синхізитом, TR-апатитом у разі широкого розвитку флюориту.

Рідкіснометалева в нефелінових сієнітах представлена зруденням Малотерсянського та Октябрського лужних масивів на Приазов'ї (родовище Мазурівське).

Руди Октябрського масиву – комплексні пірохлорцирконові. Разом з пірохлором і цирконом у великій кількості присутні також ферсміт (ферсмітизований пірохлор), ільменорутит, колумбіт.

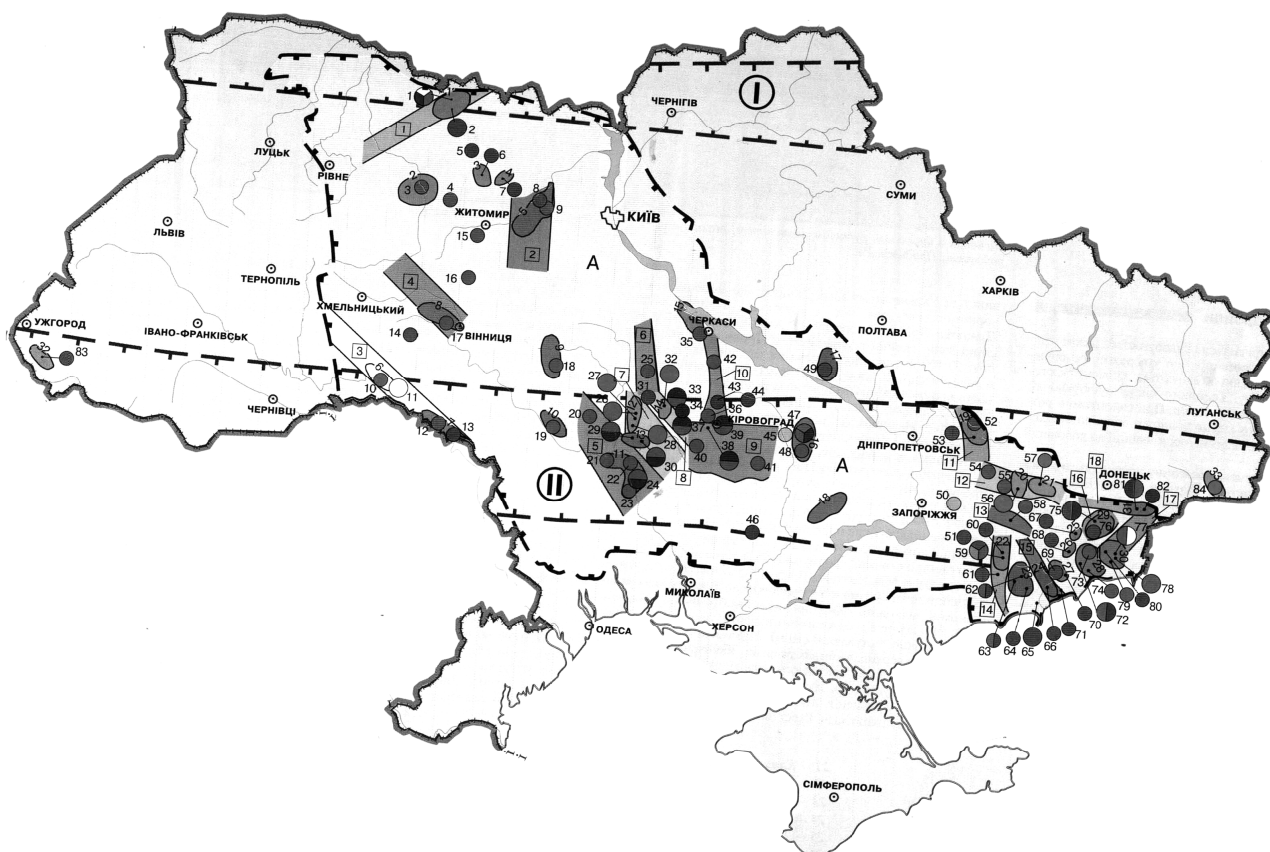


Рис. Карта рідкісних металів України. М-б 1:5 000 000

Умовні позначення

● Рудне, рудоносне поле та його номер. ● Родовища; ● Рудопрояви.

Рудні*, рудоносні поля, їхня спеціалізація: 1 – Пержанське* (Be, Ta, Nb, TR), 2 – Новоград-Волинське (Nb, Ta, Rb, Cs), 3 – Володарськ-Волинське* (Be, Li, Sc), 4 – Лізниківське (Be, Rb, Li), 5 – Коростишівське (Ta, Nb, Rb, Li), 6 – Бахтин-Ставанське* (fl, Li), 7 – Кам'яно-Сороцьке (Be, Nb, TR), 8 – Миколаївсько-Голосківське (TR, Zr), 9 – Чапаївське (TR), 10 – Соломийське (TR), 11 – Корабельне* (TR, U), 12 – Станкуватське* (Li, Ta, Nb, Be), 13 – Лозоватське (TR), 14 – Полохівське* (Li, Ta, Nb), 15 – Руськополянське (Nb, Ta, TR), 16 – Жовторіченське* (Sc, U, TR, Zr, Li), 17 – Комендантівське (Ta, Nb, Li), 18 – Токівське (TR), 19 – Малотерсянське (Nb, Ta, TR), 20 – Шевченківське* (Li, Ta, Nb), 21 – Федорівське (Li, Ta, Rb, Cs), 22 – Новоуполтавське* (Nb, TR, ap), 23 – Єлисейське (TR, Ta, Nb), 24 – Південно-Сорокинське* (Ta, Nb, Li, Rb, Cs), 25 – Катеринівське (Nb, Ta, TR, Li), 26 – Кам'яномогильське (Nb, Ta, Li), 27 – Стародубівське (Nb, Ta, TR), 28 – Південно-Кальчицьке (TR, Zr, fl), 29 – Мазурівське* (Nb, Ta, Zr), 30 – Петрово-Гнупівське* (TR, fl), 31 – Покрово-Киріївське (Be, TR, Nb, fl), 32 – Біганське* (Ge), 33 – Нагольне (Li)

Родовища*, рудопрояви, (номер, назва, їхня спеціалізація):

1 – Яструбецьке (TR, Zr, fl), 2 – Пержанське* (Be), 3 – Новоград-Волинське (Nb, Ta, Rb, Cs), 4 – Луговське (Nb, TR, Ta), 5 – Омельнівське (Be, Ta, Nb), 6 – Володарськ-Волинське* (Be, Li, Nb), 7 – Лізниківське (Be, Rb, Li), 8 – Раївське (Ta, Nb), 9 – Толстовське (Nb, Rb), 10 – Ставанське (Li, fl), 11 – Бахтинське* (fl), 12 – Сороцьке (Nb, Be), 13 – Кам'янське (Be, Nb, Ta), 14 – Ровське (TR, Zr), 15 – Гнилоп'ятське (TR), 16 – Постолівське (TR), 17 – Майдан-Голосківське (TR, Zr), 18 – Чапаївське (TR), 19 – Соломийське (TR), 20 – Голованівське (TR), 21 – Первомайське (TR), 22 – Корабельне (TR), 23 – Костянтинівське (TR), 24 – Південне* (TR, U), 25 – Михайлівське (TR), 26 – Станкуватське* (Li, Ta, Nb), 27 – Липнязьке* (Li, Ta, Nb), 28 – Надія* (Li, Ta, Nb), 29 – Лозоватське* (TR, U, Th), 30 – Калинівське* (TR, U, Th), 31 – Мостове (Ta, Be), 32 – Полохівське* (Li, Ta, Nb), 33 – Новокосянтинівське* (U, TR), 34 – Ульянівське (U, TR), 35 – Руськополянське (Nb), 36 – Осикуватське (TR, Zr, fl), 37 – Докучаївське* (U, TR), 38 – Северинівське* (U, TR, Zr), 39 – Лелеківське* (U, TR), 40 – Трудолюбівське (TR, U), 41 – Долинське (TR), 42 – Тимошівське (TR, U), 43 – Зеленогайське (Be), 44 – Знаменське (Be, TR, U), 45 – Олександр-Мар'ївське (Rb, Cs), 46 – Новоукраїнське (Be, Ta, Nb), 47 – Жовті Води* (Sc, U, TR), 48 – Північно-Ганнівське (TR, Zr), 49 – Комендантівське (TR, Nb, Li), 50 – Кирпотинське (Cs, Rb), 51 – Щербаківське (Nb, Ta), 52 – Малотерсянське (Nb, Ta, Zr, TR), 53 – Новопавлоградське (Nb, Ta, TR), 54 – Чаплинське (TR), 55 – Олексіївське (TR), 56 – Шевченківське* (Li), 57 – Федорівське (Li), 58 – Малинівське (TR, U), 59 – Новоуполтавське* (Nb, TR, ap), 60 – Ульянівське (Nb, Ta), 61 – Бегим-Чокрацьке (Nb, TR, ap), 62 – Андріївське (TR, Ta, Nb), 63 – Єлисейське (TR, Ta, Nb), 64 – Олексіївське (Ta, Nb), 65 – Крута Балка* (Ta, Nb, Li), 66 – Блакитні Скелі (Ta, Nb), 67 – Катеринівське (Ta, Nb), 68 – Кам'яномогильське (Ta, Nb), 69 – Стародубівське (Ta, Nb), 70 – Стародубівський розсип (Ta, Nb), 71 – Комишуватське (Ta, Nb), 72 – Азовське* (TR, Zr, Nb), 73 – Могила Серединівка (TR, Zr, Nb), 74 – Могила Сторожова (TR, Zr, Nb), 75 – Мазурівське* (Nb, Zr), 76 – Калино-Шевченківське (Nb, Ta, Zr), 77 – Петрово-Гнупівське* (TR, fl), 78 – Пищовик* (TR), 79 – Павлопільське-Дружба (TR), 80 – Кальміуські розсили (Ta, Nb), 81 – Покрово-Киріївське* (Be, TR), 82 – Кумачівське (Be, TR, Nb), 83 – Біганське* (Ge), 84 – Крокодил (Li).

Мегазони активізації: ① I – Північно-Українська; II – Центрально-Українська; III – Південно-Українська.

Таблиця. Рідкіснометалеві рудні формації Українського щита

№	Рудна формація	Мінеральний тип
1	Берилієносних лужних (польовошлатових) метасоматитів	Фенакіт-гентгельвіновий з каситеритом і колумбітом
2	Рідкіснометалевих (рідкісноземельних) гранітів	Каситерит-колумбітовий з фенакітом Ксенотим-колумбітовий, колумбітовий Пірохлор-колумбітовий Ортитовий Ксенотим-монацитовий
3	Фтор-рідкіснометалево-рідкісноземельна в лужних сієнітах	Флюорит-ітробастнезит-бритоліт-цирконовий, Флюорит-бритоліт-цирконовий Пірохлор-цирконовий
4	Рідкіснометалева в нефелінових сієнітах	Пірохлор-цирконовий, колумбітовий
5	Фтор-карбонат-рідкісноземельна в граносієнітах	Флюорит-бастнезит-паризитовий, флюорит-ортитовий
6	Торій-уран-рідкісноземельних біотит-мікроклінових метасоматитів	Уранініт-монацит-ксенотимовий, монацит-ксенотимовий
7	Рідкіснометалевих (рідкісноземельних) мікроклін-альбітових пегматитів	Танталіт-колумбітовий Танталіт-колумбітовий із сподуменом Хризоберил-петаліт-сподуменовий з тантало-ніобатами Уранініт-каситерит-колумбіт-танталітовий, уранініт-ксенотимовий Пріорит-самарскіт-бетафітовий Тапіолітовий Монацитовий
8	Кришталєво-моріонових камерних пегматитів	Берил-топаз-моріоновий
9	Цезій-рубідієносних слюдитів	
10	Рідкіснометалева скарнова	Берилловий Берил-пірохлоровий
11	Фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометалева в карбонатах	Апатит-гатчетоліт-фергусонітовий; монацит-церит-фергусонітовий Пірохлор-колумбіт-цирконовий
12	Рідкіснометалево-рідкісноземельна в лейкогранітах	Циркон-монацитовий, монацитовий, ксенотимовий
13	Рідкіснометалево-рідкісноземельна в гранітах рапаківі	Монацит-ксенотимовий, ксенотим-цирконовий Танталіт-колумбітовий, колумбітовий, берилловий
14	Уран-ванадій-скандієва в егірин-акмітих	Егірин-акмітовий
15	Уран-рідкісноземельно-цирконієва в альбітих	Малакон-апатитовий
16	Скандієносних ультрабазитів, базитів	
17	Рідкіснометалева в корі вивітрювання	Каситерит-колумбітовий
18	Рідкісноземельна в корі вивітрювання	Монацитовий, ксенотимовий Черчит-рабдофанітовий
19	Фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометалева в корі вивітрювання	Флоренсит-апатит-фергусоніт-гатчетолітовий
20	Літєносних аргілізитів у пісковицях	Кукеїтовий, донбаситовий
21	Рідкіснометалевих і рідкісноземельних розсипів	Каситерит-колумбітовий Ксенотимовий Монацитовий
22	Фтор-карбонат-рідкісноземельно-рідкіснометалева у вулканітах	Колумбіт-бастнезит-монацит-бертрандит-бавенітовий

Фтор-карбонат-рідкісноземельна в граносієнітах відноситься до перспективних церієвоземельних формацій докембрію. З нею просторово і генетично пов'язані родовища і рудопрояви Кальміуської зони (Петрово-Гнупівське та ін.). Тип мінералізації – флюорит-флюоцерит-паризитовий, флюорит-бастнезит-паризитовий. Зруденіння локалізується в крутопадаючих флюорит-карбонатних тілах, що залягають серед фенітизованих граносієнітів.

Торій-уран-рідкісноземельних біотит-мікроклінових метасоматитів розвинена в західному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону (Звенигородська МЗ) і на Побужжі. Тут виявлено низку уранових об'єктів, що знаходяться всередині широкого і протяжного ореола аномальних концентрацій ітрію та лантанодів.

Рудними мінералами є монацит і ксенотим, частина рідкісних земель концентрується в апатиті (мінеральний тип – уранініт-монацит-ксенотимовий).

Рідкіснометалевих (рідкісноземельних) мікроклін-альбітових пегматитів. Рудні утворення цієї формації пов'язані з гранітовою, мігматитовою, апліто-пегматоїдною і гранітоїдною лужною геологічними формаціями, розвиненими на всій площі щита. Пегматити УЩ можна поділити на такі типи: рідкіснометалеві заміщені мікроклін-альбітові та альбіт-сподуменові, рідкісноземельні, слюдоносно-керамічні.

Рідкіснометалеві заміщені пегматити представлені наступними рудними типами:

- танталіт-колумбітовим із сподуменом (Кочерівське, Петроострівське, Комендантівське, Південно-Сорокинське рудоносні поля);
- хризоберил-петаліт-сподуменовим із фосфатами і тантало-ніобатами (Полохівське, Станкуватське, Шевченківське рудні поля);

- уранініт-каситерит-колумбіт-танталітовим (рудояви Вись, Мостове, Копанка) пріорит-самарскіт-бетафітовим (Єлисеївське пегматитове поле);

Кришталєво-моріонових камерних пегматитів (Володарськ-Волинське рудоносне поле), генетично пов'язані з інтрузіями гранітів рапаків Коростенського й Корсунь-Новомиргородського плутонів. Продуктивні топазо-моріонові й кришталєносні пегматити з бериллом, фенакітом, Li-слюдами, зазвичай мають штокоподібну та лінзоподібну форму, сконцентровані в зоні контакту гранітів рапаків з габро-анортозитами.

Цезіє- та рубідієносні слюдити (гідротермально-метасоматична формація) виявлені на Приазов'ї і Придніпров'ї, у північно-західних бортах Конкського і Білозірського синклініоріїв. Представлені пластовими тілами біотитизованих, мусковізованих і флогопізованих порід конкської серії з прожилками та окремими прошарками слюдитів, що містять підвищені концентрації рідкісних лугів. У Західному Приазов'ї слюдитову формацію рідкісних лугів виявлено в Сорочинській зоні у вигляді холмківистих ослюдених ультрабазитів і біотит-флогопітових слюдитів зовнішньої оторочки рідкіснометалевого пегматитів (Крута Балка, Голубі Скелі та ін.) і безпосередньо в пачках біотитових сланців осипенківської світи.

Рідкіснометалева скарнова. На УЩ рідкіснометалеві скарни виявлені в центральній частині подільської металогенічної зони в екоконтактовій частині Молдавського масиву сублужних гранітів, у південній частині Канківської зони.

Скарни приурочені до контакту апліто-пегматоїдних гранітів і карбонатних порід. За складом виділяють діопсид-воластонітові, діопсид-скаполітові різновиди, які характеризуються олов'яно-вольфрамовою і рідкісноземельно-рідкіснометалевою (берилієвою) спеціалізацією. У складі формації виділяються берилловий та берилл-пірохлоровий мінеральні типи.

Фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометалева в карбонатитах представлена Новоуполтавським родовищем і Бегим-Чокрацьким проявом (Чернігівська МЗ). Продуктивний чернігівський комплекс являє собою протяжну (понад 14 км) складно-зональну смугу розвитку нижньопротерозойських високотемпературних глибинних лужних метасоматитів, серед яких поширені карбонатити з апатитовою (повсюдно) та апатит-рідкіснометалевою мінералізацією. Рідкіснометалева мінералізація в породах комплексу поширена повсюдно, але зазвичай носить акцесорний характер. Лише в північній розширеній частині структури, в апатитовмісних карбонатитах, розвинені у досить високих концентраціях мінерали ніобію та рідкісних земель.

Виділяють декілька асоціацій рідкіснометалевих мінералів:

- гатчетолітову з бадделітом у кальцитових карбонатитах;
- монацит-церит-фергусонітову в кальцитових і доломіт-кальцитових карбонатитах;
- пірохлор-колумбітову з цирконом у карбонатизованих фенітах;
- пірохлор-цирконову в силікатних лужних породах.

Рідкіснометалево-рідкісноземельна в лейкогранітах представлена лінзоподібними тілами пегматоїдних гранітів серед гранатових мігматитів і біотитових гранітів, а також жильними тілами лейкогранітів з накладним лужним і Mg-Fe метасоматозом (Сабарівський, Миколаївський, Майдан-Голосківський рудопрояви).

Перспективними є монацитові лейкограніти потужністю 20–40 м, витримані за простяганням і на глибину, зближені групи жил на контактах чарнокитів і чу-

дново-бердичівських гранітів. Рудний тип – циркон-монацитовий, монацитовий.

Рідкіснометалево-рідкісноземельна в гранітах рапаків представлена на УЩ в Коростенському та Корсунь-Новомиргородському плутонах. У пізніх фазах рапаків-гранітів з підвищенням кременекислотності, калієвості, фтористості концентрації ітрію, берилію сягають значень вище кларкових.

У зонах контактів гранітів та габро на плутоні широкий розвиток отримали пегматитові тіла, аплітоподібні граніти, зони грейзенізації й окварцювання, для яких характерна олов'яно-рідкіснометалева спеціалізація. Рудна формація представлена монацит-ксенотимовим, танталіт-колумбітовим мінеральними типами.

Уран-ванадій-скандієва в егірин-акмітах у зв'язку з ураноносними альбітитами, мікроклін-альбітовими породами, егіринітами в центральній частині Західно-Ігулецько-Криворізької зони поряд з ураном та залізом встановлені комплексні ванадій-скандієві руди (родовище Жовті Води). Головним мінералом-концентратом скандію і ванадію є егірин-акміт, інші елементи – рідкісні землі, цирконій, фосфор концентруються у фтор-апатиті.

Уран-рідкісноземельно-цирконієва з ванадієм і скандієм представлена ураноносними альбітитами, мікроклін-альбітовими породами, егіринітами в центральній частині Ігулецько-Криворізької МЗ, в яких поряд з ураном і залізом виділено комплексні ванадій-скандієві руди (Жовторіченське родовище). Головним мінералом-концентратом скандію та ванадію є егірин-акміт ($Sc - 0,09-0,1\%$, $V_2O_5 - 4,9-7,9\%$).

Скандієносних ультрабазитів, базитів. Характеризується накопиченням скандію в породах основного та ультраосновного складу. Його підвищений вміст відмічається в піроксенітах Приазов'я та Побужжя, габро, габро-лабрадоритах, перидотитах Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів, амфіболітах і зеленікам'яних вулканогенно-осадових породах Придніпров'я. Відомі дві мінеральні форми скандію – тортвейтит та стеретит.

Рідкіснометалева в корі вивітрювання представлена лінійними і площовими корама вивітрювання мінералізованих порід фундаменту УЩ.

Рідкіснометалеві кори вивітрювання мають каолініт-гідролудистий профіль, їхня потужність змінюється в широких межах, залежно від інтенсивності вивітрювання, петрографічних особливостей субстрату і структурно-тектонічних умов. Головне промислове значення серед відомих у корах рідкіснометалевих мінералів має колумбіт, меншою мірою – танталіт, циркон. Важливо, що кори часто можуть бути промисловими на явно непромислових корінних рудах завдяки низькій вартості видобутку і збагаченню залишкових розсіпів, а також концентрації в них рідкіснометалевих мінералів у процесі вивітрювання. Найбільші концентрації танталоніобатів відомі в корі вивітрювання лужних порід Октябрьського масиву (родовище Мазурівське), карбонатитів Чернігівської зони (Новоуполтавське родовище), лужних гранітів Стародубівського масиву, лужних гранітів і сієнітів Володарського масиву.

Рідкісноземельна в корі вивітрювання. Основним рідкісноземельним мінералом у корі вивітрювання є монацит – акцесорний мінерал чудново-бердичівських, анатолійських апліто-пегматоїдних гранітів, пегматитів, фенітів. У корі вивітрювання він дуже стійкий, але зустрічаються псевдоморфні новоутворення – рабдофаніт і флоренсит. Ксенотим зустрічається значно рідше і

характерний головним чином для альбітизованих і грейзенізованих гранітів, метасоматитів. Під час вивітрювання ксенотим частково заміщується водяним рідкісноземельним фосфатом – черчитом. Паризит, як і інші мінерали церієвої групи, заміщується бастнезитом. Ортитом збагачені деякі роговообманкові граніти та пегматити Приазов'я, порфіробластові граніти Придніпров'я. У зоні гіпергенезу ортит заміщується лантанітом і бастнезитом. В аляскітах Південнокальчицького масиву і фенітах Чернігівської зони присутній чевкінит, що заміщується в корі вивітрювання бастнезитом. Бритоліт визначено в лужних і лужно-польовошпатових сієнітах і карбонатитах, у корі вивітрювання він заміщується бастнезитом. Значні за розмірами концентрації рідкісних земель у парагенезисі з цирконом виявлено в корі вивітрювання Азовського масиву сієнітів.

Фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометалева в корі вивітрювання представлена на Новополтавському родовищі (Чернігівська МЗ). Кори вивітрювання карбонатитів – багате родовище ніобію, рідкісних земель, фосфору. При основній ролі апатиту широко розвинені фергусоніт, гатчетоліт, флоренсит, колумбіт, пірохлор, фероміт. Особливо багатими є ділянки перемитої кори вивітрювання.

Літієносних аргілізитів прогнозується в Подільській зоні й Донбасі. У Подільській зоні літій міститься в глинистій складовій амплієвських польовошпато-кварцових пісковиків. Мінералом-носієм є куksит. Аналогічний тип зруденіння відомий в Донбасі, у Нагольному районі, де підвищені концентрації літію приурочені до алевритоглинистих різновидів піщано-сланцевої пачки. Основ-

ною мінеральною формою перебування літію є літієносний донбасит.

Рідкісноземельних (ксенотимових, монацитових) розсипів. Розсипи пов'язані з вивітрюванням мінералізованих корінних порід. Вік розсипів переважно четвертинний, генетичний тип – делювіально-алювіальний, алювіальний. Основними мінералами розсипів є циркон, монацит, ксенотим.

Фтор-карбонат-рідкісноземельно-рідкіснометалева у вулканітах виділяється в межах Покрово-Київського рудного поля Південно-Донбаської металогенічної зони. Рідкіснометалева мінералізація представлена акцесорними бавенітом, бертрандитом, колумбітом, паризитом, бастнезитом, монацитом. Підвищений вміст берилію приурочений до метасоматично змінених порід різного складу та генезису, до зон контакту лужних порід – ортофірів, нефелінових сієнітів з породами базальтового складу.

Визначений потужний мінералізаційний потенціал рідкіснометалевого зруденіння території України дозволяє їй посісти провідне місце на Європейському континенті.

1. Геологія і корисні копалини України: Атлас / Л.С.Галецький. – К., 2001. – С.128-130. 2. Бочай Л.В., Галецький Л.С., Колосовська В.А. Металлогенія рідких металів Українського щита // Рідкісні метали України – погляд у майбутнє: 36. матеріалів. – К., 2001. – С.19. 3. Галецький Л.С. Карта редкометального орудення Українського щита м-б 1:1500000. – К., 1995. 4. Комплексна металогенічна карта України. Пояснювальна записка / А.С.Войновський, Л.В.Бочай, С.В.Нечаев, Л.С.Галецький та ін. – К., 2003. – С.213-218.

Надійшла до редколегії 01.04.2004 р.

УДК 553.463:551.71/72

В.М.Іванов, канд. геол. наук,
М.А.Козар,
Д.С.Гурський

ВОЛЬФРАМОВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ В ОБЛАСТЯХ ДОКЕМБРІЙСЬКО-РАНЬОФАНЕРОЗОЙСЬКОЇ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ

Розглянуто особливості прояву тектоно-магматичної активізації та пов'язаної з нею вольфрамової мінералізації на Східноєвропейській, Південно-Американській, Африканській, Австралійській та Індостанській платформах. Охарактеризовано основні генетичні і мінеральні типи вольфрамових руд та деякі найбільш відомі родовища, що локалізовані в межах згаданих кратонів. Звернено увагу на деякі принципові особливості давнього вольфрамового зруденіння та певну перспективність активізованих областей Українського щита на цей метал.

Peculiarities of tectonomagmatic activation displaying and tungsten mineralization associated with that one in the East European, South American, Australian and Indian Platforms are examined. General genetic and mineral types of tungsten ores and certain well-known deposits, which are localized at named cratons are characterized. Attention to some principal features of ancient tungsten mineralization and prospects of the Ukrainian Shield activated districts to this metal is paid.

До теперішнього часу, як відомо, склалася думка про те, що 1800-1600 млн років тому, після завершення карельського ендеогенного циклу утворилися давні платформи, хоча в межах Африканської й Південно-Американської платформ нестійка протогоєосинклінальна стадія (за В.В.Белоусовим) завершилася лише наприкінці протерозою. У віковому інтервалі 1,9-1,6 ($\pm 0,1$) млрд років на всіх докембрійських материках мали місце інтенсивні глибові дислокації, що супроводжувалися могутнім диференційованим магматизмом і, таким чином, почалася тектоно-магматична активізація (ТМА), яка має також назву про-тоактивізації й протоидива [2]. Якщо не враховувати деякої кількості шеєліту, присутнього на золоторудних родовищах архейських зеленокам'яних поясів, саме з проявом ТМА, що мала глобальний розвиток у періоди 2,0-1,4; 1,4-1,1 і 1,1-0,65 млрд років, і пов'язано вольфрамове зруденіння давніх кратонів – Східноєвропейської, Південно-Американської, Африканської, Австралійської та Індостанської платформ.

У межах Східноєвропейського кратону, майже на всій площі якого формування континентальної кори, на думку В.Е.Хаїна (1990), власне кажучи, завершилося в пізньосвекофенську епоху діастрофізму (див. таблицю), родовища і рудопрояви вольфраму відомі на Балтійському і поки в меншій кількості на Українському щитах (БЩ і УЩ відповідно).

Вольфрамове рудоутворення на території БЩ (В.І.Іващенко, [4]) відбувалося у свекофенську (2150-1750 млн років), найбільш продуктивну, ранньорифейську (1650-1450 млн років), середньорифейську (1400-1000 млн років) і ранньопалеозойську (600-500 млн років) металогенічні епохи. За наявними даними (Р.А.Хазов, А.І.Гордукалов, В.І.Іващенко, В.В.Архангельська, Л.В.Григор'єва, А.М.Ларін, Л.-Г.Охлссон, R.Freitsch, R.H.Hellingswerf, B.Ohlander, K.Billstrom та ін.) провідним типом вольфрамового зруденіння в регіоні є скарново-шеєлітовий. Переважне поширення має зруденіння даного типу, яке пов'язано з пізньоорогеним гранітоїдним магматизмом – Латвасюрське родовище, Комунаровський, Менсунварський, Йокірантський, Кір'явалахтинський

© В.М.Іванов, М.А.Козар, Д.С.Гурський, 2004

і Якимський рудопрояви в Північно-Західному Приладожжі (Росія), Іксцеберг із запасами 4,5–6,0 тис. т WO_3 і Сандудден, на якому промислове значення має також флюорит, у провінції Бергслеген (Центральна Швеція), зона Фінлі та поклад Маалвік у районі Біндал (Північна

Норвегія). З цією ж стадією асоціюють кварц-вольфрамітові жили родовищ Багетторп, Ростбергет і Тіфорс у Швеції, вольфрамові руди в багатих на турмалін брекчіях родовища Юлорві у Фінляндії, шеелітоносні кварцити ділянок Кварцитовий і Путролампи в Приладожжі.

Таблиця. Геохронологія протерозою

Загальна стратиграфічна шкала (Л.І.Салоп, 1982)					Східно-Європейська платформа (Е.В.Бібікова та ін., 1989)				
Еон	Група (ера)	Підгрупа (субера) і "комплекс"	Вікові границі, млн. років	Діастрофічні цикли та їх вікові інтервали, млн. років	Загальні підрозділи			Вік границь, млн. років	
Фанерозой (?)		Еокембрій (венд. s.str.) "комплекс"	570						
			650						
Протозой	Епіпротозой (катангій, аделаїд)	Верхній епіпротозой	780	Катанзький, 680-650	Верхній	Венд	Верхній	620 ± 15	
		Нижній епіпротозой	1000	Луфіланський, 780 (±)			Нижній	650 ± 20	
	Неопротозой (байкалій)	Термінальний неопротозой	1200	Гренвільський, 1100-1000		Ріфей	Верхній	1000 ± 50	
		Верхній неопротозой	1300	Авзянський, 1250-1200			Середній	1350 ± 20	
		Середній неопротозой	1600	Кібарський, 1400-1300			Нижній	1650 ± 20	
		Нижній неопротозой	1900	Виборзький, 1750-1600			PR ₁ ² (свекофеній)	1970 ± 20	
		Верхній мезопротозой	2200	Карельський, 2000-1900		Нижній	PR ₁ ¹ (карелій)	2500 ± 50	
		Середній мезопротозой		Ладозький, 2200 (±)					
	Мезопротозой (карелій)								

Ранньорифейський час характеризувався укоріненням анорогенних гранітів рапаків Салмінського (з віком 1650-1450 млн років, за деякими даними – більше ніж 1720 млн років) і Улялезького (1670-1430 млн років) масивів, що продукували шеелітове зруденіння в скарнах (Салмінський рудопрояв) і слюдиристо-альбіт-кварцових грейзенах (рудопрояв хутора Григор'єва).

У Середньорифейську металогенічну епоху формувалися молібденіт-ферберитові руди в графітвмісних сланцях родовища Єредален у Північній Норвегії, вік яких становить від 1,48 до 1,0 млрд років.

На півночі Норвегії відома скарново-шеелітова мінералізація ранньопалеозойського віку.

Одним із прикладів зруденіння БЦ можна навести родовище Іксцеберг, на якому щорічно видобувалося 450–500 т WO_3 з трьох скарноворудних тіл. Два з них утворюють крила синклінальної полого падаючої складки, у той час як третє знаходиться на деякому віддаленні. Мінералізація, що міститься у скарнірованих лептитах, поширена нерівномірно, а шееліт повсюдно супроводжується флюоритом, який видобувається попутно. Найбагатші руди зосереджені в окварцьованих і флюоритизованих піроксен-гранатових скарнах на контакті їх зі слюдистими сланцями. З рудних мінералів присутні також магнетит, халькопірит, вісмутин, самородний вісмут, вольфраміт, пірит, молібденіт.

На УЩ, у межах якого субплатформний етап, як і на БЩ, почався із середнього протерозою (Я.Н.Белєвцев, І.С.Усенко, В.М.Скобелєв, А.М.Комаров, Г.І.Каляєв, Е.М.Шеремет та ін.), також присутня вольфрамова мінералізація, яка досить виразно асоційована з ТМА. До такої, мабуть, відносяться прояви, що знаходяться в екзоконтактах Коростенського і Корсунь-Шевченківського масивів рапаків, у межах Пержанського рудного вузла й у північній частині Жовтневого розлому. Можна припустити, що найбільш раннім за часом утворення, що корелюється з вольфрамовою мінералізацією, локалізованою над куполом Салмінського масиву, є Кочерівський рудопрояв, який просторово тяжіє до Кочерівського і Забіло-чівського гранітних масивів (скарново-шеелітовий), Се-

лицанський (шеелітвмісні скарни, амфіболіти і кристалосланці) і Добровеличківський (метасоматично змінені шеелітоносні гнейси), що знаходяться в зоні екзоконтакту Корсунь-Шевченківського масиву рапаків. Із завершальною верхньопротерозойською металогенічною епохою (за Г.І.Каляєвим, 1984) пов'язана каситерит-вольфрамітова мінералізація Західного рудорояву, що приурочена до грейзенізованих граніт-порфірів і вміщуючих їх пержанських біотитових гранітів (датування від 1550 до 1350 млн років), розсічених Убортьєвським розломом. І, нарешті, до палеозойського етапу ТМА (на погляд В.В.Васильченка, не опубліковано) відноситься молібден-вольфрамова мінералізація Кальміуської площі (ділянки Кічиксу, Кирилівська, Вербова), яка за даними буріння свердловин зосереджена в інтенсивно окварцьованих, мусковітизованих, альбітизованих, карбонатизованих, вміщуючих прожилки різного складу, гранітоїдах Анадольського і Кальміуського масивів.

Остаточна консолідація і перехід до платформного етапу розвитку Бразильського щита, що складається з архейських ядер і складчастих поясів, які утворилися при завершенні алгоманського (середньопротерозойського) і асинтського (байкальського) складкоутворення (за Штілле), відбулися наприкінці ріфею [5]. Вольфрамові зруденіння у вигляді декількох сотень проявів і десятків дрібних родовищ знаходяться в північно-східному і південно-західному обрамленні щита, в обрамленні масивів С'єрра-Пампа і Північно-Патагонського, а також серед комплексу осадків нижньопротерозойського віку [3]. Як вважає В.К.Денисенко, тут воно пов'язано з інтрузивним комплексом орогенного магматизму віком 520-480 млн років. На погляд Л.Баумана [1], у Східній і Західній Бразилії пегматитові, грейзенові й жильні родовища вольфраму були продуковані пізньопротерозойським гранітоїдним магматизмом.

Основні давні родовища і рудопрояви вольфраму (усього близько 300) локалізовані в північно-східній частині Бразилії – на плато Борборема, де вони простежуються двома смугами північно-східного простягання і пов'язані з дрібнозернистими скарноподібними порода-

ми – тактитами (Гірська енциклопедія. 1984, т.1, с.269). Рудні тіла мають лінзоподібну, рідше неправильну форму, потужність до декількох метрів і довжину до декількох кілометрів. У 80-ті рр. минулого сторіччя загальні запаси 85 родовищ, найбільшими з яких є Кішаба, Мальяда-ду-Анжику, Мальяда-Лімпа, Марю, Боду, Кафука, Боніту, оцінювалися більш ніж у 70 тис. т WO_3 . Річний видобуток, головним чином шеелітового концентрату, що здійснювався відкритим (Кішаба, Боніту) і підземним способами, становив більше 2 тис. т. Найчастіше в опублікованій літературі згадується родовище Марю – шість горизонтів шеелітоносних тактитів потужністю 0,5-4,0 м, довжиною до 100 м, що містять 0,3-2,5 % триоксиду вольфраму, серед мармурів і біотитових гнейсів протерозойського віку. Шееліт у руді супроводжують молібденіт, пірит, сфалерит, халькопірит. У районі відмічаються також пегматитові тіла, що січуться прожилками, які вміщують шееліт з підпорядкованою кількістю вольфраміту.

У південно-західному обрамленні щита знаходиться ряд скарнових і грейзенових родовищ: Ін'янхарія, Інханджара, Утуруво, Енкрузінхала та ін.

У межах Пампінського масиву в Аргентині В.С.Столлом (W.C.Stoll, 1965) виокремлюється вольфрам-олово-вісмутова провінція, головні родовища якої генетично пов'язані з кислими інтрузіями докембрійського віку. До найвідоміших з них відноситься Лос-Кондорес, представлене кварцовими жилами з вольфрамітом, шеелітом, вісмутином, піритом і халькопіритом потужністю 0,7-1,5 м, довжиною до 700 м, що залягають у філітових і слюдистих сланцях протерозойського віку і вміщують у собі в середньому 0,9 % WO_3 і 0,08 % вісмуту. Крім цього родовища, у провінції також знаходяться й дрібніші об'єкти подібного типу, що вміщуються як давніми кристалічними сланцями, так і прориваючими їх, можливо рудогенеруючими гранітами.

На території Африканської платформи В.К.Денисенко виділяє наступні вольфрамоносні провінції: Східно-Африканську, яка відноситься, як і Східно-Бразильська, до геосинклінально-складчастих областей лінійно-зональної будови; Центральну-Африканську (Центральну-Африканський щит і Південно-Африканська вольфрамоносна зона) і Нігерійську – провінції областей щитів і платформ.

Перша з названих провінцій приурочена до пізньо-протерозойсько-ранньопалеозойської складчастої системи і характеризується дворовим проявом орогенного магматизму, що мав місце 580-530 і 470-430 млн років тому і супроводжувався олово-вольфрамовою, молібден-вольфрамовою і берилій-олово-вольфрамовою жильно-грейзеновою і штокверковою мінералізацією в Ель-Добе, Абу-Марве, Абу-Каріфе, Абу-Хаамаде, Фатірі, Гебель-Маграбії, Заргет-Наама, Каш-Амере в Єгипті; Абу-Даббабе, Нувейбі, Голці, Ель-Муелхе в Судані; Бір-Тавіле і Байд-ель-Джимале в Саудівській Аравії.

На Центрально-Африканському щиті, головним чином на території Руанди й Уганди, вольфрамова мінералізація присутня в трьох протерозойських складчастих системах – Кібалі-Бугандійській, Рузизі-Убендійській і Кібара-Бурундійській (родовища Кіфурве, Бумбого, Кітва, Бугарана, Руїза, Бугамбіра, Мутолере, Ндеза, Кгва, Етаєти, Луньдлу, Накасете, Кіасампаво, Кієріма, Бахаті, Калімаланга, Пунія, Каліма та ін.). У межах двох перших систем, більш ранніх за часом утворення, переважно розвинута золото-шеелітова мінералізація в зеленокам'янозмінених вулканітах основного складу, у той час як у Кібаро-Бурундійській системі переважає грейзеново-жильна олово-вольфрамова мінералізація, асоційована з двома комплексами гранітоїдів (1100 і 875 млн років). В Уганді розміщені ряд стратиформних родовищ (Ньямуліло, Кірва, Рухіва та ін.), на яких гори-

занти рифейських графітизованих сланців і кварцитів потужністю від 20 до 200 м і довжиною до 1 км і більше вміщують ферберіт-кварцові прожилки, приурочені до площин нашарування порід, а також вкрапленість і нодулі фербериту в тріщинах квіажу. Запаси перших двох родовищ становлять відповідно 6,0 і 4,5 тис. т триоксиду вольфраму.

Прояви вольфрамової мінералізації в Південно-Африканській зоні належать до ПАР (шеелітоносні кварцові жили на родовищах Ліпурт, Ройберг, Ньюпорт; ферберітвмісні поклади і жили в метаморфітах гранулітової фації, асоційовані із син- і пізньорогеними гранітами віку 1 млрд років, на родовищах Набабіп, Наррап, Кліпхуг, Твідаль, Бісїс) і Зімбабве (жильне родовище Бірдмор; горизонти шеелітоносних скарнованих порід, пов'язаних з гранітами віком 650-450 млн р. у Гуюло, Філабусі, Форт Вікторія, Шееліт-Кінг; кварц-турмалинові породи, що містять вольфраміт і шееліт).

Для Нігерійської провінції, представленої протяжним поясом північно-східного простягання, характерним є зв'язок вольфрамового зруденіння з кільцевими інтрузіями гранітоїдів різних за складом і віком (головним чином фанерозойськими). Тут, на щиті Ахаггар, знаходяться кварц-каситеріт-вольфрамітові грейзеново-жильні родовища Алжиру – провідної за запасами вольфраму держави в Африці. Передбачається, що джерелом рудної мінералізації родовищ Нахда із запасами WO_3 17 тис. т, Тін-Амзі, Тін-Анзі, Башир, Ель-Карусса слугували післяскладчасті лужні граніти Таурірт з віком 650-500 млн років. У південній частині масиву Лепеха, що є південно-східним відгалуженням Ахаггара, присутні декілька ділянок з каситерит-вольфраміт-колумбітовою жильно-грейзеновою мінералізацією (Таррауаджи, Едрар Ель Меккі, Адрар Гіссат).

На Австралійській платформі основна маса олово-вольфрамових об'єктів, мінералізація яких пов'язана з гранітоїдами протодива середньопротерозойського і ранньофанерозойського віку, зосереджена в центральній і північній частинах материка. Провідна роль належить кварц-вольфрамітовим жильним родовищам складчастих зон Уоррамунга (Хетчес Лемент і Ваучоп), Пайн Лемент (Вольфрам Хілл) і блоку Аранта (Маунт Дорін). Відомі також тіла рудоносних грейзенів, що розвиваються по дайкам гранітів і пегматитів (Маунт-Фінніс), а також локалізовані в масивах гранітоїдів, що проривають піщано-сланцеві товщі нижнього протерозою (Маранбой, Ералба) [2, 7].

На родовищі Хетчес Лемент, охарактеризованому в деяких публікаціях [6, 7 та ін.], до глибини більше 100 м простежено 50 жил середньої потужності 30 см (до 1,5 м) і довжиною за простяганням до 150 м, що січуть грауваки, пісковики, кварцити з прошарками алевролітів і сланців. При середньому вмісті WO_3 у жилах до 1,5 % зустрічаються також істотно збагачені ділянки (до 3,5 %). Крім вольфраміту і шееліту, у рудах відмічається каситерит, молібденіт, мінерали вісмуту і міді. У 5 км на південь від родовища відслонюється велике тіло польовошпатових порфірів, прорваних гранітами, датованими в 1480 і 1440 млн р. Починаючи з 1919 р., на об'єкті видобувалося до 100 т і більше (максимум 241 т у 1941 р.) вольфрамового концентрату щорічно.

Родовище Ваучоп, що періодично відпрацьовувалося з 1917 р., складається з 15 кварц-вольфрамітових жил потужністю до 50 см і довжиною до 1 км, згідних з нашаруванням пологозалягаючих пісковиків, кварцитів і глинистих сланців. Найближчий вихід на поверхню гранітів масиву Девілз-Марблез знаходиться в 3,5 км на північний захід від цих жил.

Декілька дрібних вольфрамоворудних об'єктів, що тяжіють до гранітоїдів протерозойсько-ранньопалео-

зойського віку змінного складу (від аляскітів до кварцових монзонітів і від діоритів до гранодіоритів), відомі в межах Індостанської платформи. На найбільш вивченому з них родовищі Дегана в штаті Раджастан поряд з десятками кварцовими жилами, що січуть філіти протерозойського віку і мають потужність 0,5-0,6 м і довжину до 300 м, з яких у різні роки видобувалося до 100 кг вольфраміту на добу, спостерігаються також 4 штокверкові шеелітоносні тіла, що залягають у гранітах. До числа другорядних рудних мінералів відносяться халькопірит, пірит, молібденіт і вісмутин. У цьому ж штаті відоме також грейзеново-жильно-штокверкове родовище Реват-Хілл.

У районі Нагпур-Бхандара присутні просторово асоційовані з тантал-ніобій-оловяною мінералізацією кварц-вольфраміт-шеелітові жили серед сланців, кварцитів, гнейсів, а також аплітів і пегматитів, прорваних гранітною інтрузією віком 0,9-0,98 млрд років (Агаргаон) і шеелітвмісні стратиформні поклади в метавулканітах.

Крім зазначених регіонів, вольфрамова мінералізація виявлена в районі Алмара-Чамолі (штат Прадеш), де вона локалізована в пачці змінених гнейсів, сланців, амфіболітів, кальцифірів і пісковиків потужністю 400-500 м, у межах якої оконтурюються шеелітоносні рудні тіла довжиною до 750 м, що містять 0,6 % триоксиду вольфраму на 1,5 м потужності, а також у районі Бургу-банда (штат Східна Гата), де відмічається вкрапленість вольфраміту, іноді з підпорядкованим шеелітом, у графітових гнейсах і сланцях і горизонтах кварц-польовошпатового складу.

На завершення, розуміючи під ТМА "процес підвищеної інтенсивності тектонічних рухів і магматизму, що звичайно проявляється після періоду відносного тектонічного спокою" (Гірська енциклопедія. 1984, т. 1, с.81), можна зупинитися на декількох принципових моментах.

Починаючи з нижнього неопроterozoю, за Л.І.Салопом, протоактивізація тією чи іншою мірою виявилася на всіх давніх кратонах землі, при цьому практично на всіх із них (мабуть, лише за винятком Канадського щита) присутня асоційована з нею вольфрамова мінералі-

зація, що знаходиться переважно в обрамленні щитів і масивів та їхніх активізованих ділянках.

Протягом докембрію і раннього палеозою на тлі мінливих геологічних умов (від орогенних до платформних), не завжди синхронних у різних регіонах, і складі магматичних утворень (із загальною тенденцією до підвищення лужності гранітоїдів) ТМА виявлялася неодноразово, нерідко в межах раніше активізованих структур, що призвело до широкого розвитку процесів телескопування і, тим самим істотно ускладнило виявлення рудогенеруючих і рудолокалізуючих факторів.

Порівняння вольфрамових об'єктів фанерозойського віку, які на даний час є головними постачальниками цього металу, з описаним зрудненням показує ідентичність спектра генетичних і мінеральних типів.

Звертає на себе увагу достатньо широке представництво в докембрії й ранньому палеозої стратифікованих покладів шеелітоносних скарнів і скарноподібних порід, утворених по субстрату дуже різного складу, амфіболітів, графітвмісних та інших порід. Цей факт, очевидно, заслуговує на особливу увагу.

Наявність зон ТМА на УЩ з урахуванням специфіки її прояву в межах інших кратонів дає надію на виявлення тут промислового вольфрамового зруднення, що дозволило б Україні стати незалежною від складної ситуації, яка створилася останнім часом у світовий вольфрамодобувній галузі.

1. Бауман Л., Тишендорф Г. Введение в металлогению – минералогия / Под ред. В.И.Смирнова. – М., 1979.
2. Григорьева Л.В. Докембрийская тектоно-магматическая активизация (геология и металлогения). – Л., 1986.
3. Денисенко В.К. Месторождения вольфрама. – М., 1978.
4. Иващенко В.И. Металлогенические эпохи, генезис и минералогические особенности вольфрамового оруденения Балтийского щита // Металлогения Карелии. – 1982. – С.78-92.
5. Колотухина С.Е., Григорьева Л.А., Клаповская Л.И. и др. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. – М., 1968.
6. Колотухина С.Е., Клаповская Л.И., Рожанец А.В. Геология и экономика месторождений редких элементов Австралии. – М., 1974.
7. Рундквист Д.В., Денисенко В.К. Оловянные и вольфрамовые месторождения Австралии (геология и закономерности размещения). Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии Междунар. геол. конгресса. – М., 1979. – С.213-239.

Надійшла до редколегії 03.03.2004 р.

УДК 550.4

О.В.Шабатура, мол. наук. співроб.

ПОРІВНЯЛЬНА ПАЛЕОГЕОДИНАМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНІТОЇДІВ СХІДНОГО ПРИАЗОВ'Я ЗА ПЕТРОФІЗИЧНИМИ ДАНИМИ

Визначено палеогеодинамічну характеристику гранітоїдів Східного Приазов'я і виділено риси геодинамічних обстановок зон тектоно-магматичної активізації на основі комплексного аналізу петрофізичних даних.

Based on complex analysis of petrophysical data is definite paleogeodynamical description of granitoids of East Pryazovya and picked out the main features of geodynamical regimes of zones tectonic-magmatic activation this region.

Постановка проблеми. Для виявлення відмінностей геодинамічних умов формування гранітоїдів був застосований комплексний аналіз петрофізичних даних з використанням здатності гірських порід до збереження у своїх петрофізичних характеристиках умов формування і епігенезу [3, 6]. Застосування даної методики палеогеодинамічного аналізу петрофізичних даних дозволяє за оптимальних умов реконструювати характерні риси процесів гранітоутворення: палеотектонічний режим, тип деформацій, окисно-відновний потенціал середовища, індекс глибинності тощо. Отримання такої інформації про гранітоїдні утворення окремої території дає змогу значно розширити і доповнити обсяг знань про геологічну історію конкретного регіону, а також зіставити і прокорелювати різновікові прояви геодинамічних процесів.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Методика комплексного аналізу петрофізичних даних для цілей палеогеодинамічних реконструкцій із залученням вели-

кої кількості об'єктів досліджень була розроблена в ПНДЛ ФХДГП геологічного факультету Київського університету [3–6 та ін.]. У [3] були визначені палеогеодинамічні особливості процесів формування провідних петрографічних типів (усього 178 петротипів) гранітоїдів Українського щита з наступною характеристикою геохімічних типів. Слід також відмітити роботу фінських вчених [8], які на основі комплексного розгляду низки петрофізичних параметрів (мінеральної, об'ємної густини, магнітної сприйнятливості, природної залишкової намагніченості тощо), петрохімічних і петрографічних даних магматичних і метаморфічних порід, а також результатів геофізичних робіт (аеромагнітна зйомка) реконструювали геодинамічну історію зони Тампере-Хамаселінна південної Фінляндії. Схожі завдання вирішувалися дослідженнями Airo Meri-Liisa [7].

Постановка завдання дослідження. Для визначення специфічних рис палеогеодинамічних обстановок формування гранітоїдних утворень проведені наступні дослі-

дження: а) за допомогою генетичних петрофізичних класифікацій [3] визначалася палеогеодинамічна характеристика гранітоїдів району; б) здійснювалося порівняння одержаних характеристик серед різновікових утворень, що дало змогу визначити особливості геодинамічних процесів під час еволюції земної кори.

Основний матеріал дослідження складався з колекції зразків ендербітів, чарнокітів, плагіогранітів, гранітів нормального ряду і гранітів сублужних, лейкогранітів, граносієнітів, сієнітів. Їх петрофізичне вивчення і палеогеодинамічний аналіз [3] дозволив отримати наступну характеристику.

Формування ендербіту старокримського (2800-2700 млн років) відбувалося на великих глибинах в умовах ущільнення при квазівсесібних тисках, що випливає з аналізу величин σ_p/σ_0 (1,004), η (4,9), W (7,62). Вторинне розуцільнення спричинило зростання пористості до величин у 2,91 %. Найвищі значення V_p відмічено в низькопористих високощільних різновидах, а зниження швидкості поздовжніх хвиль до 5,96 км/с та параметра V_p/V_s до 1,6 можна зв'язувати з процесами вторинного розуцільнення порід. Утворення магеміту при вторинних процесах зумовлено низькотемпературним окисненням магнетиту.

Чарнокіт новопоплавський (2800-2700 млн років) і плагіограніт каратюцький (2200-2100 млн років) формувалися в режимі первинного ущільнення і вторинного розуцільнення, що ідентифіковано за групою щільнісних, пружних і ємкісних параметрів. У цих відмінах помічено високі швидкості розповсюдження поздовжніх хвиль (від 5374 м/с до 5702 м/с), параметр σ_p/σ_0 коливається в межах 1,005–1,026, характерні висока загальна пористість (2,09–2,98 %); за значеннями кристалохімічної густини і структурної рихлості дані петротипи відносяться до середніх глибин. При формуванні чарнокітів новопоплавських значну роль відігравали розуцільнюючі тангенціальні деформації, які супроводжувалися підвищенням парціальним тиском кисню. Основний феромагнетик порід – магнетит, який можливо зазнав високотемпературного окиснення.

Граніт анадольський (2085±25 млн років) – первинно-ущільнена вторинно-розуцільнена магнітна порода з підвищеною радіоактивністю, сформована при крихких деформаціях з високим парціальним тиском кисню (висока окисненість заліза) на середніх і малих глибинах. Збільшення пористості до 2,57 % в анадольських гранітах при одночасному збільшенні відношення σ_p/σ_0 до 1,013 та зниженні швидкостей V_p (5113–5198 м/с) і надзвичайно високі величини структурної рихлості (7,90–7,98) вказує на значно вищий рівень вторинного розуцільнення. Коливання показника V_p/V_s в межах 1,70–1,71 у гранітів свідчить про домінування крихких деформацій, що опосередковано підтверджується високою загальною й ефективною пористостями, магнітністю, анізотропією V_p тощо.

Лейкограніт максимівський (2085±25 млн років) – первинно- і вторинно-розуцільнена порода, з невизначений типом деформаційних порушень, магнітна, підвищено-радіоактивна. Зростання пористості до 4,3 % при підвищенні розрахованої об'ємної густини і структурної крихкості до 7,94–7,97 однозначно свідчать про сильні розуцільнення протягом усього часу формування даних порід. Формування лейкогранітів відбувалося на малих і середніх глибинах з високим парціальним тиском кисню.

Граносієніт павлопільський і сієніт кременівський (1785-1755 млн років) формувалися при ущільнюючих пластичних деформаціях на середніх і малих глибинах, про що свідчить низька пористість (1,1 % у сієнітів і 1,39 % у граносієнітів), низьке відношення розрахованої об'ємної густини до виміряної (відповідно 0,995 і 1,000)

при високих швидкостях поздовжніх хвиль (5927 м/с і 5161 м/с). Пластичні деформації, встановлені за величинами параметра V_p/V_s (1,83 і 1,75), не сприяли збільшенню пористості й проникності середовища, тому тут спостерігався низький парціальний тиск кисню, який у свою чергу зумовив появу низькомагнітних відмін. Сієніт кременівський має підвищену радіоактивність калій-торієвої природи і низьку магнітність.

Граносієніт кременівський (1785-1755 млн років) – порода з низькою пористістю і показником σ_p/σ_0 в 0,989 однозначно відноситься до ущільнених порід. До інших особливостей даного петротипу слід віднести повну немагнітність та низьку радіоактивність.

Граніт каранський (2035±15 млн років) – первинно-ущільнена і вторинно-розуцільнена порода, яка характеризується поширенням крихких деформацій, слабкою магнітністю та нерадіоактивністю. До особливостей цих гранітоїдів треба віднести формування їх на малих глибинах з неврайонованими режимами напружень, про що свідчить висока анізотропія поздовжніх хвиль ($\Delta V_p=2,91$), низька фугітивність кисню, висока ефективна пористість ($m_e=1,67$ %).

У граніті дмитрівському (2035±15 млн років) збільшення пористості до 3,24 % при високому відношенні розрахованої густини до виміряної (1,006) і досить високі пружні параметри говорять про стабільність і тривалість умов розтягу під час формування гранітів. За значенням V_p/V_s в 1,74 і кристалохімічної щільності в 4,76 визначаємо, що вони формувалися на дуже малих глибинах при пластичних деформаціях. Граніт дмитрівський – немагнітна ($\chi=0,0008$ од. СІ) і підвищено-радіоактивна порода з торій-калієвою природою радіоактивності та з аномальним торій-урановим відношенням (28,33).

Граносієніт каранський (2035±15 млн років) і граніт кам'яногогілляський (1850-1650 млн років) – розуцільнені гранітоїди, які характеризувалися інтенсивними напруженнями розтягу, що призвело до формування високої загальної (2,49 %) й ефективною пористості ($m_e=1,92$ %), підвищеного значення структурної рихлості і відношення σ_p/σ_0 . Аномальні низькі значення швидкостей поздовжніх хвиль (4577 м/с і 4330 м/с) і відношення V_p/V_s (1,65) свідчать про поширення інтенсивного "стресового" режиму з крихкими деформаціями під час формування гранітоїдів, яке відбувалося на малих і дуже малих глибинах з високим парціальним тиском кисню.

Зіставлення за палеогеодинамічною характеристикою різновікових гранітоїдних утворень Східного Приазов'я дозволило виокремити різні структурно-тектонічні механізми гранітоутворення. Так, формування неогархейських і протерозойських гранітоїдів відбувалося на дуже великих, великих і середніх глибинах в умовах всебічного стиску при низькому парціальному тиску кисню, що зумовлювало їхню первинну ущільненість та збереження високого зв'язку із субстратом. Характерна також їх участь при епігенетичних процесах різної інтенсивності, у результаті чого відбувалося накладення розуцільнення з високим парціальним тиском кисню. Усі гранітоїди характеризуються підвищеною магнітністю, оскільки вміст заліза в магнітному матеріалі субстрату і Fe^{+3} -силікатів та окисно-відновні умови протягом усього періоду їх існування сприяли формуванню магнетиту. Чітко виражена бімодальність розподілу параметра χ викликана ефектом повторних деформацій і метаморфічних процесів. Загальними рисами формування мезопротерозойських гранітоїдів є превалювання напружень розтягу в діапазоні глибин від середніх до дуже малих, домінування пластичних деформацій, підвищена радіоактивність, немагнітність, низький парціальний тиск кисню. Специфічні риси

гранітоутворюючих процесів мезопротерозою району досліджень дозволяють вважати його проявом тектоно-магматичної активізації на вже зрілій консолідованій корі, в якій виділяються дві стадії: початкова і заключна. Для початкової стадії ТМА характерні сполучення немагнітності при високому окисненні заліза і підвищена радіоактивність в умовах розуцільнюючих напружень. Заключна стадія характеризується інтенсивним розуцільнюючим режимом зі значною тангенціальною складовою полів напружень, високим парціальним тиском кисню.

Обґрунтування отриманих результатів. Дані про головні риси минулих геодинамічних обстановок, отримані з палеогеодинамічного аналізу петрофізичних даних, підтверджуються результатами інших геологічних методів (аналізу структурно-формаційних комплексів [2], петро- і геохімічних досліджень [1]).

Висновки. З вищевикладеного матеріалу видно, що залучення петрофізичних даних, їх комплексний аналіз з петрографічним, петрохімічним матеріалом дозволяють вирішувати низку завдань щодо визначення, кореляції і зіставлення палеогеодинамічних характеристик гранітоїдних утворень докембрійських кристалічних щитів. Одним з результатів таких досліджень є визначення геодинамічної обстановки зон тектоно-магматичної активізації, для яких визначено специфічні риси тектонічного режиму, типу деформацій, окисно-відновного потенціалу середовища тощо.

УДК 553.221.2(477)

Перспективи подальших досліджень у даному напрямку. Розроблений спосіб визначення геодинамічних обстановок зон тектоно-магматичної активізації докембрійо кристалічних щитів дозволяє на детальнішому рівні розпізнавати і корелювати гранітоїди при пошуках металоґенічно спеціалізованих об'єктів.

1. Абрамович І.І., Бурдз А.І., Вознесенский В.Д. и др. Геодинамические реконструкции. – Л., 1989. 2. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л., 1978. 3. Петрогеохимия і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І.Толстой, Ю.Л.Гасанов, Н.В.Костенко та ін. – К., 2003. 4. Сухорада А.В., Гузий Н.И., Лобанова Ю.А. Петромагнитные особенности и рудные минералы гранитоидов Приазовья // Вест. Киев. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1985. – Вып. 12. – С.37-45. 5. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Соловьев И.В. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування // 36. наук. праць Київ. ун-ту. – 1995. – № 1. – С.65-79. 6. Толстой М.И., Гожик А.П. Петрофизическая характеристика геодинамических условий формирования гранитоидных образований // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1989. – № 7. – С.43-49. 7. Airo Meri-Liisa Aeromagnetic and petrophysical investigations applied to tectonic analysis in the northern Fennoscandian shield. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti // Geological Survey of Finland, Report of Investigation 145. – 1999. 8. Comparison of petrophysical and rock geochemical data in the Tampere-Hameelinn area, southern Finland / Lachinen, Raimo and Korhonen, Juha V. – Geological Survey of Finland, 1996. – Bull.392.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

М.В.Рузіна, канд. геол. наук,
А.М.Бєстужев,
І.В.Жильцова, асп.

МЕТАЛОГЕНІЧНА СПЕЦІАЛІЗАЦІЯ МЕТАСОМАТИЧНИХ ФОРМАЦІЙ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Наведено дані відносно рудоносності метасоматитів Середньопридніпровського блока Українського щита.

Data are given about ore-bearing of metasomatites in the Middle Predniprovia geoblock of the Ukrainian shield.

Родовища корисних копалин і рудопрояви просторово і генетично тісно зв'язані з певними потенційно рудоносними метасоматичними формаціями, які й обумовлюють процеси рудоутворення. Вони містять інформацію про структурно-тектонічні й літологічні умови локалізації зруденіння. Більшість з них є породами, що вміщують рудні тіла, але частина являє собою самостійний вид мінеральної сировини (тальк, магнезит, хризотил- і амфібол-азбест).

Наявність метасоматитів є також своєрідним індикатором фізико-механічних і хімічних властивостей вміщуючих порід, сприятливих чи несприятливих для локалізації рудних тіл. Просторове положення, форма і розміри тіл метасоматитів фіксують шляхи руху рудоносних розчинів і дозволяють судити про інтенсивність їхнього впливу на вміщуючі породи.

Найперспективнішими з огляду рудоносності варто вважати могутні й протяжні тіла метасоматитів, що характеризуються повним набором метасоматичних зон, включаючи внутрішні, оскільки їхня наявність є свідченням інтенсивного прояву гідротермально-метасоматичного процесу.

Різні формації метасоматитів виявляють, з одного боку, переважну приуроченість до геологічних структур визначеного типу, а з іншого – відносно чітко виражену рудну спеціалізацію [1, 2].

Існують певні закономірності розподілу типів метасоматозу і металоносності й у зеленокам'яних структурах Середнього Придніпров'я. З'ясовано, що метасома-

тичні процеси в межах Центральної частини Українського щита генетично зв'язані з гранітизацією зеленокам'яних товщ.

Слід зазначити, що розвиток кальцій-магнієвого метасоматозу (базавлукітизація) пов'язаний із впливом вторинних флюїдів дебіазифікації. У той же час рудні компоненти, генетично зв'язані з вулканогенними формаціями (Ni, Co, Cu, Pt, Au і Fe) у результаті метасоматозу часто утворюють вторинні концентрації.

Відомо, що з пневматолітовою стадією метасоматичного процесу (грейзеновою, вторинних кварцитів) зв'язані геохімічні аномалії й концентрації наступних асоціацій елементів: Nb-Ta, Li-Cs, U-Th-TR, Cu-Zn, Mo-W, Au, B, F, Ba-Sr; з гідротермальною стадією (пропілітизація, лиственітизація, кварц-карбонатний метасоматоз) – концентрації Ni, Co, Cu, Cr, Zn, Bi, Pb, Au, Ag, S, As, Sb [2].

У таблиці наведено першу і тому попередню спробу відбити конкретний зв'язок метасоматичних формацій з рудопроявами і проявами підвищеної мінералізації в межах Середньопридніпровської граніт-зеленокам'яної області.

Водночас слід зазначити, що наведені висновки правомірні лише на даному етапі вивченості проблеми. До числа питань, що вимагають подальшого вивчення, варто віднести особливості мінералого-петрографічного складу метасоматитів, фізико-хімічних умов утворення, вплив складу вихідних порід на характер метасоматичних змін, а також взаємовідносини між ме-

тасоматозом і рудоносністю в різних ЗКС Середньо-придніпровського блока.

Таким чином, підсумовуючи закономірності розподілу метасоматичних формацій в межах Середньопридніпровського блока, можна зазначити:

- ступінь дослідженості метасоматитів у межах Середньопридніпровського блока вкрай нерівномірний;

- найпоширенішою в Середньому Придніров'ї є кварц-мусковітова формація (грейзени), проявлена в усіх досліджуваних ЗКС;

- практично в усіх вивчених зеленокам'яних структурах розповсюджені пропіліти й лиственіт-березити;

- найпродуктивнішими за комплексом компонентів зруденіння слід вважати формації грейзенів і лиственіт-березитів.

Таблиця. Зв'язок метасоматичних формацій з рудопроявами в Середньопридніпровському блоці Українського щита

Стадія метасоматичного процесу	Метасоматична формація	Рудопрояви і корисна мінералізація	ЗКС Середнього Придніров'я
Пневматолітова	Кварц-мусковітова (грейзени)	Mo, W, Ta, Nb, B, F, Li, Rb, Cs, Be, Au	Конкська ЗКС
Гідротермальна	Епідот-хлорит-альбітова (пропіліти)	Au, Cu, Zn	
	Амфібол-карбонатна	Au, Cu, Zn	
	Серицит-карбонатна (лиственіт-березити)	Au, Cu	
Пневматолітова	Кварц-мусковітова (біотитова) – грейзени	Ag, W, Mo, Pb, Ni	Сурська ЗКС
Гідротермальна	Епідот-хлорит-(амфібол)-альбітова – пропіліти	Au, Ni, Sn	
	Амфібол-карбонатна	Au	
	Серицит-карбонатна (лиственіт-березити)	Au, Ag, W, Cu, Ni, Co	
Пневматолітова	Кварц-мусковітова (грейзени)	Au, Mo	Чортомлицька ЗКС
Гідротермальна	Амфібол-плагіоклазова (базавлукіти, токіти)	Th, TR, Ba	
	Епідот-хлорит-амфібол-альбітова (пропіліти)	Au, Cu, Zn	
	Амфібол-карбонатна	Au, Cu, Zn	
	Серицит-карбонатна (лиственіт-березити)	Au, Cu, Zn	
Пневматолітова	Кварц-мусковітова (грейзени)	W, Mo, Bi, Au	Верхівцівська ЗКС
Гідротермальна	Епідот-хлорит-амфібол-альбітова (пропіліти)	Cu, Co, Au	
	Серицит-карбонатна (лиственіт-березити)	Ni, Co, Cu, Zn, Au, As, Sb	
Пегматит-пневматолітова	Кварц-мусковітова (грейзени)	Li	Криворізька СФЗ
Гідротермальна	Егірин-альбіт-рибекітова	Fe, U	
	Кварц-карбонатна	Au, S	
	Серицит-карбонатна (лиственіт-березити)	Au, Cu, Zn	
	Епідот-хлорит-амфібол-альбітова (пропіліти)		
Пневматолітово-гідротермальна	Кварц-мусковітова (біотитова) – грейзени	Rb, Cs, W, Mo, Au	Білозерська ЗКС
Гідротермальна	Егірин-альбіт-рибекітова (егіриніти)	Au, Ag, Pt	
	Хлоритова (хлоритоліти)	Fe	
	Везувіан-гросулярова (родингіти)	Pt, Ag, Au	
	Епідот-хлорит-альбітова (пропіліти)	Au, Ag, Ni, Co	
	Тальк-карбонатна (лиственіти)	Au, Ag	
	Кварц-серицитова (березити)	Au, Ag	
	Кварц-серицит-карбонатна (лиственіт-березити)	Au, Ag, Pt, Pd	

1. Метасоматическая зональность Сурской синклинали / Монахов В.С. – К., 1986. (Препринт ИГФМ). 2. Щербань И.П. Рудоносные около-жильные метасоматиты. – К., 1996.

Надійшла до редколегії 01.12.2003 р.

УДК 552.321:553 (477.4)

О.М.Михайліченко

ДО ПИТАННЯ ПРО ЗВ'ЯЗОК ЕВОЛЮЦІЇ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ДЕЯКИХ ГРАНІТОЇДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО РАЙОНУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА З ЇХНЬОЮ ПОТЕНЦІЙНОЮ РУДОНОСНІСТЮ

На основі петрохімічних критеріїв зруденіння проаналізовано потенційну рудоносність інтрузивних гранітоїдів чорно-кіт-гранітової стадії гранітоутворення Північно-Західного району УЩ. Продемонстровано зв'язок еволюції хімічного складу гранітоїдних утворень з їхньою потенційною рудоносністю.

The potential ore resources of the granitoids of the charnockite-granite stage of the North-Western region of the Ukrainian Shield are analysed on basis criterions of whole-rock major element geochemistry. The connection of ore formation with geochemical evolution of the granitoids is shown.

Вступ. Відомо, що встановлення характерних закономірностей еволюції магматизму сприяє виявленню не тільки найзагальніших особливостей формування земної кори, але й знаходженню джерел рудної речовини і причин її концентрації [11]. Щодо рудоносності гранітоїдних утворень слід зазначити, що інтрузивно-магматичні (алохтонні) гранітоїди в металогенічному відношенні набагато перспективніші, ніж непереміщені палінгенно-анатектичні,

а просторово та генетично пов'язані з ними різні типи рідкіснометалевого зруденіння звичайно приурочені до пост-магматичних процесів метасоматичного перетворення (альбітизація, грейзенізація і т. п.).

Постановка проблеми. Автором було поставлено завдання простежити зміну в часі потенційної рудоносності гранітоїдів у контексті дослідження еволюції хімізму їх на прикладі утворень, що розвинуті в межах Північно-

© О.М.Михайліченко, 2004

Західного району Українського щита та віднесені до букинського (формація інтрузивних чарнокітоїдів), осницького (формація інтрузивних діоритів, гранодіоритів і гранітів) та кишинського (формація сублужних та лейкократових гранітів) комплексів. Вибір саме цих гранітоїдів для дослідження зв'язку потенційної рудоносності гранітоїдів з особливостями зміни їхнього хімічного складу в ході розвитку магматизму не випадковий. Відповідно до уявлень про стадійність коруєтворюючих процесів у докембрії [4] та поділу гранітоїдів залежно від рівня генерації вихідних магм [5] гранітоїди букинського, осницького та кишинського комплексів приурочені до чарнокіт-гранітової стадії, яка ставиться у відповідність до протогеосинклінального етапу розвитку УЩ [2], та належать до інтрузивно-магматичного типу. Згідно з існуючою стратиграфічною схемою найбільш раннім з досліджуваних комплексів є букинський, молодшим – осницький, а найпізнішим за часом становлення – кишинський. Таким чином, процеси гранітоутворення, що призвели до послідовного формування зазначених комплексів різної формаційної належності, але одного і того ж петрогенетичного типу, віддзеркалюють певний етап розвитку даної ділянки УЩ. Явище еволюції зазначених гранітоїдних формацій, що послідовно виникають: букинський комплекс → осницький комплекс → кишинський комплекс за схемою типізації еволюції магматичних утворень І.І.Абрамовича відповідає "еволюції, що виявляється в послідовній зміні формаційних типів у межах єдиного регіону (тектано-магматичного циклу)" [1].

Виклад. З метою характеристики речовинного складу наведених гранітоїдних комплексів були відібрані наступні петротипи, що відповідають провідним монопородною різновидам, тобто мають переважне поширення в складі комплексів. Букинський комплекс охарактеризовано нами букинським та тригурським кварцовими монцодіоритами, петротипами осницького комплексу взято амфібол-біотитові гранодіорити та граніти, а для характеристики кишинського комплексу відібрано три петротипові різновиди – мухарівський лейкократовий граніт та сублужні кишинський та устинівський граніти [13]. Попередніми дослідженнями із застосуванням методу багатовимірної статистичної фільтрації [8] автором у межах еволюційної послідовності: букинський комплекс → осницький комплекс → кишинський комплекс встановлено наступний ряд, що відображає спрямовану зміну хімічного складу різновікових гранітоїдних утворень: букинський кварцовий монцодіорит → тригурський кварцовий монцодіорит → осницький гранодіорит → осницький граніт → мухарівський граніт → устинівський граніт → кишинський граніт. Слід зазначити, що дана послідовність практично повністю узгоджується з результатами ізотопного датування та геологічними спостереженнями щодо послідовності формування цих утворень. Виняток становлять тільки устинівські граніти, для яких отримано датування (1750 млн років) набагато молодше, ніж для гранітів Кишинського масиву (1850 млн років) [12], що у свій час поряд з просторово близьким положенням зумовило віднесення цих гранітів до пержанського комплексу. Цілком імовірно, що таке "омолодження віку" устинівських гранітів пов'язано з тектоно-магматичною активізацією та метасоматичними процесами, що привели до формування гранітів пержанського комплексу.

Процес петрохімічної еволюції комплексів, що послідовно утворюються, носить гомодромний характер та знаходить своє відображення, головним чином, у закономірній зміні вмісту породоутворюючих оксидів. При переході від початкових до кінцевих складових еволюційної послідовності відбувається чітке спрямоване зби-

льшення вмісту SiO_2 , зменшення вмісту FeO , MgO , CaO , менш витримане зменшення TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO та підвищення K_2O і невизначена зміна Na_2O . Характер закономірної зміни хімізму простежується також і на прикладі обчислених петрохімічних коефіцієнтів та індексів. Так, від букинських кварцових монцодіоритів до кишинських гранітів відбувається спрямоване збільшення коефіцієнта глиноземистості $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$, фельзичного $100(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ та мафічного $100(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ індексів, за В.С.Сімпсоном, коефіцієнта лужності, за У.Райтом $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O})$, коефіцієнта окисності заліза $100\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ та зменшення індексу затвердіння Х.Куно $100\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, коефіцієнта залізистості, за Уейджером $100(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})/(\text{Na}+\text{K}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mg})$, та інших петрохімічних параметрів. Деяка закономірність спостерігається і при розгляді величин дисперсій (стандартних відхилень) петрогенних оксидів. Як видно з рисунка, від початкових членів еволюційного ряду до кінцевих відбувається зменшення дисперсій MgO , CaO та FeO на фоні незакономірної зміни варіацій вмісту інших компонентів.

Дана особливість підвищення стабільності складу гранітоїдів у ході розвитку магматизму ймовірно пов'язана з наближенням складу все більш пізніх гранітоїдів до евтектичного. Подібна тенденція зменшення варіацій складу мала б відображатись і на прикладі інших оксидів, але проявлені метасоматичні перетворення (калішпатизація та альбітизація), що найінтенсивніше впливають на зміну вмісту K_2O , Na_2O та SiO_2 , призводять до збільшення дисперсій цих компонентів.

Таким чином, поведінка зазначених вище петрохімічних параметрів у ході еволюції гранітоїдного магматизму свідчить, що вихідні магми різновікових гранітоїдів носили все більш і більш диференційований характер. Критеріями для оцінки потенційного зруденіння в контексті еволюційних досліджень автором було використано розрахунок запропонованих Б.Н.Пермяковим [9] наступних петрохімічних модулів, що базуються на співвідношеннях атомних кількостей петрогенних елементів: кремнекислотність $q = [\text{Si}-(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}+\text{Mg}+\sum\text{Fe})]$; вапняковість $c = \text{Ca}:(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; лужність $\alpha = (\text{Na}+\text{K}) : \text{Al}$; залізистість $f = \sum\text{Fe}:(\sum\text{Fe}+\text{Mg})$; тип лужності $n = \text{Na} : (\text{Na}+\text{K})$.

Оцінка рудоносності здійснюється шляхом нанесення фігуративних точок об'єктів на діаграми в координатах цих параметрів, на яких виділено емпіричні поля рудоносних гранітоїдних асоціацій, або шляхом зіставлення обчислених модулів з наведеними граничними величинами. Результати проведеного, таким чином, аналізу потенційної рудоносності досліджуваних гранітоїдів продемонстровано в таблиці. Простежується чітка тенденція зміни типу зруденіння в ході розвитку гранітоїдного магматизму: від золото-поліметалевої, золото-молібденової та поліметалевої мінералізації, що притаманна для початкових членів еволюційного ряду, до комплексної олов'яної, лужно-рідкометалевої, вольфрам-ніобієвої та флюоритової мінералізації на заключних етапах формування гранітоїдів. При цьому еволюція складу різновікових гранітоїдів відображається в спрямованому збільшенні значень модулів q , α та f та зменшенні значень c та n .

Дані щодо належності відібраних петротипів до певних металогенічних груп також підтверджуються виконанням розбракюванням гранітоїдів з виділенням з них рудоносних за допомогою бінарної петрохімічної діаграми З.Г.Караєвої [6] в координатах $A = (\text{Na}+\text{K})-\text{Ca}$ та $B = (\text{Na}-\text{Ca})/\text{K}$, де параметр A характеризує лужність порід, а параметр B визначає їх рудоносність. Точки складів, що відповідають осницьким гранодіоритам, потрапляють у поле

значень, характерних для гранодіоритів та адамелітів, з якими пов'язані родовища Pb, Zn, Mo та W ($A = 110-165$, $B > 0,7$), склади мухарівських, устинівських та кишинських гранітів локалізуються в області біотитових та лейкократових гранітів з W, Mo, Be та Sn ($A > 190$, $B > 0,85$), і тільки

деякі проби найбільш метасоматично змінених мухарівських, устинівських та кишинських (жубровицьких) гранітів, характеризуються найвищими значеннями параметрів A та B ($A > 220$, $B > 1,1$), що притаманні ніобій-танталоносним апогранітам.

Таблиця. Потенційна рудоносність провідних петротипів букинського, осницького та кишинського комплексів за петрохімічними модулями Б.Н.Пермякова

Рудоносні групи	Петротипи						
	1	2	3	4	5	6	7
I – асоціації із золото-поліметалевою та поліметалевою мінералізацією	+	+					
II – асоціації із золото-молібденовою (та поліметалевою) мінералізацією			+				
III,а – асоціації з молібденовою (та золото-молібденовою) мінералізацією				+			+
III,б – асоціації із власно молібденовою мінералізацією				+			
IV – асоціації з молібден-вольфрамовою мінералізацією						+	
V – асоціації з вольфрамовою та флюоритовою мінералізацією					+	+	+
VI – асоціації з комплексною олов'яною, олово-вольфрамовою та лужно-рідкіснометалевою мінералізацією					⊕	+	⊕
VII – асоціації з ніобій-фтористою, вольфрам-ніобієвою та флюоритовою мінералізацією					+	+	⊕

Номери петротипів: 1 – букинський кварцовий монцодіорит, 2 – тригурський кварцовий монцодіорит, 3 – осницький гранодіорит, 4 – осницький граніт, 5 – мухарівський граніт, 6 – устинівський граніт, 7 – кишинський граніт; + – належність петротипу до рудоносної групи; ⊕ – належність до найбільш характерної рудоносної групи.

Отримані за петрохімічними критеріями результати потенційної рудоносності гранітоїдів букинського, осницького та кишинського комплексів, досить добре узгоджуються з даними, відносно відомих рудоносних об'єктів, що приурочені до цих комплексів. Так, серед площ поширення гранітоїдів осницького комплексу відомо 6 рудопроявів (Віровське, Ясногірське, Рокитнянське та ін.) та 20 точок мінералізації молібдену [3, 10]. У межах Устинівського масиву також виявлено низку перспективних рудопроявів молібдену: Вербинський, Урочище Високе та ін. (молібденова грейзенова формація), де поруч з основним рудним мінералом – молібденітом, присутні галеніт, сфалерит, пірит, мінерали срібла й вісмуту, рідше халькопірит, каситерит та літєві слюди [7]. Із зонами постмагматичної зміни мухарівських гранітів пов'язані підвищені концентрації берилію, літію, олова, ніобію, цирконію; гранітів Кишинського масиву (Жубровицька ділянка) – берилію, ніобію та лантанодів.

На металогенічній спеціалізації гранітоїдів букинського комплексу слід зупинитися детальніше. Як видно з таблиці, шляхом застосування петрохімічних критеріїв отримано належність букинського та тригурського кварцових монцодіоритів до асоціації із золото-поліметалевою та поліметалевою мінералізацією. У роботі [10] автори відмічають, що в гранітоїдах букинського комплексу встановлено невеликі рудопрояви молібденіту, галеніту, халькопіриту та інших сульфідів, але відносно золоторудної мінералізації ніяких даних не наведено. Проте цікавим та важливим моментом є те, що при розгляді металогенічної позиції близького у формаційному та віковому відношенні новоукраїнського комплексу (Інгуло-Інгулецький мегаблок) знаходимо відомості, що до постмагматичної гідротермально-пневматолітової стадії кисломагматизму цього комплексу приурочені рудопрояви золота та свинцю, що локалізуються у вм'ячуючих гнейсах та мігматитах. Тому, на думку автора, не виключено, що подібні концентрації рудних компонентів можуть бути пов'язані і з гранітоїдами Букинського масиву. До того ж петроподібний склад букинського комплексу має дуже багато спільного з еталонною рудоносною акутуй-шахтамінською габро-монзоніт-граносієніт-гранодіоритовою асоціацією Забайкалля, відносно якої й були отримані Б.Н.Пермяковим граничні вели-

чини петрохімічних модулів для групи гранітоїдів із золото-поліметалевою мінералізацією (металоносні гранітоїди акутуй-шахтамінської габро-монзоніт-граносієніт-гранодіоритової асоціації Забайкалля представлені кварцовими діоритами, кварцовими монцодіоритами, кварцовими сієніто-діоритами та кварцовими сієніт-порфірами). Підкреслюється, що для золото-поліметалевих магматичних асоціацій важливим фактором є наявність базитової породної групи (габроїдів) та помірно кислих гранітоїдів [9].

Висновки. Враховуючи те, що певне зруденіння асоціюється з певним петрохімічним типом, еволюцією хімізму досліджуваних гранітоїдів обумовлює еволюцію типів зруденіння, які пов'язані з цими гранітоїдами, що, таким чином, відображає спільні тенденції диференціації речовини земної кори.

1. Абрамович И.И., Груза В.В. Фаціально-формационный анализ магматических комплексов. Петрохимические исследования. – Л., 1972.
2. Гранитоидные формации Украинского щита / И.Б.Щербаков, К.Е.Есипчук, В.И.Орса и др. – К., 1984.
3. Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность: Справочник / К.Е.Есипчук, В.И.Орса, И.Б.Щербаков и др. – К., 1993.
4. Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. – К., 1988.
5. Есипчук К. Гранитоиды Украинского щита (формаційне та вікове розчленування) // Актуальні проблеми геології України: 36. матеріалів. – К., 1998. – С.13-14.
6. Караева З.Г. Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов // Докл. АН СССР. – 1968. – Т. 179. – № 6. – С.1436-1439.
7. Комплексна металогенічна карта України. Масштаб 1:500 000. Пояснювальна записка. – К., 2002.
8. Михайличенко О.М., Жуков М.Н. Комп'ютерне моделювання петрохімічної еволюції гранітоїдів засобами інформаційної системи "Фільтр" (на прикладі Північно-Західного району Українського щита) // Вісн. Київ ун-ту. Геологія. – 2002. – Вип. 21-22. – С.139-140.
9. Пермяков Б.Н. Петрохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных ассоциаций Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1983. – № 8. – С.82-91.
10. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Е.М.Есипчук, Е.М.Шеремет, О.В.Зинченко и др. – К., 1990.
11. Рудник В.А., Беляев Г.М., Богданаева М.В. и др. Направленность петрохимической эволюции магматизма: Тр. ВСЕГЕИ. – 1975. – Т. 241. – С.19-43.
12. Скобелев В.М. Петрохимия и геохронология докембрийских пород Северо-Западного района Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. – К., 1984.
13. Толстой М., Гасанов Ю., Гожик А., Соловьев И. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування: 36. наук. праць. – К., 1995. – № 1. – С.65-79.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

УДК 552.321.6(477.64)

М.М.Ільвицький, канд. геол.-мінералог. наук,
Н.Ф.Дуднік, канд. геол.-мінералог. наук,
С.Є.Поповченко, канд. геол.-мінералог. наук,
Л.Г.Шукайло, канд. геол.-мінералог. наук,
М.В.Рузина, канд. геол.-мінералог. наук

ВИХІДНИЙ МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД УЛЬТРАМАФІТІВ ПІВДЕННО-БІЛОЗЕРСЬКОГО МАСИВУ І РОЗПОДІЛ БЛАГОРОДНИХ МЕТАЛІВ

Відновлено вихідний мінеральний склад ультрамафітів Південно-Білозерського масиву за реліктово-псевдоморфними структурами магнетиту і реліктам первинномагматичних мінералів і розподіл у розрізі ультрамафітів благородних металів.

Having been restored the initial mineral contains ultramafits of Yuzno-Belozersky massive on relicts of primary magmatic mineral and distribution in the cut of ultramafits of noble metals.

У межах Південно-Білозерського ультрамафітового масиву виявлено кумулятивні перидотити [3], метаморфизовані до стадії антигорових серпентинітів і тальк-карбонатних порід. Формування нодулів в них пояснюється послідовною зміною асоціацій кумулятивних (олівін I, хромшпінелід I) та інтеркумулятивних (олівін II, ромбічний I і моноклінний I піроксен, хромшпінелід II) мінералів у процесі кристалізації та диференціації магми [4].

В антигорових серпентинітах виявлена реліктово-псевдоморфна структура магнетиту, що оконтурює овоїдний олівін і хромшпінелід і виділяється в тріщинах спайності й відокремленості орто- і клінопіроксенів кумулятивного перидотиту. Інтерстиції овоїдів серпентизованого олівину виповнені серпентизованими піроксенами і хромшпінелідами, гідротермальним магнетитом.

У великих шліфах (3 x 4 см) при збільшенні 3-8 спостерігаються переважаючі дунітові ділянки полігональної структури кумулятивної фази (олівін I, хромшпінелід I). Між ділянками кумулятивної фази присутні інтерстиційні ділянки інтеркумулятивної фази (олівін II, хромшпінелід II, ромбічний і моноклінний піроксен у різних співвідношеннях). Ділянки інтеркумулуса можуть бути гарцбургітові (олівін II, хромшпінелід II, ромбічний піроксен I) лерцолітові (олівін III, хромшпінелід III, ромбічний II і моноклінний I піроксен), верлітові (олівін IV, хромшпінелід IV, моноклінний піроксен II), піроксенітові (ромбічний III і моноклінний III піроксен, хромшпінелід і титаномангнетит).

Виконано 104 (у тому числі 11 золотоносних і 13 не золотоносних) лазерних мікроспектральних аналізів (аналітик Б.Т.Гейдман) рудних мінералів кумулятивних ультрамафітів: кумулятивних хромшпінелідів – 61 (у тому числі 3 золотоносні і 7 платиноносних); інтеркумулятивних хромшпінелідів – 14 (у тому числі 3 золотоносні і 3 платиноносні); інтеркумулятивних гідротермальних магнетитів – 21 (у тому числі 3 золотоносні і 2 платиноносні); прожилкових гідротермальних магнетитів – 8 (у тому числі 2 золотоносних і 1 платиноносний).

Вміст золота коливається від 5-10 г/т у магнетиті (Ti^{n+}) з кварц-карбонат-хлорит-тремолітової, хлорит-кварц-карбонатної (вміст Ti в магнетиті 4-5 %) і серпентин-тальк-карбонатної порід; до 50-90 г/т у кумулятивних хромшпінелідах першої генерації; 50-100 г/т в інтеркумулятивних хромшпінелідах другої генерації; 60-200 г/т у інтеркумулятивних гідротермальних магнетитах.

Вміст платини коливається від 5 до 60 г/т в кумулятивних хромшпінелідах першої генерації; від 10 до 80 г/т в інтеркумулятивних хромшпінелідах другої генерації; від 5 до 150 г/т в інтеркумулятивних гідротермальних магнетитах.

Кумулятивні ультрамафіти за хімічним складом і петрографічними перерахунками за методом Заварицького-Соболева представлені гарцбургітами із вмістом віртуального олівину 70,2–86 %, ромбічного піроксену (13,2–26,4 %, моноклінного піроксену 4 %. За відношенням магнію до заліза (4,4–4,7) кумулятивні перидотити Південно-Білозерського масиву були віднесені до похі-

дних мафітової магми (ультрафербазити за Н.Д.Соболевим). Цей висновок не заперечує раніш проведеним дослідженням ультрамафітів Південно-Білозерського масиву [1].

При вивченні 324 шліфів (В.І.Ганецький, В.М.Кравченко, [2]), рівномірно відібраних по всій потужності масиву в діагональному квершлязі на горизонті 640 м Запорізького залізничного комбінату (ЗЖРК), указано, що в серпентинітах знайдено релікти перидотитів і піроксенітів, а також накопичення нодулів хромшпінелідів розміром 2–8 мм, які різною мірою заміщені магнетитом при серпентинізації. Вони свідчать про повільну кристалізацію нодулів рудної частини розплаву, в якому пройшла ліквідація.

Таким чином, з урахуванням виявлених і описаних кумулятивних та інтеркумулятивних овоїдних структур перидотитів, що вказують на послідовну кристалізацію і диференціацію магматичного розплаву, на інтервалі 443–527 м у керні свердловини 800 [3] і даних перетину масиву ультрамафітів від лежачого до висячого боку діагонального квершлягом на горизонті 640 м ЗЖРК [2] було поставлено завдання відновлення вихідного мінерального складу ультрамафітів Південно-Білозерського масиву за реліктово-псевдоморфними структурами магнетиту і реліктовими первинномагматичними мінералами і розподілу в розрізі ультрамафітів благородних металів (Au, Ag, Pt). Нижче наведено дані, одержані в результаті науково-технічного співробітництва Національної гірничої академії України і Науково-дослідного інституту геології Дніпропетровського державного університету.

У напрямку від лежачого до висячого боку тіла ультрамафітів спостерігаються наступні різновиди порід.

Дуніт (№ 1–29) дрібно- і мікрозернистої будови переважно карбонат-тальк-серпентинового складу зі збереженими первинними реліктово-псевдоморфними кумулятивними структурами. Кумулятивний олівін першої генерації округлої, еліпсоїдальної, полігональної форми від 0,2 до 2-3 мм. Хромшпінелід першої генерації утворює кристали октаедричного і кубічного габітусу або зерна ізометрично-округлої форми (100–300 мкм) у вигляді оторочок навколо і всередині кристалів олівину першої генерації. Вміст його коливається від 1 до 10 %, у середньому становлячи 3%.

Інтеркумулус у дунітах присутній в поодиноких пробах, і його вміст коливається від 0 до 15 %, становлячи в середньому близько 2 %. Інтеркумулус представлений олівином (від 0 до 7 %, середнє значення – 0,6 %), ромбічним піроксеном (від 0 до 15 %, середнє значення – 0,8 %), хромшпінелідом (від 0 до 3 %, середнє значення – 0,6 %).

Лерцоліт I (№ 30–105) дрібно- і мікрозернистої будови в основному амфібол-серпентинового складу зі збереженими первинними реліктово-псевдоморфними кумулятивними і інтеркумулятивними структурами. Кумулу-

представлений глобулоподібними і полігональними кумулокристалами олівину першої генерації розміром від 0,5 до 3, рідше 5 мм. У поодиноких зразках збереглися релікти олівину розміром від 0,025 до 3 мм (від поодиноких зерен до 8 %). Олівін представлений форстеритом із вмістом фаялітової складової не більше 10 %. Кумулятивний хромшпінелід першої генерації октаедричного і кубічного габітусу або округлої, ізометричної, ромбоподібної форми асоціює з олівіном першої генерації. Розміри зерен хромшпінеліду змінюються від 0,001 до 1,0 мм, середній розмір 0,1–0,3 мм.

У лерцолітах спостерігається друга фаза кристалізації розплаву – інтеркумулус, що становить від 10 до 70 %, середнє значення – 11,5 %. Інтеркумулус складається з олівину (10–45 %, середнє значення – 11 %), ромбічного (5–35 %, середнє значення – 11 %), моноклінного піроксену (2–45 %, середнє значення – 11 %), хромшпінеліду (1–10 %, середнє значення – 2,6 %).

Інтеркумулятивний олівін представлений дрібнішими, ніж кумулятивний олівін глобулями (0,05–0,5 мм, рідко до 1 мм), які утворюють пойкилітові включення в кристалах ромбічних і моноклінних піроксенів.

Ромбічний піроксен (бронзит) таблитчастої, неправильної, клиноподібної форми. Розміри зерен (0,5–3 мм). По ромбічному піроксену розвинений бастит (до 30 %).

Моноклінний піроксен (діопсид) представлений зернами таблитчастої, кутастої форми, близької до ізометричної. Розміри зерен коливаються від 0,3 до 3 мм. По моноклінному піроксену розвиваються амфіболи від актинолітів до титановмісних керсутитів.

Хромшпінелід інтеркумулусу спостерігається на контурах або всередині глобулей олівину і піроксенів у вигляді кристалів кубічного і октаедричного габітусу. Розміри агрегатів і кристалів коливаються від 0,001 до 0,5 мм, рідко до 1 мм. Відмічаються шлірові виділення хроміту до прожилків. Розміри нодулів хроміту коливаються від 0,1 до 2 мм в парагенезисі з ромбічним і моноклінним піроксенами, антигоритом, прохлоритом, які вивопнюють прожилки. Кількість гідротермального пілоподібного магнетиту коливається від 0 до 15 %, у середньому становлячи 4,5 %. Лейкоксен спостерігається епізодично, розміри кристалів від 0,05 до 0,1 мм. Лейкоксен розвивається по магнетиту.

Лерцоліт II (№ 106–215). Кумулятивна фаза варіює від 15 до 85 % і складається крупними глобулями та полігональними зернами олівину (0,1–3 мм). По олівину розвинені повні псевдоморфози серпентину, рідше тальку і карбонату. Релікти олівину (0,01–0,1 мм) зустрічаються в поодиноких зразках. Вміст кумулятивного хромшпінеліду коливається від 1 до 10 %, у середньому становлячи 2 %. Хромшпінелід утворює зерна ізометричної, неправильної, ромбоподібної форми, октаедричного і кубічного габітусу. Розміри зерен варіюють від 0,001 до 2 мм, звичайно від 0,1 до 0,3 мм. Шлірові виділення хроміту часто лейкоксенизовані (ільменохроміт).

Інтеркумулятивна фаза становить від 5 до 30 %, у поодиноких пробах до 50–70 %. Середній вміст інтеркумулусу 10,1 %. Склад інтеркумулусу: олівін II (0–10 %, середнє значення – 3,4 %), ромбічний (0–15 %, у середньому 2 %), моноклінний (0–30 %, середнє значення – 2 %) піроксени, хромшпінелід II (1–10 %, середнє значення – 2,7 %).

Олівін інтеркумулусу представлений дрібнішими від 0,05 до 0,5 мм, рідко до 1 мм глобулями з чіткими контурами кулеподібної та еліпсоїдальної форми, що утворюють пойкилітові включення в ромбо- і клинопіроксенах. По олівину розвиваються повні псевдоморфози серпентину, рідше псевдоморфози ідингситу, тальку, хлориту і карбонату.

Ромбічний піроксен заміщений цілком баститом, іноді зберігаються окремі релікти розмірами 0,2–2 мм.

Моноклінний піроксен (авгіт) – у вигляді кристалів таблитчастої, ізометричної форми, розмірами від 0,05 до 0,5 мм, зрідка до 2 мм.

Хромшпінеліди інтеркумулусу утворюють скупчення кристалічних агрегатів кубічної, октаедричної та ромбоподібної форми.

Сфен спостерігається у вигляді поодиноких зерен розміром від 0,01 до 0,25 мм іноді до 0,6 мм. По периферії зерна сфену оточені оторочкою магнетиту. (№ 136, 137).

Лейкоксен спостерігається у вигляді кристалів неправильної форми, розміром від 0,5 до 2 мм.

Апатит утворює поодинокі безбарвні зерна неправильної форми розміром від 0,01 до 0,1 мм.

У зразках № 134, 168–190 спостерігаються ксеноліти залізистих кварцитів (сланців) грюнерит-сидероплезит-стилвіномеланового складу. У висячому боці ксеноліту спостерігається реакційна зона, що складається з тальк-карбонатних, тальк-прохлоритових, карбонат-прохлоритових, тремоліт-хлоритових порід.

Гарцбургіти (№ 216–237) дрібно- і мікрозернистої будови в основному тальк-карбонат-антигоритового складу зі збереженими первинними реліктово-псевдоморфними кумулятивними структурами з фазою інтеркумулусу.

Перша фаза кристалізації у вигляді крупних від 0,1 до 2 мм кумулокристалів-глобулей і полігональних зерен олівину I генерації. Олівін повністю серпентинізований з утворенням псевдоморфоз антигориту, рідше тальку, карбонату і хлору (рипідоліту).

Хромшпінеліди I генерації (1–5 %, середнє значення – 1,2 %) утворюють кристали октаедричного, кубічного габітусу навколо і всередині зерен олівину. Розміри зерен коливаються від 0,01 до 0,5 мм.

Інтеркумулус (5–25 %, середнє значення – 24 %): олівін (5–25 %, середнє значення – 12 %), ромбічний піроксен (5–25 %, середнє значення – 10 %), хромшпінелід (1–15 %, середнє значення – 2 %).

Інтеркумулятивний олівін представлений дрібнішими, ніж кумулятивний глобулями (0,05–0,3 мм) округлої форми, що утворюють пойкилітові включення в кристалах ромбічних піроксенів. По олівінам утворюються повні псевдоморфози антигориту, рипідоліту, рідше тальку і карбонату.

Ромбічний піроксен повністю заміщений баститом.

Хромшпінеліди ізометрично округлої форми (0,01–2 мм) – мінерали інтеркумулятивної фази розташовані по контурах глобулей олівину і таблиць піроксенів.

Лерцоліт III (NN 245–319) дрібно- і мікрозернистої будови, в основному хлорит-антигоритового складу. Кумулятивна фаза у вигляді крупних (0,1 до 3–5 мм) кумулокристалів-глобулей і полігональних зерен олівінів I генерації. У ряді проб збереглися релікти олівину. Вміст реліктів коливається від поодиноких зерен до 30 %. Релікти олівину збереглися тільки в кумулятивній фазі й склад їх коливається від форстеритів (не більше 10 % Fa), хризолітів (20±5 % Fa) до гіалосидеритів (70±5 % Fa).

Хромшпінеліди кумулятивної фази становлять 1–5 %, у середньому 1,2 %. Утворюють кристали октаедричного, кубічного габітусу, а також зерна округлої, ізометричної й неправильної форми всередині та навколо кристалів олівину.

Інтеркумулус становить від 5 до 40 %, у середньому 18 %. Він складається з олівину (5–40 %, середнє значення – 12 %), ромбічного (0–20 %, середнє значення – 0,7 %), моноклінного (3–30 %, середнє значення – 3 %), піроксенів, хромшпінеліду (1–10 %, середнє значення – 2 %). Олівін інтеркумулусу представлений дрібнішими, від 0,05 до 0,5 мм, рідко до 1 мм глобулями з чіткими контурами еліпсоїдальної, шарової і округлої форми.

Ромбічний піроксен утворює виділення ромбовидної таблитчастої, клиноподібної й неправильної форми і роз-

ташований в інтерстиціях глобулей і полігональних зерен олівину. Іноді навколо зерен ромбічного піроксену спостерігаються келіфітові облямівки моноклінного піроксену. По ромбічному піроксену розвиваються повні псевдоморфози баститу таблитчастої форми (0,3–3 мм). Вміст реліктів ромбічного піроксену варіює від 0 до 20 %, у середньому 1 %.

Моноклінний піроксен (3–30 %, середнє значення – 3 %) у вигляді зерен таблитчастої форми, наближеної до ізометричної (0,3–3 мм), представлений авгітом і діопсидом.

Хромшпінелід (1–10 %, середнє значення – 2 %) розташований по контурах глобулей олівінів і піроксенів у вигляді кристалів октаедричного і кубічного габітусу (0,001–1 мм).

Сфен (1–5%) з оторочками магнетиту утворює агрегатні скупчення клиноподібної й ромбоподібної форми (0,01–0,05 мм).

Лейкоксен розвивається по магнетиту у вигляді агрегатів (0,3–1 мм).

Спостережені зміни в первинному мінеральному складі ультрамафітів обумовлені різним складом і Р-Т умовами кристалізації кумулятивних і інтеркумулятивних фаз, а також жильної фації.

Перший етап кристалізації відповідав довгому розвитку магматичного розплаву в плутонічних зонах (кумулясу), а другий – кристалізації залишкових розчинів-розплавів у проміжних фазах (інтеркумуляс). Третій етап представлений в основному породами габро-норитового ряду – жильні тіла олівін-піроксенового, габро-піроксенітового і габро-діабазового складу. Жили змінені процесами метасоматозу і біметасоматозу і представлені родингітами. Родингіти утворюються на контактах габро-піроксенітів. Мінерали біметасоматичного генезису: гранат, везувіан, воластоніт, флогопіт, тремоліт.

Угору по розрізу ультрамафітів дуніти змінюються лерцолітами I, лерцолітами II, гарцбургіти змінюються лерцолітами III.

У напрямку від лежачого до висячого боку зростає залізистість первинно-магматичних олівінів, піроксенів і хромшпінелідів, їхня титаністість.

Кумулюс має більш магнезійний, ніж інтеркумуляс склад, що видно із середньої кількості гідротермального магнетиту (%): дуніти лежачого боку (2), лерцоліти II (4), гарцбургіти (3), лерцоліти III висячого боку (6,1).

Розподіл благородних металів угору по розрізу ультрамафітів має наступну тенденцію. Спостерігається зниження середнього вмісту золота угору по розрізу ультрамафітів (г/т): від дунітів (0,0661) лежачого боку до лерцолітів I (0,0264) і лерцолітів II (0,0228) і зростає в гарцбургітах (0,0438), лерцолітах II (0,0431) висячого боку інтрузії.

Платина так само, як золото, має тенденцію накопичення в дунітах лежачого боку і зниження угору по розрізу в лерцолітах I (0,0148 г/т) і лерцолітах II (0,0102 г/т), гарцбургітах і лерцолітах III лежачого боку (0,0059 г/т).

Срібло концентрується в лерцолітах I лежачого боку інтрузії (0,0163 г/т). Від цього локального максимуму вміст срібла зменшується як до висячого боку: лерцоліт II (0,0121 г/т), гарцбургіти (0,0019 г/т), лерцоліти III (0,0022 г/т), так і до дунітів (0,0069 г/т) лежачого боку.

Слід відмітити, що коефіцієнт концентрації золота дорівнює 7 в середньому для всього ультрамафітового тіла, а в дунітах лежачого боку дорівнює 13, лерцолітах I – 5,2, лерцолітах II – 4,6, гарцбургітах і лерцолітах верхньої пачки зростає до 8,8.

Таким чином, з благородних металів в ультрамафітах Південно-Білозерського масиву концентрується, головним чином, золото в породах лежачого і висячого боків інтрузії.

Відносна анізотропія вмісту благородних металів у розрізі ультрамафітів Південно-Білозерського масиву найвища для срібла (72), платини (35) і значно зменшується для золота (13).

1. Бурцева З.А., Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. и др. Геохимические особенности ультраосновных и основных интрузивных комплексов Украинского щита (в связи с оценкой их никеленосности). – Л., 1976. 2. Ганоцкий В.И., Кравченко В.М. Стратиграфическое положение и состав Бело-Зерской серии докембрия Украинского щита // Відомості Академії гірничих наук України. – 1997. – № 4. – С.58-60. 3. Ильвицкий М.М. Кумулятивні перидотити Південно-Білозерського ультрамафітового масиву (Український щит) // Там само. – С.9-10. 4. Кокс Г.К., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород. – М., 1982.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

УДК 550.42:551.322.2

Б.Н.Іванов, канд. геол.-мінералог. наук

РІДКІСНОЗЕМЕЛЬНО-ТОРІЙ-УРАНОВІ, УРАНО-ТОРІЄВІ ПЕГМАТИТИ І ГРАНІТИ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ДЕЯКІ ПРОБЛЕМИ ЇХНЬОГО ПОХОДЖЕННЯ

Рідкісноземельно-урано-торієві пегматити і граніти є суттєво калієвими (мікрокліновими) породами. Домінуюча роль калію зумовлена процесом калієвого метасоматозу, що протікає на заключних стадіях утворення гранітів і пегматитів. З калієвим метасоматозом пов'язані радіоактивні й рідкісноземельні мінерали, які визначають геохімічну спеціалізацію описуваних порід.

Rare-earth-uranium-torium pegmatites and granites are essentially potassium (microcline) rocks. The main role of the potass is caused by process potassium metasomatism, proceeding on the final stages formations of granites and pegmatites. With potassium metasomatism are connected radioactive and rare-earth the minerals determining geochemical specialization of described rocks.

Гранітні пегматити відносяться до найдетальніше дослідженої групи гірських порід. Їхньому описанню присвячена численна геологічна література [1, 2, 8, 9 та ін.]. Найповніша характеристика гранітних пегматитів наведена А.І.Гінзбургом зі співавторами [2]. У цій монографії вся сукупність описуваних порід, відповідно до металогенезу їх та глибини формування, поділяється на 4 типи: 1) малих глибин (носії кристалізації); 2) помірних глибин (рідкіснометалеві); 3) великих глибин (слюдоносні); 4) дуже великих глибин.

Металогенічна спеціалізація пегматитів останнього типу не завжди чітко виявлена. В окремих випадках вони цікаві як керамічна сировина, іноді мають рідкісно-

земельну спеціалізацію, унаслідок чого в 50–60 рр. минулого сторіччя відносилися до рідкісноземельної формації [1]. У пізніх роботах цю назву було скасовано, тому що пегматити даної групи лише іноді збагачені рідкісноземельними мінералами, але досить часто не містять їх зовсім [2]. Подібні пегматити поширені на докембрійських щитах, простежуючись у межах глибинних блоків, складених гранітоїдами або метаморфітами, що зазнали метаморфізму гранулітової, рідше амфіболітової фації. Імовірно, до цього ж (глибинного) типу варто віднести пегматити, що контролюють рідкісноземельно-торій-уранові, урано-торієві рудопрояви і родовища. Усі вони, за невеликим винятком, є дрібними за масштаба-

ми і відносяться до одного типу, що обумовлено "низкою загальних особливостей, котрі виявляються в постійному просторовому зв'язку з калієвими гранітами, вкрапленому характері відносно бідних руд, перевазі в рудах торій-, а часто і рідкісноземельновмісного ураніті, який в ряді випадків асоціює з мінералами торію, рідкісних земель і молібденітом" [7].

У центральній частині Українського щита (УЩ) до описуваного (глибинного) типу треба віднести рідкісноземельно-торій-уранові, рідше урано-торієві пегматити й граніти. Вони поширені в межах двох районів: у лівобережній частині Південного Бугу – Синюхи й в басейні Росі (рис. 1). У тектонічному плані обидва райони приурочені до архейських мегаблоків: Дністровсько-Бузького (Південний Буг – Синюха) і Росинсько-Тикицького (Рось).

Перший з названих районів є найкраще вивченим і ввійшов у літературу за назвою Побузького урановорудного району [6]. В його межах відомі численні радіометричні аномалії, декілька рудопроявів і три незначні за масштабами торій-уранові, урано-торієві родовища, вміщуючі породи яких, метаморфізовані в умовах гранулітової фації, відносяться до дністровсько-бузької серії неоархею.

Наймасштабнішим і відносно добре вивченим у межах описуваного району є Південне родовище урану. Проблеми його генезису, викладені нижче, висвітлюються для пояснення деяких особливостей як менш досліджених об'єктів у басейні Росі, так і всієї описуваної групи в цілому. Південному родовищу присвячено декілька публікацій у відкритій пресі [3–7]. Характерно, що у всіх роботах, що згадуються, обґрунтовується постпегматитовий вік уранового зруденіння і його зв'язок з накладеними на пегматити окварцюванням і калішпатизацією, що дозволило віднести родовище Південне, як і інші об'єкти розглянутого типу, до кремене-калієвої, урано-калієвої формації [3, 6].

Послідовність процесів рудоутворення Південного родовища наступна.

1) *Дорудний етап*: а) утворення пегматитів пегматоїдних гранітів із сингенетичним цирконом, монацитом, ортитом, іноді уранінітом [3, 5]; б) перекристалізація пегматитів з утворенням крупнолускатого, гніздово-прожилкового біотиту, що містить включення рідкісноземельних мінералів і уранініту [3, 6].

2) *Рудний етап*: а) зональні ореоли калієвих метасоматитів з урановою і рідкісноземельною мінералізацією [4, 5]; б) піроксен-біотит-польовошпатові, піроксен-кварцові, кварцові метасоматити з прожилково-вкрапленим уранінітом, цирколітом, що асоціюють з молібденітом [3, 7]; в) зони окварцювання, кварцові жили з торогумітом, самородним вісмутом, лелінгітом, галенітом, халькопіритом і уранінітом, який псевдоморфно розвивається по ранніх рідкісноземельних мінералах [3, 7].

3) *Пострудний етап*: а) карбонатні, карбонат-флюорит-апатитові жили з арсенопіритом, сфалеритом; б) уранові черні, гідронастуран, уранофан, кофінит [3, 5, 7].

Щодо природи рудного процесу в поглядах дослідників існують серйозні розбіжності. В.А.Крупенніков відносить описувані родовища до типових гідротермальних з розвитком процесу рудоутворення як по пегматитах, так і по вміщуючих бластомілонітах, бластокатаклазитах і навіть гнейсах [5]. А.І.Тишкун розглядає процес рудоутворення як перехідний від пегматитового до гідротермального [7]. Н.Ф.Сиродоев вважає рудний процес аутометасоматичним, що протікав усередині пегматитових тіл при додатковому привнесенні рудної речовини з перекристалізацією ранньої радіоактивної й рідкісноземельної мінералізації [6].

Правомірність останньої позиції підтверджують численні визначення ізотопного віку уранініту (1,9–2,0 млрд років),

що практично збігається з віком вміщуючих гранітів і пегматитів [5, 7]. Район розвитку рудних пегматитів і гранітів у басейні Росі є менш вивченим. Тут на площі близько 100 км², що тягнеться вздовж однієї із субмеридіональних гілок Аннівсько-Звенигородської зони, виявлено більше сотні радіометричних аномалій і декілька десятків проявів рідкісноземельно-торій-уранової мінералізації.

Вміщуючі породи представлено гранітоїдами кіровоградського комплексу, кристалосланцями і гнейсами росинсько-тикицької серії неоархею. Ступінь метаморфізму супракрусталічних порід відповідає амфіболітовій фації.

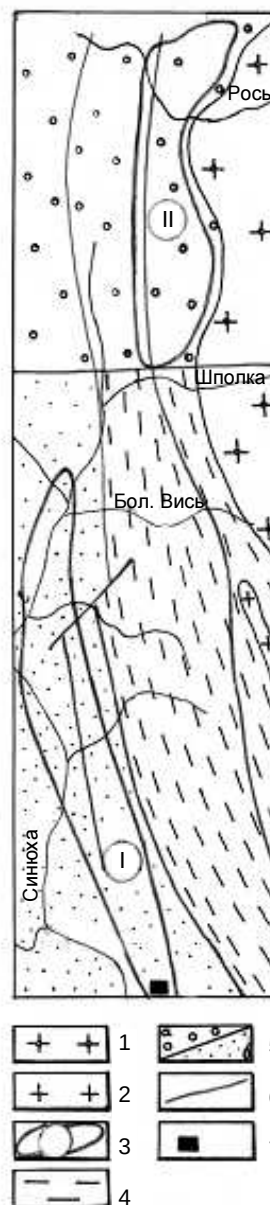


Рис. 1. Схема розвитку рідкісноземельно-торій-уранових, урано-торієвих пегматитів і гранітів у центральній частині УЩ: 1 – Корсунь-Новомиргородський плутон рапаківі й основних порід; 2 – Березівський гранітний масив; 3 – райони розвитку рідкісноземельно-торій-уранових, урано-торієвих пегматитів і гранітів: лівобережжя Південного Бугу – Синюха (I) і басейн Росі (II); 4 – протерозойські рухливі пояси; 5 – архейські кратони й області їхньої більш пізньої тектоно-термальної переробки: Росинсько-Тикицька (а) і Дністровсько-Бузька (б); 6 – розривні структури; 7 – родовище Південне

Область поширення порід росинсько-тікицької серії обмежується з півдня широтним Шполянським розломом. Південніше останнього, у блоці, що відноситься до протерозойського рухливого поясу, кількість рудних пегматитів і гранітів різко скорочується.

За морфологічними особливостями і рудним навантаженням виділяються чотири різновиди гранітоїдів: 1) рудні пегматити і пегматоїдні граніти; 2) рудні граніти; 3, 4) їхні слабрудні й безрудні аналоги. Рудні пегматити і рудні граніти найчастіше складають дайки, дайкоподібні тіла, що утворюють нечітко виражені пояси і "смуги". Ширина таких "смуг" досягає 700–1000 м. Кількість дайок усередині смуг – декілька десятків. Потужність окремих дайок коливається від перших сантиметрів до декількох десятків метрів. Потужність рудних інтервалів усередині дайок зазвичай перевищує 1,5–2,0 м. Домінуючою морфологічною формою безрудних пегматитів, також як і їхніх рудних аналогів, є дайко- і жиллоподібна. Що стосується безрудних гранітів, то останні, крім дайок, складають дрібні (декілька квадратних кілометрів) масиви, що мають видовжену форму, витягнуту згідно із загальним субмеридіональним орієнтуванням вміщуваної товщі.

Кожен із зазначених різновидів має чітко виявлені петрохімічні особливості (див. таблицю). Рудні пегматити і рудні граніти відносяться до порід з невитриманим вмістом K_2O і SiO_2 . Поля мінливості вмісту обох різновидів на трикутнику Аб–Кв–Кпш витягнуті вбік калієвої вершини, так що точки їхнього середнього складу, зміщені вбік калішпату, проєктуються поза областю теоретичних гранітних розплавів (рис. 2). Для рудних пегматитів, крім калію, має місце різке збагачення окремих проб кремнеземом, що визначає зсув поля мінливості складу описуваних порід не тільки вбік калішпату, а й кварцу.

Рудні граніти характеризуються досить стійким вмістом кремнезему, тому їхнє поле в напрямку до кварцової вершини не виходить за межі області теоретичних гранітних розплавів. Тобто найістотніше викривлення хімічного складу рудних пегматитів і гранітів відбувається в першу чергу за рахунок калію. Імовірно, останній має "надевтектичну" природу, і його підвищений

вміст пов'язаний з процесом калієвого метасоматозу, що протікав на заключних стадіях пегматито- і гранітоутворення. Швидше за все, що в ході цього ж процесу відбувалося утворення радіоактивних (уранініт, торит, торогуміт) і рідкісноземельних (монацит, ортит, апатит, циркон, іноді цералит) мінералів. На справедливості такого твердження вказує пряма кореляційна залежність між K_2O-U і K_2O-Th (рис. 3). Тобто рудний процес у басейні Росі, як і в межах родовища Південного, має постгранітний, постпегматитовий характер і зв'язаний з хвилею калієвого метасоматозу, що накладається у першу чергу на дайки і дайкоподібні тіла пегматитів і гранітів. Але за інтенсивного прояву калішпатизації більш пізні складові рудної стадії (піроксен-кварцові, кварцові метасоматити і кварцові жили з уранінітом, рідкісноземельними мінералами, молібденітом, самородним вісмутом, льолінгітом, галенітом, халькопіритом) виявилися тут слабо вираженими, на що вказує менш різноманітний порівняно з родовищем Південним набір радіоактивних і рідкісноземельних мінералів, а також украй рідкісні знахідки молібденіту, відсутність самородного вісмуту і сульфідів.

Сказане вище відповідає геохімічним особливостям описуваних порід, в яких цілком відсутній As, при дуже рідкісних аномаліях Bi, Mo та їх середньому вмісті, близькому до кларків гранітоїдів. Геохімічна спеціалізація описуваних порід визначається U, Th, РЗЕ при кларковому і нижче кларкового вмісті рідкісних елементів (Be, Sn, Nb, Li).

Безрудні граніти і пегматити порівняно з рудними аналогами є більш кремнеземистими, але менш калієвими (див. таблицю). Поля їхнього складу витягнуті вздовж котектичних ліній субпаралельно альбіт-калішпатовій основі трикутника (рис. 2). Обидві безрудні відміни відносно стабільні за вмістом кремнезему. Кількість калію в них мінлива, але розкид вмісту значно менший, ніж у гранітоїдах двох попередніх груп, так що склад навіть "самих калієвих" з них на трикутнику Аб–Кпш–Кв не виходить за межі області теоретичних гранітних розплавів.

Хімічний склад гранітоїдів

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K_2O	P_2O_5	SO_3	ППП	Сума	CO_2	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-4}$
1. Пегматити і пегматоїдні граніти рудні															
71,77(7)	0,15	14,36	0,82	0,51	0,45	0,82	3,02	6,74	0,13	0,03	0,67	99,4	0,07	125	89
65,80-	0,02 –	12,42-	0,38-	0,14-	0,13-	0,48-	2,32-	5,47-	0,01-	сл-	0,34-	99,67-	сл-	41-243	28-320
76,66	0,64	15,81	1,81	2,80	1,02	1,26	3,67	9,37	0,48	0,12	1,17	100,40	0,16		
2. Граніти рудні															
71,62(7)	0,08	15,15	0,36	0,95	0,35	0,83	3,35	6,34	0,28	сл,	0,77	100,08	0,08	136	31
65,85-	0,01 –	14,36-	0,10-	0,54-	0,17-	0,54-	3,05-	4,80-	0,16-		0,48-	99,50-	сл-	42-426	6-88
74,08	0,17	16,77	0,77	1,94	0,78	1,10	3,75	7,53	0,85		1,10	100,40	0,22		
3. Пегматити і пегматоїдні граніти безрудні															
74,29(6)	0,10	13,97	0,29	0,76	0,44	0,64	3,39	5,30	0,11	0,07	0,63	99,99	0,07	12	10
72,18-	0,05 –	12,02-	0,15-	0,46-	0,21-	0,24-	2,32-	5,00-	0,04-	сл-	0,29-	99,93-	сл-	3-23	2-15
76,91	0,20	14,88	0,68	1,62	0,82	1,13	3,62	6,57	0,19	0,33	1,02	100,45	0,25		
4. Граніти безрудні															
73,88(18)	0,12	14,02	0,24	1,03	0,35	0,82	3,51	5,34	0,14	сл,	0,65	100,10	0,07	10	18
72,10-	0,03 –	13,04-	0,13-	0,57-	0,13-	0,36-	2,97-	4,27-	0,09-		0,36-	99,70-	сл-	3-	3-
75,16	0,49	14,66	0,41	1,90	0,69	1,56	4,05	6,00	0,27		0,96	100,44	0,16	20	48
5. Граніти Березівського масиву															
73,49(7)	0,19	14,38	0,32	1,46	0,34	1,14	3,27	4,93	0,13	сл,	0,32	99,97	0,06	125	89
71,58-	0,04 –	14,03-	0,22-	0,86-	0,09-	0,69-	2,90-	4,58-	0,06-		0,25-	99,59-	сл-	41-243	28-320
74,49	0,49	14,64	0,51	2,16	0,51	1,51	3,75	5,40	0,25		0,46	100,27	0,16		

Примітка: а) у чисельнику – середній вміст, у знаменнику – межі зміни вмісту, у дужках – кількість визначень; б) аналізи виконані в ЦЛ КП "Кіровогеологія"

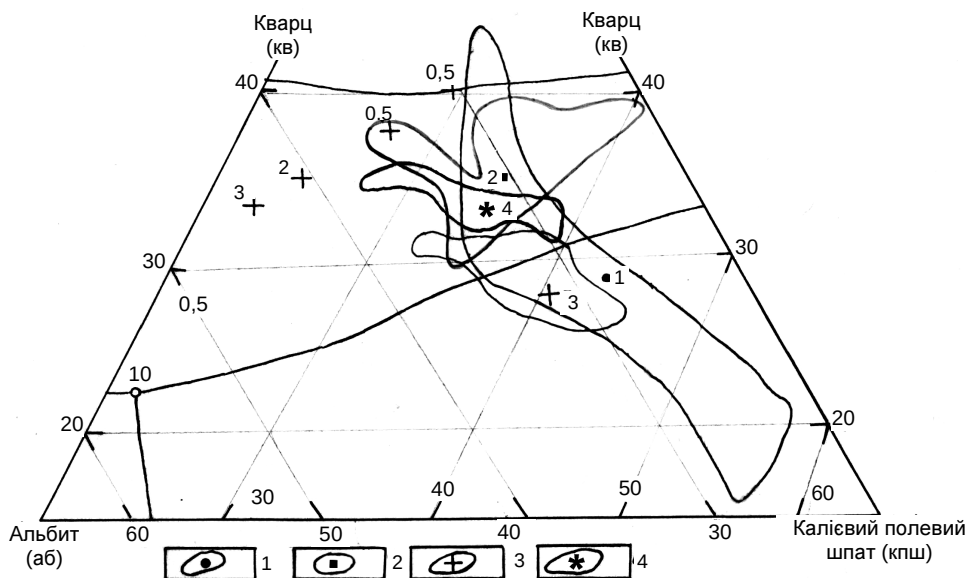


Рис. 2. Проекції полів мінливості складу гранітоїдів на діаграмі Аб–Кпш–Кв:
1 – рудні пегматити і пегматоїдні граніти; 2 – їхні безрудні аналоги; 3 – рудні граніти; 4 – їхні безрудні аналоги. Хрестики відповідають котектичним мінімумам при $P_{H_2O} = 0,5, 1,2$ і 3 кбар; коло – затрійними евтектиками при $P_{H_2O} = 5$ і 10 кбар

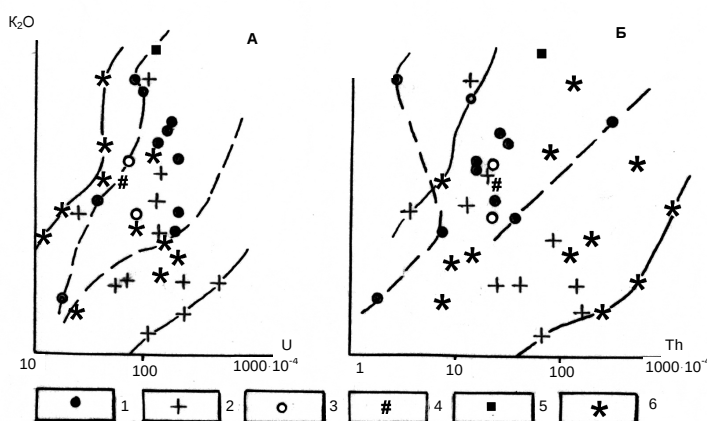


Рис. 3. Залежність вмісту U-K₂O (А) і Th-K₂O (Б):
1 – уранітвмісні пегматити; 2 – такі ж граніти; 3 – ураніт-і торитвмісні пегматити; 4 – такі ж граніти;
5 – торитвмісні пегматити; 6 – такі ж граніти

З акцесорних мінералів безрудні граніти і пегматити містять монацит, апатит, циркон, в окремих випадках ураніт. Геохімічна спеціалізація в описуваних породах виражена слабо, іноді вони мають підвищений вміст La, Th, U. Вміст рідкісних елементів, як і в рудних різновидах, залишається при цьому на рівні субкларкових значень.

У цілому безрудні граніти і пегматити близькі до рудних аналогів, відрізняючись від останніх зниженою роллю калію, рідкісноземельних і радіоактивних елементів.

На закінчення варто зупинитися ще на одній особливості гранітоїдів басейну Росі. Основність описуваних порід невисока. У таблиці для порівняння наведено середній склад гранітів Березівського масиву (рис. 1), утворення якого є типовими представниками регіонально розвинутого кировоградського комплексу. Порівняно з березівськими відмінами граніти басейну Росі мають не тільки менший вміст заліза, кальцію, але й помітно вищі концентрації калію. Сказане стосується як рудних, так і безрудних відмін, з чого можна зробити висновок, що хвиля калієвого метасоматозу захоплювала в басейні Росі всі типи гранітоїдів. При цьому його інтенсив-

ність зростала в ряді від безрудних пегматитів і гранітів до їхніх рудних аналогів.

1. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах формирования гранитных пегматитов // Геология рудных месторождений. – 1960. – № 1. – С.45-54.
2. Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Основы геологии гранитных пегматитов. – М., 1972.
3. Константинова М.Д. Урановорудные ассоциации в месторождениях калий-урановой формации // Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К., 1995. – С.187-193.
4. Корнева Н.Г. Последовательность образования акцессорной урановой минерализации в калиевых метасоматитах докембрия // Геол. журн. – 1979. – № 5. – С.133-138.
5. Крупенников В.А. Месторождения областей тектоно-ультраметагенной активизации, образованные в процессе высокотемпературного калиевого метасоматоза и тесно связанные с ультраметаморфизмом и абиссальным гранитоидным магматизмом // Гидротермальные месторождения урана. – М., 1978. – С.85-100.
6. Сыродоев Н.Ф., Комаров А.Н., Казаков Л.Р. Месторождения калий-урановой формации // Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. – К., 1995. – С.126-136.
7. Тишкин А.И., Тарханов А.В., Стрельцов В.А. Урановые месторождения древних щитов. – М., 1990. – 140с.
8. Ферсман А.Е. Пегматиты. Т.1. Гранитные пегматиты. – М.; Л., 1940.
9. Шавло С.Г., Кириклица С.И., Князев Г.И. Гранитные пегматиты Украины. – К., 1984.

Надійшла до редколегії 16.12.2003 р.

УДК 51. 217 (477.8)

В.Г.Мельничук, канд. геол.-мінералог. наук,
В.Л.Приходько,
Я.О.Косовський,
В.В.Матеюк

МІДЕНОСНІ ЛАВОКЛАСТИЧНІ БРЕКЧІЇ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСЬКИХ ТРАПАХ ВОЛИНИ ТА МЕХАНІЗМ ЇХ УТВОРЕННЯ

Розглядається будова та склад міденосних лавокластичних брекчій в неопротерозойських трапах Волині на прикладі базальтового покриву в кар'єрі "Іванчі". Запропоновано з актуалістичних позицій конвеєрний механізм їх формування в процесі ламінарного переміщення базальтової лави. Причиною багатой мінералізації самородної міді в лавокластичних брекчіях є постмагматична гідротермальна діяльність.

The structure and the composition of copper bearing lava breccias in the Neoproterozoic traps of Volhyn hithe foot of basalts flow "Ivanche" have been consideret. On the base of the dynamics of present – day lava streams the conveyor is proposed from the actualistic positions. Hydrothermal solutions arc responsible for rich native copper mineralisation in lava breccias.

У неопротерозої на різних ділянках Східноєвропейської платформи відбулася тектоно-магматична активізація літосфери і проявився траповий магматизм. Максимального розвитку трапові комплекси здобули на території Волині, а також у суміжних районах Польщі та Білорусі. Загальна площа сучасного розповсюдження трапів у цих районах досягає 200 тис. км².

У чохлах Волино-Подільської плити продукти трапового магматизму утворюють численні пластові інтрузії габро-долеритів серед порід поліської серії середнього-верхнього рифею та становлять потужну вулканогенну волинську серію нижнього венду, представлену нашаруваннями пірокластичних порід та покривами базальтів. Важливим її компонентом є також лавокластичні брекчії, котрі досить широко (але не всюди) залягають у підшві, покривлі та по периферії базальтових покривів. Природа та механізм формування даних порід в умовах захороненості трапів Волині під осадовим чохлом не знаходять однозначного пояснення. Одні дослідники трактують їх як прижерлову фацію давніх вулканів [1], інші – як приповерхневий субвулканічний утворення [6]. Подібні утворення в сучасних областях базальтового вулканізму тісно пов'язуються з переміщенням базальтових потоків та покривів [7, 8]. У зв'язку з відкриттям у 1999 р. геологами Рівненської геологічної експедиції серед лавокластичних брекчій Рафалівського рудного вузла перспективних покладів самородної міді та з широким латеральним поширенням даних утворень у розрізі волинської серії на декількох стратиграфічних рівнях питання про їх походження набуло принципово практичного значення.

Умови залягання, будова та склад брекчій

У розрізі трапової формації і по латералі шари та лізи лавокластичних брекчій тісно пов'язані з потоками базальтів і самостійних тіл практично не утворюють.

Найбільша кількість їх спостерігається у верхній – ратненській світі волинської серії, у будові якої беруть участь до семи і більше лавових покривів, місцями перешарованих туфами та туфитами.

Найпродуктивніша мідна мінералізація в лавокластичних брекчіях встановлена на сьогоднішній день тільки під найнижчим базальтовим покривом ратненської світи, котрий виходить на домезозойську поверхню у Володимирецькому районі Рівненської області по східній периферії поля розвитку трапів. Найдетальніше даний покрив вивчено за 2–3 км на південний захід від с. Іванчі, де при попередній розвідці базальтової сировини він пробурений 30 свердловинами (В.В.Чебаненко та ін., 1986). Тут у будові покриву (див. таблицю) беруть участь наступні горизонти ефузивних порід (знизу вверху): 1 – лавокластичні брекчії (0–3,3 м), 2 – мигдалекам'яні базальти (0–3,7 м), 3 – масивні афанітові та фанеритові базальти (10–24 м), 4 – мигдалекам'яні базальти (4–12 м), 5 – лавокластичні брекчії (0–6 м). Ефузиви підстеляються та перекриваються літо-вітрокластичними переважно псамітовими туфами базальтів.

Для безпосереднього спостереження міденосні лавокластичні брекчії в основі зазначеного покриву доступні лише на околиці с. Іванчі, де вони складають дно, а також основу південної та східної стінок базальтового кар'єру. У південній стінці брекчії утворюють суцільний горизонт з видимою довжиною до 180 м і повною потужністю 0,3–1,7 м, котрий спорадично простежується в межах кар'єру на площі близько 0,5 км², змінюючи потужність від 0,1 до 7 м, а також фіксується навколо кар'єру у свердловинах. Брекчії підстелені базальтовими туфами, в яких на глибину до 0,5 м від підшви лавобрекчій спостерігається зона загартування, і перекриті шаром базальтів видимою потужністю до 18 м.

Таблиця. Будова та хімічний склад ефузивів нижнього покриву ратненської світи

Колонка покриву	Компоненти, %													n
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Впп	Сума	
Туфи	47,72	1,94	13,52	12,5	2,71	4,42	2,99	4,08	3,27	0,15	0,03	5,4	99,17	3
Лавокластичні брекчії	48,2	1,58	13,76	9,39	4,4	6,83	3,84	3,17	3,19	0,19	0,04	5,01	99,60	16
Мигдалекам'яні базальти	47,1	1,49	13,95	6,94	6,49	7,66	5,92	3,81	1,3	0,19	0,03	4,61	99,49	16
Масивні базальти	47,6	1,64	14,58	7,94	6,34	6,74	9,17	2,57	0,72	0,2	0,02	2,26	99,78	7
Мигдалекам'яні базальти	48,62	1,56	13,93	8,4	4,83	7,07	6,71	3,21	1,59	0,21	0,07	3,32	99,52	7
Міденосні лавокластичні брекчії	50,37	1,46	13,25	9,71	3,37	7,19	4,44	3,1	2,16	0,25	0,07	4,39	99,76	3
Туфи	46,74	1,94	14,18	10,99	2,44	6,66	2,73	4,88	1,56	0,18	0,04	7,02	99,36	6

Базальти по всій потужності переважно однорідні: масивні та афанітові. Поблизу підшови вони іноді містять дрібні (діаметром до 1 см) мигдалини, виповнені хлоритом, і місцями мають субгоризонтальні плоскопаралельні текстури. У верхній частині розрізу в базальтах спостерігаються окремі більші (до 3–5 см) мигдалини з кварцом, хлоритом та цеолітами. Загалом, у кар'єрі даний покрив представлений нижньою та середньою частинами. Верхня ж його частина зеродована, але поступово нарощується під крейдяними відкладами в напрямку регіонального падіння трапової товщі на захід.

Лавокластичні брекчії підшови та покрівлі покриву за будовою, хімічним і петрографічним складом близькі між собою. За вмістом петрогенних компонентів вони посідають проміжну позицію між мигдалекам'яними базальтами та туфами, з котрими мають поступові переходи, відрізняючись від масивних базальтів центральної частини потоку. Порівняно з базальтами в брекчіях суттєво понижений вміст CaO , FeO і підвищений вміст SiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , В.п.п., що пояснюється значними вторинними змінами і великою кількістю вторинних гідротермальних мінералів в останніх.

У найблвніших горизонтах лавокластитів за домінуючою складовою цементу чітко виділяються наступні петрографічні різновиди: 1 – з туфовим цементом, 2 – з гідротермальним цементом, 3 – з лавовим цементом, котрі залягають у зазначеному порядку (знизу вверх) у підшві покриву і у зворотному порядку в його покрівлі. Крім того, між ними спостерігаються перехідні різновиди з цементом змішаного складу та відміни, обумовлені різними розмірами і формами уламків, кольором тощо.

Брекчії з лавовим цементом (лавобрекчії) спостерігаються на контакті з мигдалекам'яними базальтами і мають з ними поступові переходи. Складені інтенсивно зміненими гіалобазальтами з різним вмістом мигдалин, плагіоклазів і пилуватих рудних мінералів в інтерстиціях, що зумовлює їхню атакситову текстуру і допомагає відрізнити уламки від цементуючої лави близького складу.

Брекчії з туфовим цементом контактують з підстеляючими або перекриваючими їх туфовими горизонтами. Туфовий матеріал у цементі брекчій за петрографічним складом переважно літо-вітрокластичний, псамітовий та алевритовий, аналогічний відмінам у туфових горизонтах. Уламки скла представлені псевдоморфозами смектитів і хлориту, мають примхливі опукло-ввігнуті обмеження і флюїдальну мікроструктуру. Уламки порід представлені зміненими базальтами, гіалобазальтами, шлаками. Цемент туфів контактово-порового типу, за складом хлоритовий, цеолітовий та кременистий. В основі базальтового потоку цементуюча маса брекчій, як і підстеляючі туфи, загартована.

Брекчії з гідротермальним цементом займають у розрізі проміжне положення між охарактеризованими різновидами лавокластитів і мають з ними поступові переходи. У гідротермальному цементі переважають агрегати таких мінералів, як: цеоліти, хлорити, смектити, халцедон, кварц, кальцит, рудні. Серед них у горизонтах порівняно значної потужності кількісно переважають анальцим та смектит-хлоритові агрегати, в інших, що мають мінімальну потужність, – хлорит, халцедон та кварц. Асоціації даних мінералів здебільшого невірноважені, про що свідчать ознаки їх корозії, часткового заміщення та вторинних змін. У ряді місць агрегати гідротермальних мінералів утворюють прожилки, котрі іноді виходять за межі лавокластитів, проникаючи як у базальти, так і в туфи.

Уламки в розглянутих брекчіях представлені виключно базальтовими лавами і характеризуються стабільним спектром петрографічних різновидів, що відрізняє їх від брекчій еруптивного походження. Найхарактернішими є кутасті уламки мигдалекам'яних та шлакових базальтів з великою розмаїтістю структур основної маси – від вітрофірової, гіалопілітової до інтерсертальної або порфірової. Величина найменших уламків становить 0,1–0,3 мм, а найбільших – 10–20 см. Межі уламків у брекчіях з лавовим цементом переважно розпливчасті, підкреслені бурими за рахунок рудного матеріалу мережками загартування. Численні мигдалини в уламках виповнені переважно хлоритом та анальцимом, рідше цеолітами, халцедоном, кварцом, туфовим та рудним матеріалом. Окремі мигдалини мають концентричну або смугасту будову, слугуючи мінералогічними рівнями. Серед лавокластитів Іванківського кар'єру в основі базальтового потоку викликають подив уламки шлаків з канатними відособленнями на поверхні, котрі, як відомо, характерні для покрівлі лавових потоків.

Мідні руди

Мідні руди в лавокластичних брекчіях Волині за складом та особливостями будови близькі до відомих самородно-мідних руд родовищ п-ва Ківіно (США). Вони виявлені в Іванківському кар'єрі та в навколишніх свердловинах в основі нижнього базальтового покриву і приурочені до малопотужного (0,1–0,2 м) горизонту лавокластичних брекчій, зцементованих переважно мінералами гідротермального походження. Мідь у них знаходиться в основному в самородному стані та у вторинних мінералах: куприті, малахіті, азуриті. Самородна мідь брекчій надзвичайно чиста і за даними мікрорентгеноспектрального аналізу (12 аналізів, аналітик І.М.Бондаренко) у середньому містить: Cu – 99,9637 %; Fe – 0,0083 %; Ag – 0,0272 %; Au – 0,0009 %; Co – 0,0002 %.

Виділення самородної міді в лавокластичних брекчіях – від ксеноморфних до ідіоморфних. Її кристалом, за даними В.М.Квасниці та ін. [2], властиві форми {111}, {110}, {100}, {hk0}. Зустрічаються також дрібні октаедричні й складніші комбінаційні кристали. Структура мідних руд гіпідіоморфнозерниста, аллотріоморфнозерниста, іноді цементна. Текстура – вкраплена, прожилково-вкраплена, лінзоподібно-гніздова. Серед руд іноді знаходяться й окремі неправильної форми самородки міді, найбільший з яких становив 735,2 г. На їхніх поверхнях часто спостерігаються чіткі відбитки тетрагон-триоктаедричних кристалів, характерних для анальциму.

Мідна мінералізація в лавокластичних брекчіях вкрай нерівномірна. Вміст міді в них змінюється від фонового (0,04 %) до 5 %. Концентрації міді в брекчіях загалом контролюються розподілом мінеральних агрегатів, збагачених на SiO_2 . Самородна мідь найтісніше асоціює з кварцом, халцедоном, хлоритом і анальцимом, разом з якими виповнює мигдалини в уламках базальтів, прожилки та гнізда, а також іноді цементує уламки порід. Крім того, вона розвивається у вигляді дендритів, примазок та пилуватих присипок по тріщинах і по спайності окремих мінералів та в проміжках між ними.

Самородна мідь у брекчіях виступає як один з найпізніших гідротермальних мінералів. Вона вибірково кородує як магматичні мінерали базальтових уламків (переважно плагіоклази), так і гідротермальні мінерали цементу брекчій, у тому числі анальцим, кварц та хлорит. Характерно, що її виділення розвинуті здебільшого з одного боку прожилків, гнізд і мигдалин гідротермальних мінералів, тобто асиметрично, що говорить про накладений характер мідної мінералізації.

Максимальні температури гомогенізації газово-рідинних включень у гідротермальних мінералах, що асоціюють з міддю, за даними К.І.Деревської (ІФД), стадійно змінюються від 100°C до 335 °C. У складі включень, поряд з іншими газами, виявлено незначні кількості азоту, його оксидів та аміаку, що вказує на можливий масоперенос міді у вигляді аміачних комплексів. Останнє знаходить підтвердження в проведених нами експериментальних дослідках.

Ретроспективна модель формування лавокластичних брекчій

Запропонована модель формування вендських лавокластичних брекчій (див. рисунок) основана на актуа-

лістичному підході з використанням прикладів із проявів сучасного толейтового вулканізму [3, 7, 8].

Як показують спостереження за сучасними потоками базальтової лави, масштаби утворення лавокластичних брекчій залежать від низки фізичних характеристик, що визначають тип лавових потоків. Найвагомішими з них є такі взаємопов'язані величини, як швидкість руху (U), густина (ρ) та в'язкість (η) розплаву в потоці заданої довжини (L), які контролюють характер течії лави (турбулентний чи ламінарний) і описуються безрозмірним числом Рейнольдса ($Re = \rho UL / \eta$).

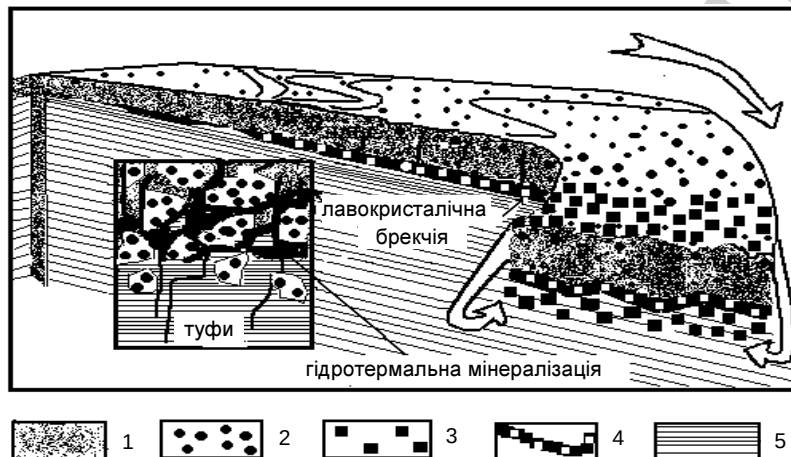


Рисунок. Схема утворення лавокластичних брекчій:

Умовні позначення: 1, 2 – базальти (1 – масивні, 2 – мигдалекам'яні), 3 – уламки базальтів, 4 – лавокластичні брекчії, 5 – туфи. Стрілками показано напрямки переміщення

Турбулентний характер руху магми в потоці за гідродинамічними розрахунками [3] встановлюється за умов, коли число $Re > 2000$, що характерно для перегрітих, рідких базальтових лав. При такому русі тепло в лаві передається конвекцією і значного перепаду температур у межах потоку не виникає. У місцях безпосереднього виливу базальтової магми на поверхню та поблизу них цей фактор виключає можливість значного зонального твердіння магми біля поверхні потоку, а отже, і формування тут лавобрекчій. Спостереження за сучасними базальтовими потоками на Гавайських островах [7, 8] свідчать, що поверхня таких лав покривається тонкою гладенькою кіркою. Усередині потоку лава ще гаряча і продовжує рухатися, іноді зминаючи цю кірку складками у вигляді канатів, що в'ються, котрі потім, як і весь потік, охолоджуються і одночасно з ним твердіють. Потоки рідкої лави такого типу, слідом за гавайськими остров'янами, називають "па-хое-хое" (на відміну від потоків більш в'язкої лави, що носять назву "а-а") [6].

Базальтові лави можуть текти і ламінарно. Такий спосіб руху спостерігається тоді, коли вони, охолоджуючись, набувають порівняно високої в'язкості або при малому нахилі земної поверхні мають низьку швидкість і відповідно низьке число Рейнольдса ($Re < 2000$). При цьому внаслідок втрати магмою тепла шляхом індукції (теплопровідності) всередині лавового потоку виникає температурний градієнт і встановлюється режим кристалізаційної диференціації магми, котрий призводить до виникнення в потоці відомої вертикальної петрологічної зональності, що була описана також і нами в базальтових потоках волинської серії [4, 5]. У покрівлі та периферійних частинах таких потоків лави твердіють і при подальшому русі потоку руйну-

ються на уламки. Нижні з них тонуть у лаві, частково асимілюючись нею з утворенням при її застиганні лавобрекчій, а більш верхні цементуються пірокластикою, що їх покриває, з утворенням брекчій з туфовим цементом. Останній, імовірно, може проникати також усередину заохоложеного потоку, виповнюючи порожнини між уламками лави, мигдалини та тріщини.

Уламки лави разом з продуктами їхньої цементації транспортуються до переднього краю та боків лавового потоку, який все ще рухається подібно конвеєру (або тракторним гусеницям), як це характерно для потоків "а-а"-лави. З переднього краю такого потоку уламки скочуються та падають дотолу на субстрат. На них повільно наповзає фронт лави, котра втискує уламки в слаболітфіковані туфи, якщо субстрат пірокластичний, та цементує їх з утворенням горизонтів лавокластичних брекчій відповідно з туфовим та лавовим цементом тепер уже в основі потоку. У процесі охолодження потоку до температури, при якій вже можливе насичення його водою, у пустотах порід відкладаються гідротермальні мінерали.

Висновки

Розглянутий конвеєрний механізм формування лавокластичних брекчій добре узгоджується з описаними вище особливостями їх будови як у міденосному горизонті біля с. Іванчі, так і в аналогічних утвореннях трапової формації всього Волино-Подільського регіону. Він, зокрема, задовільно пояснює широке розповсюдження в підосві базальтових покривів ефузивних уламків із шлаковою текстурою та канатними відособленнями, котрі звичайно формуються в покрівлі потоків. Знаходять також пояснення такі особливості будови покривів, як певна симетрія їх вертикальної петрогра-

фічної зональності, близькість хімічного складу та дзеркальна послідовність нашарування різновидів лавокластичних брекчій в покрівлі й підшві покриву відносно його центру. На користь запропонованого механізму брекчієутворення, крім того, свідчить пластова форма тіл брекчій, їх широке розповсюдження по площі та невід'ємний зв'язок з покривами базальтів, розміщених на різних стратиграфічних рівнях.

Самородна мідь та інші гідротермальні мінерали в лавокластичних брекчіях відклались, імовірно, з міжпластових водних розчинів, які (подібно до сучасних підземних вод) виповнювали горизонти пористих лавокластитів й інтенсивно рухалися в основі тріщинуватого базальтового покриву над водотривкими туфами. Накладений характер самородної міді відносно інших гідротермальних мінералів указує на ймовірність її формування в пізні стадії гідротермального процесу.

Таким чином, міденосні лавокластичні брекчії в трапах Волині генетично пов'язані зі становленням лавових покривів і є невід'ємними їх складовими. Не відкидаючи можливості інших інтерпретацій генезису даних утворень, на сьогодні ми схильні розглядати їх як крайові субфації базальтових покривів, що формувалися синхронно з базальтами в процесі конвеєрного переміщення потоків лави і пізніше, після її застигання, зазнали значних гідротермальних змін. У зв'язку з цим широке площове розповсюдження серед брекчій їх різновидів з гідротермальним цементом, близьких за будовою

до брекчій Іванківської ділянки, відкриває перспективи виявлення покладів самородної міді на значних територіях розвитку трапів Волино-Поділля. Її концентрації серед лавокластичних брекчій в першу чергу слід очікувати в основі базальтових покривів, на ділянках, збагачених кварцом та халцедоном. Останні серед порід базальтового складу можливо відігравали роль геохімічних буферів (осадників), на котрих при певних рН та температурі з рухомих міденосних розчинів випадала та накопичувалася самородна мідь.

1. Воловник Б.Я. Петрологія і мінералогія трапової формації Волино-Поділля: Автореф. дис. ... канд. геол.-мінералог. наук. – Львов, 1971. 2. Квасниця В.М., Квасниця І.В., Косовський О., Матеюк В.В., Приходько В.Л. Кристаломорфологія самородної міді із вулканітів Волині // Мінералог. журн. – 2001. – № 4. – С.109-115. 3. Кокс К.Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Інтерпретація изверженных горных пород. – М., 1982. 4. Матеюк В.В., Мельничук В.Г. Досвід вивчення базальтових потоків в трапах Волині при геологічній зйомці та пошуках родовищ самородної міді: Тез. доп. I Науково-виробничої наради геологів-зйомщиків України – К., 2001. – С.168-170. 5. Мельничук В.Г., Новосад Я.О., Матеюк В.В. Вертикальна петрологічна неоднорідність потоку базальтів волинської серії (Луківсько-Ратненська горстова зона) // Гідромеліорація та гідротехнічне будівництво: 36. матеріалів. – Рівне, 1999. – С.36-39. 6. Радзівін А.Я. Закономірне співвідношення різнопорядкових діапірів, депресій та розривів тектоносфери // Наук. праці ін-ту фундаментальних досліджень: 36. матеріалів. – К., 2000. – С.136-139. 7. Тихомиров В.Г. Структурная геология вулканических массивов. – М., 1985. 8. Фиона Уотт. Землетрясения и вулканы // Планета Земля: Сб. материалов. – М., 1999. – С.47-76.

Надійшла до редколегії 10.12.2003 р.

УДК 553.2:553.431(477.8)

К.І.Деревська, канд. геол.-мінералог. наук

САМОРОДНОМІДНЕ РУДОУТВОРЕННЯ НА ЕТАПАХ РИФЕЙ-ВЕНДСЬКОГО РИФТОГЕНЕЗУ

Формування самородномідної рудоутворюючої системи носило складний характер – вона зазнавала змін на різних стадіях рифей-вендського рифтогенезу. Відповідно до цього відбувалися зміни морфології рудних утворень – від вкраплених самородномідних аутометасоматичних і "парагідротермальних" до вкраплено-прожилкових сульфідномідних гідротермальних.

Development of native copper ore forming system was featured by intricate history. Conditions and character of ore forming process were differ at each stage of the Riphean-Vendian rift trough formation process. According to this fact the mineralization occurrences morphology is individual for each stage of the ore forming system development. Observed mineralized zones are changed from autometasomatic and "parahydrothermal" impregnated native copper zones to hydrothermal copper sulphide impregnations and veinlets.

Рифей-вендський рифтогенез широко виявився на території Східно-Європейської платформи, а відклади венду встановлюються практично в усіх великих авлакогенах платформи. Дослідження самородномідного рудоутворення проводилися в межах Волино-Поліського авлакогену в його південній частині, яка представлена Волинським грабеноподібним зануренням, що простежується до субширотного Прип'ятського авлакогену і довжина його дорівнює 300 км. Північно-західна межа занурень контролюється Ратненським горстом та Ковельським структурним виступом з амплітудою до 300–500 м. Східний борт у вигляді Рівненсько-Подільської зони тектонічних ступенів обмежується серією північно-західних та субдовготних розломів невеликої амплітуди (50–100 м), які ускладнюють західний схил Українського щита. У районі Могилева-Подільського розміщується виступ фундаменту, на південний схід від якого знаходиться Молдовська плита. Між виступом та схилом Українського щита простягається вузьке південно-східне грабеноподібне розгалуження авлакогену – Сорокинський грабен [1].

Як відомо, виділяються три головні стадії розвитку авлакогенів: загальне занурення, диференційоване занурення, переростання в синеклізу або навпаки, – інверсії [1]. Автор дотримується погляду, що авлакогенами мож-

на вважати поховані рифти, які пройшли повний етап або окремі стадії глибинних перетворень земної кори і мантії та закінчили свій розвиток. Волино-Поліський авлакоген значно відрізняється від інших авлакогенів платформи невеликими амплітудами занурення, слабкою розгалуженістю та неявно вираженою ізометричною формою, він також не зазнав інверсійної стадії розвитку.

Виконані на даний час дослідження дозволяють зробити висновок про складний характер формування самородномідної рудоутворюючої системи та зміну її на різних стадіях рифей-вендського рифтогенезу. Відбуваються зміни морфології рудних утворень від вкраплених самородномідних аутометасоматичних і "парагідротермальних" до вкраплено-прожилкових сульфідномідних гідротермальних.

У південній частині авлакогену на кристалічному архей-мезопротерозойському фундаменті з різким кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягають рифтогенні відклади середнього-верхнього рифею – поліська серія. Вона репрезентована червоноколірними пісковиками з підпорядкованою кількістю алевролітів та аргілітів. Потужність її в центральній частині западини досягає 900 м. Відклади поліської серії із стратиграфічною перервою перекриті утвореннями волинської серії,

а на останній з розмивом залягає осадова товща моги́лів-подільської серії венду.

Під час рифтогенезу провідну роль відіграють сили розтягу, які виникають унаслідок горизонтальних рухів земної кори, у зв'язку з чим інтенсивність вулканізму та магматизму зростає від повної відсутності при скритому розтягу до максимального під час відкритого розтягу [1].

Товща трапової формації верхнього протерозою має потужність 400–450 м та утворює велику похилу синкліналоподібну структуру – Волинську западину в південно-західній частині Волино-Поліського авлакогену. У північній частині западина ускладнена Луківсько-Ратненською склепінно-горстовою зоною субширотного простягання.

Відклади моги́лів-подільської серії формуються під час різкого спаду тектонічної активності платформи, затухання магматичної діяльності та переростання авлакогену в синеклізу.

У межах западини локалізовані численні прояви самородномідної мінералізації. Вкраплена самородномідна мінералізація зосереджена в породах горбашівської, заболотівської, бабинської й ратненської світ. Найбільші концентрації міді (більше 0,7 %) виявлені в 5-6 горизонтах, які переважно тяжіють до базальних частин циклів, з яких складаються світи [2]. До сприятливих за проникністю порід належать амігдалоїдні базальти, різноманітні брекчії, туфи, а також гравелітопосковики, які залягають у підшві волинської серії. Проникними для мінералізуючих розчинів вважаються розломи (тріщинні зони) північно-західного напрямку, уздовж яких виявлена відносно багата самородномідна вкраплена мінералізація, а також прожилки і дрібні жили різного складу.

Джерелом енергії рудоутворюючого процесу звичайно є ендегенне тепло, у даному разі тепло магматичного осередку, конкретно – лавових потоків, екструзивних та інтрузивних тіл. Таким чином, основний етап рудоутворення збігається з магматичною діяльністю (утворенням трапової формації), що підтверджується локалізацією мідного зруденіння тільки в трапах.

На останньому етапі рифей-вендського рифтогенезу магматична діяльність спадає, інтрузивні тіла застигають на великих глибинах. Температура мінералізуючих розчинів також спадає з одночасною зміною характеру мінералізації: спочатку проявляється кварц-серцит-карбонатний (з піритом) метасоматоз ("березитизація"), а після нього відкладається мідносульфідно-карбонатна мінералізація. Утворені мінеральні асоціації нагадують звичайні гідротермальні. Це дозволяє припустити, що максимальне підвищення температури викликано становленням інтрузій трапової формації наприкінці етапу вендського магматизму, а гідротермальний процес ("березитизація", сульфідно-карбонатні утворення) може бути пов'язаний як з цим магматизмом, так і з більш пізньою активізацією Волино-Подільської плити в кінці палеозою – на початку мезозою.

Нині можна намітити тільки головні етапи утворення самородномідної мінералізації, які пов'язані з рифей-вендським рифтогенезом.

Першим етапом можна вважати формування "гістеро-магматичної" самородної міді [2], яка безпосередньо пов'язана з базальтами, але ознаки її виявляються досить рідко. Джерелом міді вважаються безпосередньо породи трапової формації венду, які містять мідь у середньому в кларковій кількості. У незмінених породах мідь звичайно не утворює мінеральних форм, і більша її частина міститься в акцесорному магнетиті, тобто вміст міді в незмі-

нених базальтах безпосередньо залежить від вмісту магнетиту і мідь звільнюється при його руйнуванні (окисненні) нагрітими розчинами. Можливо мідь ізоморфно входить також до складу темноколірних мінералів [6].

До другого етапу належить утворення епігенетичної міді. Автометасоматична переробка базальтів (після їх застигання) та базальтових туфів розчинами, в основі яких була вода різного походження – магматична, формаційна та метеорна, привела до зміни вулканічних порід і перерозподілу міді з утворенням значніших концентрацій переважно в амігдалоїдних базальтах та туфах. Утворення цих концентрацій ставало циклічним разом з кожним суттєвим виверженням базальтів, яке супроводжувалося регіональним підвищенням геотермального градієнта і температури підземних вод. Формування вулканічної товщі волинської серії за аналогією з іншими регіонами трапового магматизму закінчилося становленням прихованих інтрузій, які також належать до трапової формації. Це призвело до поступового підвищення геотермального градієнта завдяки кондуктивному і конвекційному тепловим потокам у товщу рифей-венду. Таким чином, "післяавтометасоматичне" утворення мінералізації відбувалося на тлі поступового підвищення температури в зонах тектонічної проникності. У цей час сформувалися зовнішня, перехідна і внутрішня мінеральні зони й основна маса "парагідротермального" самородномідного зруденіння [6].

Третій етап формування мідної мінералізації пов'язаний з активізацією великих розломів переважно північно-східного напрямку, які підновилися в післяволинський час. На жаль, гідротермальна мінеральна асоціація, з якою пов'язана бідна мідносульфідна мінералізація, вивчена ще недостатньо. Встановлено, що вздовж таких зон туфогенно-осадові породи венду, що залягають безпосередньо на кристалічному фундаменті, перетерпіли гідротермальні зміни. Основним рудним мінералом є халькозин. Серед гідротермально змінених порід зрідка зустрічається самородна мідь, яка асоціює із свинцем та золотом [6]. Можна припустити, що мідносульфідна мінералізація є постмагматичною і пов'язана з прихованими інтрузіями, які належать до трапової формації та застигали на великій глибині. Не виключено також, що мінералізація, яка виникла після березитизації й пропілітізації трапів [4], належить пізньогерцинському-ранньокімерійському етапу активізації Південно-Західного краю Східноєвропейської платформи. В усякому разі К-Аг вік пропілітізованих базальтів (Гориньград, Жиричі, Любешів, Горохів) становить від 290 до 200 млн років [5].

Для визначення генезису мідносульфідної мінералізації та визначення її місця в еволюції рудоутворюючої системи автор вважає необхідним вивчати також усі відомі інтрузивні утворення (сили, екструзиви, дайки) в межах Волино-Поліського авлакогену та його південної частини.

1. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. – М., 1978.
2. Деревська К.І., Безугла М.В., Август Ч., Приходько В.Л., Александров О.Л. Закономерности размещения самородномидной та супутной минерализации в межах Рафалівської рудоносної площі // Доп. НАН України. – 2001. – № 12. – С.101-105.
3. Деревська К.І., Шумлянський В.О., Галецький Л.С. та ін. Геолого-генетична модель рудоутворюючої системи і пошукові ознаки самородномідного зруденіння в трапах Волині // Мідь Волині: Наукові праці ІФД. – К., 2002. – С.74-85.
4. Приходько В.Л., Косовський Я.А., Іванів І.Н. Перспективи меденосності вулканогенних образований волинської серії Луковско-Ратненської горстової зони // Геол. журн. – 1993. – № 4. – С.138-143.
5. Рифейський вулканізм і металлоносність западної частини Українського щита / Под ред. Н.П.Семененко. – К., 1968.
6. Савченко Н.А. Этапы развития вулканических явлений в Припятском вале и западном склоне Украинского щита // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1969. – № 7. – С.17-26.

Надійшла до редколегії 15.12.2003 р.

УДК 549.21.01(477)

Г.М.Яценко, д-р геол.-мінералог. наук,
О.М.Братчук,
В.Г.Яценко, канд. геол.-мінералог. наук,
Є.М.Сливко, канд. геол.-мінералог. наук,
І.Є.Шкурченко,
О.В.Гайовський, асп.

ЕТАПИ АКТИВІЗАЦІЇ ФЛЮЇДИЗАТНО-ЕКСПЛОЗИВНОГО РУДОУТВОРЕННЯ В АСПЕКТІ МІНЕРАГЕНІЇ АЛМАЗІВ І ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНОЇ ОБЛАСТІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Розглянуто окремі аспекти металогенії нижньопротерозойських протоплатформ на прикладі Кіровоградського блока Українського щита. Проаналізовано джерела й умови локалізації проявів золота і алмазів у зв'язку з флюїдизатно-експлозивними процесами на етапах активізації в докембрії та фанерозі.

Some aspects of Lower Proterozoic protoplatforms metallogeny have been considered on the example of Kirovograd block of the Ukrainian Shield. The sources and location conditions of gold and diamonds have been analysed in connection with fluidizate-explosive processes at activation stages in the Precambrian and Phanerozoic.

Територія, що розглядається, зі сходу послідовно включає Криворізький прогин, Кіровоградський блок, Звенигородський прогин (гранітоїдно-метатеригенний структурно-формаційний комплекс (СФК)), Голованівську брилу (чарнокіт-гранулітовий СФК) та прилеглий до неї із заходу Синицівський прогин (плагіограніт-амфіболітовий СФК). У структурному відношенні всі вони разом являють собою фрагмент нижньопротерозойської протоплатформи з архейською основою. У заданих межах вона є не тільки регіональним підняттям, на флангах розташовані структури занурення: Кіровоградський блок із сходу і заходу обмежений прогинами та зонами переробки архейських структур відповідно з накладеними Криворізьким і Кіровоградським прогинами. У межах блока вони занурені, перекриті нижньопротерозойським чохлам.

Головні структури основи орієнтовані в субмеридіальному напрямку (структури Кіровоградського блока, прогини, глибинні розломи). За часом закладання вони належать до етапу стабілізації протоплатформи, ще більш ранньої, архейської. Тому слід, напевно, вважати, що на тлі архейської стабілізації перед раннім протерозоем існував фрагмент великої структурної зони, тепер з флангами щита зануреної в північному та південному напрямках. Вона мала глобальний характер і збігається в аспекті металогенії з глобальною довгоіснуючою рудоконцентруючою структурою [7]. У північному напрямку зона досягає Скандинавії, у південному – Південної Африки. Їй властиві відповідні металогенічні особливості. На етапах активізації сформувалися концентрації чорних металів, золота, можливо, й інших благородних металів, рідкісних металів (Ta, Nb, U) і рідкісних земель, вуглецю в самородній формі (родовища графіту і прояви алмазів), прояви інших корисних копалин. Унаслідок цього вже в ранньому протерозої Кіровоградський та подібний до нього Волинський блоки стали перспективними частинами металогенічної провінції Українського щита в ранзі металогенічних районів.

Кіровоградський металогенічний район перетинають Совєтсько-Мелітопольський лінеамент північно-західного простягання [6] і система молодих субширотних розломів, які виступають як структури розтягу з властивою їм металогенічною спеціалізацією [2]. Цей вузол перетину підкреслений специфічним плутонічним комплексом раннього протерозою (Новоукраїнський масив) і високометаморфизованими (моно- і поліфаційно) СФК основи [4].

В основі кори залягає Кіровоградський мантіїний діапір [5]. Загалом у центральній частині блока кора становлена до 40 км, на флангах району вона диференційо-

вана, що підтверджується і різноманіттям геологічних структур, у межах Криворізького прогину – стовщена.

Виділяється глибинна протозона, яка поділяє основу блока на дві частини [3]: західну, в якій картують фрагменти чарнокіт-гранулітового СФК, і східну, де представлені фрагменти плагіограніт-амфіболітового СФК.

Концентрації корисних компонентів свідчать про участь в їхньому формуванні мантіїних згонів (флюїдів, флюїдизатів), а породи і рудоутворення можна визначити як флюїдизатно-експлозивні [1]. Такого роду металогенію, пов'язану з мантією, А.Д.Щеглов назвав нелінійною [8]. Вона властива стабілізованим структурам, реалізується на етапах активізації, розтягу в зонах розломів і проникності земної кори через шляхи, що відкриваються для проникнення флюїдизатів. У цьому відношенні багато з рудоутворюючих компонентів, включаючи золото й алмази, на рівні мантії є генетично спорідненими утвореннями, а в корі вони зв'язані парагенетично. Це підтверджує одна особливість – більшість родовищ однокомпонентні, концентруються в подібних структурних умовах, проте нарізно (золото, уран, залізо, графіт, алмази тощо). Усі вони прямо не пов'язані з магматизмом, не завжди – з літологією вміщуючих порід і метаморфізмом. Основою є тектонічний контроль, зони проникності. На ранній стадії виявляються високотемпературні, на пізній – гідротермально-метасоматичні зони, які облямовують рудні тіла. Тут своєрідно "працює" геохімія: відбуваються реакції "нелінійної" хімії (некомпенсоване привнесення-винесення), наприклад: гнейс → кварцит, біотитовий гнейс → силіманіт, кристалічний сланець → залізистий кварцит та ін.

Родовища локалізуються в межах куполів різного рангу діаметром від 50–60 до 2–3 км, в облямуванні або радіально, у системах розломів у вигляді тектоно-експлозивних або тектоно-метасоматичних зон, нерідко з проявами брекчієподібних формацій віком від раннього докембрію до антропогену. Вони пов'язані з етапами активізації як у докембрії (активізація протоплатформи), так і у фанерозі (активізація платформи та навколишніх плит). Брекчіями вивопнені й рудоносні вибухові структури, локалізовані в межах куполів і в самостійних розломах. У фанерозі характер рудоносних структур і формацій, судячи з фрагментів збереженого молодого чохла, суттєво змінився. Поряд з ендегенними родовищами з'являються концентрації корисних компонентів у корах вивітрювання (*in situ*) та стратиформні з перевідкладеними компонентами. Це стосується й раннього докембрію, однак тут відповідні формації та родовища специфічні, належать до метаморфічних.

Флюїдизатно-експлозивна діяльність дискретно тривала протягом усього фанерозою; формувалися струк-

тури і родовища, які згідно з існуючими уявленнями належать до традиційних типів, пов'язуються з традиційними формаціями.

Молодий вік структур і родовищ чохла (починаючи з крейди) чітко відображається в рельєфі поверхні щита. Це дає змогу картувати аерокосмічними методами сприятливі для пошуків структури: краї блоків другого порядку, борти прогинів і схили щита, периферійні частини й радіальні розломи купольних структур різного рангу, насуви, лінійні зони, структури розтягу і просідання, вулканоплутонічні й карстові структури.

Газоподібні з твердими стійкими частинками флюїдизати проникають у розсіяному стані по тріщинах у вигляді сітки узгоджених, тонких січних прожилків, або "прошарків", заповнюючи порожнини і міжзернові простори. Спочатку відновні та дуже високотемпературні на регресивній стадії флюїдизати змішуються з поровими флюїдами, водами, дають початок метасоматитам (лужним та ін.), різним пневматолітово-гідротермальним процесам і відповідним родовищам, нерідко з формаціями брекчієподібної будови. У близькоповерхневих умовах обстановки окиснювальна.

Стосовно центральної частини Українського щита, де домінує Кіровоградський блок з прогинами обрамлення, першим етапом активізації слід вважати пізньоархейський, коли на стабілізованій гранулітовій основі формувалися лінійні структури росинсько-тікицького СФК. Їм передували деструкція ранньоархейських структур, регіональний діафторез, закладання зеленокам'яних прогинів, поясів метаморфізованих дайок. Протягом наступного етапу кратонізації сформувалася передпротерозойська структура всього Українського щита.

У ранньому протерозої оформилася протоплатформа з архейською кристалічною основою, розколотою на блоки різного розміру і перекритою нижньопротерозойським метаморфізованим і ультраметаморфізованим чохлам (інгуло-інгулецький СФК), в якому домінує флішодна метаграувакова формація (чечелівська світа).

УДК 549.3:553.4(477)

На певних ділянках активізації ця формація має особливості алмазонасної слюдитової, метасоматичної, сформованої під час наступної активізації.

Етапи активізації, які періодично охоплювали південно-західний край Східноєвропейської платформи, чітко простежуються з рифею, тоді ж визначилися її головні особливості металогенічної спеціалізації. Закладаються рифти, авлакогени, глибинні розломи, формується відповідне металогенічне "обличчя" блока. Зокрема, у ранньому рифеї в кристалічній основі формувалися метаморфічні родовища клінцівського типу [9] (Клінцівське, Юрїївське, Липнязьке, багато рідкісно-металевих родовищ та ін.). Розломи другого порядку розчленували Кіровоградську структуру на фрагменти другого порядку з властивими їм дещо відмінними металогенічними особливостями. З цього погляду особливий інтерес має фанерозой, оскільки значною мірою його етапи зумовили мінерагенію досліджуваних компонентів, що раніше достатньо не враховували. Насамперед це стосується золота й алмазів.

1. Алмазонасные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерализации алмаза / Г.М.Яценко, Д.С.Гурский, Е.М.Сливко и др. – К., 2003. 2. Галецкий Л.С., Шевченко Т.П. Рудо- и нефтегазоносные мегазоны активизации юга Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Нафта і газ України: Матеріали V Міжнар. конф. "Нафта – Газ Україна-98". – Полтава, 1998. – Т. 1. – С. 281-282. 3. Геотектоника Волинно-Подольи / Отв. ред. И.И.Чебаненко. – К., 1990. 4. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). – Львов, 1975. 5. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. – К., 1990. 6. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Трипольский А.А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований // Геол. журн. – 1971. – Т. 31. – № 4. – С.3-11. 7. Фаворская М.А., Виноградов Н.В., Волчанская И.К. и др. Новые данные об особенностях развития и признаках рудо-концентрирующих структур // Сквозные рудо-концентрирующие структуры. – М., 1989. – С.29-34. 8. Шеделов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М., 1985. 9. Яценко Г.М., Гурский Д.К., Бабынин А.К. и др. Металлогения золота Центральной области золоторудной провинции Украинского щита // Мін. ресурси України. – 2003. – № 1. – С.14-19.

Надійшла до редколегії 08.12.2003 р.

Ю.Ф.Веліканов, канд. геол.-мінералог. наук,
О.Ю.Веліканова, асп.
О.В.Ноженко, наук. співроб.

МУАСАНІТ ІЗ ВУЛКАНОГЕННИХ ПОРІД ПЕРВОМАЙСЬКОЇ ТРУБКИ ВИБУХУ В ПІВНІЧНОМУ КРИВОРІЗЖІ

Знахідка муасаніту в асоціації з іншими мінералами – супутниками алмазів є важливою пошуковою ознакою, за аналогією з кімберлітами Східно-Сибірської платформи, що підтверджує наявність у Північному Криворізжі трубок вибуху кімберлітового типу.

The finding of moissanite accompanied by other minerals – diamond complementary rocks, is a primary prospecting feature, by analogy with Eastern-Siberian platform kimberlites, sustaining availability of kimberlite type volcanic pipes in Northern Krivorozhie.

В історії геологічного розвитку Криворізької структури М.П.Семененко [11] виділяє чотири значні тектономагматичні цикли.

Кожний етап характеризується розвитком глибинних розломів, тектонічними рухами та складчастістю, сплесками активної вулканічної діяльності з лавами ультраосновного та основного складу, інтенсивною блоковою перебудовою території, різними метасоматичними процесами, що несуть із собою характерну для кожного їхнього типу рудну мінералізацію.

Наймолодшими в регіоні є вулканічні утворення віком 250±10 млн років, котрі виповнюють постексплозивні порожнини в Первомайській трубці вибуху. По підземних гірських виробках вони простежені до глибини 920 м. Тіла ці крутопадаючі, верстуватої форми, неоднорідні за морфологією та розмірами.

Загальною характерною особливістю молодих вулканогенних утворень, які розкриті гірськими виробками

на Первомайському руднику, є присутність у них уламків порід різних стратиграфічних рівнів з низьким ступенем сортування. У них спостерігається оплавлення, наявна цементуюча маса з вулканічним склом, що представлена тонко роздробленим до мікрочастинок матеріалом вміщуючих порід.

Залежно від співвідношення уламкового матеріалу, цементуючої маси, ступеня оплавлення уламків, кількості вулканічного скла виділяються такі різновиди порід: лави, лавобрекчії, експлозивні брекчії.

Лави – зеленувато-сірі пузирчасті породи, складені напіврозкристалізованим склом, плагіоклазами, піроксенами, олівіном та вторинними мінералами: халцедоном, карбонатами, хлоритом, серпентином, актинолітом. Пустоти становлять 10–30 % об'єму породи, частина виповнена кварцом та кварц-карбонатним матеріалом із сульфідною мінералізацією. Форма мигдалінів та

пустот овальна та округла, неправильна, розмір коливається від 0,5 до 5 мм.

За даними хімічного складу лав змінюється від ультраосновного до базальтового, андезито-базальтового та дацитового, що свідчить про багаторазовий, пульсуючий характер поствибухових вулканічних виливів.

Лавобрекчії – зеленувато-сірі породи, складені уламками (30–40 см) мікрогнейсів, метапісковиків, різних сланців, кварцитів, часток мінералів, що їх складають, вміст яких у породах не перевищує 10 %. Цементовані вони тонко перетертим матеріалом з домішкою скла (40–50 %) різного ступеня перекристалізації. Уламки кристалічних порід та мінералів розміром у декілька міліметрів до декількох сантиметрів перекристалізовані та оплавлені. Залежно від ступеня розплавлення контури їх робляться розпливчастими, нечіткими, часто зливаються з основною масою. В основній масі порід виявлено нечіткі призмочки піроксенів, оплавлені ізометричні зерна олівінів, таблички плагіоклазів.

Експлозивні брекчії складені глинами та уламками гранітів архейського фундаменту, ультра- та метабазитів, безрудних та залізистих кварцитів, метапісковиків та різних сланців. Розмір уламкового матеріалу коливається від декількох сантиметрів до декількох метрів. Цемент брекчій складається з перетертого матеріалу цих же порід з домішкою вулканічного скла різного ступеня розкристалізації.

При мінералогічному дослідженні у важкій неелектромагнітній фракції з молодих вулканітів установлено: муасаніт, ільменіт, барит, пірит, шпінель, рутил, альмандин, піроп, олівін, магнетит, перовскіт, хроміт, піроксен, циркон.

Муасаніт – природний карбід кремнію, вважається відносно рідкісним мінералом, та в останній час його знаходять усе частіше в осадових, в ефузивних та інтрузивних породах. Його встановлено в екогітах Кокчетавського масиву [3], у кімберлітах Східно-Сибірської платформи [2], в ультраужних породах Алданського щита [4], у діоритових порфіритах та монцонітах Центрального Казахстану [13], у вулканогенних брекчіях Чеських серединних гір [1], в основних породах Воронізького кристалічного масиву [12], у вулканічних породах Покрово-Київської структури Східного Приазов'я [6], у гранітах Північного Кавказу [7], у відкладах порід криворізької серії [9].

При вивченні вулканогенних порід Первомайського родовища в протоколках проб було знайдено муасаніт. Проби відбиралися в гірських виробках на горизонтах 360, 465, 710, 830 та оброблялися за спеціальною методикою [5].

Муасаніт був зустрінутий у важкій неелектромагнітній фракції у вигляді дрібних зерен неправильної форми, гострокутних уламків розміром від 0,03–0,08 мм до 0,7 мм в кількості від одиничних зерен до 10 зерен на наважку шліху. Форма зерен – сплюснені пластинки у вигляді гексагональної форми кристалів призматичного габітусу. Нерідко спостерігається, що одна половина зерна повністю розвинута, а друга – округла чи сколота. Забарвлення більшості зерен блакитне з плямистим розподілом синіх, темно-синіх, синювато-зелених тонів в одному зерні. Окремі зерна мають індиго-синє, аквамаринове та жовто-зелене забарвлення, відмічено безбарвні зерна.

За даними В.К.Маршинцева [8], зерна муасаніту, забарвлені в жовто-зелений, зелений кольори, мають бочкоподібну, краплеподібну, жердиноподібну форму і за дебаєграмою відносяться до тригональної сингонії. Вони зустрічаються переважно в кімберлітах спільно з алмазами при температурі плавлення $>1527^{\circ}$. В.В.Ляхович [7], указуючи на гетерогенну природу муасаніту, підкреслює, що обидві його модифікації, як тригональна, так і гексагональна, є високотемпературними.

Поверхня зерен криворізьких муасанітів гладка, блискуча, на окремих гранях штриховка, блиск різкий алмазний, злам раковистий. Твердість вище, ніж у корунду. Мінерал анізотропний з високими кольорами інтерференції, одновісний, позитивний, з надзвичайно високим світлозаломленням, сильним двозаломленням. Показник заломлення значно вище 1,8. Не розчиняється навіть у HF. Немагнітний. Інколи на поверхні зерен муасаніту спостерігаються нальоти кремнезему, що надають мінералу іризуючий колір. Люмінесценція спостерігалась в ультрафіолетовому світлі. Вона виявилась в яскравому ультрафіолетовому світлі зерен, забарвлених в блакитний колір, а жовто-зелені кристали мають слабке жовто-оранжеве світіння. При нагріванні до температури $\sim 1400^{\circ}$ мінерал мутніє.

Для пояснення походження муасаніту необхідно виявити його асоціацію з іншими мінералами. Спільно з муасанітом у пробах були знайдені: гранати піроп-альмандинового ряду, олівін, піроксен, циркон, рутил, ільменіт, перовскіт.

Пузирчасті лави, туфолави з мигдалекам'яною текстурою вміщують мигдалини заокругленої, овальної форми. Зовнішня оболонка їх складається з палаганіту, внутрішня – із списоподібних кристалів тридиміту, чи з кититу (високотемпературний різновид кремнезему) [10]. Центральна частина в них, що помічена в багатьох шліфах, має правильну гексагональну форму, що збереглася від зерен муасаніту, який викришився при виготовленні шліфа.

Зважаючи на утворення таких лав та туфолав при вибухових експлозивних умовах за наявності великої кількості газових флюїдів, можна дійти висновку про глибинну вулканогенну природу муасаніту.

За даними В.В.Ляховича [7], муасаніт може кристалізуватися на окремих ділянках магми, в яких виникали локальні "осередки-мікрооб'єми", де утворювалися сприятливі умови для кристалізації муасаніту. Джерелом вуглецю для нього могли бути як вміщуючі породи, так і глибинні газові струмені, що вміщували вуглеводні, та продуктовані метаморфічними товщами докембрію як результат їхнього "вуглеводневого дихання", що цілком погоджується з умовами формування пузирчастих лав та лавобрекчій Первомайського родовища.

Знахідка муасаніту в асоціації з іншими мінералами – супутниками алмазів є важливою пошуковою ознакою, що підтверджує наявність у Північному Криворіжжі трюбок вибуху кімберлітового типу.

1. Бауэр Я., Фіала Ю., Гржихова Р. Муассанит из Чешских средних гор // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1963. – № 7. – С.54-68.
2. Бобриневич А.П., Калужный В.А., Смирнов Г.И. Муассанит в кимберлитах Восточно-Сибирской платформы // ДАН СССР. – 1957. – Т. 115. – № 6. – С.189.
3. Головин С.В., Сидоренко С.А. и др. Муассанит в породах гранулитового комплекса сальных тундр (Кольский полуостров) // ДАН СССР. – 1973. – Т. 213. – № 2. – С.425-428.
4. Каминский Ф.В., Букин В.И., Потапов С.В. и др. Находки карбида кремния в естественных условиях и их генетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1968. – № 6. – С.57-66.
5. Кравченко Н.В., Чернышов Н.М. К методике обработки проб ультраосновных пород для минералогических исследований // Тр. ИМГРЭ АН СССР. – 1961. – С.83-87.
6. Латыш И.К. Муассанит из вулканических пород Покрово-Киреевской структуры (Восточное Приазовье) // Зап. Всесоюз. мин. общ.-а. Сер. 2. – 1963. – Ч. 96, вып.3. – С.320-323.
7. Ляхович В.В. О генезисе акцессорного муассанита // Изв. АН СССР. Сер. Геология. – 1979. – № 4. – С.63-74.
8. Маршинцев В.К. и др. Новые данные о муассаните из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. – 1967. – №12. – С.22-31.
9. Мордовец Л.Ф., Веригина Р.С. и др. Минералогия метаболомочных образований в отложениях криворожской серии пород // Минералогия осадочных образований, Вып.2: Сб. материалов. – К., 1975. – С.16-22.
10. Пороодообразующие минералы / У.А.Дир, Р.А.Хаун, Дж.Зусман. – М., 1966.
11. Семенов Н.П. Структура рудных полей Криворожских рудных месторождений. – К., 1946. – Т. 1.
12. Чернышов П.М., Багдасарова В.В., Алексин А.С. Муассанит в основных породах пород ВКМ // Вопр. геологии КМА: Сб. материалов. – Воронеж, 1978. – С.71-78.
13. Шульга Г.Г. Находки муассанита в магматических породах Центрального Казахстана // Вест. АН Каз. ССР. – 1964. – № 1. – С.39-43.

Надійшла до редколегії 03.12.2003 р.

УДК 553.634.12:551.24

М.М.Курило, асп.

ПРОМИСЛОВА ФЛЮОРИТОВА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ УКРАЇНИ У ЗВ'ЯЗКУ З ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЮ АКТИВІЗАЦІЄЮ

Наведено геологічну характеристику промислових родовищ і проявів плавикового шпату основних флюоритонесних регіонів України. Розглянуто характерні геологічні особливості їх, закономірності розміщення та локалізації у специфічних структурно-тектонічних зонах.

Geological characteristic of industrial fluorspar deposits and ore manifestation of main fluorspar containing regions in Ukraine are given. Their major geological peculiarities, regularities of location in special structure-tectonic zones are shown.

Аналіз розміщення флюоритових родовищ у крупних структурних елементах земної кори показує, що більшість з них пов'язана з розвитком областей тектоно-магматичної активізації, у межах яких вони, як правило, приурочені до зон крупних довгоіснуючих тектонічних порушень. Флюоритові родовища є надійними індикаторами процесів тектоно-магматичної активізації, мають наймолодший вік порівняно з іншими рудними утвореннями, характеризуються тісним взаємозв'язком з розривною тектонікою і завжди утворюються в континентальній стадії розвитку земної кори [8].

Процеси активізації у флюоритонесних регіонах носять різний характер. У найдосконалішому вигляді вони виявляються у відновленні рухів по давніх і нових розломах, формуванні нових тектоно-морфологічних елементів – вулканогенних прогинів і вугленосно-теригенних западин. При цьому проходять інтенсивні вулканогенні процеси, контрастні зміщення тектонічних блоків і формування повних серій післямагматичних рудних формацій від високо- до низькотемпературних. В іншому крайньому випадку процеси активізації фіксуються тільки у відновленні рухів по розривних порушеннях, трасуванні їх у верхні структурні поверхні, формуванні великих підняттях і синекліз і утворенні низькотемпературних типів мінералізації. Усе це визначає велику різноманітність геологічних позицій як регіонального, так і локального порядку, що мають вплив на закономірності розміщення і локалізацію плавиковошпатового зруденіння [6].

В областях тектоно-магматичної активізації флюоритові родовища представлені декількома типами, що утворилися на різних стадіях цього процесу. Найбільші концентрації плавикового шпату пов'язані з флюоритовими (або флюорит-баритовими), сульфідно-флюоритовими і карбонатитовими родовищами. Усі ці типи зруденіння тією чи іншою мірою представлені на території України в різних структурно-металогенічних зонах, де флюоритоутворення в результаті різновікових процесів тектоно-магматичної активізації виявляються як безпосередньо на УЩ, так і в його прибортових частинах – Доно-Дніпровському авлакогені й Волино-Подільській плиті [7].

Найбільша кількість флюоритових проявів Доно-Дніпровського авлакогену приурочена до Південно-Донбаського глибинного розлому, який характеризує зону зчленування складчастих структур Донбасу з Приазовським кристалічним масивом. У межах цієї зони дуже чітко виявилася пізньогерцинська тектоно-магматична активізація, що обумовила блокову будову, інтенсивну дислокацію середньо- і верхньопалеозойських порід, прояви лужно-основного і лужно-базальтового магматизму і формування різноманітних типів зруденіння, у тому числі й низькотемпературного флюоритового [5].

Серед відомих проявів флюоритової мінералізації найбільше Покрово-Київське родовище, геологічна позиція якого визначається його приуроченістю до перетину Південно-Донбаського і поперечного до нього субмеридіонального Єланчик-Ровеньківського глибин-

них розломів. Район родовища має складну горст-грабеніву будову, причому саме родовище локалізовано в грабені, виповненому вапняками нижнього карбону, що перекриті осадовими мезо-кайнозойськими відкладами потужністю від 40 до 190 м.

Промислова флюоритова мінералізація приурочена до вапняків турнейського ярусу, де утворює гідротермально-метасоматичний поклад складної форми, що нагадує лінзу. Залежно від первинного складу вміщуючих порід виділяються карбонат-флюоритові й карбонат-польовошпат-флюоритові руди. Перші виникли при гідротермальному заміщенні вапняків, другі – при флюоритизації магматичних порід. У дайках плагіопорфірів зустрічаються також жильний і прожилково-вкраплений флюорит. Головним мінералом є флюорит, розповсюджені кальцит, доломіт, польові шпати, другорядні – кварц, серицит, хлорит, нефелін, у незначній кількості присутні пірит, сфалерит, галеніт, барит. Балансові запаси родовища становлять 2,2 млн т при середньому вмісті флюориту 61,7 %. Освоєння родовища в найближчий час не передбачається через екологічні та геолого-технічні причини [1].

Крім Покрово-Київського родовища, у зоні зчленування Донбасу з Приазовським блоком УЩ відомі численні прояви флюориту у вапняках і доломітах нижнього карбону. У смузі від м. Комсомольське до с. Новотроїцьке виявлено більше 20 ділянок з флюоритовою мінералізацією у вигляді кальцит-флюоритових і кварц-флюоритових жил і прожилків [5, 7].

Низка перспективних на флюорит ділянок розташована безпосередньо в Приазовській частині УЩ і приурочена до субмеридіональної Кальміуської тектонічної зони, де виділяється Петрово-Гнутаївське родовище. Воно складається з однієї потужної (0,5–2,85 м) флюорит-карбонатної жили в аляскітових гранітах і сієнітах, що простежується на 270 м. Крім головної жили, виділяються декілька флюоритових жил незначної потужності. Головними жильними мінералами є карбонати (кальцит, паризит) і флюорит.

В інших місцях Приазовського кристалічного масиву прояви флюориту відомі на Октябрському лужному масиві, серед гранітів Кам'яних Могили.

Переважаюча частина флюоритової мінералізації на Волино-Подільській плиті зосереджена в Подільській структурно-металогенічній зоні, що контролюється однойменним глибинним розломом давнього закладення, що неодноразово підновлювався в період формування платформного чохла. Розривні порушення Подільської зони на поверхні і в керні свердловин виражені нечітко. Ширина зони досягає 50 км, проте вертикальні переміщення верств осадового чохла по окремих швах не перевищують 50 м. Мілоніти і катаклазити розвинуті переважно вздовж контактів метаморфічних порід бузької серії з гранітоїдами бердичівського комплексу нижнього протерозою. У платформному чохлі розривні порушення простежуються у вигляді зон підвищеної тріщинуватості.

тості й малопотужних мілонітових швів зсувного типу [4]. За даними цих авторів, район являє собою місце багаторазової тектоно-магматичної активізації земної кори в місцях перетину різноорієнтованих трансрегіональних лінійних структур з Подільською тектонічною зоною. Флюоритова мінералізація визначає металогенічну спеціалізацію Подільської рудної зони, де найбільшим є Бахтинське флюоритове родовище. Рудовмісна формація включає теригенну товщу могиливіської світи венду з приуроченою до неї стратиформною флюоритовою мінералізацією і підстиляючими породами кристалічного фундаменту, в яких виявлені жильні прояви флюориту. Усі запаси плавикового шпату на родовищі зосереджені в стратиформних рудних тілах ольчедаївських шарів, де флюорит виповнює порожнечу або заміщує цемент. Мінеральний склад руд відносно простий: крім флюориту і мінералів вміщуючих порід (кварц, кальційний польовий шпат), у невеликих кількостях присутні кальцит, каолінит, дикіт, пірит, рідше галеніт і сфалерит. У товщі продуктивної пачки пісковиків розміщено від 1 до 4, частіше 1-2 горизонти зруденіння. Потужність рудних шарів коливається при вмісті CaF_2 від 10 до 30 %. Загальна площа Бахтинського родовища становить близько 10 км². Простягання рудних тіл – від перших сотень метрів до 2–3 км.

У кристалічних породах фундаменту, представлених сильно катаклазованими нижньопротерозойськими біотитовими і гранат-біотитовими гранітами і мігматитами, розвинуті флюоритові й кальцит-флюоритові жили і прожилки іноді з піритом і сфалеритом. На ділянці "Винож" жила потужністю 0,1–1,5 м простежується з ольчедаївських пісковиків в породи фундаменту на глибину більше 300 м. Карбонатно-флюоритова мінералізація з глибиною змінюється флюорит-поліметалевою [3]. Підраховані запаси родовища за категоріями C_1+C_2 (18,4 млн т) відносяться до балансових, використання яких згідно із затвердженими умовами економічно доцільно. Геологічна будова родовища, морфологія, умови залягання, речовинний склад рудних тіл та гідрогеологічні умови вивчено досить детально для проектування гірничодобувного підприємства.

Інтенсивні прояви процесів флюоритизації розповсюджені безпосередньо в межах УЩ. Багато з них пов'язані з протерозойськими лужними метасоматитами, лейкократовими гранітами, сієнітами і утворилися в першу стадію автономної тектоно-магматичної активізації. У першу чергу це стосується Суцано-Пержанської зони, де виявлено декілька досить значних проявів флюориту, що приурочені до Яструбецького масиву сієнітів. Флюорит та мінерали рідкісних елементів локалізовані в метасоматичних утвореннях пізніх стадій – грейзенах, лужних метасоматитах, мікроклінітах, тектонічно пов'язаних з тектонічними зонами. Мінералізація комплексна – флюорит-цирконієво-рідкісноземельна (ітрієва група). Найширше вона розвинута у кварц-біотит-мусковітових грейзенах і мікроклінових сієнітах. Рудні тіла пласто- та лінзоподібної форми мають потужність від перших сантиметрів до

25 м. Вміст флюориту змінюється від перших відсотків до 53,8 %, середній вміст – 28 %. Ресурси ітрієво-флюоритових руд за категорією P_2 оцінені в 4 млн т [2]. При комплексному використанні руд розробка родовища в Суцано-Пержанській зоні може бути високорентабельною, беручи до уваги, що ціна на ітрофлюоритовий концентрат у два рази вища, ніж на концентрат чистого флюориту цієї ж марки.

Заслужує на увагу перспективний Бобринецький рудопроєкт флюориту, пов'язаний з однойменною гілкою Кіровоградсько-Черкаського глибинного розлому і локалізований в катаклазованих і мілонітизованих гранітах Новоукраїнського масиву. Морфологія рудних тіл досить складна. Тут спостерігаються крутоспадаючі жили із значними роздувами і пережимами, що простягаються на глибину до 300 м. Поряд із жильним флюоритом зустрічаються зони прожилкування типу штокверку. Крім флюоритової, тут розвинута сульфідно-поліметалева та мідно-срібна мінералізація. Виділена зона мінералізації має загальну потужність 800 м і простежена на 4,6 км. За станом на 1997 р. прогнозні ресурси за категорією P_2 становили 1,74 млн т. Оскільки Бобринецька ділянка є південним продовженням перспективної золотоносної Клинцівської площі, то в майбутньому може йтися про комплексне відпрацювання цього рудопроєкту.

Прояв флюоритових жил у Бобринецькому масиві є результатом циркуляції по послаблених тектонічних зонах насичених фтором розчинів і пов'язаний з тектоно-магматичною активізацією киммерійської епохи [7].

Таким чином, наведені вище матеріали щодо основних флюоритових родовищ і рудопроєктів на території України свідчать, що вони приурочені до певних структурно-тектонічних зон, які утворюються в місцях перетину різноорієнтованих глибинних розломів. Вирішальним фактором виникнення й розвитку таких довгоіснуючих зон були процеси тектоно-магматичної активізації, сліди якої фіксуються на УЩ і в його прибережних частинах протягом довгої геологічної історії. Форми, масштаби та генетичні особливості флюоритових проявів різні і залежать від геологічних умов їх утворення.

1. Виноградов В.Ф., Гелета О.П., Грінченко О.В. Неметалічні корисні копалини України. – К., 2003.
2. Гурський Д.С., Шепель І.В., Металіди В.С. До перспектив створення мінерально-сировинної бази плавикового шпату України // Мінеральні ресурси України. – 1999. – № 2. – С.3-7.
3. Жовинський Э.Я., Кураєва Н.В., Маничев В.И. и др. Минералого-геохимические критерии поисков флюорита. – К., 1993.
4. Літогенез і пітогенне утворення в осадових товщах України // В.О.Шумлянський, К.І.Деревська, Т.В.Дудор та ін. – К., 2003.
5. Ланов Б.С. Генетические особенности и поисковые критерии флюоритовой минерализации Донбасса и Приазовья // Флюорит Украины: Сб. науч. трудов. – К., 1981. – С.20-41.
6. Пузанов Л.С. Эпохи промышленного флюоритообразования на территории СССР // Флюорит. Сб. материалов. – М., 1976. – С.54-69.
7. Шумлянський В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. – К., 1983.
8. Щеглов А.Д. Закономерности размещения и образования флюоритовых месторождений в областях тектоно-магматической активизации // Флюорит. Сб. материалов. – М., 1976. – С.54-69.

Надійшла до редколегії 16.12.2003 р.

Наукова сесія конференції була присвячена проблемі: "Металоносність і прогнозна оцінка зон тектоно-магматичної активізації докембрію Українського щита". Вона відбулася під головуванням чл.-кор. НАН України О.Ю.Митропольського і проф. М.П.Зборщика 16.12.03; проф. Л.С.Галецького і проф. І.Г.Щербакова – 17.12.03; проф. М.І.Толстого і доц. В.В.Шуняка – 18.12.03.

На сесії 8 доповідей були присвячені загальним і теоретичним питанням докембрійського магматизму і особливостям прояву тектоно-магматичної активізації платформних областей, більшість інших – конкретним структурам ТМА, їх металоносності, критеріям і ознакам останніх в умовах Українського щита.

Після обговорення доповідей і підготовленого комісією проекту було прийнято наступне рішення.

РІШЕННЯ

МІЖВУЗІВСЬКОЇ СУМІСНО З ДЕРЖАВНОЮ ГЕОЛОГІЧНОЮ СЛУЖБОЮ, НАН УКРАЇНИ, СПІЛКОЮ ГЕОЛОГІВ УКРАЇНИ НАУКОВО-ПРАКТИЧНОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ "МЕТАЛОНОСНІСТЬ І ПРОГНОЗНА ОЦІНКА ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ДОКЕМБРІЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА"

1. Міжвідомчій Раді з геології рудних родовищ України разом з Державною геологічною службою протягом 2004 року розробити міжвідомчу програму "Рудні формації зон ТМА, їхні пошукові критерії й ознаки".

2. При плануванні наукових і геологорозвідувальних робіт передбачати впровадження сучасних ефективних методів і технологій пошуків і оцінки родовищ, пов'язаних із зонами ТМА.

3. На всіх етапах геологорозвідувальних робіт здійснювати геолого-економічну оцінку рідкіснометалевого, золоторудного, урановорудного та інших типів ендегенного зруденіння, пов'язаних із зонами ТМА.

4. Науковим колективам – академічним, відомчим, закладів вищої освіти при плануванні робіт, пов'язаних з оцінкою металоносності ТМА, рекомендувати розробку багатофакторних моделей прогнозованих рудоутворень.

5. Рекомендувати Державній геологічній службі України передбачити організацію й оснащення сучасним обладнанням декількох міжвідомчих спеціалізованих аналітичних лабораторій переважно на базі існуючих аналітичних колективів (Київський національний університет імені Тараса Шевченка, КП Кіровгеологія, ІГМС НАН України, ІМР).

6. ІГН НАН України разом з ІГМР НАН України, УкрДГРІ, КНУ до 2005 року підготувати монографію "Рідкісні метали зон ТМА докембрію Українського щита".

7. Провести на геологічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка наступну Міжвідомчу науково-практичну конференцію восени 2004 року (відповідальні організатори – геологічний факультет КНУ, Державна геологічна служба, Інститут геофізики НАН України, Спілка геологів України).

Відмітити ініціативу Київського національного університету імені Тараса Шевченка в організації Міжвузівської науково-практичної конференції "Металоносність і прогнозна оцінка зон тектоно-магматичної активізації докембрію Українського щита". Висловити подяку організатору конференції проф. М.І.Толстому.

Наукове видання



ВІСНИК КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуски 31-32

Редактор Л.Воронцова

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

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: 01033, Київ, 6-р Тараса Шевченка, 14, кімн. 43. ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 234 2290



Підписано до друку 09.11.04. Формат 60x84^{1/16}. Вид. № 136. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 500. Ум. друк. арк. 11,62. Обл.-вид. арк. 20. Зам. № 24-2295.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01033, Київ, 6-р. Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; (38044) 234 0105; факс (38044) 234 22 90.
e-mail: vydav_polygraph@univ.kiev.ua
<http://vpc.univ.kiev.ua>