

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геоинформационных исследований.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations.

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.В. Віршило, канд. геол. наук, доц. (заст. відп. ред.); О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц. (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, канд. геол.-мінералог. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, доц.; Огар В.В., д-р геол. наук, доц.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук; М.А. Якимчук, чл.-кор. НАН України, д-р фіз.-мат. наук.
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 15 вересня 2010 року (протокол № 1)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Толстой М., Шабатура О., Костенко Н., Гасанов Ю. Основні структурні і палеогеодинамічні типи гранітоїдів Українського щита і їх петрофізична характеристика.....	5
Галецький Л., Комський М., Ремезова О. Особливості складу основних порід коростенського комплексу і походження корінних титанових руд	9
Драгомирецький О., Кадурін В. Принцип суперпозиції при побудові геолого-генетичних моделей золоторудних систем Українського щита.....	14
Шевчук В., Іванік О. Умови формування структурних зсувів та їх класифікація для цілей моделювання.....	17
Лукієнко О., Кравченко Д. Мініатюрний природний "експеримент" структуроутворення при пластичній зсувній течії продуктів мігматизації та його порівняння з лабораторним моделюванням течії в'язких рідин	20
Янченко В. Звенигородські конгломератоподібні породи (текстурні особливості, умови та механізми формування).....	23

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Войновський А., Гейченко М., Жужома В. Методика та досвід використання геохімічної інформації для розчленування і кореляції докембрійських комплексів західної частини Українського щита	27
Шнюков С., Лазарєва І., Хлонь О., Митрохин О., Гасанов Ю., Морозенко В. Геохімічне моделювання магматичної системи вулканічного острова Десепшн (Західна Антарктида): принципи та задачі.....	29
Жовінський Е., Крюченко Н. Сольові ореоли і їх прикладне значення	33
Квасниця І., Зінченко О., Митрохін О. До мінералогії міаролових порожнин у габро-анортозитах Коростенського плутону	35

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Галецький Л., Романюк Л. Відкриття Пержанського родовища берилію за допомогою комплексних геохімічних методів пошуків	39
Макаренко М., Карли В., Степанюк В., Коляда В., Паталаха М., Купенко І., Гурін О., Корнієнко В. Широкомасштабне застосування літогеохімічних пошуків уранових родовищ на Хмільницькій площі	41

ГЕОФІЗИКА

Старостенко В., Кендзера О., Сафронов О. Основні напрями розвитку геофізичних досліджень в області оцінки сейсмічної небезпеки території України	45
Костенко Н., Кузів Л., Толстой М., Шабатура О. Речовинно-петрофізична оцінка гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита з визначенням їх придатності для створення сховищ радіоактивних відходів.....	48

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Коржнев М., Малахов І. Техногенні зміни геологічного середовища та порушення природного геохімічного балансу у гірничодобувних регіонах на прикладі Кривбасу	52
--	----

ЮВІЛЕЇ

Науково-педагогічна діяльність Бориса Олександровича Гаврусевича (до 100-річчя з дня народження).....	59
---	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Tolstoy M.I., Shabatura O.V., Kostenko N.V., Gasanov Yu.L.	
The main structural-paleogeodynamic types of Ukrainian Shield granitoids and their petrophysical characteristics	5
Galetsy L., Comsky O., Remezova O.	
Features of composition of basic rocks of korosten' complex and origin of native titanite ores	9
Dragomyrets O., Kadurin V.	
Principle of superposition at construction of geologic-genetic models of gold-ore systems of Ukrainian shield	14
Shevchuk V., Ivanik O.	
Formation conditions and classification of the structural landslides for the landslide hazard modelling	17
Lukiyenko O., Kravchenko D.	
Miniature natural "experiment" of structures formation in shear plastic flow of migmatite products and its comparison with laboratory modeling of viscous liquids flow	20
Yanchenko V.	
Conglomerate-like rocks of Zvenigorodka	23

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Voynovsky A., Geychenko M., Zhuzhoma V.	
Principles and experience of the using of geochemical information for distinguish and correlations of precambrian complexes of western part of Ukrainian shield	27
Shnukov S., Lazareva I., Khlon O., Mitrokhin O., Gasanov Yu., Morozenko V.	
Geochemical simulation of magmatic system of volcanic island Deseption (Western Antarctic): principles and tasks	29
Zhovinsky E., Kruchenko N.	
Diffuse haloes and their applied importance	33
Kvasnitsya I., Zinchenko O., Mitrokhin O.	
To on mineralogy of miarole cavities in gabbro-anortosite of Korosten' rlyton	35

MINERAL RESOURCES

Galetsy L., Romanyuk L.	
Discovery Perga deposit of beryllium with complex geochemical methods of searches	39
Makarenko M., Karly V., Stepanuk M., Kolyada V., Patalakha M., Kuzenko I., Gurin O., Kornienko V.	
Large-scale lithogeochemical exploration of uranium deposits on Chmel'nik area	41

GEOPHYSICS

Starostenko V., Keszera O., Safronov O.	
Mainstream of elaboration of geophysical acquisition for estimation of seismic hazard of the territory of Ukraine	45
Kostenko N., Tolstoy M., Kuziv L., Shabatura O.	
Materially-petrophysic estimation of the Ukrainian shield Volyn megablock granitoids for determination of their productability for creation of the repositories of radio-active wastes	48

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Korzhnev M., Malakhov I.	
Technogenesis' changes of geological environment and violations of natural geochemical balance in mining regions on the example of Kryvbass	52

ANNIVERSARY

Scientific and pedagogical activities of Boris Alexandrovich Gavrousevich (to 100-years from his birthday)	59
--	----

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Толстой М., Шабатура А., Костенко Н., Гасанов Ю.

Основные структурные и палеогеодинамические типы гранитоидов Украинского щита и их петрофизическая характеристика5

Галецкий Л., Комский Н., Ремезова Е.

Особенности состава основных пород коростенского комплекса и происхождение коренных титановых руд9

Драгомирецкий А., Кадури В.

Принцип суперпозиции при построении геолого-генетических моделей золоторудных систем Украинского щита14

Шевчук В., Иваник Е.

Условия формирования структурных оползней и их классификация для целей моделирования17

Лукиенко А., Кравченко Д.

Миниатюрный природный «эксперимент» структурообразования при пластическом сдвиговом течении продуктов мигматизации и его сравнение с лабораторным моделированием течения вязких жидкостей20

Янченко В.

Звенигородские конгломератовидные породы (текстурные особенности, условия и механизмы формирования)23

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Войновский А., Гейченко М., Жужома В.

Методика и опыт применения геохимической информации для расчленения и корреляции докембрийских комплексов западной части Украинского щита27

Шнюков С., Лазарева И., Хлонь Е., Митрохин А., Гасанов Ю., Морозенко В.

Геохимическое моделирование магматической системы вулканического острова Десеппн (Западная Антарктика): принципы и задачи29

Жовинский Э., Крюченко Н.

Солевые ореолы и их прикладное значение33

Квасница И., Зинченко О., Митрохин А.

К минералогии миароловых пустот в габбро-анортозитах Коростенского плутона35

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Галецкий Л., Романюк Л.

Открытие Пержанского месторождения бериллия с помощью комплексных геохимических методов поисков39

Макаренко Н., Карлы В., Степанюк В., Коляда В., Паталаха Н., Купенко И., Гури А., Корниенко В.

Широкомасштабное применение литогеохимических поисков урановых месторождений на Хмельницкой площади41

ГЕОФИЗИКА

Старостенко В., Кендзера А., Сафронов О.

Основные направления развития геофизических исследований в области оценки сейсмической опасности территории Украины45

Костенко Н., Кузив Л., Толстой М., Шабатура А.

Вещественно-петрофизическая оценка гранитоидов Волынского мегаблока Украинского щита с определением их пригодности для создания хранилища радиоактивных отходов49

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Коржнев М., Малахов И.

Техногенные изменения геологической среды и нарушения природного геохимического баланса в горнодобывающих регионах на примере Кривбасса52

ЮБИЛЕИ

Научно-педагогическая деятельность Бориса Александровича Гаврусевича (к 100-летию со дня рождения)59

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 552/321+550/4(477)+551.25

М. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, О. Шабатура, канд. геол. наук,
Н. Костенко, канд. геол. наук, Ю. Гасанов, пров. інж.

ОСНОВНІ СТРУКТУРНО-ПАЛЕОГЕОДИНАМІЧНІ ТИПИ ГРАНІТОЇДІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ЇХ ПЕТРОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

На основі петрогенетичних реконструкцій виконано палеогеодинамічну класифікацію гранітоїдних комплексів Українського щита. Досліджено еволюцію геодинамічних умов формування порід та їх фізичних властивостей.

On the basis of petrogenetic reconstructions the paleogeodynamics classification of granitoid complexes of the Ukrainian Shield is executed. The evolution of geodynamics conditions of formation of the rocks and their physical properties are shown.

Вступ. Гранітоїдні утворення є своєрідними індикаторами палеогеодинамічних умов формування земної кори, що фіксують певні етапи її еволюції. У різний час і різними дослідниками для з'ясування етапності при формуванні гранітоїдних порід на Українському щиті (УЩ) залучалися різні моделі, серед яких найбільш популярною була геосинклінально-платформна [2, 12]. Згодом, замість чотирьох згідно з цією моделлю етапів розвитку земної кори, з якими безпосередньо пов'язувалося формування відповідних гранітоїдних формацій, були виділені три стадії гранітоутворення (ендербіт-плагіогранітова, чарнокіт-гранулітова, граносієніт-рапаківгранітова) [4]. Пізніше гранітоїдні комплекси останньої стадії класифікувалися як породні похідні зон тектоно-магматичної активізації (ТМА) [3]. Ще однією моделлю, що регламентує процес гранітоутворення на УЩ, є тектоніка плит, яку впродовж кількох десятиріч плідно розвивають Є. Глеваський і Г. Каляев [1]. А. Чекунов [14], С. Красовський та ін. [6] у розв'язанні цієї проблеми дотримуються моделі тектоніки плюмів. Автори представленої статті розглядають еволюцію гранітоїдного магматизму на УЩ з позиції активізаційних процесів. Вивчення процесів гранітоїдної активізації дозволило розрізнити наступні її типи [5, 9, 13]: тектоно-

метаморфічна, тектоно-ультраметаморфічна, тектоно-магматична натрієвої спеціалізації, тектоно-магматична калієвої спеціалізації. Проведена типізація була взята за основу при виділенні палеогеодинамічних типів гранітоїдів, оскільки саме активізаційні процеси, які різняться за своїм походженням, є головним чинником, що опосередковано визначає ту чи іншу палеогеодинамічну обстановку породотвірного середовища. Іншими словами, між активізаційними процесами гранітоїдного типу і геодинамікою існують тісні кореляційні зв'язки.

Мета роботи: дослідити еволюцію геодинамічних умов формування низки гранітоїдних комплексів УЩ та провести класифікацію їх палеогеодинамічних типів (ПГТ) на основі петрогенетичних реконструкцій за фізичними властивостями порід [8, 10], враховуючи основні положення концепції активізаційних процесів.

Виклад основного матеріалу. За результатами аналізу петрофізичних характеристик порід та з огляду на геолого-структурну позицію і геодинамічну обстановку, що існувала на час їхнього утворення (табл. 1), серед гранітоїдів УЩ в цілому можна виділити десять палеогеодинамічних типів.

Таблиця 1

Схема палеогеодинамічної типізації умов формування гранітоїдних утворень УЩ
(за геолого-структурними і петрофізичними характеристиками)

ПГТ	Комплекс	Палеогеодинамічна характеристика								Генетичні умови формування порід з позиції	
										тектоніки плит плюм-тектоніки [1,6,11,14,18]	типізації активізаційних процесів [3,5,9,11,17]
X	1. пержанський										
	2. кам'яномогильський										
IX	3. коростенський										
	4. корсунь-новомиргород.										
	5. південнокальчицький										
VIII	6. осницький										
VII	7. хлібодарівський										
	8. житомирський										
VI	9. уманський										
	10. кіровоградський										
	11. анадольський										
	12. салтичанський										
V	13. бердичівський										
	14. токівський										
IV	15. мокромосковський										
	16. демуринський										
III	17. сурський										
II	18. дніпропетровський										
	19. літинський										
I	20. токмацький										
	21. гайворонський										

Примітки:

а Відносна фугітивність кисню (f_{O_2}):

б Тип деформації:

в-д Рівень глибинності: в гіпабісальний

е-к Тектонічний режим: е неоднорідний розтяг

ТМТА тектоно-метаморфічна активізація ТУМА

висока

пластичні

г мезоабісальний д абісальний

ж розтяг з стиск к неоднорідний стиск

тектоно-ультраметаморфічна активізація *

низька

крихкі

змішаного типу

* вулканоплутонічні

До I ПГТ віднесено гранітоїди гайворонського, томацького, літинського комплексів. Для цих утворень характерний парагенезис мінералів гранулітової фації, а також, головним чином, пластова форма залягання у метаморфічних товщах цієї ж фації. Основною типоморфною ознакою порід, що відрізняє їх від інших більш молодих гранітоїдів регіону, виявилась практична відсутність генетично пов'язаних з ними синпетрогенних генерацій циркону [9]. Іншими словами, гранітоїди цього типу в процесі свого становлення не проходили стадію магматичного розплаву, що підтверджує версію про метаморфічне походження цих порід. Ще одним свідченням метаморфічного генезису наведених комплексів є відсутність в них за даними [3] розплавних включень, зокрема, у кварці з гайворонських ендербітів. Таким

чином, за нашими припущеннями вони є породними похідними процесів тектоно-метаморфічної активізації з переходом до тектоно-ультраметаморфічної (літинський комплекс).

Палеогеодинамічна реконструкція показує, що гранітоїди I ПГТ ущільнені квазівсесічним стиском пластичного типу на великих і дуже великих глибинах (первинно-ущільнені), з наступним розтягом (вторинно-розущільнені) при високій і мінливій f_{O_2} і є первинно-магнітними.

Найхарактерніші петрофізичні параметри: найвищогустинно-пружно-щільнісно-магнітні і низькорадіоактивні (із різко зниженою роллю Th і U) та значні варіації намагніченості насичення і однорідно-високі величини фактору Q і Vp/Vs (див. рис. 1).

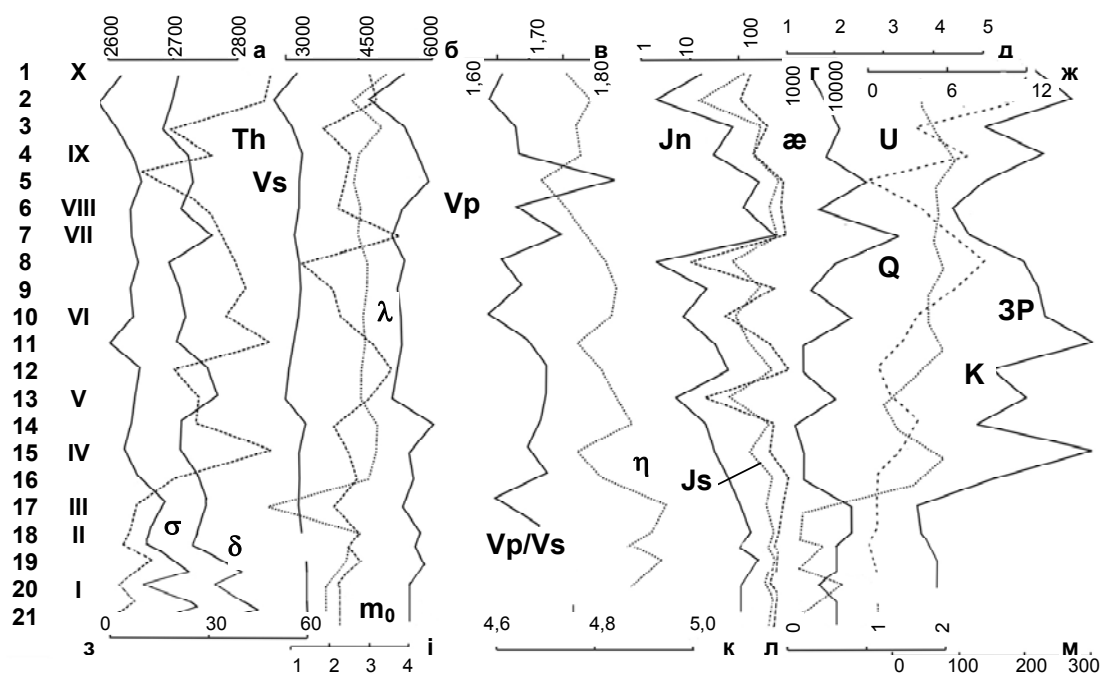


Рис. 1. Варіація петрофізичних параметрів у палеогеодинамічних типах гранітоїдів УЩ

Шкали петрофізичних параметрів: а – густина об'ємна (σ) і мінеральна (δ), кг/м³; б – швидкість розповсюдження повздовжніх (Vp) і поперечних (Vs) хвиль, м/с; в – Vp/Vs (б.р.); г (логарифмічна) – природна залишкова намагніченість (Jn, 10⁻³ А/м), намагніченість насичення (Js, 10⁻⁴ Тл/кг), магнітна сприйнятливості (χ , 10⁻⁵); д – вміст калію (K, %); ж – вміст урану (U, 10⁻⁴ %); з – вміст торію (Th, 10⁻⁴ %); і – теплопровідність (λ , Вт/(м·К)) і загальна пористість (m_0 , %); к – кристалохімічна щільність (η , 10²⁸ ат.кисню/м³); л – фактор Кенігсбергера (Q, б.р.); м – загальна радіоактивність (3P, 10⁻¹⁴ А/кг)

З позиції тектоніки плит гранітоїди I ПГТ – це острівно-дужні утворення [1], що входять до складу нижньої грануліт-базитової частини земної кори УЩ. Згідно з даними І. Щербакова [17], якщо об'єднати Росинсько-Тикицький, Дністрівсько-Бузький і Волинський мегаблоки в один, то, виходячи з варіанту підсуду океанічної плити, можна пояснити появу петрографічної, магматичної, вікової зональності у північному напрямку на територію Волинського мегаблоку, тобто, у напрямку її руху. І. Щербаков [17] вважає, що зоною субдукції в цьому випадку могла бути поверхня Мохо. При цьому нахил плити спочатку був пологим, а потім зростає, що призвело до зміни геодинамічного режиму: від стиску через комбінацію стиску-розтягу і до лінійних зон розтягу (пержанський комплекс), що простежується через зміну виділених палеогеодинамічних типів – від V до X.

До II ПГТ віднесені гранітоїди дніпропетровського комплексу Середньодніпровського мегаблоку, що поширені переважно в межах антиклінальних структур і являють собою складну гетерогенну діорит-тоналіт-плагіогранітову асоціацію, яка разом із супракрустальними утвореннями аульської серії складає фундамент зеленокам'яних структур. За іншою версією [1] існування такого фундаменту поки що однозначно не доведено. Гранітоїди цього ПГТ

розглядаються нами як породні похідні процесів тектоно-ультраметаморфічної активізації.

Палеогеодинамічна реконструкція свідчить про їх первинне розуцільнення пластичного типу на великих і дуже великих глибинах з мінливим f_{O_2} .

Виразними петрофізичними рисами є підвищені густини, високі пружні параметри (особливо Vp/Vs), низька радіоактивність.

III ПГТ представляє сурський комплекс Середньопридніпров'я. Гранітоїди цього комплексу утворюють невеликі масиви з плямистою незакономірною внутрішньою будовою, які локалізуються в зонах зчленування зеленокам'яних структур з породами кристалічного фундаменту. Особливістю цих гранітоїдів є натрієвий профіль геохімічної спеціалізації, а також бімодальний петрографічний склад порід, серед яких значно переважають діорити і тоналіти. На інтрузивний генезис цих утворень вказують активні, досить різкі (у тому числі січні) контакти з породами рами, а також дані генераційного аналізу цирконів [9]: і в діоритах, і в тоналітах не зафіксовано реліктових кристалів цього акцесорію. Зазначене дозволяє відносити породи цього ПГТ до утворень зон ТМА натрієвого типу.

Палеогеодинамічна реконструкція показує, що гранітоїди вказаного ПГТ зазнавали різномірних тектонічних напружень як розтягуючого, так і стискуючого типів на великих і дуже великих глибинах із переважанням крихких деформацій при високій f_{O_2} .

Петрофізична характеристика гранітоїдів сурського комплексу відрізняється різко зниженими теплопровідністю, відношенням Vp/Vs та загальною радіоактивністю.

Плагіогранітоїди сурського, як, доречі, і дніпропетровського, комплексу за [1] є комагматичними з острівними вулканами, тобто їх формування проходило в обстановці острівної дуги. Дуже низьке первинне співвідношення ізотопів Sr у гранітоїдах дніпропетровського комплексу (менше 0,704) підтверджує висновок про глибинне, мантієне джерело їх магм [16].

З геодинамічної обстановкою, що характеризує IV палеогеодинамічний тип, пов'язані формування гранітоїдів токівського, мокромосковського і, можливо, демуринського комплексів Середньопридніпров'я. Тут в результаті тектонічної активізації утворилися масиви, приурочені до вузлів перетину крупних тектонічних зон з активними або тектонічними контактами. Становлення цих масивів супроводжувалося інтенсивним калієвим метасоматозом за активної участі глибинних флюїдів. Формувалися гранітоїди даного типу в умовах ущільнення при високому f_{O_2} на мезоабісальних рівнях глибинності при домінуванні пластичних деформацій. Наявні ознаки вторинного розуцільнення.

Петрофізична характеристика цих гранітоїдів відзначається високими значеннями теплопровідності, Vp , Vp/Vs , загальною радіоактивністю, варіативною магнітною сприйнятливістю та помітною відмінністю фізичних властивостей комплексів між собою.

Петрогенезис утворень IV ПГТ остаточно не з'ясований, як, доречі, II і III. Скоріш за все, вони сформовані внаслідок прояву плюмових процесів. Нагадаємо, що С. Красовським та ін. [6] виділено Придніпровський мантіїний плюм, теплові імпульси якого, як вважають ці автори, якраз і спричинили послідовне формування гранітоїдних комплексів II – IV ПГТ. Не виключено, що існує парагенетичний зв'язок між гранітоїдами цих комплексів і ультраосновними та основними породами девладівського комплексу – можливими породними індикаторами процесів плюм-активізації. Згідно з нашою моделлю гранітоїди мокромосковського, токівського і можливо демуринського комплексів сформувалися в результаті ТМА автономного типу калієвої спеціалізації.

V ПГТ представляють глиноземисті гранітоїди бердичівського комплексу, що складають крупний батолітоподібний масив, розташований у північній частині Дністровсько-Бузького мегаблоку. Породи містять у своєму складі нетипові для гранітів мінерали – кордієрит, силіманіт, андалузит. З мобілістських позицій це безумовно колізійні утворення S-типу, з фіксистських – породні похідні процесів ультраметаморфічної активізації.

Палеогеодинамічна характеристика вказує на надзвичайну строкатість геодинамічних обстановок, що проявилася в реконструкції елементів сингенетичного одновісного стиску, що змінився дивергентними процесами латерального розтягу і розуцільнення. Відповідно змінювався деформаційний режим: з пластичного на крихкий. Глибинність – середньокорова при низькій фугтивності кисню.

Серед найбільш характерних петрофізичних ознак порід даного ПГТ відзначаємо високі густинні і щільнісні параметри і загальну радіоактивність, нормалізоване значення Vp/Vs , низькі магнітні параметри.

До VI ПГТ віднесені кіровоградський, житомирський, уманський, анадольський, салтичанський комплекси. Всі

вони представлені гранітоїдами нормальної лужності. Морфологічно форма їх тіл є різною – від штокоподібної до крупних масивів як конформних, так і дискордантних. Зустрічаються також жило- і дайкоподібні тіла. Неоднозначним є і спосіб формування утворень цих комплексів. По суті – це перехідні формування двох типів активізаційних процесів – тектоно-ультраметаморфічних і тектоно-магматичних, з яких, на думку авторів, більш вагомий вплив на формування порід мають останні. Підставою для цього є, по-перше, відсутність реліктових зерен циркону [9] у гранітоїдах анадольського і салтичанського комплексів; по-друге, наявність січних контактів у тіл низьки провідних петротипів житомирського та уманського комплексів, зокрема, гранітів житомирських, бистрийських, коростишівських, курчицьких, антонівських; по-третє, нами взято до уваги той факт, що гранітоїди кіровоградського комплексу деякими дослідниками [3] розглядаються у складі новоукраїнського, інтрузивний спосіб формування яких не дискутується.

Провідні палеогеодинамічні риси цього ПГТ полягають у витриманості деформаційного режиму (переважне розповсюдження пластичних деформацій), мезоабісальних, з підлеглою роллю гіпабісальних, рівнях глибинності та накладеному локальному розуцільненню [15].

Петрофізичні параметри досліджуваних гранітоїдів є маловиразними і характеризуються лише підвищеною теплопровідністю і радіоактивністю (підвищений вміст U).

Гранітоїди V та VI ПГТ є колізійними утвореннями – наслідком інтенсивних акреційних процесів, що мали місце на УЩ на рубежі 2 млрд р. Згідно з [5, 9] перші із них є породними похідними тектоно-ультраметаморфічної активізації, а останні – головним чином, ТМА відображеного типу, прояв якої пов'язаний з утворенням Волино-Воронезького суперпоясу [11] і Тамбовсько-Калачського вулканоплутонічного поясу [17]. Формування гранітоїдів кіровоградського комплексу може бути пов'язаним також з проявом плюмових процесів і безпосередньо з існуванням кіровоградського астеноліту, виділеного А. Чекуновим [14].

VII ПГТ представляють гранітоїди хлібодарівського комплексу, масиви яких є типовими інтрузивами розломного типу і належать до складно диференційованих плутонів. Їх утворення пов'язано з регіональними розломами субмеридіонального та північно-західного простягання [3]. Також сюди можна віднести інтрузії букинського та новоукраїнського комплексів. Всі вони безумовно є формуваннями ТМА відображеного типу, що співвідноситься зі становленням відповідних вулканоплутонічних поясів [11, 17].

Серед палеогеодинамічних ознак відзначимо широку гаму тектонічних режимів (стискуючого і розтягуючого типів), прояв пластичних деформацій на мезо- і гіпабісальних рівнях глибинності; мінливу f_{O_2} .

Характерні петрофізичні риси – висока магнітність, сильні варіації загальної пористості, Vp/Vs , найвищі значення фактору Q і Js.

Єдиним породним представником VIII ПГТ є осницький комплекс, гранітоїди якого є складовою частиною гетерогенної вулканоплутонічної асоціації. До їх складу входять породні відміни від діоритів до лейкократових гранітів.

Палеогеодинамічні риси цих утворень: однобічний та неоднорідний стиск на дуже малих і малих глибинах, що привело до ущільнення при високому f_{O_2} .

Для гранітоїдів осницького комплексу характерні середні значення майже всіх груп фізичних властивостей, окрім магнітних, які мають високі значення. Властива підвищена відкрита пористість і низький фактор Q.

Структурна позиція гранітоїдів осницького комплексу з позиції тектоніки плит визначається [11] як континен-

тальна окраїна. Згідно з С. Красовським та ін. [6] ці формування поширені виключно в межах Волино-Поліського рифтогенного авлакогену. За нашою моделлю утворення цих порід пов'язано з проявом ТМА автономного типу.

До IX ПГТ відносяться коростенський, корсунь-новомиргородський, південнокальчицький гранітоїдні комплекси, утворення яких представлені великими масивами зі складною внутрішньою "шаруватою" будовою, що мають чіткі січні контакти і контролюються глибинними розломами.

Для комплексів цього ПГТ реконструйовані досить різноманітні палеогеодинамічні характеристики, що об'єднують елементи первинного ущільнення і вторинного розущільнення з різними деформаційними режимами, змінними f_{02} і глибинністю.

Петрофізична характеристика полягає, передусім, у визначенні однорідних величин фактору Q, загальної радіоактивності, кристалічної щільності, різкої диференціації величин намагніченості насичення, вмісту Th, найвищої ефективної пористості та різко зниженої Vs.

До X ПГТ належать сублужні гранітоїди пержанського і кам'яномогильського комплексів, що утворюють масиви з чіткими січними контактами, які контролюються вузлами перетину зон глибинних розломів. Для утворення цих комплексів характерний інтенсивний прояв процесів кислотного та лужного метасоматозу.

Досліджувані формування мають напроход збіжну палеогеодинамічну характеристику: лінійні зони розтягу крихкого типу на малих глибинах з високим кисневим потенціалом.

Породи цього типу мають найнижчу густинно-пружну, високорадіоактивну характеристики; для них типові низька намагніченість насичення та високий вміст Th і U.

З позиції "тектоніки плит" УЩ як єдиний кратон сформувався внаслідок об'єднання мікроконтинентів (терейнів) не пізніше 2 млрд р [18], оскільки утворення Поліського вулканоплутонічного поясу (2,0-1,9 млрд р) (за іншими авторами – Волино-Дніпровського) є, на думку цих дослідників, накладеним на кору Сарматії, а з межі 1,8 млрд р на його території мав уже початок деструктивних процесів, синхронно з якими відбувалося формування анорогенних гранітоїдних комплексів, віднесені К. Свешніковим та ін. [11] до А-типу, а саме: коростенського, пержанського, корсунь-новомиргородського, кам'яномогильського, південнокальчицького. Ці гранітоїди належать до автономного типу ТМА, а всі разом утворюють згідно з [11] Приазовсько-Прибалтійський плутонічний пояс, що має плюмову природу. Такої ж думки дотримуються В. Коболев та ін. [7], які формування Коростенського, Корсунь-Новомиргородського й Октябрського масивів пов'язують з проявами ранньпротерозойської інтрузивної фази Верхньоволзького суперплюму.

Висновки. Аналіз петрофізичних характеристик порід гранітоїдних комплексів УЩ у комплексі з результатами типізації активізаційних процесів на його території дозволив виділити 10 геодинамічних обстановок – своєрідних маркерів послідовно-циклічного розвитку земної кори, що підтверджують слоїсто-блокову структуру щита. Цю модель розвитку УЩ у свій час розвивав І. Щербаків [17].

За концепцією тектоніки плит, формування переважної більшості гранітоїдних комплексів УЩ пов'язане з колізійною геодинамікою і лише гранітоїдів I палеогеодинамічного типу (і, не виключено, II і III) – з острівно-дужною. Факт, що процеси акреції мають місце на території УЩ, підтверджений наявністю трьох офіційно визнаних НСК України (2004 р) шовних зон, а також низки

інших, існування яких за [17] припускається. Для гранітоїдів IX, X і, можливо, II-IV палеогеодинамічних типів не виключається їх формування в результаті дії процесів плюм-тектоніки.

Незважаючи на погану збереженість первинних елементів палеотектонічних обстановок внаслідок поширення накладених процесів, існує можливість відстежити еволюційні тренди низки геолого-структурних, петрофізичних ознак при зміні палеогеодинамічних типів гранітоїдів УЩ. У межах конкретних серій палеогеодинамічних типів досить чітко відзначається зміна тектонічних обстановок (тектонічних режимів, напружено-деформаційних станів) з відповідними "наборами" геолого-структурних позицій, морфології гранітоїдних тіл, особливостей внутрішньої будови масивів, формуванням різко контрастних фізичних полів (внаслідок набуття екстремальності певних груп фізичних ознак), зміною загального петрофізичного "обличчя" порід тощо.

Так, характерними рисами палеогеодинамічних типів гранітоїдів, пов'язаних з острівно-дужними геодинамічними обстановками, є великі фації глибинності, низька фугитивність кисню; поширені ознаки вторинних (накладених) геодинамічних режимів. Серед петрофізичних ознак виділимо високі густинні, щільнісні, пружні параметри, низьку пористість і радіоактивність. Для гранітоїдів, що генетично співвідносяться з колізійними геодинамічними обстановками, більш поширеними є середні фації глибинності, різноманітні незрівноважені напружено-деформаційні стани, висока фугитивність кисню, підвищена і варіативна радіоактивність, пов'язана передусім з U. Гранітоїди, формування яких пов'язують з плюм-тектонікою, характеризуються переважно низькими фаціями глибинності, різноманітними незрівноваженими напружено-деформаційними станами, високою фугитивністю кисню. У фізичних властивостях вони відрізняються підвищеною пористістю, зниженими пружними, густинними і щільнісними параметрами, мають високу та варіативну радіоактивність і параметр V_p/V_s , низькі значення фактору Q.

Згідно з еволюцією фізичних властивостей встановлюється певна направленість розвитку виділених структурно-палеогеодинамічних типів гранітоїдів УЩ у часі, що відбувається паралельно зі зростанням потужності земної кори, її кратонізації, зниженням ступеня її проникності. На цьому фоні відповідно змінюються типи деформацій – від пластичних до крихких, а також структурні форми – від складчастих до склепінно-глибових і глибових.

1. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минер. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 77-91.
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 / 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. Костенко Н.В. Типізація гранітоїдних комплексів Українського щита у зв'язку з процесами його активізації // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активізації: 36. наук. праць. – 2008. – С. 72-81.
6. Красовский С.С., Оровецкий Ю.П. Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления // Минер. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 57-76.
7. Коболев В.П., Оровецкий Ю.П. Методология петрофизической томографии на примере Украинского щита // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активізації: 36. наук. праць. – 2008. – С. 227-235.
8. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання (довідник-навчальний посібник) / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко, А.П. Гожи, О.В. Шабатура – К., 2003.
9. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К., 2008.
10. Петрофізика гранітоїдів Українського щита / М.І. Толстой, А.В. Чекунов, И.Б. Щербаков и др. – К., 1987.
11. Свешніков К.І., Сіворонов А.О. Области докембрійської тектоно-магматичної активізації фундаменту Східноєвропейської платформи //

Вісник Київ. ун-ту. Геологія. – 2004. – Вип. 31-32. – С. 18-22. 12. Толстой М.И. Некоторые теоретические посылки геологического моделирования раннедокембрийского гранитообразования // Вестн. Киев. ун-та. Прикл. геохимия и петрофизика. – 1991. – Вып. 17. – С. 3-14. 13. Толстой М., Костенко Н., Шабатура О., Гожик А., Гасанов Ю. Палеогеодинамический и петрохимический анализ докембрийских гранитоидов зон тектоно-магматической активизации Украинского щита как прояв энергетики Земли // Энергетика Земли, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання: 36. наук. праць. – 2006. – С. 168-175. 14. Чекунов А.В. Кировоградский протостенолит // Докл. АН УССР. Сер. Б – 1988. – № 2. – С. 29-33. 15. Шабатура О.В. Этапы "відображеної" і "автономної" тектоно-

магматичної активизації в петрофізичних і палеогеодинамічних характеристиках гранітоїдів УЩ // Еволюція докембрийських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активизації: 36. наук. пр. – 2008. – С. 253-263. 16. Щербак Н.П., Бартницький Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геохронология Украины. – К., 1981. 17. Щербак И.Б. Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 18. Glevassky E.B., Glevasska A.M. The Ukrainian Shield: Precambrian regional structure and paleogeodynamics // Минер. журн. – 2002. – 24, № 4. – С. 47-57.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК [(550.4:552.3)+553.494](477)

Л. Галецький, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
М. Комський, пров. експерт, О. Ремезова, докторант, доц.

ОСОБЛИВОСТІ СКЛАДУ ОСНОВНИХ ПОРІД КОРОСТЕНЬСЬКОГО КОМПЛЕКСУ І ПОХОДЖЕННЯ КОРИННИХ ТИТАНОВИХ РУД

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

В статті розглядаються геохімічні особливості титанонесних габроїдних масивів Коростенського плутону. На основі статистичної обробки даних хімічних аналізів порід та мінералів було виконано розрахунки нормативного мінерального складу, отримано формули факторних навантажень двох факторів, пов'язаних з процесами концентрації ільменіту в різновидах порід габро-анортозитової формації. В результаті аналізу отриманих даних зроблено висновок про два шляхи утворення корінних титанових руд залежно від гідродинамічних умов у поровому просторі масиву габроїдів, що формуються.

In the paper the geochemical peculiarities of titanium-bearing massifs of gabbroidic rocks of Korosten' pluton were analyzed. On a basis of statistic data handling of chemical analyses of rocks and minerals the calculations of normative mineral composition were made; the formulae of factorial load of two factors connected with processes of ilmenite concentration in the varieties of rocks of gabbro-anorthozitic formation were found. Because of received data analysis, the conclusion concerning two ways of primary titanium ore-forming processes depending from hydrodynamical conditions in the poral space of generated gabbroidic massifs was made.

Вступ. Невеликі і малі інтрузії основного складу, за рядом своїх особливостей, що виявляють пряму спорідненість з габро-анортозитовою формацією коростенського комплексу, тісно пов'язані з нею так само і просторово. Це відносно пізні продукти основного магматизму. Більшість їх локалізовано в межах крупних масивів габро-анортозитів у вигляді невеликих, загалом дискордантних – клиноподібної, кількоподібної або лополітоподібної форми тіл. Успадкувавши спеціалізацію формації, ці малі інтрузії локалізують в собі титанову і апатитову мінералізацію, яка нерідко досягає промислових масштабів і визначає тим самим інтерес до даних об'єктів.

Окрім підвищеної основності, порівняно з породами вміщуючих габро-анортозитових масивів, малі інтрузії характеризуються і деякими іншими характерними для них рисами, зокрема підвищеною залізистістю, вмістом

рудних мінералів, а в структурному відношенні – досить чітко вираженим розшаруванням, на що звернули увагу порівняно недавно [2, 3, 5, 13]. Накопичення титану, а часто і фосфору, тут є досить звичним. У той же час, ряд особливостей в розподілі титану і супутній варіації речовинного складу, як показують дослідження, виявляють певну специфічність [11, 7, 14, 15], яка вивчена недостатньо. Таким специфічним мінералого-геохімічним особливостям утворення титанових руд, зокрема їх багатих відмін, присвячена ця робота.

Виклад основного матеріалу. У основу проведених досліджень було покладено дані 485 силікатних аналізів основних порід коростенського комплексу з Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів. Відповідні середні значення, що відповідають основним згрупованим різновидам порід, представлені в табл. 1.

Таблиця 1

Середні значення вмісту оксидів петрогенних елементів і деяких петрохімічних коефіцієнтів
в різновидах порід габро-анортозитової формації

rok	A	GA	G	RG	Y	M-N	Br
N	64	127	143	58	44	22	20
SiO ₂	54.23	51.56	49.06	40.81	30.42	44.35	31.47
TiO ₂	0.43	1.53	2.82	5.89	8.08	5.73	20.06
Al ₂ O ₃	26.29	21.91	14.47	13.68	5.72	13.86	10.66
Fe ₂ O ₃	0.45	1.49	2.48	4.16	6.68	3	4.03
FeO	1.82	5.73	12.87	15.43	25.44	14.59	20.87
MnO	0.04	0.09	0.16	0.23	0.32	0.19	0.24
MgO	1	2.41	3.76	6.01	8.39	4.08	3.73
CaO	9.4	8.45	7.72	7.74	9.13	7.06	4.31
Na ₂ O	4.36	3.81	2.95	2.3	1.08	2.47	1.68
K ₂ O	0.94	1.1	1.46	0.87	0.39	0.97	0.8
P ₂ O ₅	0.09	0.37	0.94	1.36	2.72	1.48	0.43
FE	71.52	75.29	80.5	76.54	79.4	81.46	86.69
OKS	21.6	20.49	16.19	21.48	21.17	17.58	16.38
IL	15.69	16.57	15.51	23.53	20.24	24.82	43.74

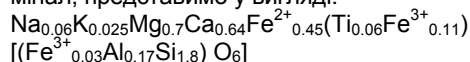
Примітка: A – анортозити; GA – габро-анортозити; G – габро та габро-норити безрудні; RG – рудні габро і габро-норити; Y – перидотити, піроксеніти, троктоліти (головним чином рудні); Носачівське родовище: M-N – бідні та небагаті руди; Br – багаті руди. FE = 100 [FeO + Fe₂O₃ + MnO] / [FeO + Fe₂O₃ + MnO + MgO] – "залізистість"; OKS = 100 Fe₂O₃ / [Fe₂O₃ + FeO] "окисленість заліза"; IL = 100 TiO₂ / [FeO + Fe₂O₃] "титанистість"

Були використані також 30 хімічних аналізів моноклінних піроксенів з цих порід, у т.ч. і з рудних інтервалів. Для полегшення і додання визначеності інтерпретації хімічних аналізів порід, останні перераховувалися в нормативний мінеральний склад (градієнтний метод у поєднанні з методом найменших квадратів, табл. 2). Перерахунки зорієнтовані на наступні мінерали і мінали:

Fe_3O_4 – магнетит (mgt); $\text{FeO}_{[0.47]} \times \text{Fe}_2\text{O}_3_{[0.02]} \times \text{MgO}_{[0.01]} \times \text{TiO}_2_{[0.5]} \times \text{ільменіт (ilm)}$;
 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ – форстерит (fr); $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ – фаяліт (fy); $\text{Mg}[\text{SiO}_3]$ – енстатит (en);
 $\text{Fe}[\text{SiO}_3]$ – ферасиліт (fs); $\text{Ca}[\text{SiO}_3]$ – воластоніт (vl); $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – альбіт (ab);
 $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ – анортит (an); $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ – калієвий польовий шпат (mi);
 $10\text{CaO} \times 3\text{P}_2\text{O}_5$ – апатит (ap); SiO_2 – кварц (Q) и
 $\text{K}_2\text{O}_{[5.6]} \times \text{Na}_2\text{O}_{[13.4]} \times \text{TiO}_2_{[13.4]} \times \text{Fe}_2\text{O}_3_{[30.6]} \times \text{Al}_2\text{O}_3_{[37]} \times \text{"фераліт"} (\text{fl})$.

Останній вказаний тут мінал – fl – отриманий за допомогою обробки хіманалізів клінопіроксенів. Факторний аналіз складу цих мінералів показав наявність в піроксе-

нах основних порід комплексу тісної асоціації (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O), антагоністично вираженою по відношенню до SiO_2 . Ця асоціація виявляється переважно в рудних породах, що дозволяє розглядати її як таку, що має відношення безпосередньо до процесів рудоутворення. Мабуть, клінопіроксенам, що виникають на стадії рудоутворення, було властиве заміщення деякої частини кремнію в позиціях тетраедрів алюмінієм і окисним залізом. При цьому, частина окисного заліза, а також титан, фіксувалися в октаедричних позиціях [8]. До складу мінералу в невеликій кількості увійшли також луги. Комплексування методів факторного (компонентного) і регресійного аналізів дозволило розрахувати співвідношення оксидів при максимальній мірі прояву вказаної асоціації і представити її у вигляді міналу, умовно названого тут (для зручності викладу) "фералітом". Згідно з розрахунками, клінопіроксен – фероавгіт, що містить цей мінал, представимо у вигляді:



Таблиця 2

Середні значення мінеральних компонентів і деяких їх співвідношень у різновидах порід габро-анортозитової формації

rok	A	GA	G	RG	Y	M-N	Br
N	64	127	143	58	44	22	20
mgt	0.1	0.6	0.9	1.1	3.8	0.8	0.8
ilm	0.5	2.3	4.3	9.2	13.2	9.3	34.9
fr	1.7	4.1	6.1	9.2	14.9	6.6	5.3
fy	1.7	3.9	8.3	8.4	18.1	6.1	1.9
en	1.1	2.6	4.2	7.7	7.8	4.8	5.1
fs	0.6	2.9	8.0	8.2	7.3	10.1	5.8
vl	0.7	1.2	5.7	4.3	9.5	1.7	1.2
ab	38.4	32.5	23.7	16.6	6.8	19.5	12.7
an	45.0	36.7	19.8	20.6	7.8	21.7	16.8
mi	5.3	5.9	7.6	3.5	1.2	4.6	3.7
ap	0.2	0.8	1.9	2.8	5.7	3.1	1.0
Q	4.3	5.5	7.8	5.0	1.5	9.3	8.1
fl	0.5	1.0	1.7	3.4	2.3	2.4	2.6
№ [Pl]	54.0	53.0	44.8	54.8	49.9	52.7	58.4
Fe [Ol]	51.1	48.6	57.1	43.2	51.9	40.6	21.5
Fe [Pirx]	29.1	45.9	65.9	49.9	39.3	68.5	49.1
Ca [Pirx]	19.4	16.9	30.2	20.1	39.8	10.8	16.4

Примітки: № [Pl] – номер (основність) плагіоклазу; Fe [Ol] – номер (залізистість) олівіну; Fe [Pirx] = 100 fs / [en + fs] – "залізистість піроксену"; Ca [Pirx] = 100 vl / [en + fs + vl] – "вапняковистість піроксену". Весь вміст і індекси – у %. Різновиди порід – ті ж, що і в табл. 1

При розгляді усереднених даних хіманалізів і нормативного складу основних і ультраосновних різновидів порід комплексу пізніх інтрузій, перш за все, слід зазначити зростання залізистості порівняно з габро-анортозитами і анортозитами головних фаз. Тенденція ця виражається як у підвищенні загальної залізистості, так і залізистості породоутворюючих піроксенів і олівінів. Будучи дуже характерною взагалі для толейтового тренду еволюції розплавів основного складу, вона є очікуваною і тут, що і спостерігається. Але при цьому, абсолютно чітко це проявляється лише в безрудних породах з акцесорною титановою мінералізацією. Середні значення показників залізистості в рудних породах вказують на порушення тенденції, що особливо помітне в складах залізо-магнієвих силікатів.

Зазвичай, в габроїдах малих інтрузій коростенського комплексу завжди відзначається відносне пониження основності плагіоклазів, особливо пізніх їх генерацій – у складі основної маси породи. Це підтверджується і за нашими даними, але знову-таки доки справа не доходить до зруднених порід. Відносно останніх, швидше можна говорити про існування деякої, хоча і вираженої не чітко, тенденції до зростання долі анортитового компоненту.

Фераліт – мінерал, введений для опису піроксенів з рудних інтервалів. Найбільша середня його кількість відмічена, проте, не в найбагатших рудах. Це означає, що зв'язки даного мінералу з процесами рудоутворення хоча і простежується упевнено, але не є простими.

Безумовно, намічена картина є декілька несподіваною і заслуговує на конкретизацію. Нами зроблено спробу прояснити ситуацію, застосовуючи методологію факторного аналізу (метод головних компонент). З цією метою було оброблено вибірки основних порід: габро-анортозитів, безрудних габроїдів (габро, габро-норити) – з акцесорною і убогою титановою мінералізацією ($\text{TiO}_2 < 4-5\%$), рудних основних порід, ультраосновних порід (перидотити, піроксеніти, габро-піроксеніти, троктоліти) і, окремо, рудних габроїдів Носачівського родовища титанових руд – у т.ч. і багатих. Ільменіт, як з'ясувалося, входить, головним чином, в дві асоціації нормативних компонентів, які представляються двома факторами. Один з цих двох факторів визначає асоціацію ільменіту з фералітом – пряму узгодженість в їх мінливості, а другий, навпаки, розводить ці компоненти по різних полюсах фактора, виражаючи прояв взаємодію антагонізму в їх поведінці (табл. 3 і для рудних габро і габро-норитів – рис. 1).

Таблиця 3

Формули факторних навантажень двох чинників, пов'язаних з процесами концентрації ільменіту в різновидах порід габро-анортитової формації

Група порід	Чинник антагонізму ільменіту і фераліту	Чинник скорельованих варіацій ільменіту і фераліту
Габро-анортити	$9.3 \frac{\text{mgt, Ilm, fr, ap}}{\text{vl, fl, (Q)}}$	$8.7 \frac{\text{fs, fl, en, an, (Ilm, ap)}}{\text{fy, fr, (mi)}}$
Габро, габро-норити	$11.9 \frac{\text{mg, ap, Ilm, fy, (mi)}}{\text{fl, an, (Q)}}$	$12.9 \frac{\text{ap, an, Ilm, fl, Q}}{\text{vl, mgt, en, fr, (ab)}}$
Рудні габро, габро-норити	$16.5 \frac{\text{fr, Ilm, en, mgt}}{\text{Q, fl, vl}}$	$11.2 \frac{\text{Ilm, Q, fl, (fr)}}{\text{fy, mgt, ap, (vl)}}$
Перидотити, піроксеніти, троктоліти	$17.2 \frac{\text{Ilm, en, mgt, (fr)}}{\text{ab, an, "[(fy, fl)*]"}}$	?
Руди Носачівського родовища	$18.7 \frac{\text{fy, Ilm, fr}}{\text{vl, Q, fl, an, (ab)}}$	$25.3 \frac{\text{Ilm, fl, (Q)}}{\text{ab, mi, an, fs, ap, (fy, fr)}}$

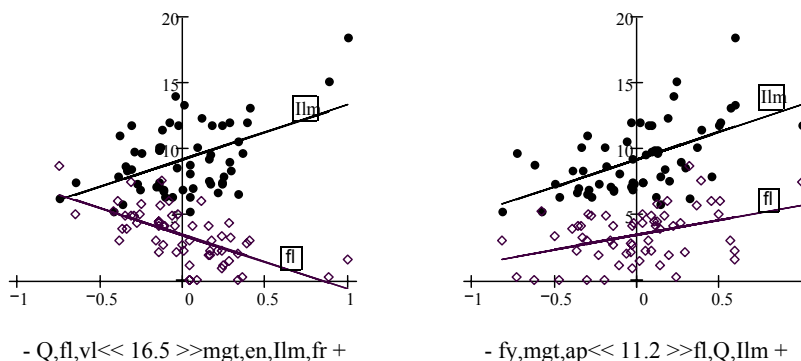
Цифра перед дробом – вага чинника (в %). Мінеральні компоненти у формулах, узяті в круглі дужки, мають навантаження, значимі на рівні 5 %. [(fy, fl)*] – компоненти з навантаженнями, значимими лише на рівні 15 % (ультраосновні породи). Останні компоненти у формулах – з навантаженнями, значимими на рівні 1 %

Вельми несподіваним є тут входження в другий з названих чинників, в асоціацію з ільменітом, мінералів ранніх, найбільш високотемпературних, стадій: олівінів і піроксенів, відносно збагачених магnezійними складовими, інколи і плагіоклазів відносно підвищеної основності. Такий парагенезис ільменіту представляється вражаючим, особливо в світлі уявлень, що затвердилися і багато разів уже підтверджені, про послідовність кристалізації і осадження на початкових етапах консолідації у складі кумулятивних фаз – олівінів, частково і піроксенів (перш за все високотемпературних магnezійних), плагіоклазів, збагачених анортитовою молекулою. Неодноразово відзначено практично на всіх рудоносних інтрузивах і не лише України [7,9], що рудні компоненти – ільменіт, титаномagnetит – є найбільш пізніми, в т.ч. і серед інтеркумулятивних фаз, не рахуючи, звичайно, вторинних мінералів гідротермально-метасоматичного і/або екзогенного походження. Рудна речовина виділяється в залишковому

інтеркумулятивному просторі. Ці уявлення відносно часу утворення переважної маси руди, мабуть, є безперечними. Коротко і точно вони виражаються традиційним поняттям "сидеронітова структура".

Таким чином, конкретизувавши ситуацію в частині виявлення парагенетичних асоціацій рудного ільменіту, ми, в той же час, стикаємося з парадоксальністю, що проявилася в проявленому парагенезисі найбільш ранніх кумулятивних силікатних фаз з найбільш пізнім ільменітом.

Що, перш за все, звертає на себе увагу, так це універсальність чинника, що виражає антагонізм пари ільменіт – фераліт. Він виявляється у виділених різновидах порід комплексу малих інтрузій, але прослідковується також, хоча і в ослабленому вигляді, в габро-анортитах головної фази. Взагалі інтенсивність його прояву, що виражається факторною вагою, послідовно зростає згідно зі збільшенням кількості рудних мінералів:



група порід	GA	G	RG	Y	M-N + Br
факторні ваги (%)	9,3	11,9	16,5	17,2	18,7
ільменіт + магнетит (%)	2,9	5,2	10,3	17	22,3

Рис. 1. Вибірка з рудних габро і габро-норитів:

Антагонізм і узгодженість варіацій ільменіту (чорні кола) і фераліту (ромби), під впливом факторів, що визначають такі розподіли (див. текст). Горизонтальні осі – значення цих чинників в пробах, вертикальні – вміст мінеральних компонентів в цих же пробах

Деяке порушення в антагоністичності вказаної пари спостерігається лише у вибірці ультраосновних порід (табл. 3, рядок 4); зв'язок же ільменіту і магнетиту з магnezійним компонентом піроксенів (і, менш контрастно, олівінів) добре проявлений і тут.

Другою важливою обставиною є парагенезис ільменіту, що визначається цим чинником. Парагенезис цей представлений, як уже було вказано, олівінами і/або піроксенами, причому переважно (хіба що окрім вибірки

безрудних габроїдів) збагаченими на магnezійні компоненти. Зазвичай, до складу парагенезису входить і рудний магнетит. Ось практично і все. Апатит у складі даної асоціації з'являється лише в безрудних породах, де сама тенденція проявлена порівняно слабо. Якщо прийняти, що олівіни і піроксени, особливо збагачені магнієм їх відміни, є ранніми, ніж ільменіт, кумулятивними фазами, що цілком природно, то у прямому розумінні супутнім ільменіту є лише магнетит, а зв'язок руд-

них з вказаними олівінами і піроксенами є просторово-ситуативним. Ця обставина має місце у всіх вивчених відмінах порід.

Виключно контрастне і повсюдно проявлене відокремлення рудних фаз вказує на їх прагнення до диференційованого автономного накопичення. Останнє ж не могло здійснюватися шляхом осадження важких рудних кристалів на дно магматичної камери. Такий шлях не підтверджується спостережуваними структурами породи. Хоча при інших обставинах, якщо не брати до уваги все вищевикладене, цей механізм накопичення виглядав би сповна логічним. Але кристалізація рудних походила з інтеркумулятивної рідини, вже після утворення кристалічного осаду і мабуть навіть пізніше за частину вищезалізаючих утворених порідних верств. Тоді відділення і відокремлення рудної речовини могли відбуватися лише в рідкому стані. Це означає, що стадії кристалізації рудних мінералів повинна була передувати фаза ліквідації (*взагалі ідея окисно-рудної ліквідації, як рудотворного явища, зокрема для багатих титанових і титаномagnetитових руд, залучалась неодноразово і раніше [1, 7, 10]*), з відокремленням значно щільнішої і менш в'язкої (а значить, і більш текучої) рудної рідини від рідини силікатного складу. У такому контексті антагонізм рудних фаз з фералітом свідчить про тенденцію до просторового відокремлення двох рідин, а значить про можливість їх руху в інтеркумулятивному просторі, а також і однієї відносно одної. Обґрунтування даного висновку базується на наступному.

У ряді класичних робіт з магматичної петрології, особливо присвячених розшарованим інтрузивам основного складу [4, 11], звертається увага на наявність дуже значної пористості як кумулятивного осаду на дні магматичної камери, так і, принаймні, деякої частини шарів, складених кумулятивними фазами, на стадії попередньої розкристалізації похованої тут інтеркумулятивної рідини. Пористість ця оцінюється в межах 20-50 % і для деяких шарів ортокумулатів повинна наближатися до верхньої межі. Вказується, що найбільшою пористістю характеризуються агломерати з кумулятивних кристалів ізометричного і близького до такого габітуса (який, до речі, часто спостерігається для олівінів і ортопіроксенів), а найменшою – з кристалів таблитчастої форми. Зростанню пористості агломератів зерен повинні сприяти добре їх сортування за розмірами і згладжені поверхні, як і для піщаних порід водоносних горизонтів.

У багатьох ортокумулатах, як говорилося вище, парагенезис інтеркумулятивних фаз є відчутно більш низькотемпературним порівняно з самими кумулятами, особливо, якщо останні представлені збагаченими магнезією олівінами, ортопіроксенами і/або плагіоклазами підвищеної основності, а парагенезиси в міжзерновому просторі – навпаки, відрізняються підвищеною залізистістю і зниженою основністю плагіоклазів. Тут розкристалізація інтеркумулятивної рідини повинна була сильно затримуватися.

Ґрунтуючись на цих даних, уявляється правомірною постановка питання про можливість переміщення інтеркумулятивної рідини в поровому просторі каркасу з кумулянтних зерен, з відмовою при цьому від широко вживаного терміну "похована" рідина, який за своїм змістом заперечує всяку можливість динамічних явищ.

Швидкості руху рідини в поровому просторі прямо пропорційні проникності породи і щільності цієї рідини (при заданих перепадах висот) і обернено пропорційні в'язкості останньої. У високопористих добре проникних пісках швидкості течії води досягають десятків метрів за добу. Щільність розплаву основного складу значно перевершує (у 2-4 рази) щільність води. В'язкість магми

при температурах її існування в земній корі також значно вища (на 3-4 порядки). Вона сильно залежить від структури і складу силікатного розплаву [4, 11], зростає при збільшенні в ньому частки кластерів силікатних каркасів і зменшенні кількості острівних силікатів і ланцюжків. З цих позицій магми основного складу представляються найменш в'язкими і найбільш текучими, що насправді і спостерігається. Якщо фільтраційні характеристики кумулятових агломератів порівняні з такими для проникних пісків, а це є цілком реальним, особливо для кумулятів з близькою до ізометричної формою зерен, при деякому їх оплавленні, що згладжує гострі кути, то швидкості течії розплаву основного складу в шарах кумулятів можуть бути на 3-4 порядки нижчі, ніж у води в сильно проникних пісках.

Так, за приблизними оцінками, це будуть швидкості від кількох часток сантиметрів до декількох сантиметрів за добу, тобто до десятка і навіть декількох десятків метрів за рік. Такі швидкості порівнянні з передбачуваними швидкостями осадження дрібних кристалів у магмі [4, 11] і значно перевершують швидкості накопичення кристалічного осаду на дні магматичної камери – декілька десятків сантиметрів за рік (для Скергаардського інтрузиву, наприклад, 20 см за рік).

В умовах реалізації толейтового тренду – збагаченні залізом залишкового розплаву в процесі консолідації магми – такий залишковий розплав з часом стає все більш важким. Одночасно температура його кристалізації знижується. В той же час, інтеркумулятивний розплав у раніше утворених пластах, що залигають нижче, вже під дном магматичної камери, повинен відрізнятися відносно нижчими рівнями залізистості і щільності, відображаючи ці характеристики, властиві найбільш раннім етапам фракціонування. Утворена інверсія щільності повинна, якщо можлива течія розплаву в пластах, призводити до витіснення легшої рідини вгору.

Почавшись, цей процес має продовжуватися далі і при загальному пониженні температури у вогнищі, оскільки нові порції розплаву, що надходить в пласти кумуляту, виявляються все менш тугоплавкими. Таким чином, створюються передумови для придушення розкристалізації інтеркумулятивної рідини і, навпаки, для її постійного оновлення. У найбільш проникних пластах це може продовжуватися аж до кінцевих етапів існування магматичного вогнища, включаючи і етап ліквідації окисно-рудної рідини з її подальшою міграцією і накопиченням. У результаті, в породі ранні кумулятивні фази можуть поєднуватися з найпізнішими парагенезисами в інтеркумулятивному просторі.

Відокремленню, міграції і накопиченню рудної рідини, крім того, повинні сприяти її відносно підвищена текучість і висока щільність, а отже і рухливість.

Усі ці явища пояснюють просторово-ситуативний зв'язок рудних мінералів з ранніми кумулятивними олівінами і піроксенами відносно підвищеної магнезіальності, а також антагонізм ільменіту і фераліт-вмісного піроксену. Крайнім проявом вищезгаданих процесів, при максимальному накопиченні окисно-рудної рідини в окремих пластах, може стати утворення багатих руд. Отже, вище розглянутий фактор інтерпретується як процес виникнення окисно-рудної ліквідації з відокремленням, міграцією і накопиченням рудної рідини.

У менш проникних пластах кінцевий результат, природно, не повинен бути настільки радикальним. В умовах сповільнених швидкостей течій в таких пластах і відповідно низьких темпів надходження сюди легкоплавких фракцій інтеркумулятивної рідини, припинення її руху та розкристалізація може початися на ранніх або проміжних етапах. Відповідно, мінеральні парагенезиси

в основній масі відповідатимуть цим проміжним етапам. Якщо ліквідація залишку інтеркумулятивної рідини станеться вже після припинення течії, то, зрештою, дві утворені рідини, не маючи можливості мігрувати і розділятися в просторі, кристалізуватимуться спільно. Кількість "передліквідаційного" рідкого залишку повинна визначатися часом припинення течії. У пізньому розплаві, що фракціонувався і який потрапив у залишок – не зарослий ще поровий простір, буде більше і рудних компонентів. Цією обставиною, а також об'ємом порового простору, що зберігся на той момент, і буде, зрештою, визначатися кількість рудної речовини в такій породі. Вона ж і буде причиною прямо взаємозв'язаної варіації ільменіту і фералітового міналу в піроксені.

У компонентному складі породи таке явище накопичення пізнього інтеркумулятивного розплаву, при унеможливленні його подальшої міграції, і з подальшою ліквідацією без відокремлення в просторі силікатної і окисно-рудної рідин, знаходить відображення у вигляді фактора асоціації ільменіт – фераліт. Явище це відзначене і в габро-анортозитах головної фази, і в безрудних габро, габро-норитах. У рудних габроїдах, проте, воно виявилось слабкіше, ніж в безрудних. А у вибірці ультраосновних порід – взагалі не було відмічено. Причина тут полягає в тому, що по напрямку кореляційних зв'язків рудних фаз з фералітом два розглянуті тут фактори протилежні. В зв'язку з цим створюється враження пригнічення фактора погоджених варіацій фераліту і ільменіту розглянутим вище фактором відокремлення рудної речовини. Пригнічення це особливо відчутне в рудоносних ультраосновних породах, де кумулати магнезіально-залізистих силікатів є переважаючими фазами, а їх агломерати були в належній мірі проникними. Це сприяло затримці кристалізації і прояву відокремлення рудної речовини.

група порід	GA
факторні ваги (%)	8,7
ільменіт + магнетит (%)	2,9

У вибірку Носачівського родовища були включені і малорудні проби, і багаті руди зі всіма переходами між ними. Тут асоціація ільменіт – фераліт виражена найбільшою мірою. У рудах даної вибірки, внаслідок їх різноманітності, максимально проявлено обидва фактори.

Висновки. Викладене вище дає підставу запропонувати тут два основні шляхи рудоутворення, причому обидва вони включають фазу ліквідації окисно-рудної рідини, але проходять при різних темпах і тривалості руху рідини в поровому просторі.

1. Перший шлях реалізується за умови достатнього динамічного і тривалого прояву течій в кумулятивних шарах, яке мало місце як до, так і після ліквідації. Створюються передумови для диференціації двох рідин після стадії ліквідації. У своєму крайньому вираженні така диференціація може привести до утворення вельми багатих руд. У складі порід реалізація цього шляху виявляється у вигляді наявності прямого зв'язку рудних фаз з ранніми за часом кристалізації і відкладення магнезіально-залізистими силікатами і, одночасно, в прояві негативного зв'язку в рудних з пізніми клінопіроксенами в інтеркумулятивному просторі.

2. Інший шлях пов'язаний з проявом у поровому просторі течій в ослабленому вигляді і ранньому їх припиненні до початку фази ліквідації. У таких умовах можливості диференціації і відокремлення в просторі силікатної і рудної рідин сильно зменшуються або зовсім виключаються. Зважаючи на обмеження міграційних можливостей рудної рідини, передумови до утворення багатих руд не створюються. Можливі лише убогі і небагаті, здебільшого тонковкраплені, руди (якщо і злиття дрібних рудних крапель в більші не встигає відбутися). Такий шлях фіксується у складі порід прямим кореляційним зв'язком ільменіту з силікатними компонентами пізніх етапів, перш за все, з фералітом. Збереження навіть незначної можливості реалізації відокремлення рудної рідини тією чи іншою мірою сприятиме руйнуванню кореляційного зв'язку вказаних компонентів.

Обидва запропоновані шляхи можливі лише при прояві гідродинамічних явищ в поровому просторі масиву основних порід, що виражаються тут в течії пізнього інтеркумулятивного розплаву, що формується. В зв'язку з цим, реалізація конкретного шляху рудоутворення багато в чому повинна визначатися початковими ємкісно-фільтраційними особливостями кумулятивних шарів. Як вертикальні, так і латеральні неоднорідності складу і

структурних особливостей агломератів кумулятивних фаз і, перш за все, ємкісно-фільтраційних характеристик інтеркумулятивного простору, можуть стати причиною відмінностей у динаміці течій, різноманітності руд в межах масиву і, навіть, окремо взятого покладу.

G	RG	Y	M-N + Br
12,9	11,2	-	25,3
5,2	10,3	17	22,3

Як переконливо показано М.Я. Френкелем [12], процеси динаміки диференціації магми дуже різноманітні і складні в своїх проявах. Зрозуміло, що всі особливості процесів утворення титанових руд в малих інтрузіях коростенського комплексу в короткій статті не можуть бути повністю розкриті. Тим більше, що тут розглядаються узагальнені матеріали, які відносяться до всієї формації. Як завжди, кожен рудний масив характеризується і специфічними, повною мірою властивими лише йому, рисами будови і складу. Звертається увага лише на деякі, хоча, як нам здається, основні з цих рис і на важливі тенденції у варіації складу таких рудних масивів. Вважається, що петрогенетичні процеси, що стоять за цими тенденціями, є визначальними при утворенні титанових руд.

1. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород: Справочное пособие. – М., 1988. 2. Висоцький О.Б., Швайберов С.К., Висоцький Б.Л. Федорівське апатит-ільменітове родовище та деякі питання його геохімії та петрології // Мінеральні ресурси України. – №3, 2008. – С. 22-26. 3. Галецький Л.С., Ремезова О.О. Титанові руди України // Геолог України. – 2007. – №3. – С.51-61. 4. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Інтерпретація извержених горних порід. – М., 1982. 5. Кривооручко А.О., Подчашинський Ю.О., Ремезова О.О. Дослідження просторового розподілу рудної мінералізації в масивах габро засобами інформаційно-комп'ютерної обробки відеозображень поверхні зразків порід // Геоінформатика. – 2006. – № 3. – С. 76 – 80. 6. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 7. Малышев И.И. Закономерности образования и размещения титановых руд. – М., 1957. 8. Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кристаллохимия титана. – М., 1976. 9. Ремезова О.О. Проблемы дослідження розшарованих інтрузивних тіл Українського щита // Геолого-мінералогічний вісник. – 2005. – №1. – С. 61-67. 10. Справочник по рудам чёрных металлов. – М., 1985. 11. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М., 1970. 12. Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базальтовых магм. – М., 1995. 13. Шумлянський Л.В., Дюшен Ж.-К. Рудні мінерали Федорівського родовища фосфору та титану // Наукові праці інституту фундаментальних досліджень. – К., 2005. – В. 9. – С. 65-83. 14. Compaction, crystal mush and differentiation processes of the Skaergaard intrusion / Tegner C., Thy P., Holness M. B. // 33rd International Geological Congress in Oslo, 6-14 August, 2008: Abstracts (on CD). 15. Genesis of the Lac Tio massive ilmenite deposit (Havre-Saint-Pierre anorthosite, Quebec): Insight from the neighbouring Grader layered intrusion / Charlier B., Bolle O., Duchesne J.-C. // 33rd International Geological Congress in Oslo. 6-14 August, 2008: Abstracts (on CD).

УДК 553.41(477)

О. Драгомирецький, канд. геол.-мінералог. наук,
В. Кадурін, канд. геол.-мінералог. наук

ПРИНЦИП СУПЕРПОЗИЦІЇ ПРИ ПОБУДОВІ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНИХ МОДЕЛЕЙ ЗОЛОТОРУДНИХ СИСТЕМ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є.Шнюковим)

Для розшифровки формування золоторудних систем пропонується метод геолого-генетичної інтерпретації геологічної інформації про золоторудні об'єкти УЩ, який передбачає побудову спочатку простих геолого-генетичних моделей, а потім їх суперпозицію (послідовне накладення) відносно можливих комбінацій різних геологічних умов. При цьому прості моделі характеризуються ієрархічно побудованими граничними умовами: енергетичними характеристиками, походженням, генезисом і парагенезисом.

Method of geologic-genetic interpretation of geological information on the ore-deposit objects of USCH implies at first the construction of simple geologic-genetic models and then their successive superposition regarding possible combinations of different geological conditions. It permits to decode the peculiarities of formation of ore-deposit systems. Simple models are characterized by hierarchically lined up boundary conditions: power features, origin, genesis and paragenesis.

Вступ. Фундамент найдавніших платформ Землі складений докембрійськими комплексами порід, які пройшли значну еволюцію в часі. На сьогоднішній день найбільш стійкі уяви про геологічні процеси в межах Українського щита (УЩ) зводяться до того, що в ранньому докембрії формувалась недосконала земна кора, складена в основному вулканогенно-осадовими комплексами базитів, які були прорвані інтрузивними і ефузивними утвореннями суттєво основного складу. На цьому етапі формувался і золоторудний потенціал докембрійських комплексів УЩ. Наступні процеси регіонального метаморфізму, ультраметаморфізму-магматизму і пов'язані з ними процеси метасоматозу тільки перерозподіляли існуючий рудний потенціал. Ці процеси охоплювали всі комплекси, які були сформовані на етапі накопичення первинної базитової протокори, етапі регіонального метаморфізму базитових протоосадових верств, етапі палінгенезу, часткового ультраметаморфічного плавлення з формуванням спочатку натрієвих, а потім нормальних суттєво калієвих плутонічних комплексів. Послідовне накладення їх один на одного привело до формування складних золоторудних об'єктів. Тому дотепер ці об'єкти важко піддаються розшифруванню і встановленню їхньої генетичної позиції, що ускладнює їх типізацію і загальну оцінку золоторудного потенціалу УЩ.

Питання генетичних моделей завжди розв'язувалося шляхом пошуку робочих (типоморфних) ознак золо-

того зруденіння. Традиційно дослідники вивчають певні генетичні ознаки (мінералогічні, геохімічні, термобаро-геохімічні, ізотопні та ін.) у межах золоторудних родовищ, зокрема і для умов Українського щита [1, 2, 3, 5] і на їх підставі будують генетичні моделі формування золотого зруденіння. Наприклад, М.М. Павлуць наводить чотири генетичні моделі, В.Б. Коваль – три. Але в цих моделях не враховуються поліциклічність і полістадійність процесів мінералоутворення в умовах еволюції геологічних комплексів УЩ і можливого послідовного накладення золоторудних процесів. При цьому ми вважаємо, що найважливіші пошукові типоморфні ознаки мають бути отримані за допомогою досліджень акцесорних мінералів, термобарогеохімії та РТ-трендів породоутворюючих мінералів [4].

Мета роботи – показати, що для розшифровки складних полістадійних золоторудних об'єктів УЩ і побудовання їхньої генетичної класифікації необхідно застосовувати метод геолого-генетичної інтерпретації геологічної інформації про ці об'єкти, враховуючи послідовне накладення різних геологічних умов (принцип суперпозиції).

Результати досліджень. При будівництві геолого-генетичної класифікації і простих моделей золоторудних систем УЩ як найбільш таксонів мають виділятися комплекси – екзогенні та ендегенні, які характеризують головну енергетичну складову – зовнішню і внутрішню, кожна з яких визначається своїми провідними енергетичними параметрами.

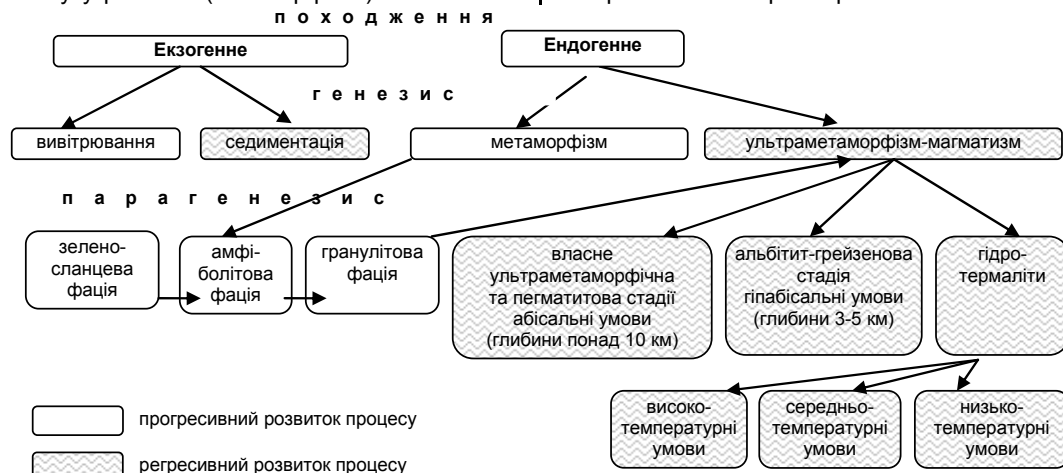


Рис. 1. Геолого-генетична класифікація та прості моделі золоторудних систем

Другим таксоном постають серії – гіпергенна, седиментогенна, магматогенна і матаморфогенна. У серія має на увазі походження об'єкту як результату головно-

го геологічного процесу, який розвивався в цій частині літосфери і привів до формування золотого зруденіння. Очевидно, що до таких походжень можна віднести:

1) магматогенне і 2) матаморфогенне, як наслідок процесів за рахунок внутрішньої енергії Землі (ендогенні); 3) гіпергенне і 4) седиментогенне як наслідок процесів за рахунок зовнішньої енергії, яка поступає на Землю (екзогенні). Ці підтоки енергії дозволяють функціонувати нерівноважним системам, які з позицій термодинаміки відносяться до відкритих. Характер таких систем за ступенем їх розвитку і спрямованості звичайно оцінюють величинами ентропії і виробництва ентропії. Причому, якщо ентропія системи характеризує ступінь її впорядкованості, то виробництво ентропії показує напрям розвитку системи до порядку чи безпорядку.

У наведених вище парах походжень один член характеризується зростанням виробництва ентропії, тобто ускладненням системи за рахунок притоку енергії, а другий зменшенням цього показника, тобто впорядкуванням системи. Таким чином, у кожній парі присутній прогресивний і регресивний члени дуальної пари. З термодинамічних позицій прогресивний член дуальної пари характеризується зростанням температури і тиску, а регресивний – зниженням цих параметрів. Так в ендегенній парі прогресивними вочевидь є метаморфічні об'єкти, а регресивними – ультраметаморфічні або магматичні.

У екзогенній парі зв'язок між термодинамічними параметрами не настільки очевидний. Однак, якщо повернутися до поняття відтворення ентропії та розміру роботи, яка реалізується в результаті розходу енергії, то очевидно, що прогресивним процесом буде процес руйнування порід, тобто вивітрювання (в нашому випадку цей процес зручніше називати гіпергенезом), а регресивним – процес седиментогенезу і подальших процесів літифікації порід.

Таким чином, за походженням у межах УЩ виділяються такі серії золоторудних систем: екзогенні – гіпергенні (вивітрювання) і седиментогенні; ендегенні – метаморфогенні ("прогресивні") і ультраметаморфогенно-магматогенні ("регресивні").

За генезисом у серіях золоторудних систем виділяються такі групи: у гіпергенній – ранньої кори вивітрювання і розсіпів; у седиментогенній – вулканогенно-осадова, біогенна та осадово-вулканогенна; у метаморфогенній (прогресивній) – метаморфізована та

метаморфічна; у ультраметаморфогенно-магматогенній (регресивній) – магматична, власне ультраметаморфічна та гідротермальних метасоматитів.

За парагенезисом у групах золоторудних систем виділяються такі класи: у групі ранніх кір вивітрювання – остаточний і інфільтраційний; у групі розсіпів – прибережно-морський слабо сортований (гравеліти, конгломерати); у групі вулканогенно-осадовій – власне вулканогенно-осадовий, вулканогенно-осадовий з вуглецем, хемогенно-вулканогенно-осадовий; у групі осадово-вулканогенній – протоспіліто-кератофіровий; у групі біогенній – біогенний-бактерійний (сульфат-редукція типу чорноморської); у групі метаморфізованій – вулканогенно-осадовий і осадово-вулканогенний; у групі метаморфічній – прогресивних метасоматитів гідротермального типу з піритом, продуктів фації зелених сланців з сульфідами, продуктів амфіболітової фації з вуглецем і ураном, прогресивних метасоматитів грейзенового типу з флогопітом, кумінгтонітом, турмаліном, клінопіроксеном, шпінеллю; у групі ультраметаморфогенно-магматогенній – власне ультраметаморфічний і пегматитовий (для абісальних плутонів – глибини понад 10 км.) і альбітит-грейзеновий (для гіпабісальних плутонів – глибини 3-5 км); у групі гідротермальних метасоматитів – високотемпературний з As, Cu, W та ін., середньотемпературний з Bi, Sb та ін. і низькотемпературний з Pb, Zn, Hg (рис. 1).

Таким чином, формування золоторудних систем УЩ контролюється: походженням (головними геологічними процесами – гіпергенним, седиментогенним, метаморфогенним і ультраметаморфогенно-магматогенним); генезисом як конкретними можливостями проходження хімічних реакцій; парагенезисом у вигляді широких і вузьких породоутворюючих і рудних асоціацій (парагенезисів) як конкретним мінеральним втіленням окремих стадій генетичного процесу з певними типоморфними ознаками.

Для розшифровки формування золоторудних систем пропонується метод геолого-генетичної інтерпретації геологічної інформації про ці об'єкти, який передбачає побудову спочатку простих геолого-генетичних моделей, а потім їх суперпозицію щодо можливих комбінацій різних геологічних умов (рис. 2).



Рис. 2. Діаграма суперпозиції

Прості геолого-генетичні моделі є способами розв'язання типових зворотних задач геології з введенням ієрархічно-послідовних граничних умов. Ці граничні умови визначаються:

- ✓ енергетичними характеристиками, що характеризують основну енергетичну складову, – зовнішню (екзогенну) і внутрішню (ендогенну), кожна з яких визначається своїми провідними енергетичними параметрами;
- ✓ походженням як результатом головного геологічного процесу, що розвивається в цій частині літосфери і який сформував золоте зруденіння;
- ✓ генезисом як конкретним чином проходження природних хімічних реакцій, що привели до утворення

золоторудного об'єкту і визначали поведінку золота у режимах описаного генезису;

- ✓ парагенезисом як конкретними мінеральними асоціаціями (комплексами) окремих стадій процесу з певними типоморфними ознаками.

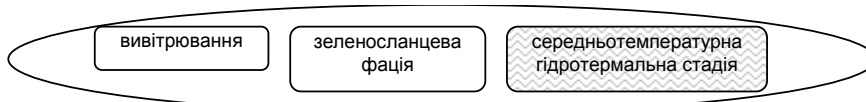
Це дозволяє побудувати 11 варіантів простих геолого-генетичних моделей як вичерпного переліку можливих геологічних варіантів. При цьому апіорі прийнята умова, що варіант реалізується в чистому вигляді. Також відомо і неодноразово доведено багатьма дослідниками, що більшість золоторудних об'єктів має полігенний характер. Полігенність визначається вже тим фактом, що всі об'єкти УЩ зазнали

метаморфізму різного ступеня як процесу, накладеного на раніше сформовані породи. Так, моделі, що відносяться до гіпергенної серії, не можуть бути виявлені в незміненому вигляді в межах щита. Так само, як і не можуть бути виявлені в одному об'єкті продукти фації метаморфізму, що прогресивно сформувалися. Таким чином, у реальних природних умовах прості моделі гіпергенних, седиментогенних, метаморфогенних і ультраметаморфогенно-магматогенних золоторудних систем можуть послідовно накладатися одна на одну (принцип суперпозиції) з утворенням складних дігенних, тригенних і тетрагенних моделей.

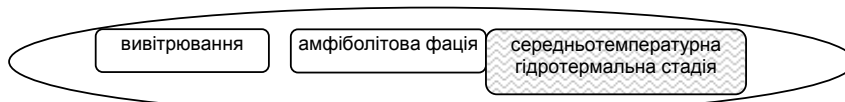
Висновки. Розрахунки, виконані на основі комбінаторики, показали, що можлива кількість комбінаций з 11 простих геолого-генетичних моделей і їх накладень припускає для докембрійських умов УЩ існування 550 модельних варіантів (комбінаций) золоторудних систем. Саме ця кількість можливих варіантів і призводить до того, що до цих пір золоторудні об'єкти не піддаються єдиній класифікації. Тим більше, що побудова різних генетичних класифікацій золоторудних родовищ виконується на еталонних принципах, як правило, в одній інформаційній площині. Моделі існуючих золоторудних об'єктів УЩ наведено на рис. 3.

Тригенні моделі:

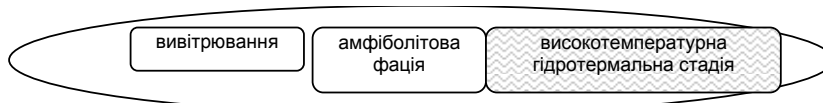
1. Сурський рудний район, Сергіївка



2. Чертомлицький рудний район, Балка Широка; Побузький рудний район, Східно-Капустянський прояв

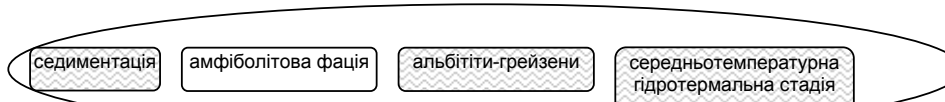


3. Голованівський рудний пояс, Капітанка



Тетрагенні моделі:

1. Кіровоградський рудний район, Юр'ївка



2. Західноприазовська МЗ, Сурозьке; Кіровоградський рудний район, Клинці; Побузький рудний район, Савранський прояв

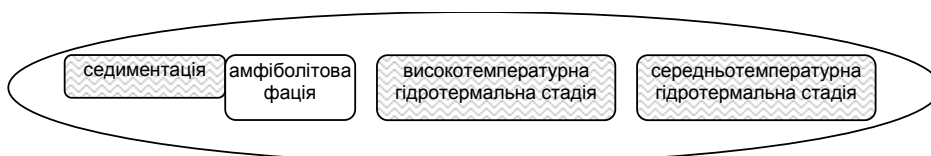


Рис. 3. Моделі існуючих золоторудних об'єктів УЩ

Інтерпретація інформації повинна відбуватися тільки в рамках вибраної моделі. Це дозволить розрахувати вузькі парагенезиси, що характеризують різні етапи формування об'єктів. Особливо складною представляється інтерпретація інформації, коли модельні вузькі парагенезиси не тільки накладаються один на один як послідовні прояви, але і взаємодіють між собою хімічно. Складність інтерпретації обумовлена і тим, що частина мінеральних видів (як правило, золото і деякі сульфіді) буде проявлена в кожному парагенезисі і тоді буде потрібно онтогенічне розділення цього мінерального виду на генетичні групи. При цьому виділятимуться і мінеральні види, що відображають генетичну модель, які нестимуть максимальне типоморфне навантаження, і, кінець кінцем, можуть розглядатися як пошукові ознаки.

1. Бобров О.Б., Малик Б.І., Сіворонов А.О. та ін. Типізація золоторудних родовищ Українського щита // Відомості Академії гірничих наук України. – 1997. – №4. – С.81-85.
2. Коваль В.Б., Коптюх Ю.М., Ярошук М.А., Фомин Ю.А., Лапуста В.Ф. Золоторудні местородження Українського щита (Україна) // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т.39, №3. – С.229-246.
3. Павлунь М.М. Фізико-хімічні умови і зональність розвитку молібден-вольфрамових та золоторудних формацій (за результатами термобарогеохімічних досліджень): Автореф. дис. док. геол. наук.: 04.00.11 // Львів. нац. ун-т ім. Ів. Франко. – Ль., 2003.
4. Перчук Л.Л., Носырев І.В., Кадурич В.Н. Геодинамическая модель кратонизации зеленокаменных поясов (Зеленокаменные пояса и гранулиты) // Критерии поисков и перспективы промышленной золотоносности Украины: Тр. Межвед. совещ. – К., Одесса, 1993. – С.15-38.
5. Яценко Г.М., Бабынин А.К., Гурский Д.С. и др. Месторождения золота в гнейсовых комплексах докембрия Украинского щита. – К., 1998.

Надійшла до редколегії 13.05.09

УДК 551.435

В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, зав. каф.,
О. Іванік, д-р геол. наук, доц.

УМОВИ ФОРМУВАННЯ СТРУКТУРНИХ ЗСУВІВ ТА ЇХ КЛАСИФІКАЦІЯ ДЛЯ ЦІЛЕЙ МОДЕЛЮВАННЯ ЗСУВНОЇ НЕБЕЗПЕКИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А.Вишвою)

Проаналізовано підходи до класифікації гравітаційних процесів. На основі поглибленого геологічного аналізу водно-гравітаційних процесів у регіонах із складною гетерогенною геологічною будовою визначено пріоритетний характер виникнення структурних зсувів у реологічно різних геологічних середовищах. Запропоновано нову класифікацію структурних зсувів та умов їх формування із визначальним впливом деструктивних зон, яка є підґрунтям побудови геолого-фізичних і математичних моделей зсувних схилів та моделювання зсувної небезпеки.

Different classifications of the gravitational processes have been analyzed. It was proved that the structural landslides of the different rheological mechanism have a dominate role in the region with the complicated geological structure. New classification of the structural landslides with the determinative influence of destructive zones has been proposed. It is a base of the geological-physical models and a landslide hazard modeling.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Сучасні гравітаційні екзогенні геологічні процеси, що відбуваються на схилах різної будови та морфології, є виразом взаємодії різногенетичних геологічних факторів ендегенного та екзогенного генезису. Схилі гравітаційні процеси є найбільш активним механізмом у денудаційно-аккумулятивних процесах, що впливають на техногенні об'єкти, зокрема на природно-техногенні системи різних категорій та призначення.

Серед гравітаційних процесів зазвичай виділяються власне гравітаційні процеси (осипи, обвали, камінепади), водно-гравітаційні процеси (зсуви) та гравітаційно-водні (селеві) процеси. Визначальними чинниками виникнення цих процесів є стан геологічного середовища, зокрема літолого-стратиграфічні умови та характеристики породних комплексів; гідрогеологічний режим; структурно-текстурні особливості гірських порід та форми їх залягання; характер рельєфу. До другої категорії факторів слід віднести динамічні процеси, що змінюють стан схилів: ерозійні процеси, вивітрювання, тектонічний режим території (геодинамічний фактор), сейсмічність та техногенні впливи. Окреме значення відіграє ландшафтно-кліматичний чинник. Комбінація та пріоритетність цих факторів визначають механізм та умови формування гравітаційних процесів. Кожний із проявлених процесів гравітаційної природи вимагає особливих підходів до їх моделювання та прогнозу, що визначаються фізико-геологічними моделями схилу та процесу, відповідними математичними моделями та створеними на їх основі алгоритмами. Розробка цих моделей базується на поглибленому геологічному аналізі геологічного середовища та визначенні параметрів та характеристик процесів, які мають особливості прояву залежно від реологічного стану геологічного середовища та відповідної геологічної будови схилів. Для побудови адекватних геологічних та математичних моделей гравітаційних процесів необхідно є їх класифікація, що передбачатиме вибір підходів та методів моделювання та прогнозування на їх основі стійкості схилів.

Безумовно, класифікації гравітаційних процесів мають важливе значення для їх дослідження, однак стан цього питання залишається проблематичним. На сьогодні в літературі існує понад сто класифікацій гравітаційних процесів, однак більшість з них не задовольняють потреб теоретичних та практичних досліджень. У роботі [10] приведений детальний аналіз різноманітних класифікацій гравітаційних процесів у історичному плані за морфологічними, регіональними та генетичними ознаками. Головними ознаками запропонованих універсальних класифікацій виступають літологічні, кінемати-

чні, структурні, вікові та інші. Методичні аспекти класифікаційних аспектів гравітаційних процесів та схилів детально розглянуто М.Г. Демчишиним [2, 3], Г. Рудьком, І. Якимовим [11] та ін.

У загальному плані класифікація являє собою систему підпорядкованих класів об'єктів (або предметів, станів, процесів), що зображується у вигляді схем чи ієрархічних таблиць та використовується для встановлення зв'язків між цими об'єктами. Безсумнівно, вибір ознак класифікації має головне значення, оскільки саме він підпорядковується системі закономірностей та відповідає певним цілям. Відмінні напрями та цілі досліджень формують різні аспекти вивчення одних і тих же об'єктів та процесів. У зв'язку з цим є недоцільною розробка єдиної класифікації, яка б враховувала всі аспекти гравітаційних процесів, оскільки вона не буде мати практичної реалізації. Звідси випливає можливість створення декількох таких класифікацій.

Класифікація гравітаційних процесів, зокрема зсувів, переслідуює мету визначення адекватних засобів оцінки їх впливу на інженерні об'єкти, виходячи із необхідності встановлення механізму гравітаційних процесів, можливості їх прогнозування та попередження негативних наслідків. Для цього необхідно створити логічну схему різних типів чітко виражених таксонів гравітаційних процесів, однак складність полягає у тому, що ці процеси пов'язані взаємними переходами, а отже, поряд із однозначно визначеними видами процесів можуть проявлятися і проміжні види, які розглядатимуться як переходи до сусідніх таксонів [10]. Окрім того, класифікація повинна бути засобом, за допомогою якого накопичений емпіричний матеріал повинен систематизуватися та узагальнюватися, доводитися до теоретичних висновків щодо досліджених процесів та об'єктів. До того ж чітко визначена класифікація небезпечних процесів матиме економічний ефект, оскільки сприятиме виробці адекватних засобів протидії та захисту від цих явищ та може бути основою нормативних документів у транспортних та інших галузях.

При створенні класифікації зсувних процесів з метою оцінки з метою їх моделювання необхідно враховувати в першу чергу геологічні особливості схилів, гідрогеологічну обстановку, фізико-механічні та реологічні особливості гірських порід схилу, механізм, динаміку процесів, геоморфологічну будову схилу. Істотність обраних ознак визначається саме вище означеною метою створення обраної класифікації.

Кожний вид зсувних процесів має властивий йому механізм, хоча під час розвитку певного процесу може відбуватися зміна механізмів у результаті зміни ролі

окремих факторів, що визначають цей механізм. На схилі можуть одночасно розвиватись декілька видів гравітаційних процесів, пов'язаних один з одним як за механічними, так і за генетичними ознаками.

Дослідження зсувних процесів у різних регіонах із гетерогенною складною структурою продемонструвало пріоритетний вплив структурних зсувів складної будови на прояв небезпечних геологічних процесів із значними економічними та екологічними наслідками [4-8]. Це продиктувало необхідність уточнення та деталізації класифікації структурних зсувів. Безумовно, такі класифікації запропоновано різними авторами. Так, у роботі Н.Н. Маслова [9] пропонується серія понять, пов'язаних із зсувними процесами. У класифікації структурних особливостей схилів та пов'язаних із ними зсувних явищ ним виділено дев'ять структурних типів схилів, а саме: 1) із горизонтальним заляганням шарів; 2) падінням пластів у сторону схилу; 3) падінням пластів паралельно поверхні схилу; 4) падінням пластів всередину схилу; 5) трансгресивним заляганням; 6) ускладненої форми; 7) приляганням; 8) падінням поверхні підстелюючих порід у сторону схилу; 9) різним напрямком падіння поверхні підстелюючих порід. У класифікації форм порушення суцільності товщі розрізняється шість форм: 1) тріщини вивітрювання; 2) тріщини псевдотетконічні; 3) тріщини окремої; 4) тріщини тектонічні; 5) тектонічні контакти (розломи, скиди тощо); 6) зони дроблення.

Структурний аспект формування гравітаційних процесів у цілому чітко простежується і у класифікації В.Д. Ломтадзе [8]. Зокрема, зсуви ним поділяються на три види – структурні (асеквентні, консеквентні, інсеквентні), пластичні (завжди консеквентні, тобто власне зсуви, зсуви-потоки та соліфлюкційні рухи) та структурно-пластичні. Класифікацію зсувів за геологічною структурою схилів запропоновано Є.П. Ємельяновою [10], головним підрозділом першого рангу в ній є виділення двох груп зсувів – глибоких та поверхневих. Глибокі зсуви у свою чергу поділяються за структурою схилів та заляганням шарів. М.Г. Демчишиним [3] визначено структурні (тектонічно первинні) схили, серед яких виділяються схили підняття, западин, розломів, скидів, підкидів, флексур, вулканічних тіл. Поряд із структурними, у класифікації виокремлюються структурно-денудаційні, денудаційні та штучні схили. Структурні зсуви класифіковано Г.І. Рудьком [1, 11], із виділенням зсувів, поверхні ковзання яких мають різне положення щодо поверхні нашарування (консеквентні, інсеквентних та ін.)

Слід зазначити, що у наведених класифікаціях, на наш погляд, недостатньо окреслений загальний підхід до аналізу геологічної структури схилів, на яких формуються зсуви. Авторами характеризується або характер положення та виникнення зсувних тіл по відношенню до схилів, або ж характер залягання шарів, який не завжди відповідає загальним уявленням щодо структурних особливостей породних комплексів. До того ж, недостатнім є аналіз реологічних характеристик середовища, у якому виникають зсуви. Ці обставини диктують необхідність розробки класифікації зсувів, що може бути використана з метою створення геологічних, фізико-геологічних та математичних моделей зсувних схилів та наступної розробки засобів оцінки стійкості схилів.

Характеристика умов формування структурних зсувів та класифікаційні ознаки. Механізми та чинники формування зсувних процесів розглянуто на прикладі модельних об'єктів у Карпатському, Кримському та Середньопридніпровському регіонах, що мають складну геологічну будову та характеризуються специфічними умовами розвитку гравітаційних процесів різних класифікаційних категорій і груп. Так, у Карпатському регіоні переважають структурні зсуви зсуви, сформовані у

неоднорідному, анізотропному середовищі, приурочені до схилів багатоярусної будови. Більшість зсувів виявлено у флішевих відкладах поркулецької світи ($K_{1-2} pr$), чорноголовської світи ($K_2-P_2 ch$), дусинської, турицької та маломижненської світ олігоцену, порушених деструктивними зонами різної щодо схилів орієнтації. Дослідженнями підтверджено особливу роль деструктивних зон, що характеризуються інтенсивною тріщинуватістю, брекчіюванням та меланжуванням флішевих товщ. Такі зони відзначаються високою водопроникністю та розвитком суфозійних процесів. В їх межах різко знижуються міцнісні властивості порід та відбуваються процеси зсувоутворення, що мають масштабний характер особливо за умов субпаралельного розташування таких зон щодо річкових долин та схилів. Підпорядковане значення у Карпатському регіоні мають зсуви, сформовані у квазіоднорідному середовищі, представленому переважно четвертинними відкладами різного генезису. Вони належать до категорії комбінованих зсувів складної природи багатоетапного формування. Як правило, це структурні зсуви консеквентного типу, утворені на місці давніх консеквентних та інсеквентних зсувів та ускладнені формами другого порядку.

Гравітаційні процеси Кримського регіону підпорядковані дії сейсмічного, структурного, літологічного, гідрогенетичного та геоморфологічного факторів. Тут виділяються масштабні власне гравітаційні процеси – обвали, камінепади та зсувні процеси. На формування зсувних явищ наклали відбиток наявність Головного пасма Кримських гір з високим скелястим обривом у південній частині та порівняно плоскою поверхнею вершин, а також особливості геологічної будови Внутрішнього і Зовнішнього пасом. Відміни літофаціального складу відкладів зумовили різну інтенсивність денудаційних процесів та розвиток ерозійно-денудаційного рельєфу з короткими гостровершинними або згладженими хребтами і міжгірськими улоговинами ерозійно-тектонічного походження. Тектонічна обстановка, що характеризувалась склепінневими диференційованими підняттями Головного пасма та опусканням Чорноморської западини, сприяла розвитку на південному схилі ерозійних і гравітаційних процесів, що визначили своєрідний ерозійно-зсувний рельєф, формування якого продовжується і донині. Характерною ознакою цього рельєфу є численні зсуви – як давні, стабілізовані, так і сучасні.

Розвиток зсувних процесів спостерігається в юрських та крейдяних породних комплексах, зокрема у відкладах таврійської серії ($T_3-J_1 tv$), верхнього байосу, келовею-верхньої юри-беріасу, валанжину-нижнього готеріву, верхнього готеріву-нижнього барему, верхнього барему-апту, апту. Відклади літологічно строкаті, що спричиняє утворення зсувів різних механізмів та структури. Переважний розвиток зсувних процесів отримали у відкладах таврійської серії, які зазнають процесів деструкції та в умовах значного обводнення слугують основою для формування процесу зсуву, а також зсувні процеси у межах глинистих відкладів крейдяного віку. На характер обводнення порід впливають тріщинні і тріщинно-карстові води, які згідно з тектонічною структурою регіону мають пластово-блоковий характер. Зони максимальної обводненості пов'язані із зонами підвищеної тріщинуватості, проникності та розущільнення.

У Середньому Придніпров'ї, згідно із сучасними уявленнями, виділяються два райони – Київський та Канівський, які відрізняються за геологічною будовою, неотектонічним режимом, а процеси гравітаційної природи мають значні відмінності. В Київському районі у неотектонічному плані найактивнішими є регіональні структури з різницею показників сумарних амплітуд рухів до 60 м. Показники середніх градієнтів швидкостей неотектонічних рухів становлять понад 0,01 (см/км)/тис років. Наявність у розрізі мергелів київської, алевроїтів обухівської, пісків межигірсь-

кої та берекської світ палеогену, пісків новопетрівської світи, строкатих, бурих, червоно-бурих глин неогену та четвертинних лесоподібних суглинків створює передумови для формування структурних зсувів у неоднорідному середовищі багаторясної будови. На схилах, де спостерігається відсутність у розрізі верств бурих і строкатих глин, а також піщаних палеоген-неогенових відкладів, формуються консеквентні зсуви. Канівський район належить до Канівського тектонічного блока-горсту. У межах Канівських дислокацій розвинуті складки-підкиди, зібрані в серії лусок, що зумовлює значне розчленування рельєфу та розвиток денудаційних процесів. Зсувні процеси пов'язані з юрсь-

кими глинами, що мають високе гіпсометричне положення і в умовах значної обводненості є поверхнею ковзання консеквентних та інсеквентних зсувів.

У результаті проведеного поглибленого геологічного аналізу підтверджено, що за реологічною поведінкою порід зсуви можна розділити на наступні типи: пружні, пружно-пластичні, в'язкі та в'язко-пластичні. Вони можуть формуватись у геологічних середовищах із різним орієнтуванням геологічної структури по відношенню до схилу та характеризуватись наступними ознаками (рис. 1).

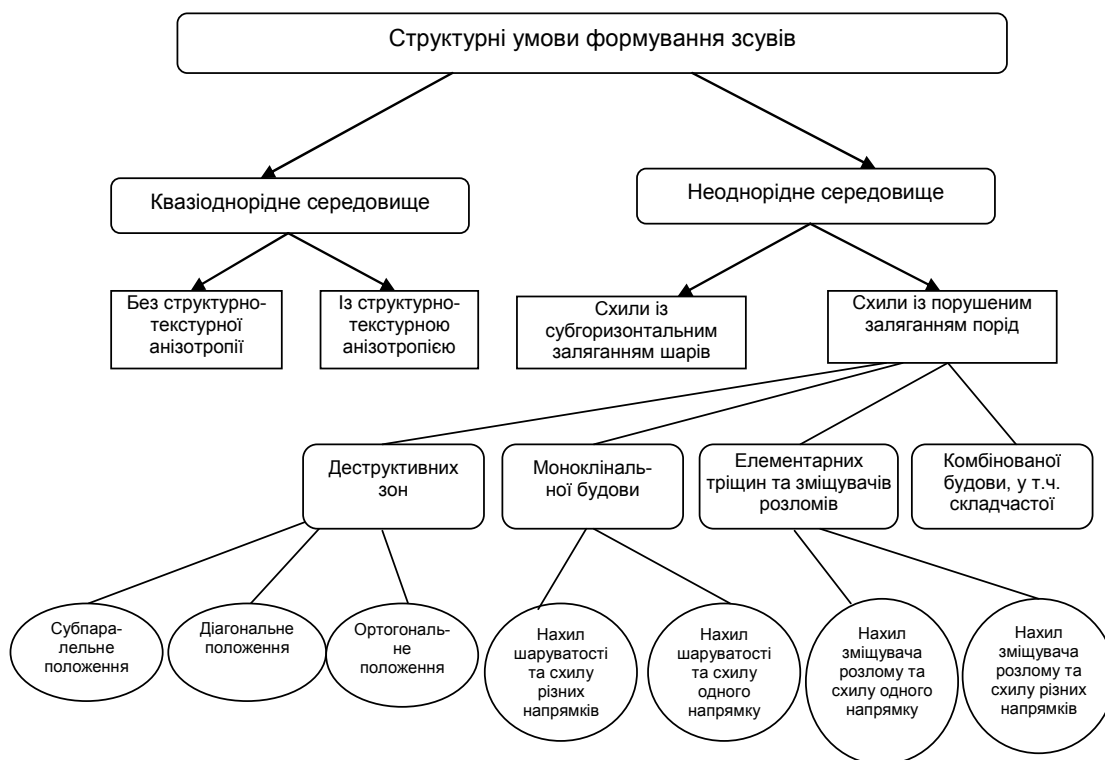


Рис. 1. Структурні умови формування зсувів та їх класифікація

Це можуть бути квазіоднорідні середовища, які характеризуються наявністю чи відсутністю структурно-текстурної анізотропії. При значних неоднорідностях у середовищі структурно-текстурна анізотропія відображається у формуванні площинних та лінійних структурно-текстурних елементів.

Більшість зсувів формується в умовах неоднорідних середовищ на схилах як із горизонтальним, так і з порушенням заляганням шарів. При порушеному заляганні шарів відзначаються процеси зсувоутворення на схилах із моноклінальною структурою, комбінованим характером будови та деструктивних зон. На відміну від елементарних тріщин та зміщувачів розломів, останні можуть мати самостійне значення для порушення стійкості схилів, тобто бути визначальним структурним фактором зсувоутворення в силу гідродинамічного режиму, механічних властивостей та цементації тектонітів, спряженості із супутніми процесами, наприклад, суфозією. Принципове значення має їх співвідношення із схилом: субпаралельне, діагональне, ортогональне. З цим пов'язана масштабність явищ та їх наслідки.

У районах із моноклінальною будовою важливе значення має шаруватість, що має різну орієнтацію щодо схилу. Для зсувоутворення важливі ситуації падіння схилу і шаруватості в один бік, у різні боки та проміжний випадок косої орієнтації. У цих ситуаціях формуються консеквентні та асеквентні зсуви. Первинна структурно-

текстурна анізотропія може бути виражена шаруватістю із турбідною і градаційною ритмічністю (у флішодних товщах). Компоненти ритмів різняться компетентністю окремих шарів. Особливий характер мають зсуви на схилах із комбінованою будовою, як одноповерхові, та двохповерхові. Останні визначають особливість протікання зсувних явищ у принципово різних ситуаціях, зокрема на схилах із наявністю фундаменту та потужної осадової товщі.

Така структура зсувних схилів визначає підходи і методи моделювання зсувної небезпеки. Слід зазначити, що найбільш результативним і універсальним методом є визначення напружено-деформованого стану породного масиву з огляду на вибір варіантів просторових моделей, врахування факторів та дозволяє виходити із особливостей об'єкту досліджень.

Висновки. Встановлено закономірності, головні механізми, фактори формування та класифікаційні ознаки зсувних явищ у межах модельних полігонів Карпат, Криму та Середнього Придніпров'я. Поглиблений геологічний аналіз водно-гравітаційних процесів у регіонах із складною гетерогенною геологічною будовою підтвердив пріоритетний характер виникнення структурних зсувів у реологічно різних геологічних середовищах та дав змогу створити нову класифікацію структурних зсувів та умов їх формування із визначальним впливом деструктивних зон. Така класифікація є осно-

вою побудови геолого-фізичних і математичних моделей зсувних схилів та наступного моделювання зсувної небезпеки на основі визначення напружено-деформованого стану схилів.

1. Гошовський С.В., Горда Є.Л., Рудько Г.І. Техногенно-екологічна безпека та інженерний захист територій від зсувів (на прикладі Карпатського регіону України за наслідками катастрофічної активізації 1998-1999 рр.). – К., 1999. 2. Демчишин М.Г. Современная динамика склонов на территории Украины: инженерно-геологические аспекты. – К., 1992. 3. Демчишин М.Г. Сучасна динаміка схилів на території України (інженерно-геологічні та екологічні аспекти) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. техн. наук : спец. 11.00.11 – "Конструктивна географія та раціональне використання природних ресурсів". – Івано-Франківськ, 1994. 4. Іванік О.М. Геолого-геоморфологічні чинники формування та активізації осувних процесів у межах нижньої течії р. Чорний Черемош (Флішеві Карпати) // Геол. журн. – 2010. – № 1. – С. 97–107.

УДК 551.243:551.254(477.45)

О. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук,
Д. Кравченко, канд. геол. наук

МІНІАТЮРНИЙ ПРИРОДНИЙ "ЕКСПЕРИМЕНТ" СТРУКТУРОУТВОРЕННЯ ПРИ ПЛАСТИЧНІЙ ЗСУВНІЙ ТЕЧІЇ ПРОДУКТІВ МІГМАТИЗАЦІЇ ТА ЙОГО ПОРІВНЯННЯ З ЛАБОРАТОРНИМ МОДЕЛЮВАННЯМ ТЕЧІЇ В'ЯЗКИХ РІДИН

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. В.В. Шевчуком)

На прикладі однієї з ділянок Українського щита в межах Голованівської шовної зони виділено й досліджено невелику (площею близько 200 м²) зону високопластичної (наближеної до в'язкої) зсувної течії, яка в мініатюрі несе широкий спектр малих структурних форм, що забезпечили таку течію. Дане тектонічне утворення відзначається яскравою латеральною зональністю, яка маркується тектонофаціями V–X (за десятибальною шкалою). Загальною тенденцією відміченої зсувної течії є лінеаризація усіх структурних форм та тіл – їх упорядковане орієнтування відносно напрямку зміщення. Беручи до уваги внутрішню структурну організацію та розміри, дана зона кваліфікована як мініатюрний природний "експеримент" структуроутворення при пластичній зсувній течії, що може слугувати тектонотипом структур зсувної природи. Здійснено порівняння природних структурних форм, що проявлені у відзначеній зоні, із аналогічними формами отриманими при дуже повільній реверсній течії в'язких рідин в лабораторних умовах (використано дані експерименту Г. Оттіно). Встановлено, що отримані під час течії в'язких рідин структурні форми мають спільні риси з відзначеними нами природними, що, в свою чергу, свідчить про подібність їх механізмів.

Small area (about 200 m²) of high-plastic (to approximate viscous) shear flow have been investigated on the example of the area within Golovanevsk suture zone on the Ukrainian shield. It is a miniature example of wide range small structural forms provided by plastic flow. This tectonic formation has good lateral zonality, which marks tectonic facies from V to X (by ten-unit scale). The general feature of investigated shear zone is the linearization of all structural shapes and bodies, their orderly orientation relative to the direction of displacement. This zone has been qualified as a miniature natural "experiment" of structure formation through plastic shear flow. Therefore, we propose to consider this area as tectonic type of shear structures for pre-Cambrian shear-zones. Natural structural forms demonstrated on investigated area have been compared with similar forms obtained at very slow reverse flow of viscous liquids under laboratory conditions (experiment data used G. Ottino). Our investigation has been determined that viscous liquid structural forms are similar to natural structures. It indicated the similarity of forming mechanisms in nature and physical modeling.

Вступ. Під зсувною течією розуміється пластичний і навіть наближений до в'язкого рух твердої речовини в напрямку дії найбільших дотичних напружень. Течія подібного типу переважно відбувається в умовах *катазони*, яка за реологічними механізмами дислокаційних перетворень порід узгоджується з термальними умовами, що відповідають гранулітовій та амфіболітовій фаціям метаморфізму й ультраметаморфізму відповідно.

Найчастіше течія даного типу здійснюється по своєрідних в'язких розломах і відіграє важливу роль у дислокаційних перетвореннях геологічних середовищ. Але оцінка цієї ролі ще й сьогодні залишається дискусійною. Можливо це пов'язано з тим, що подібну течію з позицій гідродинаміки традиційно сприймають як безінерційну, тобто як надзвичайно повільну, що характеризується дуже низьким числом Рейнольдса (близько 10⁻¹⁵⁻²⁰), і відповідно неспроможною генерувати турбулентність, тобто створювати складчасті форми в нашому розумінні. Між тим, зсувна, на перший погляд безінерційна, течія в реальних, геологічних умовах, як свідчать літературні дані [4-7, 9-11, 13-18 та ін.] та дані досліджень у фанерозойських складчастих областях [7 та ін.] й Українському щиті [4, 5, 8, 10 та ін.], а також наведений нижче приклад її здійснення на Українському щиті, в метаморфічних й ультраметаморфічних середовищах обо-

5. Іванік О.М. Головні особливості формування та активізації структурних осувів в басейні річки Латориця (Східні Карпати) // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. Геологія. – 2009. – Вип. 46. – С. 13–18. 6. Іванік О.М. Комплексні геолого-геоморфологічні дослідження чинників формування та активізації сучасних небезпечних геологічних процесів // Геол. журн. – 2008. – № 4. – С. 77–88. 7. Іванік О.М. Структурно-тектонічний контроль розвитку водно-гравітаційних процесів у межах Свалівського та Воловецького районів Закарпатської області // Геол. журн. – 2007. – № 3. – С. 81–86. 8. Ломтадзе В.Д. К классификации основных видов гравитационных явлений на склонах // Проблемы геомеханики. – 1976. – №7. – С. 143–146. 9. Маслов Н.Н. Условия устойчивости склонов и откосов в гидротехническом строительстве. – М.; Л., 1955. 10. Проблемы классифицирования склоновых гравитационных процессов / Емельянова Е.О., Тер-Степанян Г.И., Контцель В.В. и др.; под ред. Е.О. Емельяновой, Е.А. Толстых. – М., 1985. 11. Рудько Г., Якимів І. Закономірності та екологічний ризик розвитку небезпечних геологічних процесів Карпатського регіону України. – Івано-Франківськ, 1999.

Надійшла до редколегії 15.09.09

в'язково супроводжується формуванням лінійно складчастих та інших структурних форм, які слід розглядати як результат ускладнення такої течії біфуркацією (розгалуженням напрямків розвитку та стрибкоподібною зміною параметрів системи [8, 9]).

Розглянемо процеси подібного структуроутворення більш докладно. І почнемо цей розгляд зі співставлення його з відомими даними лабораторного моделювання подібних процесів.

Лабораторне моделювання структуроутворення при течії в'язких рідин. До одного з ефективних таких моделювань належить експеримент Г. Оттіно [16], результати якого опубліковані в "Альбомі течії рідин і газів" М. Ван-Дайка [2]. Цей експеримент моделює механізми та форми реалізації зсувної течії на прикладі суспензії, яка складається з гліцерину, насиченого алюмінієвим пилом (подібна домішка, крім усього іншого, дозволяє відстежувати при спеціальному освітленні характер течії речовини). Такий експеримент здійснювався в прямокутній камері шляхом багаторазового знакозмінного зсування цієї рідини вздовж горизонтальної підосви та частково вертикальних стінок прямокутної камери (рис. 1). Слід відзначити, що вертикальні стінки камери обмежували рухи рідини з боків, що порушує нормальне одноплового складчастість на обох кінцях моделі й надає їй біпланового вигляду. То-

© Лукієнко О., Кравченко Д., 2011

му, при розгляді моделей, лівою і правою її крайовими частинами можна знехтувати. Розмір робочої камери вимірюється сантиметрами.

Аналіз цієї моделі свідчить, що знакозмінна дуже повільна течія відзначеної в'язкої рідини явно носила інерційний характер і супроводжувалася розшаруванням, відривом струмів та формуванням складкоподібних форм. Подібна течія дуже чутлива до всякого роду відхилень від стаціонарного стану й, судячи з усього, на неї

впливав навіть ледь помітний нерівномірний розподіл речовини-домішки. Звідси є підстави вважати, що така течія несе в собі комплекс "структурних" новоутворень, який майже один до одного нагадує малюнок ламінарної та ламінарно-турбулентної течії метаморфогенних та мігматитових утворень в природних зонах зсуву. Осьові поверхні таких структур практично паралельні поверхням зсування (у даному випадку – стінкам камери).



Рис. 1. Структури зсувної течії – складки ламінарної течії, що отримані при знакозмінному зсуванні рідини (гліцерин з алюмінієвим порошком) поздовж горизонтальної поверхні у прямокутній камері:

а – 5 циклів, б – 10 циклів.

За Г. Оттіно [15] з альбому течії рідин та газів М. Ван-Дайка [2]

У цьому експерименті, крім відзначеного, цікавим є факт, на який не звернув уваги автор експерименту, але він є важливим для нас. Зокрема, окрім відзначеного, звертає на себе увагу те, що при в'язкому зсуванні відбувається речовинна диференціація суспензії: алюмінієвий пил відокремлюється у вигляді самостійних мікрошарів (на фотографії вони світлі). В природних умовах такий розподіл відповідає процесу тектонічного розсланцювання.

Природний "експеримент" структуроутворення при пластичній, чи навіть наближений до в'язкої, зсувної течії. Один з яскравих прикладів подібного природного "експериментування" нами зафіксований на ділянці, розташованій на лівому березі р. Південний Буг, біля греблі недіючої гідроелектростанції, приблизно посередині між селищами Завалля та Саврань Кіровоградської та Одеської областей (Середнє Побужжя). На цій ділянці, площею приблизно 200 м², відслонюється центральна та ліва частина (ліве крило) мініатюрної, доступної для візуальних досліджень, зони зсуву, яка фактично несе весь комплект, характерний для тектонічних утворень подібного типу структур: тектонічну сланцюватість, лінійність, структури розлінзування, складки ламінарної та ламінарно-турбулентної течії тощо (рис. 2).

Ця мініатюрна, відносно високопорядкова, зона зсуву розташована на південному фланзі Врадівського розлому, що входить до Голованівської шовної зони.

У межах відзначеної мініатюрної зони у сферу пластичної зсувної течії в умовах катазони залучені діафторично калішпатизовані й біотитизовані плагіомігматити побужького комплексу, що складаються з біотитизованого піроксен-кристалосланцювального субстрату, гранодіоритів і жильних тіл аплітоїдних, апліт-пегматоїдних і плагіопегматоїдних порід, які разом створюють неосому цього комплексу. Структури подібної течії охоплюють всі речовинні складові мігматитів і, в свою чергу, перетинаються тілами жильних калішпатових пегматитів. Але й останні місцями також зазнають пластичної деформації. Тому є всі підстави вважати, що *дислокаційні перетворення мігматитів при зсувній течії відбувалося синхронно з калішпатовим та біотитовим діафторезом.*

Центральна частина даного фрагменту зони зсувної течії (рис. 2) за своїм малюнком нагадує картину, що відтворена розглянутим вище лабораторним експериментом. Вона також представлена характерними для зсувної, близької до в'язкої, течії складками, осьові поверхні яких паралельні до напрямку зміщення (на рис. 2. показано стрілками).

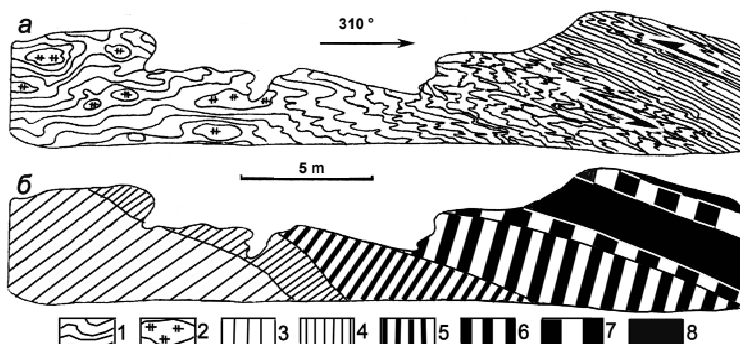


Рис. 2. Структури зсувної течії мігматитів побужького комплексу в зоні невеличкого в'язкого розлому, в межах якої структури ламінарної течії, що проявлені в осьовій частині розлому, зонально змінюються структурами ламінарно-турбулентної течії на периферії цієї структури (чудовий природний "експеримент").

Зверху (а) – структурна схема: 1 – структурні лінії мігматитової смугастості, 2 – окремі тіла пегматоїдних гранітів. Знизу (б) – тектонофаціальна схема: 3 – 8 – тектонофації за десятибальною шкалою (3 – ТФ V, 4 – ТФ VI, 5 – ТФ VII, 6 – ТФ VIII, 7 – ТФ IX, 8 – ТФ X). Горизонтальне відслонення біля греблі поблизу с. Завалля

Але, треба зазначити, що в цілому набір структурних форм, який демонструє відзначений "природний експеримент", значно ширший порівняно з лабораторним. Зокрема, зсувна зона на даній ділянці окрім відмічених високовпорядкованих структур несе й менш упорядковані й фактично демонструє латеральну дислокаційну зональність, що відображає поступове зменшення амплітуди зсуву (і відповідно його поступове затухання) у напрямку від осьової частини зони зсуву до її периферії. Подібні переходи виражені в поступовій зміні високовпорядкованих (лінійних, похідних ламінарної течії) структурних форм ламінарно-турбулентними.

Для описання зональності відзначеного типу в даній роботі використана десятибальна шкала тектонофацій (ТФ). Під останніми при цьому розуміються дислокаційні фації, які за сумою структурних ознак відображають відносні ступені дислокаційних перетворень геологічних тіл та пов'язаних з цими перетвореннями текстурно-структурних і речовинних змін порід.

Досліджена ділянка маркується ТФ від V до X, а перші чотири тектонофації, яким повинні відповідати дуже малі, початкові деформації, – відсутні.

ТФ V. Подібна фація периферійна для даної зони зсуву й найбільш віддалена від його осьової частини. У цій дислокаційній фації складки близькі до дисгармонійних: їх осьові поверхні та шарніри мають хвилясту форму, а то й узагалі "розмазані" і орієнтуються між собою під кутом майже до 40°. Мігматитова мезосмугастість порід, яка створює ці складки, дуже груба і невитримана за потужністю. На окремих ділянках вона обтікає відносно слабо деформовані лінзоподібні тіла пегматоїдних порід.

Текстура порід у цій ТФ майже масивна (ізотропна). Структура гранобластова з ледь помітними рисами гранолепідобластової. Форма зерен кварцу неправильна, плагіоклазів таблитчаста. Полісинтетичні двійники в польових шпатах відсутні. Незначні деформації фіксуються у вигляді грануляції та часткової рекристалізації кварцу. Але дирекційні структури при цьому не виникають. Вторинні зміни представлені міжзерновою калішпатизацією, яка займає підпорядковане положення – у міжзерновому просторі крупних плагіоклазів. Накладені процеси фіксуються за присутністю синдеформаційного біотиту, який формується у вигляді тонких лусок (а:с – до 4-5). У мікроділянках розтягу між зернами кварцу присутній дрібнолускатий мусковіт. Його розміри приблизно втричі менші за луски новоутвореного біотиту.

ТФ VII. У даній дислокаційній фації складки зсувної течії набувають помітних рис упорядкованих (кут між осьовими поверхнями зменшується до 20-25°). Стиснення їх помірне (кут між крилами у середньому також становить близько 25°). Крім того, з'являються зонки лінеаризації мігматичної мезосмугастості, у межах яких потужність смуг неосом та палеосом зменшується у 2-3 рази порівняно з аналогічною потужністю цих же мезотіл у ТФ V. У породах у цій тектонофації суттєво підвищується частка біотиту і більш помітно проявлене орієнтування дещо видовжених зерен породотворюючих мінералів. Структура гранобластова з елементами лепідобластової, текстура мікрогруболінзоподібна. Зерна кварцу мають лінзоподібну форму і характеризуються відношенням а:с=2-4. При цьому вони мають хвилясте згасання або стрічкову полігонізацію, яка орієнтована приблизно під 45° до загального видовження зерна. Деякі з таких зерен частково перекристалізовані та гранульовані, з утворенням струменистого мікроагрегату. У плагіоклазах проявлено мікроблокування, що призводить до утворення простих двійників. Крім того, деякі зерна цього мінералу пластично дефо-

рмовані і набувають форму лінз. Біотит утворює лускаті агрегати, які збираються у своєрідні ланцюжки синусоїдальної форми.



Рис. 3. Горизонтальне відслонення. Грубо упорядковані структури течії мігматитів побузького комплексу в ТФ V. Ліворуч знизу – діагональна пегматоїдна жила, яка перетинає смугастість і одночасно частково залучена в течію мігматитів



Рис. 4. Горизонтальне відслонення. Структури ламінарної течії мігматитів побузького комплексу: вторинна паралельна смугастість та фрагменти окремих ізоклінальних складок в ТФ IX

ТФ VIII. У даній фації складки стиснені і пакетизовані: лінійні ділянки ізокліналізованих складок чергуються із зонками, що нагадують в'язкі сланцюваті мезорозриви. Останні являють собою вузькі (шириною до першого десятку сантиметрів) зонки лінійно-паралельної смугастості та кристалізаційного й трансляційного розсланцювання порід (воно помітне навіть макроскопічно). Потужність мезосмуг неосом зменшується у три-п'ять разів порівняно з тією, яку мають мігмат-граніти у ТФ V. Породи несуть достатньо помітну макроскопічну гнейсуватість.

ТФ IX. У цій фації пакетування відзначеного вище типу досягає ще більш досконалих форм: в'язкі мезорозриви потужністю до 10-15 см чергуються з такими самими за потужністю пакетами ізокліналізованих складок.

Породи у зонках в'язких мезорозривів мають достатньо виражену гнейсуватість (сланцюватість) текстуру та мікролепідогранобластову структуру. При цьому їх досконалість з точки зору анізотропії в 3-4 рази перевершує

подібну мікроструктурну організацію порід у попередній тектонофації. Окремі тіла неосоми, що складені відносно грубозернистими гранітами, розліновані й плавно обтікаються тонко розшарованими породами субстрату.

ТФХ. У цій фації проявлена майже повна ізокліналізація складок та навіть вторинна їх монокліналізація. Мігматитова мезосмугастість при цьому набуває стану практично ідеальної паралельності. Потужність мезосмуг при цьому зменшується в десятки разів (порівняно з попередніми тектонофаціями). Окремі такі смуги пластично будиновані. Порооди, що складають ці смуги, інтенсивно рознейсовані. Такі перетворення тісно пов'язані з кристалізаційним та трансляційним розсланцюванням, яке на мікрорівні виражено гранолепідобластовою структурою та сланцюватою мікротектурою, а в деталях – мікросмугасто-лінозподібною й місцями очковоподібною мікротектурою. Створюється така анізотропія пластичною формозміною зерен кварцу та меншою мірою зерен плагіоклазу й рогової обманки, а також струменистим уособленням мікрозерен гранульованого кварцу та частково плагіоклазу, із синдеформаційним біотитом у тінях тиску, а також появою другої генерації кріптокристалічного біотиту (він неначе "прорізає" кварц). У великих зернах спостерігається міжзернова грануляція в напрямках течії та мікроструктури локалізованої зсувної деформації, які супроводжуються кріптокристалізацією біотиту та кварцу. Майже всі крупні зерна кварцу мають різке хвилясте згасання. Крім того, спостерігається міркемітизація на границі плагіоклаз-олігоклаз.

У тектонофаціях VIII–X розвинена лінійність, яка виражена смугами-ланцюгами новоутворених мінералів, плавними борознами на поверхнях розсланцювання. Така лінійність падає під кутами 30–50° на північ. Приблизно під таким же кутом і в тому ж напрямку падають шарніри в ізоклінальних складках. Подібне орієнтування площинних та лінійних структурних елементів певною мірою свідчить, що розглянута зона в'язкої течії мігматит-гранітів являє собою лівий підкидо-зсув.

Висновки. Із викладеного випливає наступне:

На розглянутому об'єкті, який можна сприймати як природний "експеримент" структуроутворення при зсувній течії в умовах катазони, характерним виразом такої течії, за особливостями внутрішньої організації, є структурна й відповідна їй тектонофаціальна зональність, які відображають зміну по латералі величини механічного розсланцювання, що генерується зсувом. Подібна зональність маркується **ТФ V–X** за десятибальною шка-

лою. При цьому **ТФ X** охоплює осьову частину (місце шва) зсувної зони, де породи зазнали найбільших дислокаційних перетворень. У той же час **ТФ V** замикає зсувну зону з обох боків. За її межами деформації спадають до нульових.

Загальною тенденцією структурної переробки геологічного середовища є його лінеаризація: досягнення стану паралельності між усіма площинними елементами та первинними плоскими та вторинно сплюсненими тілами, тобто створення структурної анізотропії на усіх рівнях.

Порівняння механізмів реалізації зсувної течії відзначених мігматитів з аналогічними механізмами течії в'язкої рідини свідчить, що вони мають спільні риси і загальним для них є поздовжнє розшарування зсувного потоку речовини та ламінарне складкоутворення. Таке співвідношення свідчить, що зсувна деформація метаморфічних та ультраметаморфічних утворень близька до в'язкої і відіграє важливу (а може й вирішальну) роль у формуванні дислокаційної тектоніки катазони.

1. Аверкин Ю.А. Реология кристаллизующихся магм и высокотемпературных петрологических систем при малых скоростях деформации // Геология и геофизика. – 1993. – №8. – С. 60–72.
2. Ван-Дайк М. Альбом течения жидкостей и газа. – М., 1986.
3. Геологические структуры / Под ред. Т.Уемуры, Ш.Мицутани. – М., 1990.
4. Заика-Новацкий В.С. Региональная текстура катазоны и условия ее образования (на примере Украинского щита) // Тектонофаціальний аналіз і його роль в геології, геофізиці і металлогенії: Матер. І Всесоюз. тектонофаціального совещан. – Алма-Ата, 1991. – С. 81–87.
5. Лукієнко О.І., Краченко Д.В. Реологічні типи дислокаційної тектоніки Українського щита на Середньому Побужжі (за результатами тектонофаціальних досліджень) // Вісн. Київ. Ун-ту. Геологія. – 2002. – №22. – С. 102–106.
6. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. – М., 1991.
7. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. – Алма-Ата, 1970.
8. Паталаха Е.И., Гарагаи И.А. Бифуркация односистемного сдвигового течения земной коры как основа складкообразования // ДАН СССР. – 1991. – Т. 317, №2. – С. 150–161.
9. Паталаха Е.И., Лукієнко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических процессов. – К., 1986.
10. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. – К., 1972.
11. Сорвачев К.К. Пластические деформации в гранитоидных стратиграфических комплексах. – М., 1978.
12. Хакен Г. Синергетика. – М., 1980.
13. Flinn D. On folding during three dimensional progressive deformation // Quart. J. Geol. Soc. – London, 1962. – V. 118. – P. 385–428.
14. Geological Structures // Ed. by T. Uemura and S. Mizutani. – 1984.
15. Hirschfeld A., Rienstra S.W. An Introduction to Asoustics // Eindhoven University of technology (The Netherlands. February, 1992). – 1992.
16. Ottino G.M. The Kinematics of Mixing: Stretching, Chaos and Transport // Cambridge University Press. – 1989.
17. Ramberg H. Selective bulking of composite layers with contrasted geological properties: A theory for simultaneous formation of orders of folds // Tectonophysics. – 1964. – V. 1, №4. – P. 307.
18. Ramsay J.G. Shear Zones Geometry // Review. J. Struct. Geol. – 1980. – № 2. – P. 83–99.

Надійшла до редколегії 15.09.09

УДК 551.254

В. Янченко, асп.

ЗВЕНИГОРОДСЬКІ КОНГЛОМЕРАТОПОДІБНІ ПОРОДИ (ТЕКТУРНІ ОСОБЛИВОСТІ, УМОВИ ТА МЕХАНІЗМИ ФОРМУВАННЯ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. О.І.Лукієнком)

В статті викладено результати тектонофаціальних досліджень конгломератоподібних порід звенигородського комплексу на Українському щиті. Розглянуто їх текстурні особливості, фізичні умови та механізми формування.

The article presents the results of tectonofacial investigations of conglomerate-like rocks of Zvenigorodskiy complex in Ukrainian shield. Their textural characteristics, physical conditions and formation mechanism are analyzed.

Вступ. Конгломератоподібні породи є досить складним утворенням, що призводить до неоднозначного тлумачення їх походження. Вперше такі породи вивчалися В.М. Чирвинським, який проводив геологічну зйомку в районі Умань-Звенигородка у першій половині ХХ ст., і були названі еруптивною брекчією. Пізніше В.М. Кобзар називає такі утворення метаконгломератами. Також цим питанням займалися Ю.Ю. Юрк,

О.С. Іванушко та ін. Нещодавно цю проблему піднімав К.Ю. Єсипчук, який заперечує їх належність до конгломератів. Але остаточного пояснення виникнення конгломератоподібних тіл немає.

Дана робота спрямована на детальне вивчення вищезгаданих тіл: дослідження структурних, текстурних особливостей, умов та механізмів формування як на макро-, так і на мікрорівні, за допомогою тектонофаці-

© Янченко В., 2011

льного аналізу, який враховує РТ-умови та реологічні властивості середовища, механізми деформацій та відносні ступені дислокаційних перетворень порід за десятибальною шкалою тектонофацій (ТФ) [3].

Опис порід. Конгломератоподібні тіла звенигородського комплексу відслонюються на лівому борті р. Гнилий Тікич нижче по течії в південній частині м. Звенигородка. Дані об'єкти виходять на поверхню у вигляді протяжних смуг довжиною 10-20 м та шириною до 3,5 м (рис. 1). Буровими роботами встановлено, що згадані породи розвинені у вигляді багатокілометрової смуги субмеридіонального простягання з крутим північ-північно-західним падінням. Ширина смуг досягає 250 м.

Конгломератоподібні породи на даній ділянці представлені субпаралельно орієнтованими лінзоподібними мікрота мезотілами, складеними різнозернистими амфіболітовими, гранітоїдними породами, та тонкорозсланцьованим матриксом, що складений амфіболовим гнейсом.

За тектонофаціальною шкалою досліджувана територія розділена на чотири зони (рис. 1), які різняться за інтенсивністю розсланцювання, деформацією "уламків" і матриксу та складом порід. В північній частині

відслонення ТФ не перевищує V-VI балів, при чому вони збільшуються на південь – VII-IX. Наступна зона характеризується деяким зниженням інтенсивності деформації, що, можливо, зумовлено присутністю в значній кількості гранітоїдних тіл – ТФ не перевищує VII. На півдні території гранітоїди майже зникають, бал ТФ підвищується з VII до VIII.

Амфіболітові лінзоподібні тіла представляють головну масу "уламкового матеріалу", мають розміри від перших міліметрів до 15 см. Відношення короткої осі до довгої (*с:а*) коливається від 1:3 до 1:10, в середньому – 1:4, але спостерігаються "уламки" неправильної, напівобкатаної форми. Такі об'єкти, як правило, мають значні розміри (до 20 см). Неправильна їх форма, крім того, зумовлена розпадом витягнутих тіл на окремі частини з подальшим заліковуванням тріщин. Часто спостерігаються гострокутновитягнуті тіла в повздовжньому та хвилясті – в поперечному перерізах. Уламкові індивіди мають чіткі контури. Азимут простягання довгих осей та великих площин лінзоподібних тіл коливається в межах 310° на периферіях та 350-320° в центральній частині відслонення. Кути падіння 30-60° на захід та південний захід.

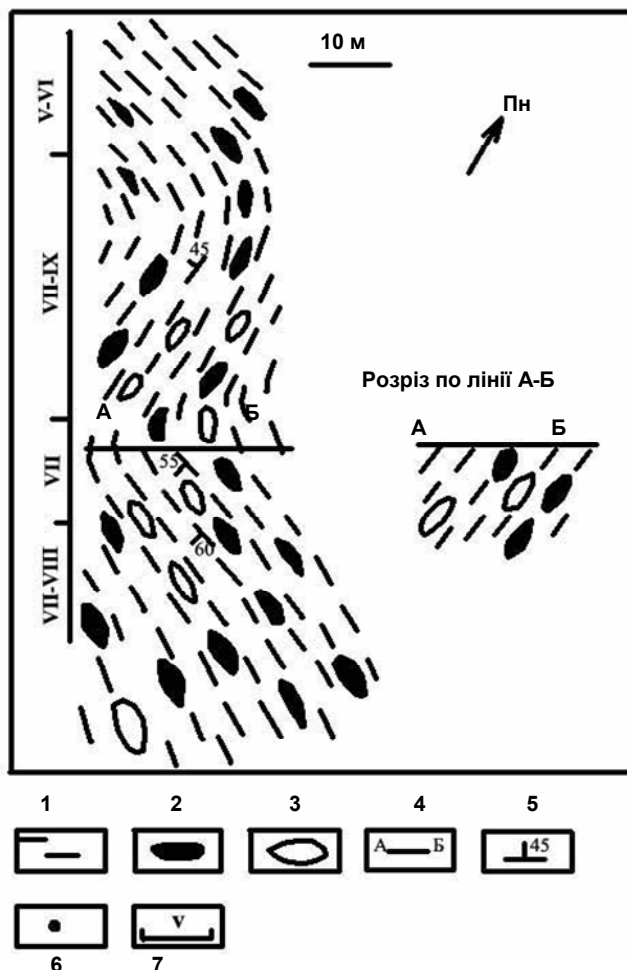


Рис. 1. Геологічна схема та розріз конгломератоподібних порід звенигородського комплексу на ділянці Звенигородка.
Умовні позначення: 1 – розсланцьовані гнейси; 2 – конгломератоподібні тіла амфіболітового складу; 3 – конгломератоподібні тіла, що представлені світлоколірними мінералами; 4 – лінія розрізу; 5 – кут падіння порід; 6 – відслонення; 7 – зони тектонофації

В результаті зсувних зміщень та впливу гетерогенного середовища на характер деформації орієнтування окремих лінзоподібних тіл змінюється, а в деяких випадках становить 90° до напрямку загального простягання (рис. 3).

При вивченні внутрішньої будови даних утворень було встановлено, що зерна амфіболу за текстурним типом тектонічної сланцюватості мають в основному

плоску форму. Їх розміри коливаються в межах 0,3-10 мм, в середньому становлять 4 мм (рис. 4). По краях зерен та лінзоподібних тіл амфіболітів інколи спостерігаються так звані "сорочки" світлого кольору товщиною до 5 мм, вказуючи на процес накладеної мігматизації. В поперечному перерізі дані утворення мають лінзоподібну форму, а відношення *с:б* в середньому складає 1:3.



Рис. 2. Конгломератоподібні породи звенигородського комплексу (околиці м. Звенигородка)



Рис. 3. Розташування амфіболітових тіл у просторі

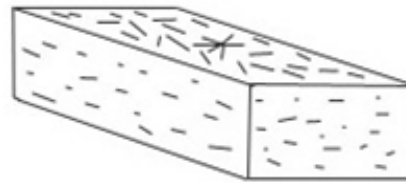


Рис. 4. Розташування зерен амфіболу

Гранітоїдні тіла спостерігаються значно рідше. Розміри їх коливаються від перших міліметрів до 30 см. Обкатаність, порівняно з амфіболітовими тілами, менша, відношення $c:a$ не перевищує 1:3. У поперечному перерізі форма округла, напівокругла, $c:b$ не переви-

щує 1:2, тобто такі утворення зазнали меншої переробки та деформації (рис. 5). У просторі такі тіла орієнтовані так само, як і амфіболітові. Контакти з оточуючими тілами дещо розмазані.



Рис. 5. Конгломератоподібні гранітоїди звенигородського комплексу (на околиці м. Звенигородка)

Проведені петрографічні дослідження показали, що за складом дані утворення представлені в основному кварц-плагіоклазовою складовою з домішками слюди та амфіболу, вміст якої змінюється з переважанням одного чи другого мінералу. Виділено кілька різновидів порід: 1) гнейсоподібні середньо-крупнозернисті амфібол-біотитові плагіограніти; 2) масивні крупнозернисті біотитові плагіограніти; 3) дрібно-середньозернисті плагіоаплітоїди; 4) середньо- і крупнозернисті лейкоплагіомігматити; 5) мономінеральний кварц [2]. Мінеральний склад порід представлений: плагіоклазом – 25-

70 %, кварцом – 25-75 %, біотитом – 5-10 % та роговою обманкою – до 5 %. Процентний вміст порід варіює в досить широкому діапазоні. Інколи зустрічаються тіла, котрі складені майже на 100 % кварцом, як правило вони мають невеликі розміри, $c:a$ становить 1:3.

Зерна кварцу, плагіоклазу мають розміри від 0,04 мм до 4 мм; форма зерен неправильна – у великих; напівокругла, округла – у менших за розміром. Структура аплітова – зумовлена неправильною або ізометричною формою зерен кварцу та плагіоклазу. Текстура однорідна масивна. На загальному фоні од-

носистемна орієнтація слабо помітна, але деформаційні процеси чітко підкреслюються обкатаністю малих зерен, поодинокими новоутвореними кристалами та блоковим згасанням кварцу.

Слід також підкреслити той факт, що чим більші тіла за розміром, тим слабше проявлена внутрішньо-впорядкована орієнтація зерен на всіх рівнях, тобто такі тіла здатні витримати більші всебічно зовнішні навантаження, не порушуючи власної структури. Різниця у внутрішній будові і зовнішній формі тіл гранітоїдів вказує на переробку, переміщення цих тіл в самому середовищі, в якому вони знаходяться.

У результаті польових тектонофаціальних досліджень були виділені зони, де спостерігається розлінзування значних за розміром гранітоїдних тіл; було відмічено, що гострокутність амфіболітових тіл збільшується в міжгранітоїдних зонах, тобто там, де відбувається зміна тиску, швидкості руху та в'язкості середовища.

Матрикс, в якому розміщені "уламкові тіла" амфіболітів та гранітоїдів, є досить складним за будовою. Справа в тому, що він неоднорідний по площі в структурно-текстурному, мінеральному відношенні. Представлений гнейсами зеленувато-темно-сірими, дрібно-середньозернистими і неправильно грубосмугастими, місцями порфіроподібними світло-сірого, чорного кольору.

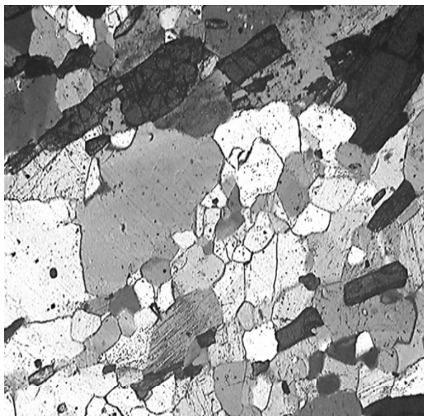


Рис. 6. Полігонізація кристалу кварцу в міжзерновому просторі плагіоклазу та амфіболу. Матрикс (3^х збільшення)

Висновки. Наведені вище результати тектонофаціальних досліджень засвідчили, що звенигородські конгломератоподібні породи за походженням найближче відповідають *олістостромі*, що в наступному зазнала метаморфічних та пластичних дислокаційних перетворень в РТ-умовах амфіболітової фації. Про це свідчать такі факти.

1. Лінзоподібна форма так званих уламкових тіл не є результатом тектонічного розлінзування або будинажу макротіл амфіболітів чи гранітоїдів, а, як свідчать тектонофаціальні дані, є результатом накладеної пластичної деформації (зсувної) на уже готові тіла брекчійоподібної та округлої форми.

2. Змішаний склад та різноманітність геометричних форм "уламкових тіл" (на ділянках низькобальних тектонофацій амфіболітові тіла представлені брекчією, а гранітоїдні – переважно округлими, фактично обкатаними тілами, що нагадують гальку) свідчить про те, що цей матеріал сформувався на різних ділянках. При цьому є підстави вважати, що амфіболітові брекчії утворилися майже на місці, а гранітоїдні мікро- та мезотіла є продуктами віддаленого зносу.

Порфіроподібність зумовлена вкрапленням темноколірних мінералів. Характерною особливістю є шаруватість, обумовлена чергуванням шарків і лінз, потужністю від часток міліметрів до кількох сантиметрів, що різняться за мінеральним складом та структурно-текстурними показниками. Кількість рогової обманки в породі коливається від 10 до 15 %, плагіоклазу – 40-60 %, кварцу – 25-35 %, біотит зустрічається дуже рідко – до 3 %.

На мікрорівні дуже чітко проявлена односистемна впорядкованість мінералів: чим вищий бал тектонофації, тим краще це відображено. Звичайною є картина рукавоподібних утворень: між групою великих, витягнутих в одному напрямку мінералів кварцу, амфіболу, плагіоклазу розташовуються подрібнені, напівобкатані, часто обкатані зерна того ж кварцу та плагіоклазу (рис. 6). Структура дрібно-середньозерниста лепідобластова, текстура лінійна, зумовлена однаковим орієнтуванням зерен амфіболу [4]. Зерна кварцу полігонізуються, виникають новоутворені мінерали, згасання блокове, рідше хвилясте. Розміри коливаються в межах 0,04-2 мм, с:а в середньому становить 1:3. Зерна амфіболу видовжені, однаково орієнтовані, розміром до 4 мм, с:а варіює від 1:3 до 1:10, а в середньому – 1:6.

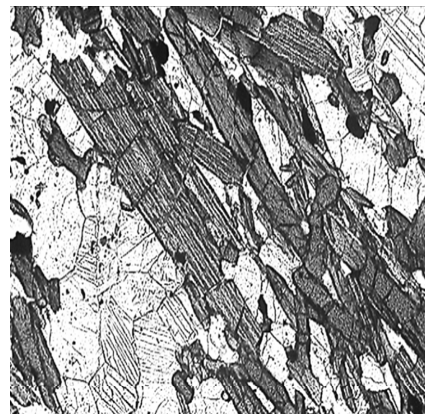


Рис. 7. Впорядковане орієнтування кристалів амфіболу в гнейсі (3^х збільшення)

Якщо скористатися досвідом інших дослідників хаотизованих комплексів інших районів світу, то можна припустити, що амфіболітова брекчія сформувалася за рахунок руйнування в підводних умовах фронтальних частин насувних пластин (такий механізм за А.С Перфільєвим [1] характерний для тектоно-гравітаційних олістостром), а округлі гранітоїдні мікро- та мезотіла переміщувалися з більш віддалених ділянок. Лінійний характер розповсюдження звенигородських конгломератоподібних порід також підтверджує припущення про тектоно-гравітаційне їх походження.

Насамкінець вважаю за необхідне висловити подяку доктору геолого-мінералогічних наук, професору О.І. Лукієнку за організацію досліджень та за консультації з питань тектонофаціальної методології у застосуванні до об'єктів розглянутого типу.

1. Геологическое картирование хаотических комплексов. – М., 1992.
2. Кобзарь В.Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части Украинского щита. – К., 1981.
3. Лукієнко О.І. Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу: Підручник. – К., 2002.
4. Павлов Г.Г., Моляко В.Г. Петрографія метаморфічних порід. – К., 2003.

Надійшла до редколегії 02.06.09

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 550.452.54(447)

А. Войновський, канд. геол.-мінералог. наук,
М. Гейченко, зав. відділу,
В. Жужома, пров. інж.-геолог

МЕТОДИКА ТА ДОСВІД ВИКОРИСТАННЯ ГЕОХІМІЧНОЇ ІНФОРМАЦІЇ ДЛЯ РОЗЧЛЕНУВАННЯ І КОРЕЛЯЦІЇ ДОКЕМБРІЙСЬКИХ КОМПЛЕКСІВ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

Викладено методику та досвід використання геохімічної інформації для визначення генетичного споріднення, розчленування та кореляції утворень раннього докембрію західної частини Українського щита. Показано, що системний аналіз розподілу макро- та мікрокомпонентів дозволяє розділяти чарнокітоїди на три групи, ідентифікувати плагіогранітоїдні породи ряду діорити-гранодіорити-плагіограніти, визначити генетичну природу графітових гнейсів та кальцифіріє.

The technique and experience of using the geochemical data for finding out genetic affinity, dissection and correlation of the early precambrian rocks of the Ukrainian shield are set forth in this article. Authors have shown that the systems analysis of the chemical macro- and micro-components distribution allows to divide charnockitoids into three groups, to identify rocks of diorite-granodiorite-plagiogranite composition, to define origin of graphitic gneisses and calc-silicate rocks.

Вступ. Виконані в останні роки дослідження з узагальнення та аналізу матеріалів геохімічних пошуків і розробки методики складання геохімічних карт масштабів 1:200 000 та 1:50 000 стосовно умов Українського щита (УЩ) показали, що наявна геохімічна інформація може успішно використовуватись як для виявлення ознак проявів рудної мінералізації, так і для розв'язання завдань, безпосередньо пов'язаних із геологічним картуванням, – розчленування та кореляції докембрійських комплексів УЩ.

Методика обробки результатів різних видів геохімічних пошуків у ландшафтних умовах України достатньою мірою відпрацьована і орієнтується на розв'язання таких завдань:

- ✓ виділення локальних аномальних концентрацій та аномальних геохімічних площ у ранзі рудних районів, вузлів та полів;
- ✓ інтерпретацію рудно-формаційного типу прогнозованого зруденіння;
- ✓ оцінку прогнозних ресурсів та ступеня перспективності аномальних геохімічних площ;
- ✓ виділення перспективних площ для проведення пошукових робіт.

В існуючих методиках обробки та інтерпретації результатів геохімічного випробування кристалічних порід для розв'язання завдань власне геологічного картування найбільша увага приділяється визначенню геохімічної спеціалізації геологічних тіл різного ієрархічного рівня в межах окремих тектонічних одиниць: гірська порода, геологічна формація, структурно-формаційний комплекс [8].

Вихідні передумови. В процесі виконання геохімічних досліджень на окремих ділянках Дністровсько-Бузького, Росинсько-Тікицького мегаблоків та Голованівської шовної зони УЩ автори прийшли до висновку, що розчленування та кореляцію утворень докембрійського фундаменту найбільш ефективно можна проводити шляхом системного аналізу петрохімічних та геохімічних даних. Як вихідні матеріали для цієї мети головним чином використовувались ретроспективні результати аналітичного вивчення кристалічних порід і, меншою мірою, дані ревізійного випробування. На основі літературних, фондових та архівних матеріалів створено на магнітних носіях базу геохімічних даних (петро- та геохімічні блоки). В подальшому виходячи з існуючого тектонічного районування та створеної бази геохімічних даних по кожному структурному підрозділу складались

петро- та геохімічні вибірки для кожного типу гірських порід докембрійського фундаменту. За допомогою персональних електронно-обчислювальних машин (ПЕОМ) для кожної геохімічної вибірки розраховувались середній вміст елементів-домішок (у г/т), геохімічна спеціалізація, індикаторні співвідношення пар хімічних елементів (Ni/Co, V/Ni, Ti/Zr, Cr/Ni, Cr/V) та геохімічні коефіцієнти. В петрохімічних вибірках – середній вміст оксидів (у %), петрохімічні коефіцієнти та показники. Оскільки в межах західної частини УЩ найпоширенішими типами порід докембрійського фундаменту є ультраметаморфічні утворення, які формувались унаслідок як натрієвої, так і калієвої стадій гранітизації, для їх розпізнавання, кореляції та визначення спорідненості з вихідними метаморфічними породами у вибірках розраховувались такі геохімічні коефіцієнти, що відображають зміни речовинного складу під час процесів гранітизації. Оскільки в кінцевих продуктах гранітизації кількість K, Si, Ba, Zr, Li та деяких інших металів збільшується, а кількість Mg, Ca, Fe, Co, Cr, Ti, V зменшується, то для розчленування і кореляції ультраметаморфічних порід використовувались коефіцієнти, що відображають ступінь гранітизації. Найбільш інформативними за геохімі-

чними даними є коефіцієнт $V_1 = \frac{Ba \times Zr^2}{Cr \times Ni \times Co}$ та індикаторні співвідношення пар хімічних елементів; за петрохімічними даними – коефіцієнти:

$V_2 = \frac{(SiO_2)^2 \times (K_2O)^2}{FeO \times MgO \times CaO \times TiO_2}$, $V_3 = \frac{(K_2O)^3}{CaO \times MgO \times \Sigma FeO}$,

$$V_4 = \frac{Na_2O + K_2O + SiO_2}{Fe_2O_3 + FeO + MgO + CaO + TiO_2}$$

та показники: $\Sigma = Na_2O + K_2O$, $V_5 = K_2O / Na_2O$ [17-9].

Результати досліджень. Виконаний системний аналіз розподілу макро- та мікроелементів у метаморфічних та ультраметаморфічних породах західної частини УЩ показав:

1. Метаморфічні породи тиврівської та беззінської товщ дністровсько-бузької серії палеоархею Верхнього Побужжя в цілому принципово не відрізняються. Як виняток є тільки графітові гнейси та силікатно-карбонатні породи (мармури, офікальцити, кальцифірі), які за вмістом сидеро-халькофільних і літофільних

елементів та за значеннями індикаторних співвідношень пар хімічних елементів і геохімічних коефіцієнтів можна розглядати як метасоматичні утворення. У Середньому Побужжі силікатно-карбонатні породи локалізуються в утвореннях хащувато-завалівської світи бузької серії неогархею в асоціації із безрудними та залізистими кварцитами і графітовими гнейсами. Кальцифіри мають вапняно-магнезійний склад та сильну позитивну

халько-літо-суттєво сидерофільну геохімічну спеціалізацію. За вмістом рідкісноземельних елементів, значеннями індикаторних співвідношень пар хімічних елементів та геохімічних коефіцієнтів, кальцифіри Середнього Побужжя також можна класифікувати як метасоматичні утворення [2].

2. Серед чарнокітоїдних порід Дністровсько-Бузького мегаблоку виділяються три групи (рис. 1).

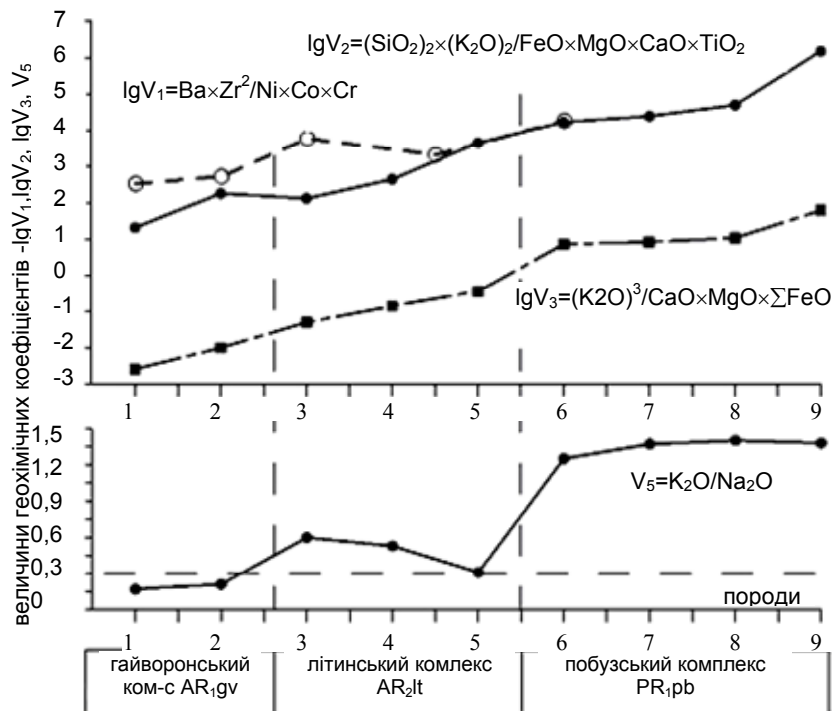


Рис 1. Графіки зміни величин геохімічних коефіцієнтів у різновікових чарнокітоїдних породах Дністровсько-Бузького мегаблоку.

Комплекси та гірські породи: I. Гайворонський комплекс – AR₁gv (ділянка Гайворон-Завалля): 1 – меланократові ендербіто-гнейси; 2 – лейкократові ендербіто-гнейси. II. Літинський комплекс – AR₂lt (Лукашівська ділянка): 3 – ендербіт-мігматити; 4 – меланократові ендербіти; 5 – лейкократові ендербіти. III. Побузький комплекс – PR₁pb. Верхнє Побужжя: 6 – чарнокіти; Середнє Побужжя: 7 – чарноендербіти; 8 – чарнокіти; 9 – "лейкократові грануліти"

Перша – низьколужні бімодальні ендербіто-гнейси Середнього Побужжя калієво-натрієвої серії із співвідношенням $K_2O/Na_2O=0,17-0,24$ та підвищеним вмістом нікелю, хрому. Дані породи за цим показником тожні з ранніми доскладчастими ендербітами грануліт-гнейсових областей інших регіонів Землі. Друга – низько- і середньолужні ендербіт-мігматити та бімодальні ендербіти Верхнього та Середнього Побужжя калій-натрієвої серії із величинами співвідношення $K_2O/Na_2O=0,31-0,7$. За хімічним складом, як і породи першої групи, меланократові різновиди відповідають кварцовим діоритам, лейкократові – гранодіоритам і тронд'ємітам. За вмістом лугів ($K_2O+Na_2O=4,69-7,27\%$) деякі різновиди порід даної групи близькі до "сірих гнейсів", але на відміну від останніх мають більш високий вміст калію ($K_2O/Na_2O=0,31-0,7$). За аналогією з іншими регіонами вони можуть розглядатись як після-складчасті ендербіти. Третя – середньо- та високолужні двопольовошпатові чарнокіти Верхнього та Середнього Побужжя натрій-калієвої серії. Їх хімічний склад невідтриманий і залежно від ступеня прояву в них калієвого метасоматозу змінюється від гранодіоритового до лужноземельного гранітового. За вмістом лугів ($K_2O+Na_2O=7,01-7,98$) дані породи суттєво відрізняються від попередніх двох груп. Важливою їх особливістю є

ріст вмісту калію ($K_2O/Na_2O=0,97-1,4$), барію та стронцію з паралельним зменшенням вмісту кальцію, магнію та заліза. До даної групи також входять висококременисті середньолужні метасоматичні утворення Верхнього та Середнього Побужжя – лейкоендербіти та "грануліти лейкократові", які за хімічним складом наближаються до жильних гранітних порід (гранітовий апліт), але мають дещо меншу лужність ($K_2O+Na_2O=7,13-7,17\%$) при приблизно тому ж співвідношенні калію та натрію ($K_2O/Na_2O=1,23-1,38$). У межах блоку дані утворення мають підпорядковане поширення [3, 5].

3. Плагіогранітоїдні породи неогархеї-палеопротерозойського віку ряду: діорити – гранодіорити – плагіограніти західної, центральної та східної частин Росинсько-Тікицького мегаблоку за значеннями геохімічних коефіцієнтів практично ідентичні (рис. 2). Деякі відміни фіксуються між плагіогранітоїдами західної та східної частин мегаблоку за характером геохімічної спеціалізації. Останнє, вірогідно, пов'язане із особливостями речовинного складу супракрустальних порід, за рахунок яких формувались плагіогранітоїдні утворення. Також встановлено ідентичність плагіогранітоїдів Росинсько-Тікицького мегаблоку та Тилігульського блоку, що може свідчити про наявність так званої "Синицької протоки", яка об'єднує ці ультраметаморфічні утворення [4, 6].

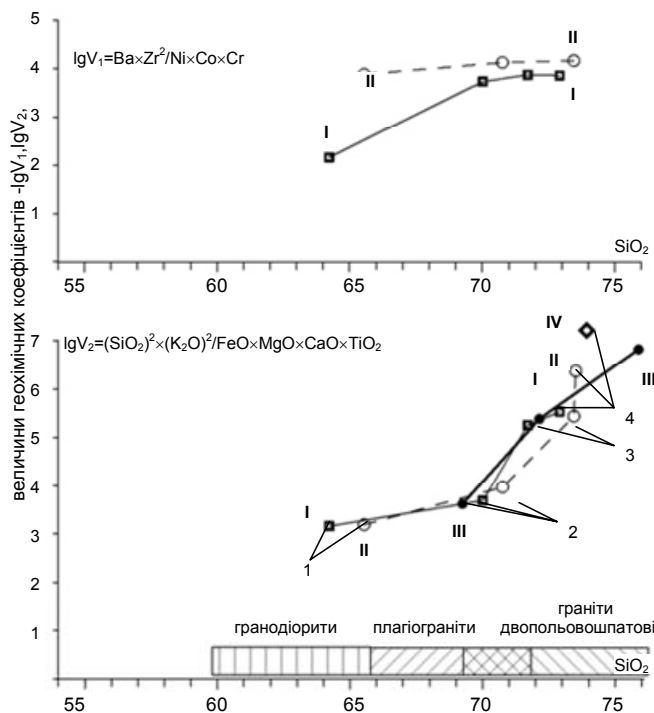


Рис. 2. Зіставлення графіків зміни величин геохімічних коефіцієнтів гранітоїдів ряду гранодіорити (1), плагіограніти (2), двопольовошпатіві граніти (3), пегматоїдні граніти (4) південно-східної частини Росинсько-Тикицького мегаблоку (I), Тилігульського блоку (II), Синицівсько-Савранської підзони (III) та Янишівського масиву (IV)

Висновки. Отриманий досвід з використання поточних та ретроспективних матеріалів геохімічного вивчення порід докембрійського фундаменту для їх типізації, розчленування, кореляції та визначення потенційної рудоносності показує, що системний аналіз розподілу макро- та мікрокомпонентів у метаморфічних та ультраметаморфічних утвореннях дозволяє розв'язувати ці питання більш успішно.

1. Войновський А.С., Жужома В.М., Калініна Г.В. Про можливість використання петро- та геохімічної інформації для розчленування та кореляції докембрійських комплексів Українського щита при геологічному картуванні // Сучасний стан і задачі розвитку регіональних геологічних досліджень (матеріали III науково-виробничої наради геологів-зйомщиків України). – К., 2005. – С. 65-69. 2. Войновський А.С., Гейченко М.В., Жужома В.М. та ін. Геохімічна характеристика метаморфічних та ультраметаморфічних порід докембрію північної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського щита // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2006. – №2. – С. 16-31. 3. Войновський А.С., Гейченко М.В. Поведінка хімічних елементів при процесах гранітизації гірських порід (на прикладі

Дністровсько-Бузького та Росинсько-Тикицького мегаблоків Українського щита) // Геологія та питання геологічного картування і вивчення докембрійських утворень Українського щита: Матер. IV науково-виробничої наради геологів-зйомщиків України. – Дніпропетровськ, 2007. – С. 118-119. 4. Войновський А.С., Жужома В.М. Геохімічна характеристика плагіогранітоїдних порід докембрію Росинсько-Тикицького мегаблоку Українського щита // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2008. – №1. – С. 25-37. 5. Войновський А.С., Жужома В.М., Зюльц В.В., Чурубров С.С. Петро- та геохімічні особливості чарнокітоїдів Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського щита // 36. наук. праць УкрДГРІ. – 2008. – №4. – С. 33-49. 6. Войновський А.С., Шеварц Г.А., Безвинний В.П. та ін. Речовинний склад гранітоїдів докембрію Синицівсько-Савранської підзони (Середнє та Південне Побужжя) // Мінеральні ресурси України. – 2009. – №1. – С. 24-29. 7. Кулиш Е.А., Горлицкий Б.А. Петрохимия докембрійских комплексов Украинского и Алданского щитов. Киев, 1989. 8. Методичні рекомендації для складання геохімічних карт (геохімічної спеціалізації геологічних утворень докембрійського фундаменту та прогнозно-геохімічної) масштабів 1:200 000 та 1:50 000 стосовно умов Українського щита // А.С.Войновський, В.М.Жужома, Г.В. Калініна та ін. Київ, УкрДГРІ, 2006. – 96 с. 9. Миловський А. В., Матвеева С. С., Леоненко Е. И. Гранитизация горных пород. М., 1985.

Надійшла до редколегії 25.05.09

УДК 550.4

С. Шнюков, д-р геол. наук, І. Лазарева, канд. геол. наук,
О. Хлонь, інж., О. Митрохин, канд. геол. наук,
Ю. Гасанов, пров. інж., В. Морозенко, канд. геол. наук

ГЕОХІМІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ МАГМАТИЧНОЇ СИСТЕМИ ВУЛКАНІЧНОГО ОСТРОВА ДЕСЕПШЕН (ЗАХІДНА АНТАРКТИДА): ПРИНЦИПИ ТА ЗАДАЧІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

Сформовано новий об'єднаний банк аналітичних даних (n=204), що репрезентує головні породні різновиди до- та посткальдерного етапів розвитку вулканічного комплексу острова Десепшен (Західна Антарктида). Розроблено та попередньо апробовано принципову методику моделювання відповідних магматичної та магматогенно-гідротермальної систем. Попередньо оцінено Р-Т умови та флюїдний (H₂O) режим еволюції вулканічного комплексу.

A new representative geochemical data set (n=204) for pre- and post-caldera rocks of the Deception Island volcano (Western Antarctica) was formed. Pilot version of procedure for geochemical modeling of magmatic system as well as corresponding magmatic-hydrothermal one was realized. Obtained results permit to preliminary evaluate the P-T-fluid (H₂O) regime of volcanic evolution.

Вступ. Серед ендегенних рудоутворюючих систем найважливіше значення мають магматичні та спряжені з ними магматогенно-гідротермальні. Геохімічне моделювання процесу їх виникнення та подальшого розвитку

(магматичної еволюції) має велике значення для розв'язання задач різного масштабу. Типовим їх переліком у дещо скороченому варіанті відносно [5, 6, 7] є: (1) визначення механізму утворення серій магматичних

© Шнюков С., Лазарева І., Хлонь О., Митрохин О., Гасанов Ю., Морозенко В., 2011

гірських порід (фракційна кристалізація, часткове плавлення тощо); (2) встановлення поведінки мікроелементів у процесі магматичної еволюції; (3) оцінка фізико-хімічних умов формування та функціонування магматичних систем; (4) оцінка їх спроможності до генерації рудоносних флюїдів та формування відповідних рудних родовищ (пегматитового, грейзенового, гідротермального та інших типів як у [5, 6, 7], або малокоонтрастних геохімічних аномалій згідно з випадком, який розглядається нижче); (5) незалежна контрольна перевірка результатів моделювання, яка полягає у співставленні "моделних" (розрахованих) концентрацій елементів з їх "модальним" (спостереженим) вмістом у рудних (геохімічно збагачених) зонах. Критерієм валідності результатів моделювання є узгодженість результатів контрольної перевірки.

Вулканічний комплекс острова Десепшен (Західна Антарктида) та гідротермально змінені вулканогенні осади його кальдери (фактично закрыта система), що несуть досить слабкі, у порівнянні з "рудним" випадком [7], але реальні геохімічні аномалії, які у достатньо контрастному вигляді для порівняння згідно з п. (5) можуть бути одержані за спеціальною технологією [8], є майже ідеальним прикладом для апробації та розвитку запропонованої в [5, 6, 7] методології геохімічного моделювання. Це й зумовлює актуальність досліджень цієї роботи.

Мета та задачі роботи. Загальною метою роботи є створення геохімічної моделі магматичної та відповідної магматогенно-гідротермальної систем острова Десепшен для з'ясування умов її функціонування. Досягнення цієї мети потребує розв'язання таких задач: (1) одержання та систематизація вихідної петрогеохімічних інформації (створення банку геохімічних даних); (2) оцінка якості вихідних даних (якості визначення концентрацій елементів в петротипах); (3) оцінка репрезентативності даних створеного геохімічного банку; (4) розробка конкретної (адаптованої) методики геохімічного моделювання магматичної та магматогенно-гідротермальної систем о-ва Десепшен відповідно до викладених у вступі загальних задач та посилань; (5.) апробація розробленої методики моделювання, в тому числі запропонованих критеріїв валідності його результатів. У цій роботі, яка є першою в серії, що передбачається, декларовані задачі розв'язуються, звичайно, лише частково.

Геологічна позиція, загальний склад та будова вулканічного комплексу Десепшен. Острів Десепшен розташований в північно-західній частині протоки Брендсфільд – задугового крайового басейну, що активно розширюється. Протока закладена між Антарктичним півостровом і архіпелагом Південно-Шетландських островів. Її утворення та появу в її осьовій частині активних вулканів пов'язують з початковою стадією рифтингу в тилу Південно-Шетландської островної дуги [21]. Острів має вигляд скелястої дуги з максимальними висотами понад 500 м. Наземна частина сформована складною вулканогенною серією, що включає лави і пірокласти до та післякальдерного етапів розвитку [18, 19]. Структура кальдери поблизу поверхні вивчена за допомогою сейсмічних даних. Геологічні і геофізичні дослідження демонструють, що до формування протоки Брендсфільд Південно-Шетландські острови складали єдине ціле з Антарктичним півостровом [2]. Час розкриття протоки є дискусійним, але палеомагнітні дані вказують на те, що басейн сформувався менше ніж 4 млн р тому [10].

Згідно з сучасними уявленнями, острів Десепшен являє собою складний багатофазний стратовулкан з центральною депресією кальдерного типу, що утворилася в результаті обвалення по системі дугових розломів [18, 19]. Острів має форму неправильного кола діамет-

ром 13-15 км з внутрішнім басейном глибиною 50-180 м, що виповнює кальдерну западину. Пухкі неконсолідовані і погано консолідовані осади, які містять значні об'єми лав і туфів, на глибині 0.6-1.4 км підстиляються консолідованими осадовими породами і лавами [12]. У глибинній будові земної кори, що підстилає вулканічну структуру острова, встановлено вертикальну і латеральну неоднорідність [12]. За даними різних дослідників виділяються три етапи розвитку вулканічної структури: докальдерний, синкальдерний та посткальдерний [18, 21].

Склад лав вулканічного комплексу змінюється від олівінових базальтів, андезібазальтів і андезитів до дацитів і ріодацитів [21]. Переважають базальти та андезібазальти, вулканіти середнього і кислого складів мають обмежене розповсюдження. *Базальти* збагачені плагіоклазом і звичайно містять 5-10 % фенокристових вкрапленників, але зустрічаються й ефірові різновиди. Зональні фенокристи основного плагіоклазу (An_{66-83}) переважають над олівіном (Fo_{70-83}) і авгітом, ортопіроксен відсутній. Для базальтів характерною є інтергранулярна або інтерсерціальна структура основної маси, складеної плагіоклазом (An_{44}), клинопіроксеном (авгітом або піжонітом), олівіном і титаномagnetитом. *Андезібазальти* містять фенокристали андезину (An_{42-35}), авгіту ($Wo_{41}En_{40}Fs_{19}$) і, в меншій кількості, піроксену. Олівін звичайно відсутній. *Андезити і дацити* характеризуються незначним вмістом фенокристових вкрапленників в інтерсерціальній або інтергранулярній основній масі. Фенокристи представлені олігоклазом (An_{19-28}), авгітом ($Wo_{40}En_{36}Fs_{24}$), а також рідкісними олівіном (Fo_{36-37}) та гіперстеном (En_{52}). *Ріодацити* містять до 20 % вкрапленників. У складі фенокристів переважає олігоклаз, однак звичайно присутні гіперстен, авгіт, фаяліт і рудні мінерали. Основна маса має трахітову або гіалінову структуру [21]. Пірокластичні утворення комплексу представлені несцементованою та слабкосцементованою тефрою – лапіями та вулканічним попелом у найбільш молодих формаціях, а також лігифікованими попеловими, лапільовими та бриловими туфами, гіалокластовими брекчіями і аглютинитами – в більш древніх формаціях. Петрографічний склад незмінених пірокластів загалом відповідає лавам, що пов'язані з ними. В докальдерних пірокластичних породах широко проявлене явище палагонізації з утворенням вторинних мінералів – смектитів, оксидів заліза, цеолітів тощо [15].

Осади кальдери (Порт Фостер) загалом збагачені легкими рідкісноземельними елементами та представлені двома групами, які утворені за рахунок [17]: (1) руйнування посткальдерних утворень; (2) докальдерних вулканітів. Перша група характеризується високим вмістом Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Li, Rb, Ba, Y та As, а також високим відношенням Sr/Ca. У межах цієї групи виділяються три підгрупи: з підвищеними концентраціями Cr, Co та V; з підвищеними концентраціями Y, Pb, і Zn; проміжна між двома першими. Для другої групи характерними є підвищені вмісти Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , Sr, Sc, Cr, Ni, Co, Cu, V та W, а також низьке відношення Sr/Ca. В її межах також виділяються дві геохімічні підгрупи.

Розподіл елементів у осадах значною мірою ускладнений за рахунок діяльності магматогенно-гідротермальної системи комплексу Десепшен, аж до формування геохімічних аномалій, які просторово співпадають з проявами сучасної фумарольної активності [17].

Первинний фактичний матеріал та оцінка його якості. Для створення геохімічної моделі магматичної та магматогенно-гідротермальної системи острова Десепшен і з'ясування умов її функціонування сформовано об'єднаний банк аналітичних даних ($n=204$), представлений

двома блоками, що репрезентують головні породні різновиди всіх етапів розвитку вулканічного комплексу:

1. Літературні дані – результати досліджень Британської Антарктичної служби [11, 21], аргентинських [9] та іспанських [17] дослідників. Цими дослідженнями, тією чи іншою мірою, охоплено більшість породних різновидів досліджуваного комплексу. Але обсяг та репрезентативність цих даних не є достатніми для моделювання.

2. Репрезентативна вибірка з 49 зразків гірських порід до- та посткальдерного етапів розвитку вулканічного комплексу, яка одержана співробітниками геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка в ході експедицій 2004-2005 рр. Обидва блоки суттєво доповнюють один одного.

Критеріями оцінки якості літературних даних слугували:

Достатня геологічна обґрунтованість точок відбору проб, їх, принаймні, геологічна репрезентативність та достатньо високий рівень петрографічного дослідження петротипів, що опробувались.

Визначення в пробах усіх петрогенних та максимально широкого комплексу мікроелементів з різними коефіцієнтами розподілу мінерал/розплав.

Виконання аналітичних та всіх інших досліджень сучасними методами в провідних наукових установах. При одержанні доповнюючих оригінальних даних, звичайно, виконувались усі перелічені три умови. Додамо лише, що аналітичні дослідження базувались на сучасному кількісному XRF, а якість визначення концентрацій постійно контролювалась за допомогою використання комплексу незалежних стандартних зразків, що забезпечило об'єктивний поточний контроль випадкової та систематичної похибок аналізу.

Станом на сьогодні, сформований об'єднаний банк аналітичних даних (n=204) за повнотою та якістю є найбільш репрезентативним і мінімально достатнім для реалізації подальшої багатетапної процедури геохімічного моделювання (рис. 1, а).

Принципова методика геохімічного моделювання та її попередня реалізація. Методика моделювання магматичної та магматогенно-гідротермальної системи острова Десепшен базується на принципах, викладених у роботах [5, 6, 7]. (У цих роботах розміщені й необхідні додаткові посилання). Вона адаптована до умов об'єкту та реалізована як приклад (демонстративна версія) в розрахунку на спрощений варіант банку даних [21] з можливістю подальшого розвитку. Охарактеризуємо етапи моделювання та їх принципи положення:

На *першому етапі* здійснено вибір механізму магматичної еволюції. Як реперні обрано мікроелементи з найбільш контрастною та монотонною поведінкою – несумісний цирконій та сумісний стронцій (рис. 1, б). Як провідний фактор магматичної еволюції для магматичної серії о-ва Десепшен обрано механізм фракційної кристалізації, який для випадку поведінки мікроелементів з постійними комбінованими коефіцієнтами розподілу описується рівнянням Релея:

$$C = C_0 \cdot f^{D-1}, \quad (1)$$

де C – концентрація елемента в розплаві (рідкій фазі системи), C_0 – початкова концентрація елемента у вихідному розплаві, D – комбінований коефіцієнт розподілу елемента, f – масова частка рідкої фази (розплаву) в системі.

Вибір фракційної кристалізації як провідного механізму магматичної еволюції вулканічного комплексу Десепшен підтверджується відомим [4] тестом – лінійною кореляцією логарифмів концентрацій елементів з типовою монотонно-протилежною поведінкою в процесі кристалізації розплаву. Треба зауважити, що параметри рівнянь, які апроксимують ці залежності, відповідають моделі

фракційної кристалізації, добре узгоджуються з прийнятим значенням $D_{Sr} = 2.0$ $D_{Zr} = 0.1$ [1, 4]. Це підтверджує вірність вибору "реперних" елементів та відносну сталість їх ефективних комбінованих коефіцієнтів розподілу.

На *другому етапі* побудовано модель поведінки петрогенних та мікрокомпонентів у ході магматичної еволюції (кристалізації первинного розплаву в магматичній камері). Значення f (масової частки розплаву в системі) на момент відокремлення кожної гіпотетичної порції залишкового розплаву, якій відповідає конкретний тип порід, були розраховані за концентраціями несумісного Zr в породах (C_{Zr}) з використанням рівняння (1) у такий спосіб:

$$f = (C/C_0)^{1/(D-1)} = (144/C_{Zr})^2 \quad (2)$$

При цьому були прийняті: $D_{Zr} = 0.1$ та $C_0^{Zr} = 144$ ppm (мінімальний рівень концентрації Zr в серії порід, що досліджувалася).

У результаті, для мікроелементів одержано набір рівнянь типу $y = ax^b$, де, відповідно до рівняння (1), $a = C_0$, $b = D-1$. Для головних компонентів розплаву залежності апроксимовано поліноміальними рівняннями. Таким чином, ця система рівнянь (графічні приклади див. на рис. 1, в, г) містить всю необхідну інформацію про склад первинного розплаву та його геохімічну еволюцію в процесі розвитку магматичної системи.

На *третьому етапі* здійснено оцінку температурних умов магматичної еволюції. Для цього залучено рівняння розчинності апатиту в силікатних розплавах [20]:

$$\ln D_P^{Ap/L} = [-3.1 - 12.4 \cdot (SiO_2 - 0.5)] + [8400 + 26400 \cdot (SiO_2 - 0.5)] \cdot T^{-1} \quad (3)$$

де $D_P^{Ap/L} = P^{Ap}/P^L$, P^{Ap} , P^L – концентрації P (ppm, wt%) у стехіометричному апатиті та розплаві відповідно, SiO_2 – масова частка кремнезему в розплаві, T – абсолютна температура (K).

Монотонне зниження концентрації фосфору, яке вказує на появу у складі кристалізату нової мінеральної фази – апатиту, встановлено лише для діапазону $f = 0.277 - 0.172$ (рис. 1, в), тобто на заключній стадії магматичної еволюції. Тому, користуючись рівнянням (3), розраховано температурний режим для цього діапазону, а потім, шляхом екстраполяції, визначено температуру початкового розплаву (рис. 1, д). Одержане рівняння описує температурний режим глибинної магматичної системи о-ва Десепшен і надає можливість розраховувати температуру для будь-якого значення f . Отже, модельна температура початку кристалізації (T_{model}) становить приблизно $1200^\circ C$, а температура для значення $f = 0.192$, що відповідає моменту зміни апатиту на монацит (точка інверсії рідкісних земель), складає приблизно $900^\circ C$.

На *четвертому етапі* проведено оцінку вмісту води в залишковому розплаві (C_{H_2O}) для значення $f = 0.192$, що відповідає моменту зміни апатиту на монацит, користуючись рівнянням розчинності монациту в силікатних розплавах [16]:

$$\ln REE^L = 9.50 + 2.34 \cdot D + 0.3879 \cdot (H_2O)^{0.5} - 13318 \cdot T^{-1} \quad (4)$$

де REE^L – LREE [сума концентрацій у розплаві "легких" рідкісноземельних елементів (La – Gd, за виключенням Eu), нормованих на їх атомні маси],

$$D = \frac{Na + K + Li + 2Ca}{Al \cdot (Al + Si)} \quad (\text{катионне відношення в розплаві}),$$

H_2O – вміст води в розплаві (wt%), T – абсолютна температура (K).

Рівняння (2), при відомих значеннях $C_{H_2O} = 12.33$ wt%, $f = 0.192$ та $D_{H_2O} = 0.1$, надає можливість розрахувати

концентрацію води у первинному розплаві, яка складає, згідно з проведеними розрахунками, $C_0^{H_2O} = 2,79 \text{ wt\%}$.

Використовуючи рівняння (1), побудовано модельну криву зміни вмісту води в ході магматичної еволюції (рис. 1, е). Точка її перетину з рівнем розчинності води в гранітному розплаві [14] за даних Р-Т умов ($T_{\text{model}} \sim 950^\circ\text{C}$ при $f \sim 0,17$ та $P_S \sim 9\text{--}10$ кбар, див. нижче) відповідає насиченню останнього цим головним флюїдним компонентом та початку відокремлення мінералізованого водного флюїду, вплив якого при подальших дослідженнях буде розглядатися як головна причина виникнення малокоонтрастних геохімічних аномалій в осадах кальдери.

Додамо, що літостатичний тиск (P_S) на рівні магматичної камери вулканічного комплексу Десепшен обчислений згідно з результатами моделювання ($T_{\text{model}} \sim 1200^\circ\text{C}$ при $f = 1$, $C_0^{H_2O} = 2,79 \text{ wt\%}$) та існуючими експериментальними даними [3]. Одержане попереднє значення ($P_S = 9\text{--}10$ кбар) відповідає положенню магматичної камери на глибині близько 30 км, тобто верхньомантийному рівню при потужності кори 5-15 км.

Висновки та коротке обговорення результатів досліджень. Таким чином, у роботі сформульовано цілі та задачі дослідження вулканічного комплексу о-ва Де-

сепшен, запропоновано та апробовано принципові рішення геохімічного моделювання відповідних магматичної та магматогенно-гідротермальної систем з оцінкою адекватності результатів. Одержано перші дані щодо глибинних Р-Т умов та флюїдного (H_2O) режиму еволюції вулканічного комплексу.

Подальше моделювання передбачає розрахунок концентрацій мікроелементів у мінералізованому флюїді та відповідних продуктах гідротермальної переробки осади кальдери. Як визначено вище, важливим критерієм оцінки адекватності побудованої моделі природному об'єкту буде узгодженість модельних концентрацій мікроелементів з їх модальними аналогами. Враховуючи невисокі реальні концентрації елементів у зафіксованих аномаліях, реалізація цього критерію вимагає застосування спеціальної методики для виокремлення "гідротермального" внеску в мікроелементний склад осади кальдери. Можливий інструмент розв'язання цієї проблеми – застосування методик прецизійного урахування геохімічного фону [8].

Але зауважимо [5], що остаточна перевірка результатів подібних досліджень можлива лише шляхом комплексного геохімічного моделювання еволюції магматичних систем та земної кори відповідних регіонів.

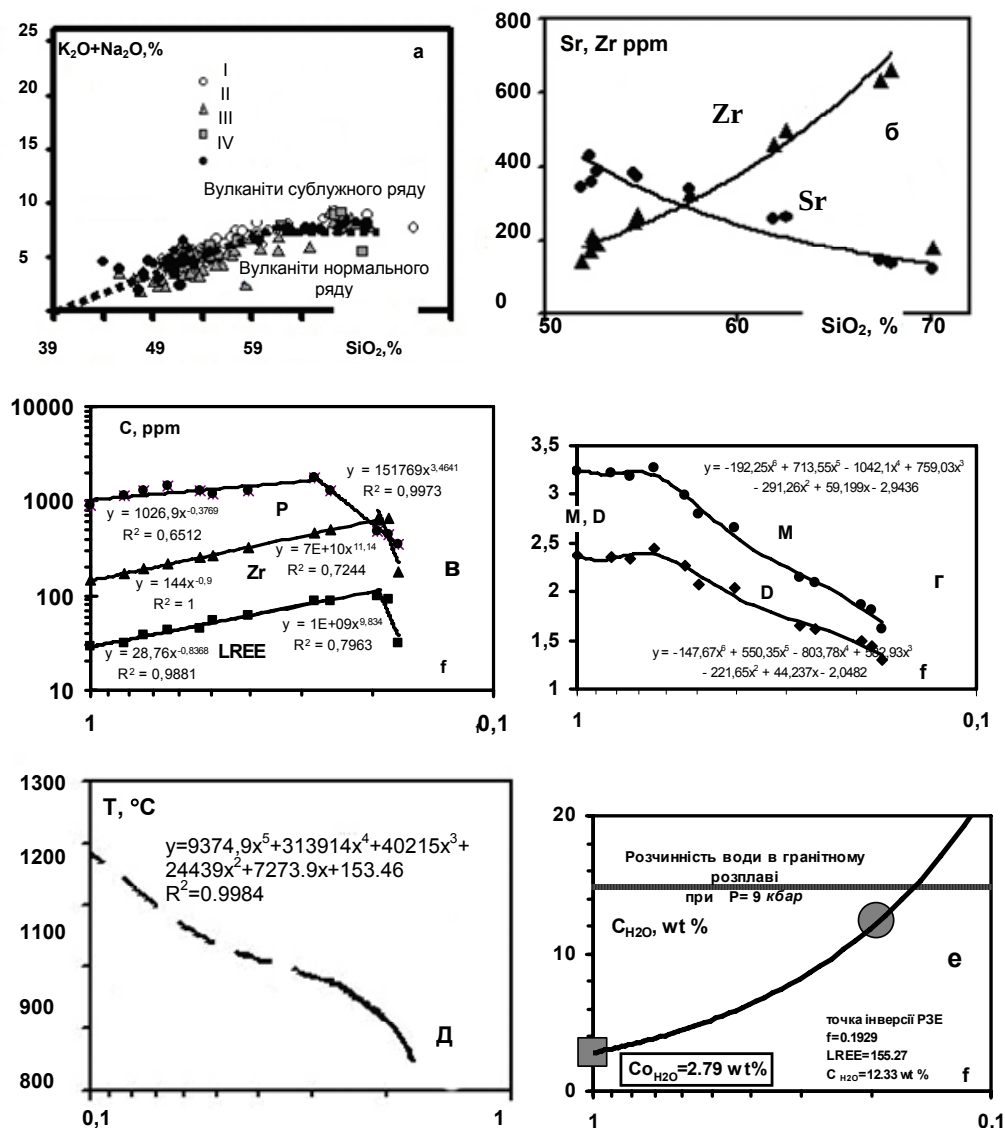


Рис. 1. Графічне відображення вихідних даних та одержаних результатів моделювання. Додаткові пояснення див. у тексті. а) I – Baker et al, 1975; II – Aparicio, 1997; III – Weaver et al, 1979; IV – КНУТШ, 2005

1. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. – М., 1984. 2. Бахмутов В.Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: Современные представления // Украинский Антарктический журнал. – 2006. – № 4-5. – С.52-63. 3. Перчук Л.Л. Система щелочной базальт-вода. II. Поверхность ликвидуса в интервале давлений 1 атм – 20 кбар // Очерки физико-химической петрологии. – М., 1985. – Вып. XIII. – С. 66-80. 4. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. – М., 1975. 5. Шнюков С.Е. Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации // Геофиз. журн. – 2002. – № 6. – С. 201-219. 6. Шнюков С.Е. Наскрізни акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2001. – № 1-2. – С. 41-53. 7. Шнюков С.Е., Лазарева І.І. Геохімічне моделювання в дослідженні генетичного зв'язку магматичних комплексів та просторово асоціюючих з ними гідротермально-метасоматичних рудних родовищ // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2002. – № 1-2. – С. 128-143. 8. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Заяц О.В., Савенок С.П., Клеценко С.А. Инструментальный учет фоновых условий при геохимическом картировании литологически неоднородных территорий (на примере участка дна Черного моря) // Геологические проблемы Черного моря. – К., 2001. – С. 165-184. 9. Aparicio A., Risso C., Viramonte J.G., Menegatti N. & Petrinovic, I. El volcanismo de isla Decepcion (Peninsula Antartica) // Bol. Geol. Minero. – 1997. – V. 108. – P. 235-258. 10. Ashcroft W.A. Crustal structure of the South Shetland Islands and the Bransfield Strait // British Antarctic Survey Scientific Reports. – 1972. – V. 66 – P. 1-43. 11. Baker P. E., I. McReath M. R. Harvey, M. J. Roobol, and T. G. Davies, The Geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island // British

Antarctic Survey Scientific Reports. – 1975/ – V. 78. 12. Grad M., Guterch A., Sroda P. Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica // Antarctic Science. – 1993. – N 4 – P. 469-476. 13. Harrison T.M., Watson E.B. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1984. – V. 48, N 7. – P. 1467-147. 14. Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. Maximum and minimum water content of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // Lithos. – 2001. – V.56.–P. 1-14. 15. Marti J., Baraldo A. Pre-caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands). Antarctic Science. – 1990. – V.2. – P. 345-352. 16. Montel J.M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas // Chemical Geology. – 1993. – V. 110.–P. 127-145. 17. Samoja L., Martinez-Frias J., Smellie J.L., Rey J., Maestro A. Evidence for hydrothermal venting and sediment volcanism discharged after recent short-lived volcanic eruptions at Deception Island, Bransfield Strait, Antarctica // Marine Geology. – 2004. – V.203. – P. 119-140. 18. Smellie J.L. Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands // British Antarctic Survey Scientific Reports. – 1988. – V. 81 – P. 83-85. 19. Smellie J.L. Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands // Antarctic. Sci. – 2001. – V.13. – P.188-209. 20. Watson E.B., Pankhurst R.J., Tarney J. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: The Quaternary volcanics of Bransfield Strait, from South Shetland Islands // Contrib. Mineral. Petrol. – 1979. – V. 68. – P. 151-169.

Надійшла до редколегії 03.06.09

УДК 550.42:546.4

Э. Жовинский, д-р геол.-минералог. наук,
Н. Крюченко, канд. геол. наук

СОЛЕВЫЕ ОРЕОЛЫ И ИХ ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол.-минералог. наук, проф. М.И.Толстым)

Установлена связь вторичных солевых ореолов рассеяния химических элементов с рудными объектами на территории Украинского щита; рассчитаны основные формы миграции химических элементов и доказано, что при геохимических поисках за подвижными формами химических элементов индикаторными есть катионные и анионные формы, что позволяет наиболее эффективно проводить локальное прогнозирование и поиски полезных ископаемых.

Interrelation of the second salt halos of dispersion of chemical elements with ore objects on territory of the Ukrainian shield (US) is set. The basic forms of migration of chemical elements are calculated. It is proved that at the geochemical exploration by the mobile forms of chemical elements of indicators are cation and anion forms, that allows most effectively to conduct local prognostication and exploration of minerals.

Предисловие. Геохимические методы поисков полезных ископаемых широко применялись на территории Украины в 50-70 годах XX в. В этот период высокая эффективность использования литогеохимических методов поисков по первичным и вторичным механическим ореолам рассеивания подтверждалась открытием большинства месторождений, расположенных вблизи земной поверхности. Но в условиях современной высокой антропогенной нагрузки и перехода к поискам полезных ископаемых глубинного залегания, использование существующих геохимических методов становится малоэффективным, а поиски полезных ископаемых требуют значительного увеличения объемов глубинного геохимического картирования и горных работ, что резко увеличивает стоимость работ.

Изучение условий образования вторичных солевых ореолов рассеяния химических элементов, выявление их связи с рудными телами глубокого залегания и их прогнозная оценка – одна из актуальных проблем поисковой геохимии, решение которой позволит более эффективно и с наименьшими затратами проводить поисковые и геолого-разведочные работы на территории Украины.

Выходные условия. Научные основы геохимических методов поисков были заложены работами выдающихся ученых – В.И. Вернадского, В.М. Гольдшмидта, А.Е. Ферсмана, А.П. Виноградова, Ю.Е. Саета. Первые принципы геохимических методов и понятие "ореол рассеяния" были сформулированы Н.И. Сафроновым (в 1936 г). Эти принципы получили развитие в разрабо-

тке следующих геохимических методов поисков: почвенно-гидрогеохимического (Н.И. Долуханова); частичного фазового (А.Д. Миллер, Г.А. Вострокнутова); сорбционно-солевого (С.П. Абдул); фазового анализа (Л.В. Антропова, Н.А. Разенкова). Эффективность геохимических методов поисков по вторичным солевым ореолам отдельных элементов была показана на примере многих месторождений полезных ископаемых – йода и брома (А.Д. Миллер, 1963), ртути (В.З. Фурсов, 1978), фтора (Э.Я. Жовинский, 1979) и др.

В результате взаимодействия горной породы (минерала) с подземными водами происходит нарушение равновесия твердая фаза – раствор: вокруг рудного тела образуются ореолы разных форм химических элементов, которые при процессах диффузии и фильтрации достигают дневной поверхности и образуют вторичные солевые ореолы. Как было установлено, при литогеохимических поисках наиболее целесообразно использовать не суммарное содержание химических элементов, а определенные индикаторные формы [1], источником которых могут быть непосредственно рудные объекты.

Постановка задачи. Целью исследований была разработка научных основ определения связи вторичных солевых ореолов рассеяния химических элементов с рудными объектами на территории Украинского щита (УЩ), которые позволяют наиболее эффективно и с наименьшими затратами проводить локальное прогнозирование и поиски полезных ископаемых на указанной территории. Достижению этой цели способствовало ре-

шение таких задач: 1) анализ физико-химических особенностей разных типов почв на территории УЩ с целью установления основных закономерностей миграции разных форм химических элементов в поверхностных отложениях; 2) выявление возможностей применения геохимических методов поисков полезных ископаемых по солевым ореолам рассеивания; 3) установление возможности образования вторичных солевых ореолов над рудопроявлениями на территории УЩ.

Геохимические исследования. Исследования связи вторичных солевых ореолов с рудными объектами были проведены в разных физико-географических зонах.

Эффективность внедрения геохимических методов поисков полезных ископаемых зависит от ландшафтно-геохимических условий, рельефа и геологического строения территории, особенностей осадочных пород и многих других факторов. Рудные месторождения на территории УЩ, имеющие выход на уровень древнего эрозионного среза, перекрыты чехлом осадочных отложений и поиск их в связи с этим значительно затруднен. Общая закономерность изменения мощности осадочных пород в пределах территории УЩ – уменьшение в долинах современной гидросети и увеличение на водоразделах. В современных долинах осадочные породы представлены преимущественно четвертичными отложениями, залегающими непосредственно на кристаллических породах. Мощность их по большей части не превышает 5-10 м и резко возрастает в направлении от русловой части к склонам. На водоразделах максимальная мощность осадочных пород связана с депрессиями кристаллического фундамента, и иногда достигает 100 м, склоны характеризуются мощностью осадочного чехла 160 м и более.

Так как мы проводили литогеохимическое опробование по поверхностным отложениям (зона Полесья – 10 см, лесостепная зона – до глубины 60 см), нас интересовало содержание индикаторных элементов в солевых ореолах. Поведение водорастворимых солей в поле рассеяния – функция сложных процессов обменных химических и физико-химических реакций, явлений диффузии и капиллярного подъема растворов с глубины к дневной поверхности. Благодаря продолжительности процесса, в образовании солевого ореола принимают участие даже труднорастворимые минералы – составляющие полезные ископаемых.

Для выявления рудопроявления наиболее информативны во вторичном солевом ореоле подвижные формы элементов-индикаторов [3]. Существует много методов определения содержания подвижных форм в солевых ореолах рассеяния, с использованием разных вытяжек – пирофосфатных, ацетатных, солянокислых и других. Последними исследованиями доказано, что во время количественного определения содержания подвижных форм необходимо обязательно учитывать минеральный состав пород и скорость перехода разных форм химического элемента из твердой (минеральной) фазы в раствор. Содержание подвижных форм химических элементов во вторичном солевом ореоле определено с помощью современных физических и химических методов анализа: эмиссионного спектрального (в разных его модификациях), атомной абсорбции, потенциометрического и др. Полученные аналитические данные обработаны на компьютере с помощью статистических программ "Minitab 13", "Alta", "Statistica".

С поисковой целью было проведено определение форм миграции (в почвенных растворах) индикаторных элементов оруденения над рудопроявлениями разных металлических полезных ископаемых на территории УЩ: цветных – меди, никеля, свинца и цинка, черных –

хрома и редких – вольфрама и лития [2]. Рудная минерализация представлена для разных месторождений – халькопиритом, ковелином, кубанитом, пирротинитом, пиритом, сфалеритом, пентландитом, галенитом, титаномагнетитом, монацитом. По результатам расчета форм миграции химических элементов определено, что за стабильность существования в почвах элементов-индикаторов оруденения отвечает главным образом pH почвенного раствора.

На территории УЩ pH почв следующие: лесная зона – 3-6 – дерново-глеевые, дерново-подзолистые; лесостепная зона – 7-8 – черноземы обычные, дерново-карбонатные; 9 – черноземы южные, лугово-каштановые.

С использованием методов термодинамического анализа и математического моделирования рассчитаны основные индикаторные формы для разных типов почв в зависимости от pH среды. Расчет равновесия в многокомпонентных системах выполнен в программе PHREEQC, учитывающей условия миграции элементов, все достоверные формы и конкурирующие реакции, происходящие в системе, с использованием методов термодинамического анализа и математического моделирования.

Например, относительно свинца и цинка: в слабокислотной среде (pH 3-6) основная форма их нахождения – катионная, в нейтральной и слабощелочной (pH 7-9) – карбонатная. Поэтому при геохимических методах поисков по подвижным формам химических элементов необходимо формы миграции металлов переводить в катионные. Это позволит контрастировать аномалии солевых ореолов над рудными объектами.

С учетом всех значимых ландшафтно-геохимических факторов была впервые составлена карта районирования территории УЩ по условиям образования вторичных солевых ореолов. Территория была разделена на районы – геохимически однородные области, которые характеризуются общими условиями геохимической и геологической эволюции (климат, геологическое строение, рельеф местности и другие), отображенные в химическом составе геологических комплексов, а также концентрациях химических элементов. Районы (выделено 17 районов) расположены в определенных физико-географических зонах и принадлежат к определенным геоструктурным единицам. Для каждого района приведен геологический разрез осадочных пород – возраст, мощность, литологический состав; представлена ландшафтно-геохимическая, металлогеническая характеристика и определен тип вторичных солевых ореолов. Установлено, что на территории УЩ преобладают открытые диффузионные солевые ореолы (также есть участки, где кристаллические породы выходят на поверхность), на склонах – закрытые.

Установлены геохимические параметры для каждого района – коэффициенты диффузии осадочных пород и конвекции (при условии наличия тектонического нарушения).

Для каждого района определены среднее фоновое содержание возможных элементов-индикаторов оруденения – Zn, Cu, Ni, Co, Pb, Cr (валовое и подвижных форм) и коэффициенты подвижности для каждого элемента: $K_n = (C_n / C_g) \cdot 100\%$, где C_p – содержание подвижных форм, C_g – содержание валовых форм.

Результаты исследований изменения коэффициентов подвижности, на примере цинка и меди в почвах с разными кислотно-щелочными условиями (рис. 1), позволили установить, что существует горизонтальная зональность территории УЩ по подвижности элементов в почвенных отложениях. На севере, где территория

характеризується избыточним увлажненням і інтенсивним вимиванням солей із порід (рН 3-5), подвижність елементів достатньо висока; на юге, где испарение преобладает над осадждением и происходит засоление

почвенных вод, подвижность элементов уменьшается (рН 8-9). Это подтверждает и зональность по кислотнo-щелочным условиям почв – на севере почвенные растворы имеют кислую реакцию, на юге – щелочную.

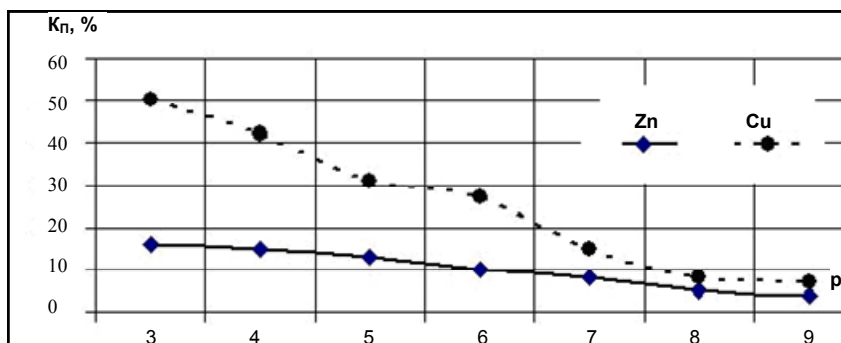


Рис. 1. Графік изменения коэффициентов подвижности цинка и меди в почвах с разной кислотнo-щелочной реакцией

Установленная закономерность имеет большое значение в ходе планирования и проведения геохимических поисков по подвижным формам химических элементов.

Выводы. Установлена связь вторичных солевых ореолов рассеяния химических элементов с рудными объектами на территории УЩ, рассчитаны основные формы миграции химических элементов и доказано, что при геохимических поисках по подвижным формам химических элементов индикаторными являются катионные и анионные формы, что позволяет наиболее эффективно проводить локальное прогнозирование и поиски полезных ископаемых. Определено существование горизонтальной зональности территории УЩ по

подвижности химических элементов в почвах: увеличение подвижности химических элементов с юга к северу, что обусловлено ростом увлажненности почв и изменением окислительно-щелочных условий.

1. Жовинский Э., Крюченко Н. Геохимические поиски по подвижным формам фтора и других химических элементов // Геолог України. – 2004. – № 3. – С. 46–50. 2. Жовинский Э., Крюченко Н. Подвижные формы химических элементов и их значение при геохимических поисках // Минерал. журн. – 2006. – 28, № 2. – С. 88–93. 3. Жовинский Э., Крюченко Н. Геохимические методы поисков по подвижным формам химических элементов на Украинском щите // Дальний Восток-2. – 2007. – С. 213–222.

Надійшла до редколегії 13.05.09

УДК 549.643+552.11

І. Квасниця, канд. геол. наук,
О. Зінченко, канд. геол.-мінералог. наук,
О. Митрохин, канд. геол. наук

ДО МІНЕРАЛОГІЇ МІАРОЛОВИХ ПОРОЖНИН У ГАБРО-АНОРТОЗИТАХ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

Наведено дані з морфології та хімічного складу амфіболів з міаролових порожнин у габро-анортозитах Коростенського плутону. Видовжено-призматичні кристали амфіболу входять до складу амфібол-кварцового пористого агрегату, виявлено-го у міароловій порожнині. Кристали вкриті двошаровою кремнеземистою плівкою, верхній шар якої складений глобулами кремнезему, пластинками плагіоклазу, голкоподібними та короткостовпчастими кристалами фторапатиту, голчастими кристалами амфіболу. За мікронзондовим аналізом амфібол визначений як фероактиноліт та заліzysta рогова обманка.

There is data of morphology and chemical composition of amphiboles from miarolitic cavities in gabbro-anorthosite of Korosten pluton. The extended-prismatic crystals of amphiboles enter in the complement of amphibole-quartz porous aggregate, discovered in a miarolitic cavity. Crystals are covered two-layer siliceous film, the overhead layer of which is composed of globular silica, plates of plagioclase, needle-shaped and the short column crystals of fluorine-apatite, needle-shaped crystals of amphibole. The electron microprobe analysis shown that amphibole is ferro-actinolite and ferrous hornblende.

Вступ. Б.О.Гаврусевич перший привернув увагу дослідників до мінералогії міаролових (міаролітових) порожнин у гранітах [2] і основних породах [1] Коростенського плутону, наголошуючи на тому, що її вивчення допоможе глибше пізнати явища пегматитоутворення в гранітах та базитах і взагалі хід постмагматичних процесів плутону як у просторі, так і у часі [2].

Вихідні передумови. На думку Б.О.Гаврусевича, міаролові порожнини в габро-анортозитових масивах пов'язані з постмагматичними процесами самої основної магми, на відміну від розташованих у базитах пегматитових жил (нормальних гранітних і мігматичних, за термінологією Б.О.Гаврусевича), які є похідними гранітної магми [1]. Слід зазначити, що останній висновок Б.О.Гаврусевича є дискусійним і наразі поділяється не всіма дослідниками. Зокрема, вважається, що так звані

габро-пегматити (або мігматичні, за Б.О.Гаврусевичем) – продукти кристалізації залишкових розплавів безпосередньо габро-анортозитової магми [6].

Серед мінералів, що зустрічаються у міаролових порожнинах у габро-норитах, Б.О.Гаврусевич називав хлорити, епідот, кварц, кальцит. До цього короткого списку ми додамо ще кліноцоїзит, альбіт, преніт, гідроксипафліт, ломонтит і монтморилоніт, які в асоціації з кальцитом і залізистими хлоритами зустрінуто у рукавоподібній міароловій порожнині у лабрадоритах північної частини Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву поблизу с. Красносілька [4].

Постановка завдання. Метою дослідження було вивчення мінералогії міаролової порожнини у габро-анортозитах Коростенського плутону.

Зразки і методи досліджень. У 2007 р під час польових досліджень габроїдів північно-східного ендоконтакту того ж масиву співробітниками кафедри мінералогії, геохімії та петрографії були отримані зразки з міаролової порожнини, розкритої новим кар'єром у міжріччі рр. Тростяниця і Добринка в 1 км на південний схід від с. Буки. У кар'єрі видобувається блочне габро. В одному із забоїв на глибині близько 10 м від поверхні спостерігається овальна (~100х80 см), орієнтована довгою віссю вертикально, порожнина, з якої робітники кар'єру зі шлангу водою під тиском вимивали мінеральну масу, представлену головно глинистим матеріалом, поміж яким траплялись друзи і щітки довгопризматичного ясно-сірого кварцу. З купи намитих у такий спосіб кварцових агрегатів співробітникам університету було передано декілька зразків. Оскільки кар'єр знаходиться у приватній власності, дозволу на ґрунтове дослідження морфології порожнини і просторового розташування в ній ендегенної мінералізації отримано не було.

При вивченні мінералів порожнини застосовано методи кристаломорфологічного аналізу, растрову електронну мікроскопію і мікрозондовий аналіз. Хімічний склад амфіболів вивчався на електронному мікроскопі фірми Jeol JSM-6700F з енерго-дисперсійним аналізатором.

Результати досліджень та їх обговорення. Зразки зразу ж привернули увагу своїм незвичним парагенезисом: на кристалах кварцу ближче до їх основи щільно прилягали відносно добре огранені кристалики амфіболу. Амфібол був також у середині сильно пористого кварц-амфіболового агрегату, що вкривав стінки порожнини. З цієї породи і були вилучені кристалики амфіболу для всебічного вивчення. Нажаль, як на друзах кристалів кварцу, так і в середині кварц-амфіболового агрегату, усі

без винятку кристали амфіболу були вкриті різної товщини і будови плівкою ясно-сірого до жовтувато-бурого кольору. В усіх випадках хімічний склад плівкового матеріалу відповідає чистому SiO_2 . Плівка була вивчена тільки морфологічно, визначення її фазового складу передбачається у подальших дослідженнях.

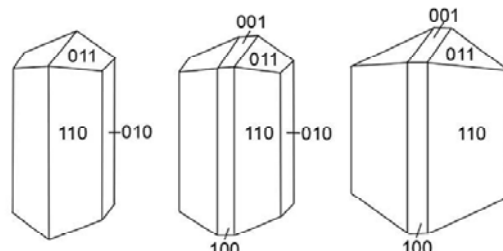


Рис. 1. Ідеалізовані форми кристалів амфіболу

Кремнеземиста плівка відносно легко відокремлювалась від поверхні кристалів амфіболу, проте під нею лише у рідкісних випадках окремими ділянками спостерігалася темна до чорної субстанція амфіболу. Ця обставина унеможливила гоніометричне вивчення кристалів амфіболу. Ідеалізована їх форма, відтворена за візуальними спостереженнями, представлена на рис. 1.

Окремі знімки реальних кристалів наведено на рис. 2. На кристалах амфіболу спостерігаються такі прості форми {001}, {010}, {100}, {110}, {011}. Усі кристали дуже крихкі, легко розколюються. Забарвлення уламків чорне, зелено-чорне до густо-трав'яно-зеленого у тонких уламках. Розмір призматичних кристалів амфіболу варіює від 0,5 мм до 1 см.

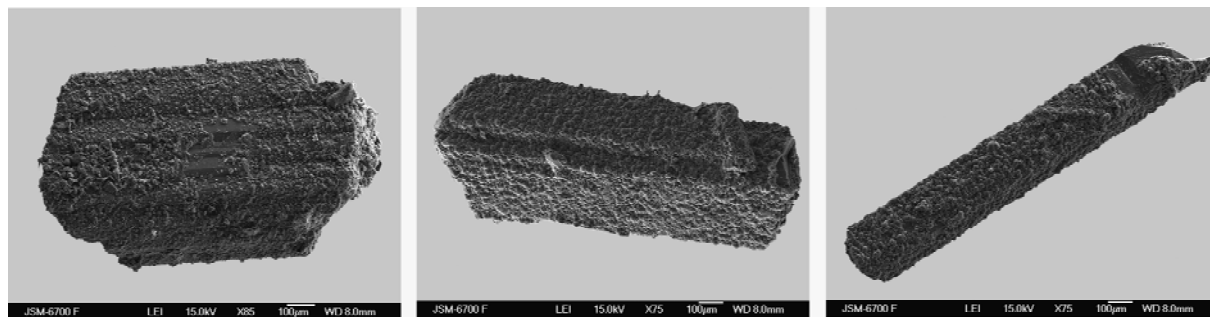


Рис. 2. Морфологічні типи кристалів амфіболу. Електронний мікроскоп JSM-6700 F

Під новоутвореннями плівки поверхня кристалів амфіболу зберігає первинну штриховку на гранях {110} (рис. 3б,в), тоді як на гранях інших простих форм часто спостерігаються ямки розчинення видовженої форми (рис. 3в). Рідко на вільних від плівки поверхнях спостерігаються зубчасті виступи розчинення кристалу амфіболу (рис. 3г).

Хімічно вивчено 8 кристалів амфіболу, причому лише один з них у свіжих спайних уламках (зразок 6), а решта з поверхонь, різних за морфологією, ступенем очищення від кремнеземистої плівки тощо (див. примітку до табл. 1). Для порівняння в табл. 1 наведено результати мікрозондового аналізу амфіболів близького хімічного складу з гранітоїдів Малинського масиву рапаків [5], з якими на сході контактують габроїди Володарськ-Волинського масиву.

Вивчені амфіболи утворюють безперервний ряд від фероактиноліту до залістистої рогової обманки (рис. 4). За даними [7], такий ряд можна інтерпретувати як еволюційний тренд. Досліджений голчастий кристал феро-

актиноліту з поверхні плівки займає крайню позицію у цьому тренді. За О.С. Доброхотовою [3], подібні за хімізмом амфіболи відносяться до VII типу ($\text{SiO}_2 > 47\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 7\%$) і пов'язані з гідротермальними процесами.

Кремнеземиста плівка під електронним мікроскопом проявляє принаймні двошарову будову: нижній шар дуже тонкий, однорідний, щільний, подекуди з елементами дисколітової будови, другий (зовнішній) більш потужний бугристий. На ньому домінують дві основні форми: 1 – напівсферичні виступи розміром до 5 нм у поперечнику (рис. 5а); 2 – глобули складної будови розміром від 5 до 30-40 нм у діаметрі (рис. 5б, в). При значних збільшеннях в електронному мікроскопі спостерігається агрегатна будова глобул: дуже дрібні і тонкі пластинки різнонаправлено зростаються, утворюючи глобулу. Зародження глобул, скоріш за все, відбувається на поверхні кремнеземистого субстрату. На першому етапі формуються розетки кремнезему (рис. 5а), які згодом у процесі росту перетворюються в округлі зі складною будовою поверхні (рис. 5б) глобули.

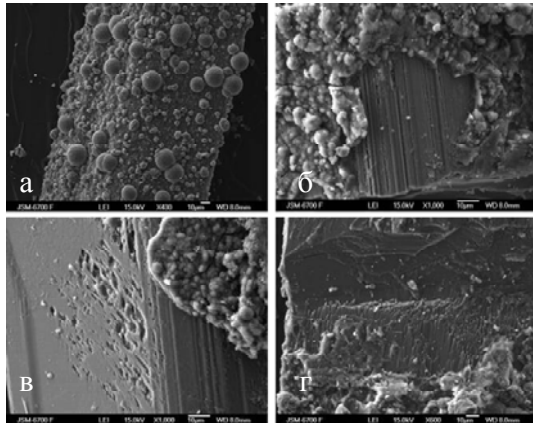


Рис. 3. Поверхня кристалів амфіболу:
а – плівка; б, в – штриховка та ямки розчинення,
г – зубчасті виступи розчинення.
Електронний мікроскоп JSM-6700 F

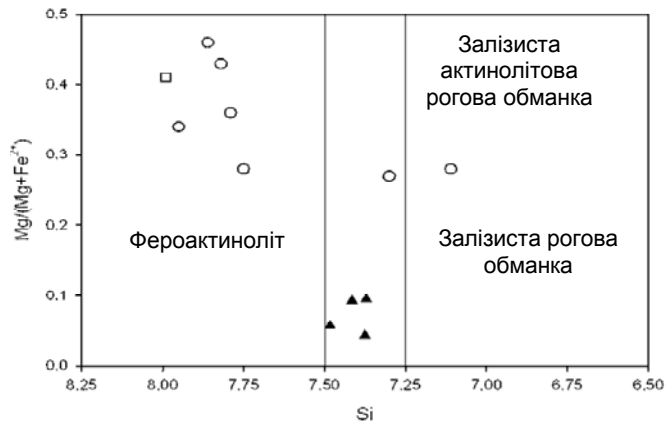


Рис. 4. Графік у координатах $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Si$, що відображає склад амфіболів у термінах номенклатури Ліка (1978) [8]. Кругечки – амфіболи з кварц-амфіболової породи, квадрат – голчастий кристал амфіболу з плівки, трикутники – амфіболи з гранітоїдів Малинського масиву рапаківі



Рис. 5. Глобули кремнезему та деталізація їх поверхні. Електронний мікроскоп JSM-6700 F

У складі плівки, окрім кремнеземистої речовини, встановлено також дрібні пластинки плагіоклазу, голкоподібні та короткостовпчасті кристали фторапатиту, голчасті кристали амфіболу (рис. 6). Плагіоклаз ($Ab_{0.8-0.6}An_{0.4-0.2}$) утворює пластинчасті та таблитчасті, дещо деформовані, кристали розміром від 10x10 нм до 30x40 нм, часто обростає кремнеземом (рис. 6а).

Амфібол, за результатами мікрозондового аналізу визначений як фероактиноліт, формує на поверхні плів-

ки поодинокі видовжені пластинчасті та голчасті кристалики (рис. 6б). Фторапатит утворює два типи кристалів (рис. 6в,г): 1 – видовжені голкоподібні індивіди розміром до 80 нм; 2 – стовпчасті добре оформлені кристали з чітко вираженими шестикутними перетинами розміром до 60 нм. Аналогічно до плагіоклазу також обростає кремнеземом (?).

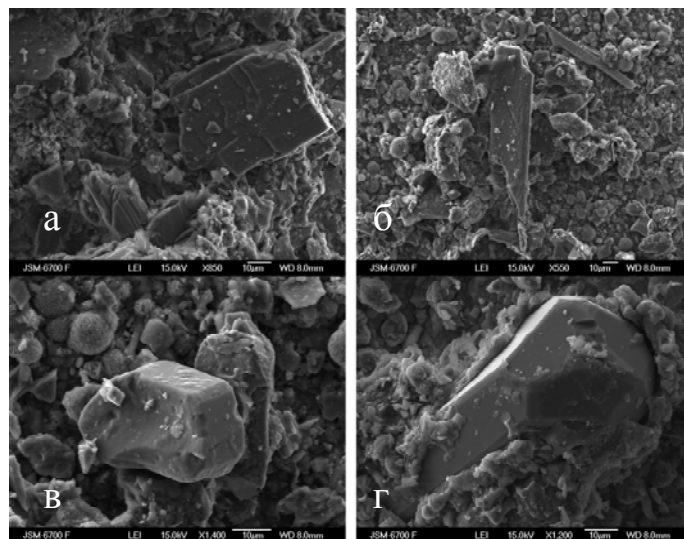


Рис. 6. Мінерали, що входять до складу плівки:
а – плагіоклаз; б – фероактиноліт, в, г – апатит. Електронний мікроскоп JSM-6700 F

Таблиця 1

Результати мікрозондового аналізу та формульні коефіцієнти амфіболів міаролової порожнини

Мінерал	Залізна рогова обманка		Фероактиноліт				Залізна актинолітова рогова обманка	Фероактиноліт								Залізисті актинолітові рогові обманки та фероактиноліти з гранітоїдів Малинського масиву			
Зразок	1	2	3	4	5	6	22	28	32	42	43	44	45	35	36	51-1	67-43		
Аналіз	1	2	4	5	6	22	28	32	42	43	44	45	35	36		Amf ₂₁	Amf ₉	Amf ₁₀	Amf ₁₆
Var. %																			
SiO ₂	45,63	48,51	54,55	55,36	54,38	54,47	48,64	54,10	53,02	53,35	53,97	51,13	55,65	54,78	44,09	45,23	45,14	47,99	
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,26	0,21	0,07
Al ₂ O ₃	4,51	1,75	1,78	2,28	2,45	3,06	3,53	1,85	2,51	2,64	5,40	6,67	1,36	1,43	1,46	2,73	2,39	2,02	
FeO	34,06	33,24	25,88	24,36	25,11	25,47	32,14	26,53	27,78	26,50	24,61	27,28	25,31	25,81	35,17	33,66	33,38	36,93	
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,66	0,41	0,52	0,52
MgO	4,15	5,42	8,25	8,39	8,01	6,52	4,68	7,73	6,63	6,64	4,43	5,18	7,82	7,79	0,89	1,67	1,60	1,01	
CaO	11,60	11,10	9,54	9,61	10,10	10,50	11,00	9,79	9,60	10,20	8,29	9,74	9,86	10,19	14,11	10,79	10,7	10,85	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0,46	0,62	-	-	-	-	-	0,10	0,36	0,15	0,30
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09	0,42	0,41	0,18
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,05	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	-	0,05
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,01	0,24	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,16	0,08	0,14
Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню																			
Ca	1,887	1,788	1,467	1,472	1,559	1,641	1,768	1,515	1,501	1,605	1,330	1,515	1,525	1,583	2,529	1,884	1,896	1,813	
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	0,130	0,177	-	-	-	-	-	0,032	0,114	0,048	0,091
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,019	0,087	0,086	0,036
Fe ²⁺	2,763	2,656	1,997	2,071	2,235	2,812	2,786	2,181	2,426	2,767	3,083	2,334	2,398	2,425	4,920	3,888	3,862	3,923	
Fe ³⁺	1,562	1,524	1,109	0,842	0,791	0,296	1,246	1,024	0,964	0,487	0,000	0,979	0,657	0,705	0,000	0,700	0,724	0,893	
Mg	0,939	1,215	1,765	1,788	1,721	1,418	1,047	1,665	1,442	1,454	0,989	1,121	1,682	1,684	0,222	0,406	0,392	0,235	
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,129	0,299	0,253	0,474	0,000	0,130	0,168	0,292	0,953	0,566	0,231	0,187	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,001	0,032	0,026	0,008
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,004	0,000	0,006	0,000
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,094	0,057	0,072	0,069
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,013	0,021	0,011	0,018
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,007	0,001	0,029	0,000
Al ^{IV}	0,807	0,310	0,172	0,085	0,163	0,052	0,624	0,185	0,264	0,165	0,000	0,576	-	0,058	0,288	0,524	0,463	0,371	
Si	6,928	7,295	7,828	7,915	7,837	7,948	7,297	7,815	7,736	7,835	8,084	7,424	8,031	7,942	7,375	7,371	7,415	7,483	

Примітка. Зразки: 1 – кристал амфіболу, вільний від плівки новоутворень; 2 – кристал з плівкою та вільними від неї ділянками з фігурами розчинення на гранях; 3, 4, 5 – кристали, з яких була знята плівка; 6 – виколка з кристалу; 7 – кристал без плівки з фігурами розчинення на гранях; 8 – голчастий кристал фероактиноліту з поверхні плівки (енерго-дисперсійний аналізатор електронного мікроскопу JSM-6700F, оператор І.В. Гурненко); 51-1 – амфібол з рапаківіподібного амфібол-фаяліт-піроксенового граносієниту і 67-43 – амфібол з рапаківіподібного амфіболового граніту.

Висновки. Отже, мінерали міаролової порожнини можна розділити принаймні на дві асоціації: більш ранню апатит-кварц-амфіболову з крупними кристалами кварцу у зоні вільного росту та більш пізню – кремнеземисту, яка супроводжується плагіоклазом, фероактинолітом та апатитом. Входження до вивчених асоціацій фторапатиту, кварцу та висококремнеземистих амфіболів свідчить про значну роль у формуванні даного парагенезису насичених кремнеземом високофтористих розчинів; визначення їх джерел та параметрів мінералотвірних процесів у міароловій порожнині потребує подальшого детального дослідження.

1. Гаєрусевич Б.А. Пегматити та їх деривати в габбро-норитових породах Волині // VIII наукова сесія Київського держуніверситету. Секція

геологія: тези доповідей. – 1951. – С.8-9. 2. Гаєрусевич Б.А. О минералогии миаролитовых пустот Коростенского плутона // Мин. сб. Львов. ун-ту. – 1957. – №11. – С.95-101. 3. Доброхотова Е.С. Роговая обманка и другие кальциевые и щелочно-кальциевые амфиболы // Особенности породообразующих минералов магматических пород. – М., 1986. – С.5-83. 4. Зінченко О.В., Митрохин О., Савенко С., Пічугін А. Процеси пренітизації в базитах Коростенського плутону // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – С.28-30. 5. Митрохин А.В., Богданова С.В., Білан Е.В. Петрологія Малинського масива рапакиви (Коростенський плутон) // Мінерал. журн. – 2009. (у друці). 6. Шумлянський Л.В., Митрохин О.В., Гречанивська О.Є., Гурненко А.І. До мінералогічної характеристики пегматитів в анортозитах Коростенського плутону // Зап. УМТ. – 2006. – Т.3. – С.200-204. 7. Choudari Kamineni D. A petrochemical study of calcic amphiboles from East Lake anorthosite-gabbro layered complex, District of Algoma, Ontario // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1986. – V. 93. – P.471-481. 8. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // American Mineralogist. – 1978. – V. 63. – P.1023-1052.

Надійшла до редколегії 22.05.09

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 552.11

Л. Галецький, проф., Л. Романюк, асп.

ВІДКРИТТЯ ПЕРЖАНСЬКОГО РОДОВИЩА БЕРИЛІЮ
ЗА ДОПОМОГОЮ КОМПЛЕКСНИХ ГЕОХІМІЧНИХ МЕТОДІВ ПОШУКІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

На основі аналізу пометальних геолого-геохімічних карт вдалося встановити загальні й характерні закономірності прояву рідкіснометальної мінералізації на всій площі тектонічної зони і виділити перспективні ділянки для подальших детальних геохімічних досліджень та пошуково-розвідувальних робіт, що також забезпечило їх високу ефективність: відкриття і геолого-промислової оцінки унікального родовища берилію – першого в світі у формі гентгельвіну.

On the basis of the by metal geologic-geochemical maps the general and typical principles of rare metal mineralization of Suchany-Perga tectonic-metasomatic activation zone were established. These works also provided high efficiency for discovering and geological assessment of unique deposit of the beryllium.

Вступ. Пержанське родовище берилію є поки що єдиним у світі родовищем, де промислові концентрації берилію пов'язані з гентгельвіном [1]. Цей мінерал є кінцевим членом ізоморфної серії мінералів гельвінової групи – каркасних силікатів берилію. Усього в світі відомо близько 50 знахідок мінералів групи гельвіну, які мають лише мінералогічний інтерес, при цьому гентгельвін ($Zn_4(BeSi_2)_3S$) вважається найбільш рідкісним. Усього було відомо близько 10 його екзотичних знахідок, сім із них – у пегматитах. У крайовій частині Українського щита в межах Сущано-Пержанської тектоно-метасоматичної зони активізації вперше у світовій практиці в докембрійських породах знайдено новий високоякісний тип берилієвих руд у лужних (польовошпатових) метасоматитах з гентгельвіном.

Гентгельвінові руди характеризуються високою якістю завдяки високому вмісту берилію і гарним технологічним властивостям. За цими показниками вони переважають усі відомі промислові типи руд берилію. Альбіт-калішпатові метасоматити пов'язані з рідкіснометальними гранітами пержанського комплексу пізнього протерозою. Рудні зони представлені зближеними рудними тілами метасоматитів жилюподібної та лінозоподібної форми.

Рідкіснометальне зруденіння комплексне, разом з берилієм зустрічаються також Ta, Nb, Zr, TR, Sn, Mo, Li, Zn, Ag, F.

Головні фактори, які контролюють розвиток і розміщення гентгельвінових родовищ:

1) розвиток зруденіння у межах областей і зон тектоно-магматичної активізації консолідованих структур – найбільші родовища локалізуються у межах довгоживучих лінійних тектонічних зон глибинних розломів; берилій концентрується зазвичай в умовах відносно замкнених систем;

2) зв'язок зруденіння з метасоматично зміненими породами, які відносяться переважно до гранітоїдної лужної формації і збагачені лужними, леткими компонентами і рідкісними елементами;

3) рудоносним формаціям властива певна металогенічна спеціалізація – з ними пов'язане зруденіння Be, Sn, W, Nb, Ta, Mo, флюориту, а також поліметалів, Mn; рудоносні породи збагачені (у 1,5-10 разів більше кларку) рядом елементів: Be, F, Li, Rb, Cs, Sn, Nb, Ta, Ga, W, TR, Zr, Th, Zn, Pb, Mo, Cu, Cd, Ge, In. Характерне накопичення Rb і відповідно низьке значення відношення K:Rb (40-150).

Важливе значення має широкий і повний розвиток метасоматичних процесів з проявами метасоматично змінених гранітів, заміщених пегматитів і скарнів,

лужних метасоматитів і грейзенів. Накопичення рудної речовини (ювенільне та *in situ*) від першоджерела до виникнення родовища характеризується складним і різноманітним шляхом розвитку з декількома етапами перерозподілу і концентрації корисних компонентів. Сприятлива обстановка виникає в умовах довгоживучих глибинних зон активізації. Тут забезпечуються стабільність рудогенеруючих систем, тривалість і повнота розвитку рудоутворюючих процесів, глибока диференціація речовини.

Методика проведення досліджень. У геоморфологічному відношенні район являє собою слабо розчленовану рівнину, значною мірою заболочену і вкриту лісом. Глибина наносів на ділянці робіт – 1-10 м, у середньому 3-5 м.

Відкриття Пержанського родовища берилію здійснювалося при провідній участі комплексного геохімічного картування ендегенних та екзогенних ореолів [3]. Першочергові задачі пошукових робіт у складних умовах району вимагали розробки і практичного використання нових, найбільш ефективних, пошукових методів. У зв'язку з цим був розроблений пошуковий комплекс, що включає площинне крупномасштабне геохімічне картування ендегенних (первинних) ореолів, яке супроводжувалося геолого-петрографічним картуванням. Основним елементом вказаного пошукового комплексу є крупномасштабне геохімічне картування геохімічних ореолів рідкісних елементів, перш за все берилію, ніобію, цирконію, рідкісноземельних елементів та ін. Пошуки мали площинний характер і проводилися по природних виходах кристалічних порід – висипках, брилах, іноді корінних відслоненнях. На заболочених ділянках проводилося геохімічне опробування керну пошуково-картувальних свердловин.

Одночасно проводилося геохімічне, геолого-петрографічне картування та гамма-зйомка. Геохімічне і геолого-петрографічне картування виконувалося по спільній сітці точок спостереження та супроводжувалося гамма-зйомкою. Суміщення цих двох видів робіт забезпечило, з одного боку, геологічну інтерпретацію геохімічних даних, з іншого – більш детальне вивчення і розчленування порід за їх геохімічною характеристикою.

Геолого-петрографічне картування за своїм характером і детальністю відповідає звичайній геологічній зйомці. Відповідно до умов району, основна увага приділялася петрографічному вивченню складних інтрузивних і метасоматичних порід. Одночасно проводилося їх детальне мінералогічне вивчення. За даними цих робіт були побудовані достатньої повноти геолого-петрографічні карти відповідних масштабів, які були

задовільними для інтерпретації геохімічних даних і обґрунтованого проведення пошукових робіт.

Геолого-геохімічне картування здійснювалося у два етапи:

I етап – загальне пошукове картування по сітці 200×100 (50) м,

II етап – деталізаційне картування по сітці 50×25 м.

У кожній точці спостереження відбиралися штучні зразки кристалічних порід вагою 150-200 г з усіх різновидів порід, які зустрічалися в точці.

Проби відбиралися з делювіально-елювіальних висипок, брилових скупчень, зрідка – корінних відслонень. На заболочених ділянках проводилося повне геохімічне опробування (геохімічний каротаж) керну пробурених тут пошуково-картувальних свердловин.

Відібрані таким чином металометричні проби подрібнювали до розміру частинок 0,07 мм, за якими виконувався напівкількісний спектральний аналіз рідкісних, розсіяних та інших елементів: V, W, Ga, Hf, Ge, In, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Nb, Ta, Sn, Y, La, Ce, Yb, Ag, Pb, Sc, Sb, Th, U, P, Cr, Zn, Ba, Li (всього 32 елементи).

Частина проб ішла на контрольний кількісний аналіз, за яким було встановлено задовільну якість напівкількісних спектральних аналізів при їх значній загальній кількості – понад 10 000.

За одержаними даними були складені геолого-геохімічні карти – поелементні та комплексні. Геохімічні карти створювалися окремо для кожного з основних і побічних елементів-індикаторів метасоматичних і рудотворюючих процесів – берилію, ніобію, цирконію, рідкісних земель, цинку, свинцю, літію та ін.

На цих картах чітко визначалися первинні геохімічні ореоли різної інтенсивності вказаних вище елементів, які відображають характер, розмах та інтенсивність метасоматичних та рудотворюючих процесів.

Аналіз геолого-геохімічних карт дозволив визначити основні закономірності розміщення і концентрації корисних компонентів та намітити перспективні ділянки для пошуків.

Перевірка встановлених аномальних ореолів гірничими (канави) і буровими виробками дали змогу безпосередньо виявити корінні рідкіснометальні прояви.

Результати досліджень. Однією із перших і знакових знахідок було відкриття за допомогою канави рудного тіла з гентгельвіновими метасоматитами на ділянці Крушинка (Центральна рудоносна зона родовища).

Подальші пошукові і розвідувальні роботи базувалися на одержаних геолого-геохімічних даних і прогнозно-металічних побудовах, що забезпечило ефективне оконтурення та розвідку Пержанського родовища рідкісних металів.

У практиці геолого-пошукових робіт були поширені металометричні зйомки, за допомогою яких вивчають вторинні ореоли розсіяння. Разом з цим дуже мало уваги приділялось іншій стороні геохімічних досліджень – вивченню первинних ореолів. Цей вид досліджень перебував у той час на стадії експериментування, і методика їх проведення була ще не розроблена [5]. Існуюча методика дослідницьких робіт щодо вивчення ендегенних ореолів зводилася, в основному, до буріння й опробування свердловин, шурфів, канав і складного всебічного вивчення рудовміщуючих та рудоносних порід [2, 4, 6]. Такі дослідження виконувалися звичайно на стадії розвідувальних робіт і мали переважно науково-дослідний характер.

У даній статті розглядається досвід успішного проведення площинного геохімічного картування первинних ореолів, безпосереднім результатом якого було виявлення рідкіснометальних проявів у новому районі, де вони не були відомі раніше і, більше того, де важко було навіть передбачити їх знаходження.

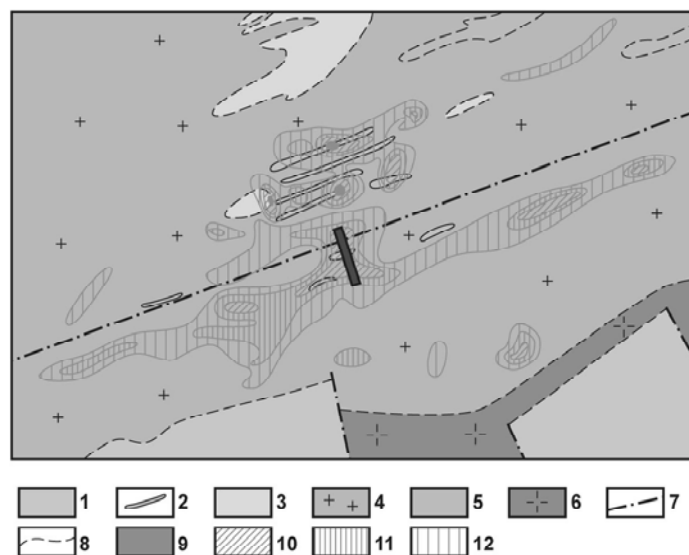


Рис. 1. Схематична геолого-геохімічна карта Пержанського родовища берилію.

1 – вторинні кварцити та сланці, 2 – тіла мінералізованих метасоматитів, що виходять на поверхню, 3 – метасоматичні граніти, окварцовані, 4 – колумбітоносні породи (апограніти), 5 – дрібнозернисті граніти, 6 – середньозернисті граніти, 7 – границі між породами, 8 – границі між породами, 9-12 – геохімічні ореоли берилію: 9 – >100 ГФ, 10-100-10 ГФ, 11- 10-5 ГФ, 12 – 5-3 ГФ

Район досліджень розміщений у крайовій частині докембрійського щита. Особливості геологічної будови району визначалися наявністю крупної тектонічної зони, що являє собою лінійну зону глибинних розломів значної довжини, яку можна розглядати як зону активації. У межах зони сформувався складнодиференційований комплекс лужних порід, який включає сублужні калієві

граніти, граносієніти, лужні біотитові, арфведсонітові та егіринові сієніти. Становлення даного комплексу порід супроводжувалось інтенсивною постмагматичною діяльністю – аутометасоматичними і метасоматичними процесами. Вони обумовили широкий розвиток метасоматичних утворень і пов'язаної з ними різноманітної рідкіснометальної мінералізації: Be, Nb, Ta, Zr, TR, а

також Sn, F та ін. Домінуюче положення серед метасоматичних утворень мали автосоматично змінені колумбітоносні граніти (апограніти). До поля розвитку цих гранітів були приурочені рідкіснометальні прояви, пов'язані з кінцевими етапами перебігання метасоматичних процесів у локальних тектонічних зонах.

Найбільш ефективні результати були одержані для берилію. Основним елементом-індикатором берилієвого зруденіння є власне берилій; елементи-супутники – індикатори: Zn, Pb, Cu, Th, Sn, Ag, W, Ga, Li, Rb. Між цими елементами-індикаторами і берилієм встановлюються звичайно прямі кореляційні взаємовідношення. Більш широкі ореоли утворюють Be, Pb, Zn, Cu, Sn, Li, Ga. Зовнішні та верхні зони аномальних ореолів складаються переважно Pb, Cu, Li, Th.

Геолого-геохімічною зйомкою були виявлені певні зони, у межах яких локалізуються аномальні геохімічні ореоли берилію та елементів-супутників (рис. 1).

Найбільш широкими є аномальні ореоли з мінімальним аномальним вмістом берилію, який дорівнює трикратній величині геохімічного фону цього елемента для району – 3 ГФ. На фоні цих ореолів виділяються досить чіткі аномальні ділянки інтенсивністю 5 ГФ-50 ГФ та більше. Ореоли в основному витягнуті згідно з простяганням структурних елементів зони.

Завдяки перевірці встановлених ореолів канавами і свердловинами безпосередньо виявлені корінні берилієві прояви. Були знайдені як мінералізовані тіла, що виходять на поверхню, так і "сліпі" (на глибині 50-150 м), які, проте, відбивалися на поверхні аномальними ореолами.

Аналогічні результати було одержано також для ніобію, цирконію, рідкісних земель, що дозволило цілесп-

рямовано й економічно проводити розшукові роботи на ці елементи.

Висновки. Аналіз і зіставлення пометальних геолого-геохімічних карт дозволили визначити й просторово виділити природні парагенетичні рідкіснометальні асоціації (рудні формації) та встановити основні закономірності їх розміщення у зв'язку з певними породами і метасоматичними утвореннями.

Згадані закономірності знайшли своє узагальнене відображення на металогенічних і прогнозних картах, які були побудовані на основі пометальних геолого-геохімічних карт. Ці карти дозволили встановити більш загальні й характерні закономірності прояву рідкіснометальної мінералізації всієї площі тектонічної зони і виділити перспективні ділянки для подальших детальних геохімічних досліджень та пошуково-розвідувальних робіт, що забезпечило їх високу ефективність: відкриття і геолого-промислової оцінка унікального родовища берилію – першого в світі у формі гентгельвіну.

Було знайдено також родовища та рудопрояви ряду інших рідкісних та кольорових металів: цирконію, рідкісних земель, ніобію, танталу, літію, олова, вольфраму, молибдену, а також флюориту, дистену.

1. Азарова С.П., Галецький Л.С. Пержанское месторождение гентгельвина – единственный уникальный промышленный рудный объект в мире // Рідкісні метали України – погляд у майбутнє: 36. наук. праць ІГН НАНУ. – К., 2001. С.3-4. 2. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. – М., 1963. 3. Галецький Л.С. Досвід проведення площинного крупно масштабного геохімічного картування ендегенних ореолів. – К., 1968. 4. Геохимические поиски рудных месторождений. – М., 1959. 5. Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. – М., 1965. 6. Крейтер В.М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых: Ч.1. – М., 1960.

Надійшла до редколегії 13.05.09

УДК 550.424.4; 550.504.84

М. Макаренко, канд. геол.-мінералог. наук, В. Карли, гол. геолог, М. Степанюк, гідрогеолог, В. Коляда, пров. геолог, М. Паталаха, канд. геол.-мінералог. наук, І. Купенко, пров. геофізик, О. Гурін, пров. гідрогеолог, В. Корнієнко, інж.

ШИРОКОМАСШТАБНЕ ЗАСТОСУВАННЯ ЛІТОГЕОХІМІЧНИХ ПОШУКІВ УРАНОВИХ РОДОВИЩ НА ХМІЛЬНИЦЬКІЙ ПЛОЩІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

У статті дається характеристика геологічної будови Хмельницької площі, перспективної на виявлення уранових родовищ жильно-штоковкового типу. Використання вперше в Україні широко-масштабних літогеохімічних пошуків на основі підрунтової геохімічної зйомки з опробуванням репрезентативного прошарку ґрунтів на уран дозволило дати загальну оцінку площі та визначити зони (ділянки) перспективні на виявлення уранових родовищ.

The description of the geological structure of Chmel'nik area which is promising for vein-stockwork uranium deposits is presented in the article. The large-scale lithochemical prospecting was used for the first time in Ukraine. It based upon a subsurface geochemical survey testing accompanied by representative soil layer allowed to generally estimate the area and determine the sites which show promise for uranium deposit detection.

Постановка проблеми. Хмельницька площа (450 км²) за результатами робіт геологічних партій № 32, 37, 49, що проведені у 1957–1972 рр, з урахуванням сучасних знань і власного та закордонного досвіду пошуків уранових родовищ, визначена як перспективна на виявлення уранових родовищ гідротермального жильно-штоковкового типу.

Площа має триарусну будову. Інтенсивно дислокований комплекс докембрійського фундаменту представлений глибоко метаморфізованими гірськими породами, що сформовані протягом декількох тектонічних циклів. Осадочний комплекс, разом з розповсюдженою корою вивітрювання гранітоїдів, має потужність до декількох десятків метрів. Четвертинні відклади створюють малопотужний (перші десятки метрів) чохол, у складі

порід якого переважають субаквальні та лесові фаціальні різновиди.

Кристалічні докембрійські породи є потенційно урановорудними, вони представлені кристалосланцями, гнейсами, чарнокітами, ендербітами, мігматитами і гранітами, а також піроксенітами, горнблендитами і діоритами. Інтрузивні утворення представлені ультраосновними породами, лейкогранітами і дайками основного складу.

Відклади палеогену (бучацька серія середнього еоцену) спостерігаються на окремих ділянках у північно-західній частині площі. Неогенові відклади (глини, піски і алеврити) суцільним чохлом, за виключенням річкових долин, де вони розмиті, розповсюджені на усій території. Хмельницька площа у структурно-геологічному плані знаходиться у межах Подільського блоку Українського

щита (УЩ) на межі двох блоків більш високого порядку – Вінницького та Бердичівського.

Головною розривною структурою району є Хмільницька зона розломів північно-західного напрямку, по якій вищевказані блоки контактують. Складається зона з численних і відносно дрібних субпаралельних зон, загальна ширина яких досягає десяти кілометрів. Окремі порушення в її складі представлені різноманітними мілонітами, катаклазитами, зонами зминання, брекчування і тріщинуватості. Довгоживучість Хмільницької зони підтверджується наявністю у її межах пегматоїдів, дайок основного складу, різномінеральних метасоматитів, що утворилися на різних стадіях розвитку зони. Внутрішня будова Хмільницької зони дуже складна. Окремі її шви мають переривчастий характер, часто з різними підворотами і створенням оперяючих структур. Кути падіння швів переважно круті, субвертикальні.

Розломи інших напрямків, що безумовно існують на Хмільницькій площі, вивчено значно слабше. Визначаються вони, переважно, за геофізичними даними. Другою за розмірами, після Хмільницької зони, є зона широтних порушень, що паралельні відомим Вінницькому і Андрушівському розломам. Смуга цих розривних структур контролює низку урановорудних об'єктів, у тому числі Північно-Березнянське і Ново-Фастівське.

На даний момент у межах Хмільницької площі відомі два перспективні рудопрояви урану – Жданівське і Соколівське – та більше десяти проявів уранової мінералізації, а також численні радіоактивні аномалії. Розміщення проявів урану і аномалій, у цілому, відповідає ступеню вивченості площі бурінням.

За походженням і умовами локалізації уранової мінералізації її можна поділити на такі групи:

1. ультраметагенні у мігматитах і гранітоїдах;
2. гідротермальні у мінералізованих зонах дроблення мілонітизованих, брекчованих і катаклазованих гранітоїдів, гнейсах та мігматитах. Уранова мінералізація представлена чернями, уранінітом, настураном, коффінітом, сорбціями на гідроокислах заліза і глинистих мінералах;
3. гідротермальні, у зв'язку з низькотемпературними апатит-карбонат-монтморилонітовими, з гематитом, метасоматитами;
4. неясного генезису. До нього належить кращий на площі за параметрами уранового зруденіння Жданівський рудопрояв.

Характеристика району досліджень. Хмільницька площа знаходиться у лісостеповому ландшафті. По обидва боки р. Південний Буг, яка перетинає площу у субширотному напрямку, виділено (О. Маринич, 1994 р) дві зони ландшафтів другого порядку, а саме: лесова хвиляста розчленована височина на кристалічних породах із сірими і темно-сірими лесовими ґрунтами; лесова плоскохвиляста слабкорозчленована височина на кристалічних породах з опідзоленими і типовими малогумусовими чорноземами.

Методика робіт. Казенне підприємство "Кіровогеологія" практично постійно застосовує гідрогеохімічний (з початку 50-их років минулого сторіччя) і геохімічний (з 70-их років) методи пошуків уранових родовищ. Літогеохімічні пошуки ґрунтів засновані на вивченні закономірностей розподілу певних хімічних елементів у літосфері з метою виявлення ознак рудних родовищ по їх ореолах (первинних у рудовмісних породах і вторинних – накопичення, завдяки потокам розсіювання, у осадових гірських породах або ґрунтах).

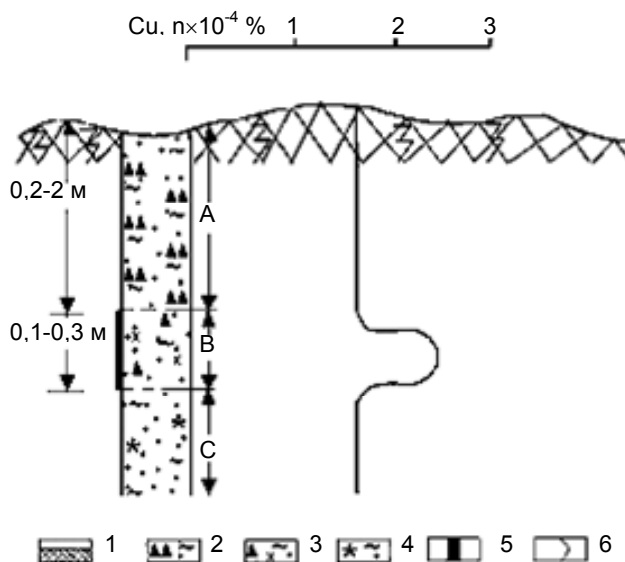


Рис. 1. Принципова схема формування вторинних ореолів урану у ґрунтах (В.І. Малишев та ін, 1986):

- 1 – денна поверхня; 2 – гумусовий прошарок ґрунтів (горизонт А); 3 – перехідна зона між гумусовим прошарком ґрунтів і підстилаючими окисленими породами (горизонт В); 4 – підстилаючі окислені породи (піски, глини, суглинки та ін.) (горизонт С); 5 – інтервал накопичення урану і рідкісних металів з глибинних флюїдів; 6 – графік вмісту урану у розрізі ґрунтів

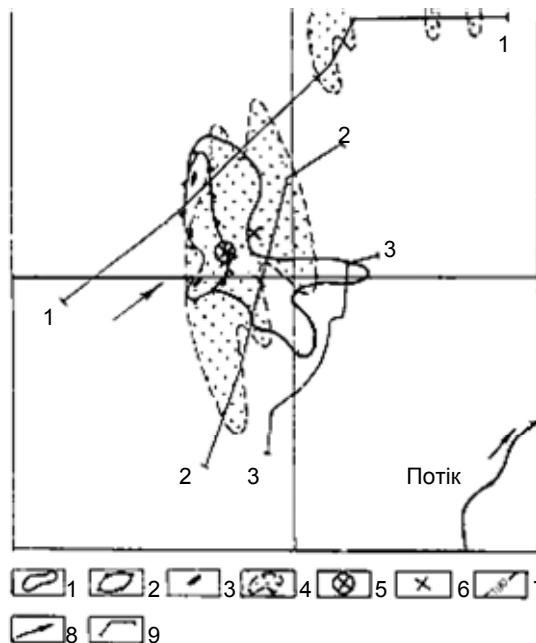


Рис. 2. Уранові ореоли у підґрунтовому прошарку порід над Докучаєвським родовищем урану (М.М. Макаренко та ін., 2001):

- 1 – загальна проекція балансових уранових руд на денну поверхню; 2 – ділянки виходу уранових покладів під кору вивітрювання кристалічних порід; 3 – ділянки виходу уранових покладів під осадовий чохол; 4 – урановий ореол у підґрунтовому прошарку порід; 5 – гіпоцентр уранового покладу; 6 – центр ореолу; 7 – гідроізогіпси ґрунтових вод; 8 – напрямок потоку підземних вод; 9 – профілі підґрунтової геохімічної зйомки

Геохімічними дослідженнями на різних уранових родовищах нами (рис. 1-3) і фахівцями інших країн (рис. 4) встановлено широке розповсюдження як первинних, так і вторинних, геохімічних ореолів рухомого урану та інших металів у продуктивному (докембрійський фундамент або "зона неузгодженості"- архей +протерозой – рифей) і перекриваючих горизонтах (мезо-кайнозойські осадові породи), включно до підгрунтового прошарку ґрунтів, де існує сучасний геохімічний бар'єр (рис. 1). Підгрунтові ореоли урану і інших рідкісних металів формуються за рахунок відомого природного явища капілярної дифузії – міграції водно-газових флюїдів з надр до денної поверхні від рудних покладів, що вміщують уран та інші метали [1, 2, 4, 5].

Результати робіт. Детальними гідогеохімічними і літогеохімічними дослідженнями, що виконані на рудних полях і родовищах урану в центральній частині УЩ, встановлено закономірності розвитку водних ореолів розсіювання природних радіонуклідів (урану, радію і радону) і літохімічних ореолів, доведено їх стабільність у часі. Ці закономірності використовуються при прогнозуванні і пошуках нових родовищ радіоактивної сировини, як при регіональних дослідженнях, шляхом проведення гідогеохімічної зйомки по стоку малих річок у літній межень (ґрунтовий стік) у масштабах 1:000 000 – 1:500 000, так і при середньомасштабних і детальних пошуках родовищ урану, шляхом опробування на уран, радій і радон підземних, у першу чергу найбільш доступних – ґрунтових, вод. Сучасна модифікація підгрунтової геохімічної зйомки застосовуються нами зокрема

при середньо- і крупномасштабних пошуках родовищ урану та при оцінці окремих перспективних ділянок, де відомі рудопрояви урану або радіоактивні чи радіогідро-геологічні аномалії [1].

Ефективність підгрунтової геохімічної зйомки (ПГГЗ) на уран відома ще з 1970 р [1], коли фахівцями ВСЕГЕИ (м. Ленінград, Росія) І. Тепляковим та ін. та Кіровської експедиції (В. Руткевич та ін.) у підгрунтових породах горизонту "В" (перехід гумусового прошарку ґрунтів до підстилаючих окислених осадових порід) над Мічурінським родовищем урану встановлено і оконтурено ореол урану (рис. 3).

Завдяки сучасним аналітичним можливостям, зокрема застосуванню лазерно-люмінесцентного аналізу вмісту урану загального і його рухомої форми в породах і ґрунтах, та сучасному рівню обробки інформації (комп'ютерні технології) стало можливим розробити нову (модернову) модифікацію традиційного геохімічного методу пошуків уранових родовищ – підгрунтової геохімічної зйомки (ПГГЗ).

Дослідно-методичними роботами на площі велике промислового Докучаєвського родовища урану в центральній частині УЩ (М. Макаренко, К. Ніколенко, М. Кир'янов та ін., 2002 р) виявлено і оконтурено ореол урану в підгрунтовому горизонті "В" порід (вміст урану $1,6-2,6 \times 10^{-4} \%$ при фоновому – $0,5-0,8 \cdot 10^{-4}$); розміри ореолу в 5 разів більші об'єднаної проекції рудних покладів на денну поверхню (рис. 2). Урановий ореол слабконтрастний, але він надійно фіксується на фоновому рівні вмісту урану у горизонті "В" ґрунтів.

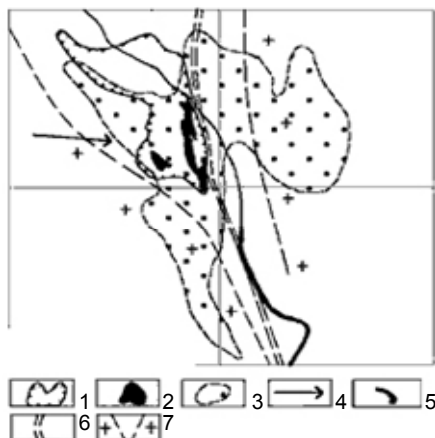


Рис. 3. Уранові ореоли в підгрунтовому прошарку порід над Мічурінським родовищем урану (В.Г. Руткевич та ін., 1970) [1]:

1 – проекція балансових уранових руд на денну поверхню; 2 – ділянки виходу уранових покладів під осадовий чохла УЩ; 3 – урановий ореол в підгрунтовому прошарку порід; 4 – напрямок потоку підземних вод; 5 – річка; 6 – головний Мічурінський розлом; 7 – граніти

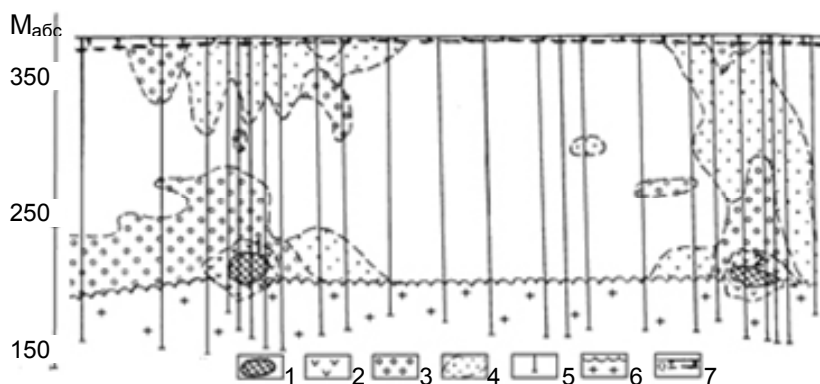


Рис. 4. Канада. Уран-рідкіснометальні родовища типу "неузгодженості" Макклін (1 – Південний Макклін – Пд.М., 2 – Північний Макклін – Пн.М.):

1 – рудні поклади (Пд.М. – запаси $U_3O_8 = 0,8$ тис т при $\bar{C} = 0,73 \%$, Пн.М. – запаси $3,2$ тис т при $\bar{C} = 2,5 \%$); 2 – 4 – ореоли урану, в т.ч. 2 – найбільш контрастні $C_u > 10 \times 10^{-4} \%$; 3 – $C_u = 3-10 \times 10^{-4} \%$; 4 – $C_u = 1-3 \times 10^{-4} \%$; 5 – свердловини; 6 – поверхня неузгодженості порід осадового чохла і кристалічного фундаменту; 7 – шар сучасних четвертинних відкладів; $\bar{C}$ – середній вміст урану в рудах; C_u – вміст урану в ґрунтах

Метод ПГГЗ починає все ширше використовуватися КП "Кіровгеологія" при пошуках урану і дає позитивні результати. Так, наприклад, на пошуковій площі у межах південної частини Кочерівського грабену на стику Волинського і Білоцерківського блоків УЩ виконано зйомку ПГГЗ по сітці пунктів 500×500 м на площі 68 км^2 (М. Паталаха, В. Ващенко, М. Макаренко, 2002 р). Зйомку

виявлено декілька уранових ореолів, у т.ч. один комплексний з рідкіснометальною спеціалізацією. Розміри ореолів, вміст у підгрунтовому прошарку порід урану досягають і навіть перевищують ті показники, що відомі на ділянках промислових уранових родовищ на УЩ, де було вперше апробовано новітню модифікацію методу ПГГЗ.

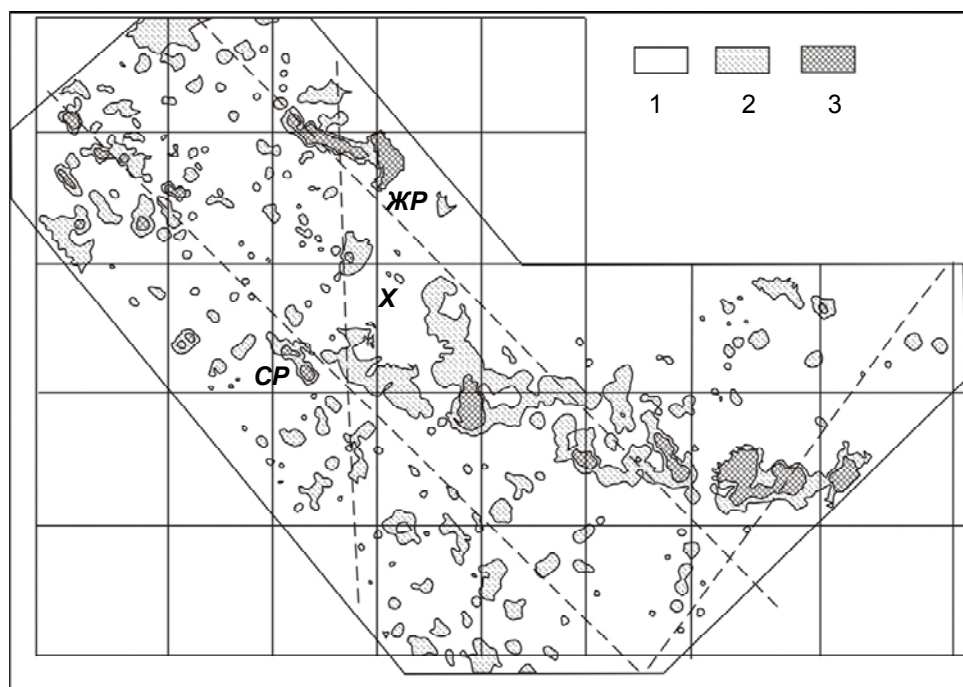


Рис. 5. Вміст рухомого урану ($U_{рух}$) в горизонті ґрунтів В

X – Хмельницька потенційна урановорудна зона, СР – Соколівський рудопрояв, ЖР – Жданівський рудопрояв.
Вміст рухомого урану, $10^{-5} \%$: 1 – 0,5-0,8; 2 – 0,8 – 3,4; 3 – більше 3,4.

Сучасні аналітичні можливості щодо визначення вмісту рідкісних металів методом атомної адсорбції замість традиційного спектрального аналізу і встановлені закономірності накопичення рухомих форм металів у вигляді вторинних ореолів у підґрунтовому прошарку порід (горизонт "В") дозволяють застосовувати метод ПГГЗ при пошуках не тільки уранових, але і рідкіснометальних та золоторудних родовищ. Досвід інших країн, зокрема Китаю, з яким М. Макаренко знайомився в провінції Юннань у 1995 р, свідчить, що підґрунтова геохімічна зйомка успішно застосовується китайськими геологами, зокрема при пошуках родовищ золота. Доказ ефективності широкомасштабного використання підґрунтової геохімічної зйомки при пошуках уранових, рідкіснометальних і золоторудних родовищ в умовах України є актуальним питанням, тому що, по-перше, – потенційно рудоносні гірські породи перекриті осадовими породами значної потужності, по-друге, – родючий (гумусовий) шар ґрунтів розвинений в Україні повсюди, а саме він виконує роль сучасного геохімічного бар'єру, на якому завдяки надходженню з надр до денної поверхні водно-газових флюїдів, що вміщують метали, фіксується як на "на промокашці" рудоносність надр, і, по-третє, – цей репрезентативний прошарок "В" ґрунтів легко доступний для опробування на певні метали, родовища яких шукають геологи.

На основі викладених вище досліджень з оцінки ефективності використання підґрунтової геохімічної (літогеохімічної) зйомки на окремих полях відомих урановорудних родовищ і ділянках, перспективних на виявлення уранової мінералізації, нами вперше застосовано широкомасштабні літогеохімічні пошуки уранових родовищ на Хмельницькій площі. По основній сітці пунктів 400×200 м та більш детальній – 200×200 м – на північній частині площі усього відібрано і проаналізовано на вміст урану загального та урану рухомого – близько 7 тис проб ґрунтів з репрезентативного горизонту "В" – перехідної зони між рослинним гумусовим прошарком і підстилаючими окисленими ґрунтами переважно суглинного складу. Аналізи проб на уран виконано у Центральній лабораторії КП "Кіровогеологія" лазерно-

люмінесцентним методом з чутливістю визначення його вмісту $0,5 \times 10^{-5} \%$. У горизонті "В" ґрунтів Хмельницької площі вміст урану (рухомої форми) $U_{рух}$ коливається в межах $0,5-101 \times 10^{-5} \%$. За результатами статистичного аналізу вмісту $U_{рух}$ за усіма пробами визначено фоновий ($0,5-1,3 \times 10^{-5} \%$) рівень, підвищений (більше $1,3-3,4 \times 10^{-5} \%$) і аномальний (більше $3,4 \times 10^{-5} \%$) рівні. За такими рівнями побудовано відповідну карту (рис. 5). Як видно, так звана "потенційна урановорудна" Хмельницька зона північно-західного напрямку практично не фіксується ореолами урану. У той же час, у межах вивченої площі виділяються три дійсно ураноносні – потенційно урановорудні – зони субширотного напрямку. Відносно більша з них перетинає Хмельницьку площу в центральній частині, зона проходить південніше м. Хмельник, має ширину 2-3 км при довжині більше 23 км. Із заходу урановий ореол виклинюється, а на сході не оконтурений. Друга потенційно урановорудна зона виявлена у північно-західній частині площі, у безпосередній близькості до перспективного Жданівського рудопрояву урану. Урановий ореол по цій зоні має найбільшу з усіх виявлених ореолів контрастність, хоча і значно меншій за площинні розміри. Третя перспективна на виявлення уранових родовищ ділянка, за даними літогеохімічної зйомки, визначена нами у південно-західній частині Хмельницької площі, де розвинені досить потужні ореоли урану (рис. 5).

Висновки. Таким чином, завдяки широкомасштабному застосуванню літогеохімічних пошуків на основі підґрунтової геохімічної зйомки у межах потенційно-урановорудної Хмельницької площі зроблено її загальну оцінку і, головне, визначено три зони (ділянки), які мають прямі ознаки ураноносності надр – ореоли урану. Саме в межах цих зон (ділянок) на Хмельницькій площі можуть бути виявлені уранові родовища. Як модельний об'єкт-аналог, з урахуванням геологічної будови і тектоно-метасоматичних перетворень гірських порід рудоперспективної товщі-докембрійських гранітоїдів, В.В. Шунько (геологічний факультет Київського національного університету імені Тараса Шевченка) пропонує взяти промислове уранове родовище Меріс-Вейл у штаті Юта, США.

1. Макаренко М.М., Паталаха М.С., Комов І.Л., Діденко П.І. Оцінка перспектив ураноносності територій модифікованими методами еманційної і підгрунтової геохімічної зйомки. // Збірник наукових праць ІГНС НАН та МНС України. – 2006. – Вип.12. – С. 63-70. 2. Малишев В.И., Соколова З.А. и др. Комплексные изотопно-радиогеохимические исследования при поисково-оценочных работах на уран: Отчет ВИМСа (Москва) по теме 42-79, фонды КП "Кировгеология", инв.№11167. – 1982. 3. Новиков Ю.О., Новикова Л.М. Методика геохімічних (літохімічних) пошуків рудних родо-

вищ в умовах Українського щита. – Сімферополь, 2008. 4. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М., 1975. 5. Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. – Новосибирск, 1976. 6. Поликарпочкин В.В. геохимическая съемка и поиски по потокам рассеяния на территории Украинской ССР // Геохимия и рудообразование: Сб. – К., 1983. – Вып. 11. – С.13-25. 7. Саєт Ю.Е. Вторичные геохимические ореолы при поисках рудных месторождений. – М., 1982.

Надійшла до редколегії 13.05.09

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.34:551.24

В. Старостенко, академік НАН України,
О. Кендзера, канд. фіз.-мат. наук, О. Сафронов, канд. геол. наук

ОСНОВНІ НАПРЯМКИ РОЗВИТКУ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ У ГАЛУЗІ ОЦІНКИ СЕЙСМІЧНОЇ НЕБЕЗПЕКИ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

У роботі відображено основні напрямки розвитку геолого-геофізичних досліджень у галузі оцінки сейсмічної небезпеки території України з урахуванням вимог державних будівельних норм В 1.1-12:2006.

The basic directions of geological and geophysical researches in the sphere of seismic hazard estimating for the territory of Ukraine, taking into account the requirements of State Building Codes B. 1.1-12:2006, are represented at the paper.

Постановка проблеми. Активізація сейсмічних процесів, яка спостерігається останнім часом у Середземноморсько-Альпійсько-Трансазійському сейсмоактивному поясі планети, значною мірою підвищує потенційний ризик виникнення на території України надзвичайних ситуацій при місцевих землетрусах і землетрусах зони Вранча.

7 квітня 2009 р о 22:30 за місцевим часом, в околицях м Дехлоран (провінція Ілам, Ісламської Республіки Іран) відбувся землетрус з магнітудою 4,5. Практично в цей же час – 6, 7 і 14 квітня 2009 р відбулася серія землетрусів на території Італії в регіоні Аbruццо. Кількість загиблих склала 260 осіб. 12 квітня 2009 р о 16:31 землетрус із магнітудою 4,4 спостерігався в Чорному морі на відстані близько 50 км від південного узбережжя Криму. З початку 2009 р в Кримсько-Чорноморському регіоні зареєстровано 96 землетрусів. Останній землетрус поблизу України в зоні Вранча з магнітудою 5 відбувся 25 квітня 2009 р о 20:18 за київським часом і відчувався населенням Румунії і Молдови. Аналіз тенденцій розвитку природних катастроф і їх прогнозування на перспективу свідчать, що на території України, внаслідок значних антропогенних змін у навколишньому середовищі і техногенній перевантаженості території, існує високий ступінь ризику виникнення землетрусів і пов'язаних з ними втрат. Така ситуація становить загрозу національній безпеці України в економічній, соціальній та екологічній сферах.

Основними чинниками, що визначають високий рівень сейсмічного ризику об'єктів на території України, є такі:

- ✓ південно-західна і південна частини території країни знаходяться в межах потужного сейсмоактивного поясу планети, який утворився в результаті зіткнення Євразійської, Африканської, Арабської та Індійської тектонічних мегаплит;

- ✓ діючі до 2007 р в Україні Будівельні норми і правила СНІП-II-7-81 "Будівництво в сейсмічних районах" для ряду територій країни занижували рівень прогнозованої розрахункової сейсмічної небезпеки порівняно з реально існуючою.

Слід зазначити, що останній катастрофічний землетрус в Китаї 12.05.2008 р, коли загинуло понад 70 тис чоловік, мав важкі наслідки через заниження значень параметрів сейсмічної небезпеки на нормативних картах Загального сейсмічного районування території Китаю. Для району вогнищевої зони землетрусу карта

прогнозувала 7-ми бальні струшування, тоді як при реальній події 12.05.2008 р у цій зоні спостерігалися 9-ти бальні сейсмічні ефекти. Щоб уникнути "нецільового використання коштів", будинки і споруди проектувалися з розрахунку на 7-ми бальні сейсмічні впливи, що, у результаті, спричинило величезні людські жертви і економічні втрати.

На території України місцеві землетруси проявилися в АР Крим, у Передкарпатті, Закарпатті, Чернівецькій, Одеській, Вінницькій, Кіровоградській, Тернопільській, Хмельницькій, Луганській областях і на півночі Львівської області. Сильні підкорові землетруси з сейсмоактивної зони Вранча (Румунія) відчуються людьми практично по всій території країни.

В умовах значної зношеності основних фондів та поширеності небезпечних екзогенних геологічних процесів, на території України навіть невеликі землетруси можуть спричинити важкі матеріальні і соціальні наслідки.

Надійне прогнозування кількісних значень фізичних параметрів сейсмічних коливань при майбутніх землетрусах повинне базуватися на потужному арсеналі наявних теоретичних методів, а також на основі безпосередніх сейсмологічних спостережень за землетрусами, вибухами і мікросейсмами.

Аналіз досліджень. У січні 2007 р закінчилася більш ніж 25-річна робота з розробки Державних будівельних норм "Будівництво в сейсмічних регіонах України", в результаті якої було впроваджено, замість застарілих СНІП II-7-81*, нові норми ДБН В.1.1-12:2006 [1]. Для їх підготовки протягом тривалого часу розвивалася мережа сейсмічних станцій, виконувалися інструментальні сейсмологічні спостереження, розроблялися методики і методичні прийоми детального сейсмічного районування (ДСР) і загального сейсмічного районування (ЗСР), виконувалися дослідження геолого-тектонічних умов і сейсмічної небезпеки особливо важливих об'єктів на території України. На рисунку показано положення особливо важливих об'єктів, для яких було проведено дослідження: значком **17** на схемі показано положення АЕС, проектування і будівництво яких було припинено; значком **18** – діючі АЕС з круговими площами районів оцінки сейсмічної небезпеки; значком **19** – крупні гідроенергетичні споруди з площами районів оцінки сейсмічної небезпеки.

У процесі вивчення геолого-тектонічних умов і сейсмічної небезпеки районів розміщення особливо важливих об'єктів України в Інституті геофізики було розроб-

лено методику виділення сейсмогенеруючих зон і оцінки потенційної сейсмічної небезпеки від них в умовах древніх платформ. Методика застосовувалася при оцінці сейсмічної небезпеки діючих і проєктованих АЕС та інших особливо важливих об'єктів. Для платформної частини території України було побудовано "Карту сей-

смодектонічних провінцій і зон виникнення вогнищ землетрусів (ВВЗ)". Подібна методика дозволила виділити крупні сейсмодектонічні структури, оцінити їх сейсмологічні параметри та сейсмічну небезпеку для особливо важливих об'єктів зокрема, та для платформної частини території України в цілому.

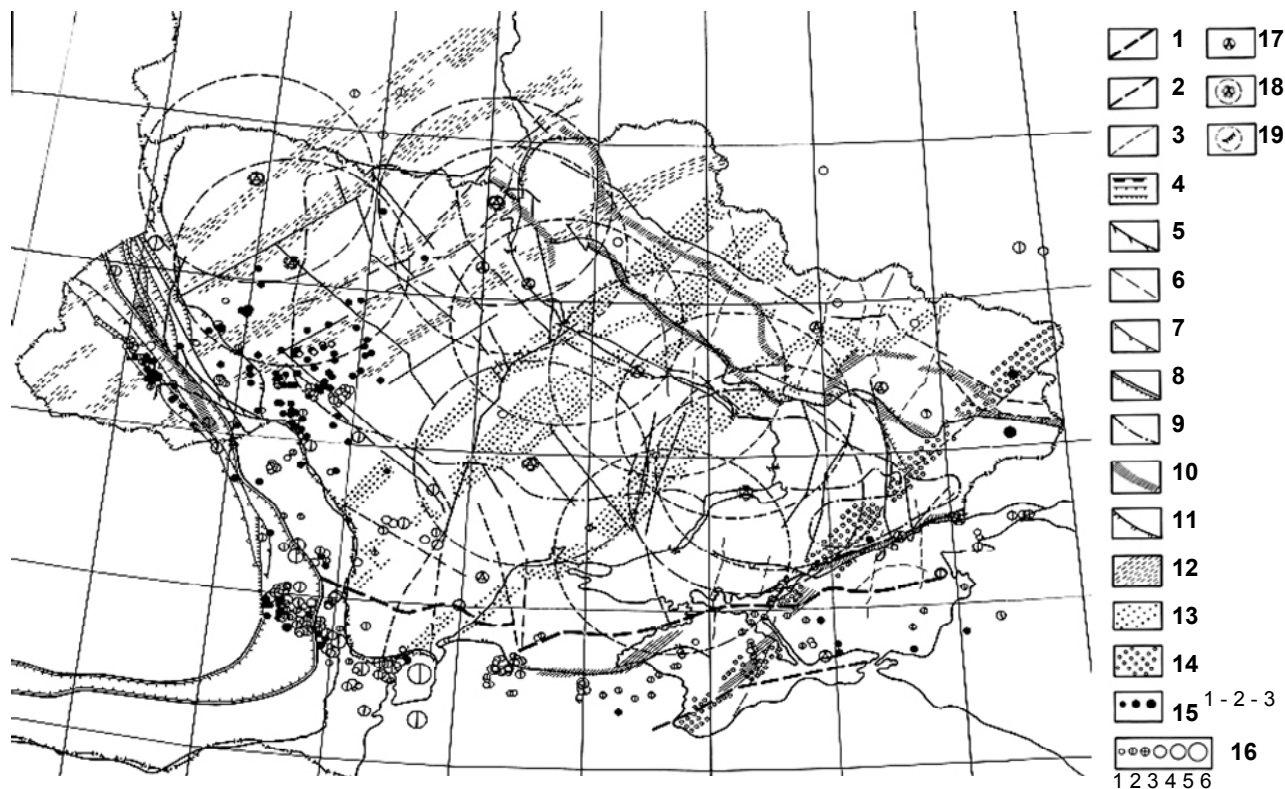


Рис. 1. Сейсмодектонічна карта районів розміщення особливо важливих об'єктів України.

Розривні порушення виділені за комплексом геолого-геофізичних даних і матеріалів космічних зйомок (суцільна лінія – виділені впевнено, пунктиром – імовірно): 1 – краєві шви; 2 – регіональні мантийні розломи, які обмежують крупні блоки докембрійського фундаменту складчастих і платформних структур; 3 – субрегіональні внутрішньокорові; 4 – покриви, насуви, підкльди; 5 – флексурно-розломна зона; 6 – локальні; 7 – межі скибово-насувної зони Передкарпатського прогину; 8 – межі Предкарпатського прогину; 9 – виходи дорифейського складчастого фундаменту на поверхню або область його неглибокого залягання. Елементи структури геофізичних полів: 10 – гравітаційні сходишки; 11 – межі областей позитивних значень сили тяжіння (і відносних гравітаційних максимумів). Основні зони лінеаментів, виділені за даними космічної зйомки: 12 – (трансконтинентальні і регіональні, пов'язані із зонами мантийного закладання, неотектонічно активні): "древні", архейсько-протерозойського закладання; 13 – "молоді" з підвищеною мезозойською тріщинуватістю; 14 – те саме, з палеозойською тріщинуватістю. Параметри землетрусів: 15 – епіцентри землетрусів, що відбулися на території південно-західного краю ССР з 2001 по 2006 рр.; 16 – градація за магнітудою: 1 – $M \leq 2.9$; 2 – $3.0 \leq M \leq 3.9$; 3 – $4.0 \leq M \leq 4.9$; 4 – $5.0 \leq M \leq 5.9$; 5 – $6.0 \leq M \leq 6.9$; 6 – $7.0 \leq M \leq 7.0$; градація по глибині: 1 – Н до 8 км; 2 – 8 км $\leq H \leq 60$ км; 3 – 60 км $\leq H \leq 300$ км; 17 – АЕС, проєктування і будівництво яких припинено; 18 – діючі та проєктовані АЕС з круговими площами районів оцінки сейсмічної небезпеки від локальних землетрусів; 19 – крупні гідроенергетичні споруди з круговими площами районів оцінки сейсмічної небезпеки від локальних землетрусів

Результати проведених досліджень, разом з іншими даними, були використані при складанні комплексу карт загального сейсмічного районування, представлених в ДБН В1.1-12:2006 [1]. Комплекс включає: Карту ОСР: А; В; С – для всієї території України в масштабі 1:2 500 000 для періодів повторюваності максимальних землетрусів один раз протягом 500 років (карта А), 1000 років (карта В) і 5000 років (карта С). Додатково наведено врізки карт для Автономної Республіки Крим і Одеської області. Інтенсивність прогнозованих струшувань наводиться для "середніх" ґрунтових умов та імовірності не перевищення розрахункової інтенсивності протягом 50 років на рівні 90 %, 95 % і 99 % відповідно. Карту ЗСР для територій АР Крим і Одеської області в масштабі 1:1 000 000 доповнені картами А0 для середнього періоду повторюваності 100 років з імовірністю не перевищення наведеної на них інтенсивності сейсмічних струшувань 61 % протягом 50 років [1].

Основні напрями геолого-геофізичних досліджень. При виконанні робіт зі складання карт ЗСР –

2004 використовувався лінеаментно-доменний підхід [2, 3] до моделювання сейсмодектонічної основи. Під сейсмолінеаментами розуміють протяжні (квазілінійні) сейсмодектонічні структури, в яких можуть виникати сильні землетруси, а під доменами – умовно-однорідні області, в яких рівномірно розподілені по площині менш значущі сейсмодектонічні структури. Такий підхід є ефективним при складанні карт загального сейсмічного районування масштабу 1:5000000–1:2500000 в умовах недостатньо детально вивченої місцевої сейсмічності.

З 2001 по 2009 р на платформній частині території України було зареєстровано ряд землетрусів. Як видно з рис. 1, вогнища деяких з них не потрапляють у виділені зони ВВЗ і тяжіють до тектонічних структур, які раніше вважалися не сейсмоактивними. Для виділення цих сейсмогенеруючих структур і оцінки їх сейсмодектонічного потенціалу необхідно розробити нові геолого-геофізичні, сейсмологічні та сейсмодектонічні підходи.

Основні напрями розвитку геофізичних досліджень у галузі оцінки сейсмічної небезпеки території України

передбачають розвиток мережі сейсмічних спостережень і удосконалення методів її визначення на рівні загального сейсмічного районування території країни (ЗСР), детального сейсмічного районування (ДСР) територій розміщення відповідальних об'єктів і сейсмічного мікрорайонування (СМР) окремих будівельних і експлуатаційних майданчиків.

Вказана на картах ЗСР сейсмічна інтенсивність відноситься до ділянок з середніми за сейсмічними властивостями ґрунтами (II категорії, згідно з таблицею 1.1 – ДБН В.1.1-12:2006) [1]. На ґрунтах 3 і 4 категорій за сейсмічними властивостями можливим є збільшення сейсмічної бальності порівняно з вказаною на картах ЗСР. Питання про величину приросту бальності, або її зменшення (на ґрунтах 1-ї категорії за сейсмічними властивостями), розв'язується за допомогою комплексу робіт з СМР.

Питаннями визначення сейсмічної небезпеки території країни в цілому, і територій населених пунктів та окремих будівельних і експлуатаційних майданчиків в Україні займається НАН України. В ній зосереджена мережа сейсмічних станцій, яка забезпечує необхідними даними роботу з визначення кількісних параметрів реальної сейсмічної небезпеки, створюючи основу для усієї діяльності в сфері сейсмічного захисту населення і економіки країни.

В основі будь-яких робіт з оцінки сейсмічної небезпеки лежать палеосейсмічні, макросейсмічні та інструментальні дані про сейсмічні події на досліджуваній і суміжних територіях. Для покращення робіт з оцінки сейсмічної небезпеки необхідно зробити доступною інформацію про параметри землетрусів на території країни і поблизу її кордонів (глибина, координати, механізми, енергетична характеристика тощо). Для цього необхідно створити єдиний банк цифрових сейсмологічних даних, з якого в режимі квазіреального часу можна було б отримати необхідну інформацію. Крім того, необхідно забезпечити максимальну надійність та об'єктивність сейсмологічних даних, що, в свою чергу, вимагає суттєвого збільшення кількості пунктів сейсмологічних спостережень на території країни, їх обладнання сучасною цифровою реєструючою апаратурою та відповідним програмним забезпеченням, а також постійного удосконалення методики обробки результатів сейсмологічних спостережень.

На даний час мережа спостережних станцій НАН України включає 36 сейсмологічних та геофізичних станцій, два регіональні (Львів, Сімферополь) і національний центр сейсмологічних даних (Київ). Але значна частина території країни, зокрема центральні, південні та східні області, не охоплені сейсмологічними спостереженнями, що не дозволяє на цій території достатньо надійно визначати кількісні характеристики сейсмічної небезпеки. Подальший розвиток сейсмологічної мережі на цих територіях є вкрай необхідним.

Протягом останніх років в межах платформної частини території України було зареєстровано декілька землетрусів з магнітудою від 3.2 до 4.4 і макросейсмічним проявом на поверхні 4–6 балів за шкалою MSK – 64, а також значну кількість менших сейсмічних подій. Необхідно передбачити можливість оперативного формування в зонах їх виникнення додаткових геофізичних моніторингових спостережень і макросейсмічних обстежень з метою встановлення генетичних зв'язків між геодинамікою, геотектонікою та місцевими землетрусами. У першу чергу, такі дослідження повинні проводитися в районах виникнення землетрусів у районах розташування важливих та екологічно небезпечних об'єктів і в крупних промислових регіонах.

Для ефективного застосування нових державних будівельних норм ДБН В.1.1-12:2006 "Будівництво в сейсмічних районах України" потрібні матеріали інстру-

ментальних сейсмологічних спостережень, зареєстрованих на сейсмологічних станціях, розташованих максимально близько від об'єктів, сейсмічна небезпека яких встановлюється. Отримана на підставі таких даних оцінка сейсмічної небезпеки дозволяє істотно скоротити витрати на сейсмостійке будівництво завдяки звууженню амплітудного і частотного діапазону прогнозованих максимальних сейсмічних впливів. Очевидно, що для реалізації такого підходу мережа режимних сейсмічних станцій повинна бути максимально щільною. На жаль, на даний час ця умова для платформної частини території України не виконується.

Враховуючи вищевикладене, пропонується здійснити наступні заходи.

1. Забезпечити розвиток і удосконалення системи сейсмологічних спостережень НАН України:

1.1 провести якісне апаратно-програмне переоснащення існуючих станцій, національного і регіональних центрів сейсмологічних даних, організувати комп'ютерний зв'язок між сейсмологічними центрами і станціями;

1.2 збільшити кількість пунктів сейсмологічних спостережень до рівня, який забезпечить реєстрацію на всій території України землетрусів з енергетичним класом $K=7$, що, у свою чергу, дозволить встановити активізовані на сучасному етапі геологічного розвитку тектонічні зони можливого виникнення катастрофічних землетрусів;

1.3 створити нові регіональні центри сейсмологічних даних в центральних, південних і східних областях України, забезпечивши між ними надійний зв'язок;

1.4 створити спільно з НАЕК "Енергоатом", Мінпаливенерго та МНС України локальні системи сейсмологічного моніторингу, за прикладом створеної навколо Південноукраїнського енергокомплексу (Ташлицька ГАЕС, ПУАЕС) і Новодністровського енергокомплексу ГЕС-ГАЕС, з включенням їх в єдину систему сейсмологічних спостережень України (подібні локальні системи необхідно створити навколо Рівненської, Хмельницької, Запорізької АЕС, об'єкту "Укриття" та декількох об'єктів у межах Харківсько-Донецько-Луганського промислового регіону).

2. Створити геолого-геофізичну основу для виділення зон ВВЗ масштабу 1:500 000–1:1000 000, для чого необхідно:

2.1 скласти з єдиних методичних позицій карти поверхні Мохоровичича, зон високих градієнтів геофізичних полів і глибинних розломів;

2.2 скласти у відповідному масштабі і на сучасному науково-методичному рівні карти структури геофізичних полів (гравітаційного, магнітного, теплового полів тощо), які відображають розломно-блокову будову і динаміку земної кори;

2.3 скласти схему геодинаміки і неогеодинаміки території України і прилеглих регіонів у відповідному масштабі з метою створення єдиної геодинамічної основи для виділення зон ВВЗ на платформній частині території України;

2.4 з використанням сучасних даних і нових матеріалів скласти уточнену карту неотектоніки території України і прилеглих регіонів, оскільки остання така карта – "Карта неотектоніки південного заходу СРСР масштабу 1:1000 000" – була складена ще в 1987 р;

2.5 скласти карту космолінеamentів відповідного масштабу, що відображають: будову земної кори, просторовий рисунок тектонічних порушень і їх генетичний зв'язок з лінеamentами, встановленими за геолого-геофізичними даними;

2.6 скласти карту розломної тектоніки з відповідною паспортизацією тектонічних порушень, які відбивають основні елементи цих порушень (прояви у фундаменти та осадовому чохла, глибину закладання, неотектонічну і сучасну активізацію тощо);

2.7 встановити геолого-геофізичні критерії виділення зон ВВЗ і потенційних зон ВВЗ на основі методу порівняльної сейсмотектоніки древніх платформ;

2.8 скласти на основі вищеперерахованого карти зон ВВЗ масштабу 1:500 000–1:1000 000.

3. Для сейсмологічних і сейсмотектонічних обстежень місць виникнення сучасних землетрусів у межах платформної частини території України необхідно оперативно створювати тимчасові локальні моніторингові геодинамічні полігони, оснащені 3-5-цифровими сейсмологічними станціями і системою магнітних, гравітаційних, гідродинамічних, теплових, геохімічних, еманацийних та інших спостережень. Це дозволить більш детально вивчити геолого-геофізичну обстановку і пов'язану з нею локальну сейсмічність.

4. Удосконалити методику, апаратний комплекс і програмне забезпечення робіт з сейсмічного мікрорайонування майданчиків розміщення особливо важливих і екологічно небезпечних об'єктів.

5. Удосконалити, з урахуванням умов України, методику побудови розрахункових акселерограм для моделювання (із заданою ймовірністю не перевищення протягом заданого періоду часу) максимальних сейсмічних впливів на основу досліджуваних об'єктів при сильних землетрусах із зони Вранча і з місцевих зон ВВЗ.

Висновки. Для виділення в межах платформної частини території України зон ВВЗ і уточнення викликані ними сейсмічної небезпеки, порівняно з показаною на картах ОСР – 2004 (ДБН В.1.1-12:2006), необхідно:

1. Розробити методику виділення зон ВВЗ в масштабі 1:200 000–1:1 000 000 і технологію оцінки їх сейсмотектонічних параметрів в умовах платформної частини території України.

2. Створити оптимальну і ефективну систему сейсмологічних спостережень, призначену для забезпечення об'єктивними даними інструментальних спостережень заходів з пониження сейсмічного ризику для населення, будівель, споруд, важливих і екологічно небезпечних об'єктів на території України;

3. Для забезпечення геолого-геофізичної основи сейсмічного районування скласти карти, що відображають: структуру геофізичних полів, глибинну будову земної кори, кристалічного фундаменту, їх розломно-блокову тектоніку з відповідною паспортизацією; неотектонічну активність досліджуваної території і розривних порушень; прояв у земній корі космоліментів; геодинаміку і неогеодиніміку території України і прилеглих регіонів.

4. Створити при Відділі сейсмічності Карпатського регіону і Відділі сейсмології ІГФ НАН України експеди-

ційні групи, забезпечені мобільною цифровою сейсмологічною апаратурою і транспортом, для апаратного сейсмологічного, сейсмотектонічного і макросейсмічного обстеження проявів землетрусів у межах платформної частини території України.

На основі вищеперерахованого можна буде створити удосконалену карту сейсмічного районування платформної частини території України, необхідну для оцінки сейсмічної небезпеки місць перспективного розміщення особливо важливих народно-господарських об'єктів і визначення кількісних параметрів прогнозованих сейсмічних впливів на об'єкти у вигляді розрахункових акселерограм, які моделюють коливання при виникненні на їх майданчиках проектних і максимальних розрахункових землетрусів.

Реалізація перелічених заходів дозволить:

✓ створити оптимальну і ефективну систему сейсмологічних спостережень, покликану забезпечити об'єктивними даними інструментальних спостережень заходів з пониження сейсмічного ризику для населення, будівель, споруд, важливих і екологічно небезпечних об'єктів на території України;

✓ підвищити ефективність функціонування важливої складової сил цивільного захисту – системи моніторингу і прогнозування надзвичайних ситуацій, пов'язаних із землетрусами і небезпечними вторинними явищами, як важливого інструменту попередження надзвичайних ситуацій та їх наслідків;

✓ понизити ризики виникнення техногенних катастроф, викликаних землетрусами і супутніми явищами, та пом'якшити їх можливі наслідки;

✓ забезпечити даними сейсмологічних спостережень детальні дослідження глибинної будови і геодинаміки Землі для цілеспрямованого пошуку корисних копалин і активних на сучасному етапі геологічного розвитку потенційно небезпечних тектонічних структур;

✓ підвищити рівень нормативно-правового забезпечення системи захисту від землетрусів;

✓ підвищити ефективність витрат на захист від землетрусів і вивчення внутрішньої будови Землі.

1. Будівництво в сейсмічних районах України. ДБН В.1.1-12:2006. – К., 2006. 2. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8000000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. – М., 1999. 3. Сейсмическая опасность юго-западной части Украины / Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Вольфман Ю.М. и др. // Будівельні конструкції. – 2004. – Вип. 60. – С.114-119.

Надійшла до редколегії 13.05.09

УДК 544.03+551.24

Н. Костенко, канд. геол. наук, Л. Кузів, асп.,
М. Толстой, д-р. геол.-мінералог. наук, О. Шабатура, канд. геол. наук

РЕЧОВИННО-ПЕТРОФІЗИЧНА ОЦІНКА ГРАНІТОЇДІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА З ВИЗНАЧЕННЯМ ЇХ ПРИДАТНОСТІ ДЛЯ СТВОРЕННЯ СХОВИЩ РАДІОАКТИВНИХ ВІДХОДІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. М.І.Толстим)

На основі петрофізичних даних кількісними методами визначено провідні петротипи гранітоїдних порід Волинського мегаблоку Українського щита, придатні для створення сховищ РАВ. З'ясовано, що між фізичними властивостями перспективних порід та їх текстурно-структурними особливостями існують певні кореляційні взаємозв'язки.

On the basis of petrophysic data by quantitative methods leading petrotypes of the Volyn megablock granitoids (Ukrainian Shield) are determined, which approach for creation in their areas of the disposals of the radioactive waste products. Interrelations between physical properties of rocks and their structural features are established.

Вступ. У зв'язку з розвитком атомної енергетики виникла нагальна потреба у безпечному захороненні радіоактивних відходів при виводі окремих блоків АЕС із експлуатації.

Особливо актуальною проблема охорони навколишнього середовища стала після аварії на ЧАЕС у зв'язку з необхідністю прискореного вивчення фізичних власти-

© Костенко Н., Кузів Л., Толстой М., Шабатура О., 2011

востей кристалічних порід як природного об'єкту для захоронень. Найбільш придатними для підземного розміщення радіоактивних відходів (РАВ) серед кристалічних порід є гранітоїди з огляду на їх розповсюдженість і фізико-механічні властивості.

Аналіз останніх досліджень. На даний час на території поблизу і безпосередньо в зоні відчуження Чорнобильської АЕС вже визначено дві перспективні ділянки: "Товстий ліс" і "Вереснянська", в межах яких такі кристалічні породи, як граніт-порфіри, граніти, гранодіорити пержанського (?) і рапаківіподібні біотит-роговообманкові граніти коростенського комплексів [1, 7], вважаються придатними для утилізації РАВ свердловинним способом. Значна глибина залягання цих порід (150-450 м) є однією з причин, що спонукали авторів даного повідомлення продовжити дослідження такого типу гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита (УЩ) з метою виявлення інших (альтернативних) місць для будівництва радіоактивних могильників як свердловинного, так шахтного типів. Критеріями групування петротипів є, у першу чергу, їх петрофізичні властивості та глибина залягання. За даними [1, 6] проектна глибина шведського геологічного сховища у кристалічних породах 300-700 м, тоді як для подібного українського, з урахуванням потужності осадових порід у зоні відчуження, вона може бути тільки більшою.

Мета статті. На основі петрофізичних та петрографічних даних, зібраних у НДС фізико-хімічних досліджень гірських порід (колишня ПНДЛ) геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, з'ясувати взаємозалежності між фізичними властивостями гранітоїдів та їх текстурно-структурними особливостями для визначення провідних петротипів гранітоїдних порід Волинського мегаблоку УЩ, придатних для створення в межах їх поширення першочергових (пріоритетних) і резервних сховищ РАВ.

Виклад основного матеріалу. Одним з основних факторів оцінки придатності порід для створення геологічного сховища є їх проникність для речовин, газів, фізичних полів. Першорядне значення при оцінці проникності порід мають структурно-текстурні властивості, які максимально проявлені в "структурно-чутливих" фізичних параметрах – пористості, анізотропії ряду фізичних параметрів, пружних характеристиках тощо. Серед фізичних характеристик кристалічних порід найбільш

важливою для коректного визначення місць для захоронення РАВ є проникність, яка безпосередньо пов'язана зі ступенем їх тріщинуватості. Остання, в свою чергу, залежить від пористості (особливо, ефективної), а також від пружних властивостей порід. Проведений кореляційний аналіз фізичних властивостей гранітоїдів Українського щита дещо розширив число ознак, які доцільно використовувати для виявлення мінімально-тріщинуватих відмін гранітоїдних порід. Такими параметрами, окрім пористості загальної (P_3) та ефективної ($P_{\text{еф}}$), швидкості повздовжніх (V_p) і поперечних (V_s) хвиль, виявилися також анізотропії швидкостей розповсюдження повздовжніх (A_{Vp}) і поперечних (A_{Vs}) хвиль і загальна радіоактивність порід (P_3). Зазначимо, що крім перелічених фізичних параметрів у провідних петротипах Волинського мегаблоку визначалися також об'ємна густина, густина мінеральна, густина твердого тіла, магнітна сприйнятливість, залишкова намагніченість, намагніченість насичення, фактор Кенігсбергера, теплопровідність, коефіцієнт теплової неоднорідності, дольові частки U , Th , K^{40} у загальну радіоактивність [3, 4, 5, 6].

Всупереч очікуваному, не було встановлено значимих кореляційних взаємозв'язків між теплофізичними параметрами гранітоїдів та ознаками, що опосередковано визначають відносний ступінь їх тріщинуватості. Вочевидь, це пов'язано з проявом накладених метасоматичних процесів.

Разом з тим, за результатами кореляційного аналізу були виявлені петрофізичні параметри, що характеризуються полярними (максимально від'ємними) величинами коефіцієнтів кореляції між $P_{\text{еф}}$ та V_p (0,82) і $P_{\text{еф}}$ та V_s (0,67). Це дозволило серед широкого спектру петрофізичних характеристик визначитися з тими із них, які можна рекомендувати для наближеної оцінки ступеня інтенсивності тріщинуватості порід. Для дрібнозернистих невивітрілих зразків масивної текстури із низькими величинами анізотропії пружних параметрів можливо, за величиною відношення $(V_p+V_s)/P_{\text{еф}}$, проводити попередню розбавку петротипів гранітоїдів Волинського мегаблоку, придатних для утилізації РАВ у межах їх поширення.

Для більш коректного розв'язання цієї проблеми був проведений кластер-аналіз із залученням усіх семи визначених нами петрофізичних параметрів, а саме: P_3 , $P_{\text{еф}}$, V_p , V_s , A_{Vp} , A_{Vs} , P_3 (рис. 1).

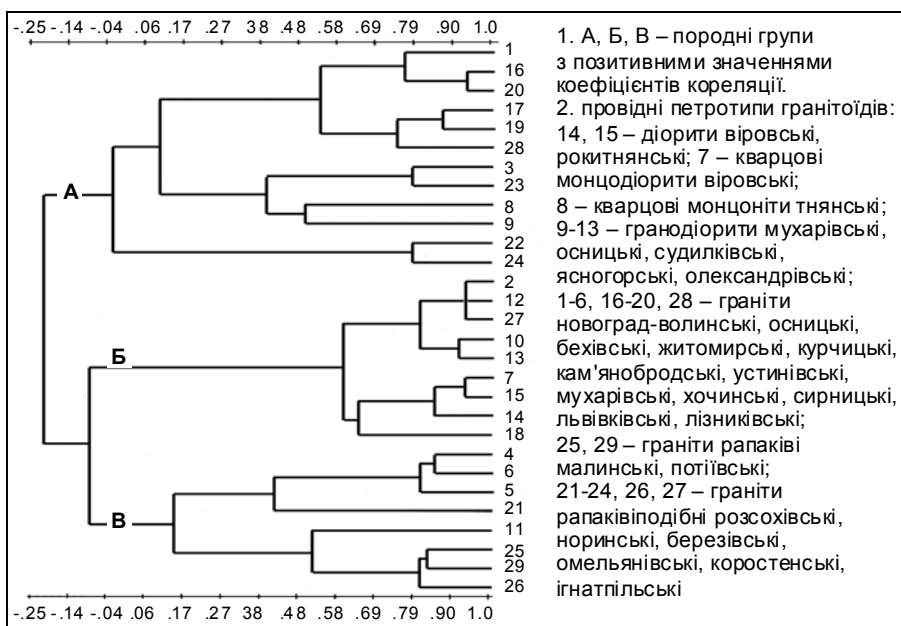


Рис. 1. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдних порід Волинського мегаблоку за петрофізичними параметрами.

За результатами проведених досліджень провідні петротипи гранітоїдів Волинського мегаблоку згідно зі структурою загального кластеру розбилися на 3 великі групи. Так, до складу породної групи "А" у межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції увійшли такі петротипи, як гранодіорити мухарівські, кварцові монцоніти тнянські, граніти новоград-волинські, устинівські, львівківські, мухарівські, сирницькі, лізниківські, бехівські, граніти рапаківіподібні березівські, норинські, омелянівські. Фігуративні точки цих гранітоїдів концентруються (рис. 2), головним чином, у правій частині факторної діаграми. Друга група "В" представлена петротипами, фігуративні точки яких частково знаходяться у полі попередньої групи, а саме: гранодіорити судилківські, граніти житомирські, кам'янобродські, курчицькі та граніти рапаківі малинські й потіївські, рапаківіподібні розсохівські й коростенські. Привертає увагу приуроченість їх фігуративних точок до центральної частини діаграми. Третю породну групу "Б" складають такі петротипи: діорити рокитнянські й віровські; кварцові монцодіорити віровські; гранодіорити ясногорські, осницькі, олександрівські; граніти осницькі, хочинські й граніти рапаківіподібні ігнатпільські. Поле фігуративних точок цих граніто-

їдів знаходиться виключно у лівій частині факторної діаграми. Центри полів породних груп "А", "В" і "Б" по суті утворюють чіткий тренд диференціації порід за ступенем їх тріщинуватості (проникності). Оскільки цей тренд субпаралельний осі F_1 , перший фактор розглядається нами як фактор, що систематизує провідні петротипи гранітоїдних порід Волинського мегаблоку за ступенем зростання інтенсивності тріщинуватості (проникності) – зліва-направо у напрямку до позитивного кінця його осі. Як видно з діаграми, у зв'язку з цим фактором значимі позитивні факторні навантаження мають P_{ef} і A_{V_s} , а значимі від'ємні – V_p та V_s . Саме за цими петрофізичними характеристиками, що характеризуються протилежними за знаком факторними навантаженнями, доцільно, на наш погляд, проводити розбавку гранітоїдних порід Волинського мегаблоку з метою визначення їх придатності для створення підземних сховищ РАВ. Доречно зазначити, що у зв'язку з F_2 спостерігається деяка диференціація згідно з їх загальною радіоактивністю. Але вона незначна, оскільки на F_1 приходить майже половина сумарної дисперсії – 49,3 %, тоді як на долю F_2 припадає лише 16,7 %.

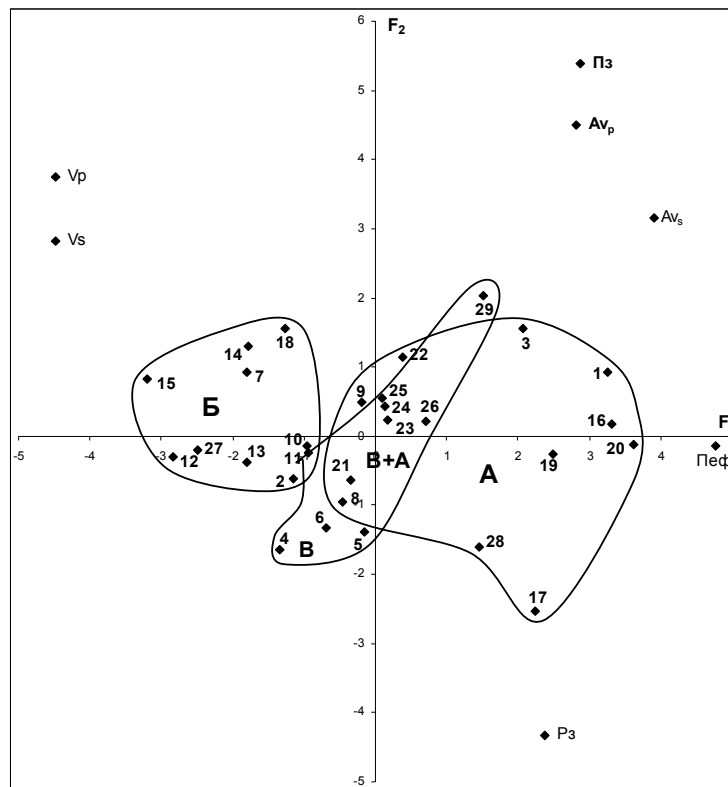


Рис. 2. Діаграма фігуративних точок провідних петротипів гранітоїдних порід Волинського мегаблоку УЩ за їх петрофізичними параметрами у площині перших двох факторів.

1. А, Б, В – породні групи, виділені за результатами кластер-аналізу; 2. Назви петротипів за рис. 1

За результатами проведених досліджень серед 29 петротипів гранітоїдів Волинського мегаблоку найбільш придатними для утилізації РАВ за петрофізичними ознаками, що опосередковано визначають ступінь їх тріщинуватості та проникності, можна назвати діорити рокитнянські, гранодіорити ясногірські осницького комплексу, граніти рапаківіподібні ігнатпільські коростенського. Цей висновок наочно підтверджується факторною діаграмою – фігуративні точки цих петротипів знаходяться в крайній лівій її частині. Характерною особливістю зазначених петротипів є їх масивна будова, а також

первинно-магматичні структури, що не зазнали відчутних змін під впливом вторинних процесів перетворення.

Діоритам рокитнянським (с. Рокитне, Рокитнянський масив) властива середньо-дрібнозерниста (переважно дрібнозерниста) будова і гіпідіоморфнозерниста, мікродіоритова структура. На ділянках, що піддалися калішпатизації, спостерігаються порфіробластова, монцонітова структури. Породи складаються з плагіоклазу, амфіболу, біотиту та нерівномірно розподілених калішпату й кварцу. Вторинні зміни проявилися в частковій епідотизації та серицитизації ядер плагіоклазу. За петрохімічною класифікацією [2] діорити рокитнянські відносять-

ся до калій-натрової серії вапняно-лужного ряду. Вони збіднені лугами, слабо пересичені кремнеземом та вапном і характеризуються помірною залізистістю.

Серед досліджених діоритів УЩ рокитнянські діорити характеризуються мінімальними значеннями загальної (1,9 %) та ефективної (0,103 %) пористості, найвищими величинами швидкостей розповсюдження поперечних та повздовжніх хвиль, відповідно, 6130 та 3540 м/сек.

Гранодіорити ясногірські (с. Ясногірка) за текстурно-структурними особливостями дещо подібні до рокитнянських. Вони мають масивну, дрібно-середньозернисту будову, рівномірнозернисту, гіпідіоморфнозернисту структуру, з'являються також елементи реакційної. Порооди складаються з ідіоморфного, таблитчастого зонального плагіоклазу, мікроклінопертиту, кварцу, біотиту, незначної кількості амфіболу, акцесорних та рудних мінералів. Пізні накладені процеси проявилися в епідотизації, хлоритизації, мусковітизації, утворенні флюориту по тріщинках у біотиті. Гранодіорити ясногірські відносно збіднені лугами та характеризуються помірною залізистістю. Спостерігається також незначний прояв пластичних деформацій, що фіксується появою "давлених" зерен кварцу з хвилястим та мозаїчним згасанням, вигином двійникових смужок в окремих зернах плагіоклазу, а також незначної кількості деформованих лусок біотиту. Відмічаються більш пізні тонкі, нерівні, короткі (у межах однієї зернини) тріщинки без ознак мінералізації.

Цей петротип має найнижчу серед гранодіоритів УЩ загальну пористість (1,3 %), а також найвищу серед подібних порід Волинського мегаблоку V_p (5780 м/сек) та V_s (3580 м/сек). Їх ефективна пористість – 0,151 %.

Гранітам ігнатпільським (с. Ігнатпіль, Народицький масив) властива масивна дрібно-середньозерниста з поодинокими овоїдами текстура. Структура мікропегматитова, нечітка овоїдна. Мікропегматитова структура характеризується наявністю дрібних (0,1-0,3 мм), близьких до округлої форми, вrostків кварцу у зернах польового шпату, а також наявністю облямівки пегматитового зрощення з кварцом з периферії невеликих овоїдів. Кварц присутній також у вигляді ксеноморфних (1-3 мм) зерен у міжзернових інтерстиціях. Порода складається з калішпату, плагіоклазу, кварцу, біотиту, амфіболу, акцесорних та рудних мінералів. Характерні незначні вторинні зміни у вигляді хлоритизації біотиту. За особливостями хімічного складу граніти відповідають сублужному ряду з незначним відхиленням в бік лужного.

Відзначаються незначні пластичні деформації, що проявилися у появі слабого хвилястого згасання у кварці. Крім того, поодинокі його зерна розбиті сіткою взаємоперпендикулярних тонких тріщин. Граніти ігнатпільські характеризуються найнижчою серед рапаківі й рапаківі-подібних гранітів загальною пористістю (0,9 %), найвищими серед подібних порід УЩ V_p (5890 м/сек) та V_s (3550 м/сек). Величина ефективної пористості – 0,123 %.

Полярними за своїми петрофізичними характеристиками до вищеописаних порід є граніти новоград-волинські й устинівські (кішинський комплекс), а також львівківські (пержанський комплекс). На факторній діаграмі фігуративні точки цих петротипів розташовані в крайній правій її частині.

Новоград-волинські граніти (м. Новоград-Волинський, Новоград-Волинський масив) – це породи масивної будови, середньозернисті, порфіроподібні, трахітоїдні, нечітко смугасті. Характерною особливістю цих гранітів є розвиток порфіробластової структури, а також смугаста будова й орієнтоване розташування порфіробластів калішпату (розмір їх по довгій осі сягає 8-10 мм). Складаються граніти з мікроклінопертиту, плагіоклазу, квар-

цу, біотиту, акцесорних та рудних мінералів. Вторинні зміни виявляються у розвитку хлориту по біотиту, епідоту, мусковітизації плагіоклазу й біотиту, утворенні альбітових облямівок навкруги зерен плагіоклазу, його серицитизації й пелітизації. Породам властива досить значна тріщинуватість і прояв пластичних деформацій, що відобразилися у вигині й появі хвилястого згасання лусок біотиту й різкому мозаїчному згасанні зерен кварцу. За хімічним складом граніти новоград-волинські відповідають нормальному ряду з високим рівнем ступеня окисненості заліза. Вони характеризуються високими загальною (2,8 %) та ефективною (0,765 %) пористістю, пониженими значеннями V_p (5070 м/сек) та V_s (3110 м/сек). Коефіцієнт теплопровідності – 3,03 В/м·К.

Устинівські граніти (с. Устинівка, Устинівський масив) – масивні, нерівномірнозернисті (від дрібно-середньозернистих до крупнозернистих) породи. Структура основної маси гіпідіоморфнозерниста, на окремих ділянках катакlastична, бластова. У складі гранітів визначені мікрокліни, плагіоклаз, кварц, біотит, реліктові зерна амфіболу, акцесорні й рудні мінерали. В породах має місце інтенсивний прояв процесів альбітизації, низькотемпературних гідротермальних змін (розвиток оксидів заліза, серицитизація, пелітизація плагіоклазу, часткова хлоритизація біотиту й ділянкове утворення дрібної луски біотиту пізньої генерації, а також розеткоподібного хлориту). Такі зміни притаманні міжзерновим зонкам, які частіше підпадають під вплив катакlastичних дій, розвиток тріщини тощо. На таких ділянках кварц часто гранульований, розлізаний, у ньому з'являється мозаїчне згасання, відзначається текучість зерен, між зернами утворюються сутурні границі.

Устинівські граніти характеризуються високою загальною пористістю (3,0 %) – однією з найвищих серед гранітів Волинського мегаблоку, а також високою ефективною пористістю – 0,977 %. Значення V_p та V_s складають, відповідно, 5080 й 3030 м/сек.

Граніти львівківські – щільні дрібно- й середньозернисті масивні або слабкорозсланцьовані породи, характерною особливістю яких є суттєво кварц-калішпатовий склад при незначному розвитку темноколірних мінералів. Структура бластокатакlastична і гранобластова зубчаста. Граніти складаються з калішпат-пертиту, кварцу, незначної кількості біотиту й плагіоклазу, акцесорних і рудних мінералів. У породах виявлений інтенсивний прояв катакlastичних процесів – розлізання кварцу, текучість його зерен, деформація зерен польових шпатів (вигин двійникових смужок) з наступним розбиттям їх тріщинками і незначним зсувом по них. Тріщинки залічені кварцом, серицитом. Окремі ділянки граніту внаслідок катаклазу й наступного бластезу перетворені у бластокатаклазит.

Для гранітів львівківських характерні високі загальна (3,4 %) та ефективна (1,215 %) пористість, низькі V_p та V_s – 5130 й 3100 м/сек, відповідно.

Устинівські й львівківські граніти віднесені до пересичених кремнеземом, багатих лугами порід. Для останнього петротипу характерна також низька залізистість.

Висновки. Таким чином, для петротипів окремих видів гранітоїдів (діорити, гранодіорити, граніти рапаківіподібні), які з точки зору їх петрофізичних властивостей були визначені нами як найбільш придатні природні об'єкти для захоронення РАВ, характерним є збереження їх первинно-магматичних структур, що свідчить про мінімальний вплив на породи постамагматичних і деформаційних процесів. За своєю текстурою – це дрібно- та середньодрібнозернисті рівномірнозернисті масивні породи. Їм також не властиві смугастість, гнейсуватість, значні катакlastичні й пластичні перетворення.

І, навпаки, граніти нормальні й сублужні, в яких інтенсивно проявлені метасоматичні й низькотемпературні гідротермальні зміни, явища катаклазу, наступної перекристалізації, посиленого тріщиноутворення, є мало придатними для ізоляції РАВ. Серед текстур і структур таких порід переважають гнейсуватість, смугастість, спричинені орієнтованим розташування мінеральних індивідів та їх скупчень, а також деформаціями різного спрямування. За величиною зерен – це, як правило, нерівномірностерних (від дрібно-середньозернистих до крупнозернистих) породи з порфіробластовими утвореннями.

Різняться гранітоїди і контрастністю типів геодинамічних обстановок свого формування. Якщо перспективні петротипи утворилися виключно в режимі тиску, то їх антиподи (тобто, не придатні для ізоляції РАВ) – розтягу.

Аналізуючи отримані результати комплексного дослідження гранітоїдних порід Волинського мегаблоку УЩ за їх петрофізичними і текстурно-структурними ознаками слід констатувати, що серед 29 провідних петротипів найбільш придатними для утилізації РАВ є **діорити рокитнянські, гранодіорити ясногірські осницького та граніти рапаківіподібні ігнатпільські коростенського комплексів.**

Відсутність суттєвих кореляційних залежностей між теплофізичними параметрами і тріщинуватістю досліджених петротипів дозволяє говорити про їх однорідність у механізмах теплопереносу і теплопередачі, що є важливим для захоронених радіоактивних речовин та їх тепловіддачі.

Припускається, що на ділянках "Вереснянська" і "Товстий ліс" є прямі глибинні аналоги обраних перспективних петротипів. Не виключено, що гранітоїди "Товстого лісу", які попередньо діагностуються як пержанські

[1], насправді є осницькими утвореннями. Можливо, з економічної і екологічної точок зору ділянки, в межах яких поширені виділені нами петротипи гранітоїдних порід, є менш перспективними для створення радіоактивних могильників, ніж виділені в [1], через їх віддаленість від Чорнобильської АЕС. Але використання їх як еталонних для проведення експериментальних робіт при вивченні порід зони відчуження з метою визначення впливу техногенних процесів на фізичні властивості гранітоїдів та їх мінімізації безумовно має сенс.

Усі інші петротипи породної групи "Б" і частково "В", зокрема, ті, фігуративні точки яких знаходяться в лівій частині факторної діаграми, можна віднести до числа резервних.

1. Изоляция радиоактивных отходов в недрах Украины (проблемы и возможные решения) / Отв. ред. В.М. Шестопалов. – К., 2006. 2. Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография // Е.Д. Андреева, В.А. Баскина, О.А. Богатиков и др. – М., 1985. 3. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання (довідник-навчальний посібник) / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко, А.П. Гожик, О.В. Шабатура – К., 2003. 4. Петрография, акцесорна мінералогія гранітоїдів Украинского щита та їх речовинно-петрофізична оцінка / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К., 2008. 5. Петрофизика гранитоидов Украинского щита / М.И. Толстой, А.В. Чекунов, И.Б. Щербаков и др. – К., 1987. 6. Толстой М., Кузів Л., Костенко Н. Петрофізична характеристика гранітоїдів з метою вибору об'єктів для захоронення радіоактивних відходів у межах Волинського мегаблоку Украинского щита (УЩ) // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2009. – № 47. – С. 28-31. 7. Шестопалов В.М., Шибекський Ю.О. Методологія дослідження ізолюючих властивостей гранітоїдів Украинского щита при захороненні радіоактивних відходів // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активізації. 36. наук. праць УкрДГПІ. – К., 2008. – С. 201-207.

Надійшла до редколегії 13.05.09

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 55.502.6

М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
І. Малахов, канд.техн. наук

ТЕХНОГЕННІ ЗМІНИ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ТА ПОРУШЕННЯ ПРИРОДНОГО ГЕОХІМІЧНОГО БАЛАНСУ У ГІРНИЧОДОБУВНИХ РЕГІОНАХ НА ПРИКЛАДІ КРИВБАСУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. О.І.Лукіємком)

Техногенез при видобутку залізних руд в Кривбасі досяг масштабів природних геологічних процесів. Спостерігається рівність порядків енергетичних його характеристик з характеристиками фотосинтезу. Це різко змінює еколого-геохімічні умови існування біоти і людини на території цього гірничодобувного регіону.

A technogenesis at iron ore mining in Krivy Rig Basin run up the scale of natural geological processes. There is an orders' equality of energy of technogenesis with . Because it sharply the environment geochemistry live conditions for biota and mankind this mining region.

Геологічна історія Землі як зміна умов для існування біоти. Все живе (біота) знаходиться в стані рухомої рівноваги з навколишнім природним середовищем. Останнє виконує по відношенню до живих організмів, включно людину, дві головних функції: 1 – обумовлює існування в певних його зонах умов для існування живих організмів; 2 – виступає як джерело хімічних елементів і сполук, необхідних для побудови організмів та численних біохімічних реакцій в них для забезпечення життя.

Кожна територія, разом з рівноважною кількістю рослинної маси, може утримувати певну кількість тваринної маси. Здатність території підтримувати життєдіяльність певної маси біоти (рослинності і тварин) можна назвати репродуктивним потенціалом території.

Репродуктивний потенціал територій до певного моменту історії був визначальним у розселенні людей.

Окрема територія могла "нагодувати" тільки певну кількість людей. З часом люди навчилися збільшувати репродуктивний потенціал територій шляхом штучних змін природних умов: зрошуванням засушливих земель, збільшенням родючості ґрунтів, розведенням рослин і тварин та ін. Але перетворення територій з економічної точки зору не завжди виправдано тому, що порушується їх природна рівновага. Раніше чи пізніше це приводить до екологічних наслідків, які нівелюють усі економічні прибутки від цього перетворення. Простіше, якщо враховувати кінцевий ефект, пристосовуватись до природних умов територій – планувати на них діяльність, яка суттєво не змінює їх і дає найбільший економічний ефект. При цьому дуже важливо щоб кількість населення на цих територіях не перевищувала критичну межу.

© Коржнев М., Малахов І., 2011

Якщо розглядати людину як біологічний вид, то вся її діяльність протягом всієї історії цивілізації є прикладом інвазії – завоювання життєвого простору і витіснення всіх інших біологічних видів.

Всі фактори антропогенного впливу на біорізноманіття можна представити як єдину систему [5]. Слід відмітити, що в кінцевому рахунку всі ці фактори тим чи іншим чином обумовлюють: 1 – зменшення життєвого простору біоценозів; 2 – зміни умов їх існування. Останні можуть бути несприятливими чи катастрофічними, і важливо оцінити характеристики техногенезу, які визначають порушення еколого-геохімічного стану територій.

Глобальна геоекосистема постійно еволюціонує. Тривалі еволюційні періоди розвитку перериваються відносно короткочасними епохами діастрофізму. Останні характеризуються інтенсивними тектонічними рухами з утворенням гірсько-складчастих систем, широко проявленим вулканізмом та кардинальною зміною складу атмосфери за рахунок масових викидів вулканічних газів. З епохами діастрофізму корелюються глобальні зледеніння, у які на значний період практично "замирають" поверхневий стік і процеси гіпергенезу. Зрозуміло, що такі катастрофічні зміни умов існування біоти для абсолютної більшості біологічних видів є фатальними. Після епох діастрофізму органічний світ планети починає відновлюватись з окремих видів, що вижили в ці епохи. Він вступає у новий виток еволюції з новим набором біологічних видів. На цій закономірності – присутності різного набору решток біоти у відкладеннях різного геологічного часу, ґрунтується стратиграфічне розчленування осадових товщ.

Будь-яку епоху діастрофізму можна вважати точкою біфуркації розвитку глобальної геоекосистеми, в яку кардинальним чином порушуються баланси фізико-хімічних умов, потоки речовини і енергії, що склалися у попередній геологічний період. Наступний геологічний період – це час існування вже нової глобальної геоекосистеми зі своїми підсистемами, коли всі баланси у геологічному середовищі і на його поверхні починають еволюційно відновлюватись з різною швидкістю.

Прикладом таких балансів є баланс між мінералогічним і хімічним складом верхньої частини літосфери та атмосферою і поверхневою гідросферою.

У спокійні періоди геологічного розвитку, після танення льодовикового покриву в епохи глобальних потеплень, породи, підняті на поверхню в епохи діастрофізму, поступово починають приходити у фізико-хімічну рівновагу з гідросферою і атмосферою. Формуються кори вивітрювання, які є мінеральним скелетом ґрунту. Але мінеральний скелет ґрунту стає ґрунтом, на якому може зростати рослинність, коли до нього потрапляє органічна речовина. Справа у ступені підготовленості геологічного середовища як джерела живлення рослин хімічними елементами і їх сполуками. Роль біоти у підготовці речовини літосфери до її "споживання" рослинністю і включення до біохімічних процесів є великою. Агентами, які переводять до "істинної" (рухомої) форми хімічні елементи мінералів і гірських порід, являються високомолекулярні органічні кислоти (гумінові і фульвові кислоти), біогенні сода, луґи, гази, продукти життєдіяльності мікроорганізмів, низькомолекулярні органічні кислоти типу мурашиної, оцтової, олійної, молочної, щавелевої, винної та ін. [14]. Рухомість, наприклад, металів у ґрунтах і їх кількість у рослинах напряму пов'язана з кількістю у них органічного вуглецю та гранулометричним складом ґрунтів, меншою мірою, із вмістом карбонатів кальцію.

В епохи діастрофізму геологічної історії корінним чином змінюється структура потоків речовини в літосфері,

насамперед вод. Першою причиною є наступне похолодання клімату й формування льодовикових покривів, що призупиняє поверхневий стік, а другою – формування розломів різного масштабу. При розкритті розлому різко падає літостатичний тиск, за рахунок чого всі води (поверхневі і підземні), що знаходяться поблизу зони розлому, всмоктуються до нього. Це відноситься навіть до розчинів у газово-рідких включеннях, які можуть руйнуватись при падінні тиску. У так звані регматичні розломи можуть всмоктуватись й води світового океану [8].

Будь-який етнос пристосований до природних еколого-геохімічних умов території, на якій він мешкає, тому що їх зміна відбувається дуже повільно, значно повільніше ніж зміна його поколінь. Якщо на створення кори вивітрювання порід, а на ній ґрунту, на якому активно може зростати рослинність, витрачаються тисячі років, на ховання осадових порід на глибині і перетворення їх у метаморфічні – сотні тисяч і мільйони років, то частота змін поколінь людей дорівнює всього 25 рокам. Організм людини при такій частоті змін поколінь встигає пристосуватись до змін еколого-геохімічних умов території на генетичному рівні.

В епоху техногенезу (останні 200 р історії людства) діяльність людини призвела до того, що на поверхню Землі у зону вивітрювання порід підняті величезні маси гірських порід з різким порушенням геохімічного балансу верхньої частини літосфери з атмосферою і гідросферою. До цього додаються неприродні відходи життєдіяльності людини у верхній частині літосфери (синтезовані у великій кількості хімічні сполуки, радіоактивні елементи, вилучені у чистому вигляді метали та ін.). Порушується природна циркуляція вод, різко змінюються еколого-геохімічні умови територій, до яких органічний світ, у тому числі і людина, за відносно короткий час пристосуватись не може. Особливо чітко це проявлялося у місцях масового видобутку і переробки мінеральної сировини.

Порушення природних геохімічних балансів на поверхні геологічного середовища при видобутку корисних копалин. Довготривале інтенсивне використання надр в Україні призвело до накопичення негативного впливу на навколишнє природне середовище і людину. Найбільш наглядно це можна спостерігати в гірничодобувних районах України, де екологічна ситуація досягла критичної межі, що має прояв у різкому збільшенні надзвичайних геологічних ситуацій. Техногенні зміни геологічного середовища (ГС) призвели до порушення його наступних параметрів [9]: інженерно-геологічних (екзо-геодинамічних); геохімічних (ландшафтно-геохімічних); гідрогеологічних; геофізичних (сейсмо-геофізичних); медико-геологічних.

Сучасні техногенні зміни геологічного середовища порушують його природний рівноважний стан та баланс з біосферою. Цей баланс має певну структуру, в яку включені певні чинники їх взаємовпливу та суміжні середовища – поверхнева гідросфера і атмосфера.

На території України геологічне середовище має два рівні техногенних змін його параметрів та їх впливу на біоту:

1) власні техногенні зміни за рахунок видобутку корисних копалин з вилученням значних обсягів мінеральних мас та деформаціями денної поверхні;

2) поверхнєве (приповерхнєве) накопичення повітряних викидів, твердих відходів, скидів у водне середовище, залишків нафтохімічних сполук і засобів хімізації земель з наступним забрудненням ландшафтів, поверхневих водоймищ і ін.

При цьому порушуються природні геохімічний і гідродинамічний баланси та здійснюється структурна пе-

ребудова потоків речовини і енергії. Фактично йдуть швидкі техногенні зміни геологічного середовища, схожі зі змінами в епохи діастрофізму геологічної історії.

Геологічне середовище представляє тип відкритої підсистеми, активно взаємодіючої з іншими складовими на поверхні Землі. У гірничодобувних регіонах на характер взаємодії підсистем значно впливає техногенез у геологічному середовищі у відповідності з теорією відкритих нерівноважних систем. Такі системи обмінюються між собою інформацією, енергією і (або) речовиною. Підсистеми, що входять у таку систему, безупинно флюктуують. Флюктуація, або їхня сукупність, може виводити систему зі стану, близького до стійкої рівноваги. Вона переходить у хиткий, нерівноважний стан. Руйнуються морфологічні структури, зв'язки між морфологічними елементами. У результаті, випадкова мала флюктуація навколо *точки біфуркації*, приводить до корінних змін структури і функцій системи. Біля точки біфуркації прогнозування подальшої еволюції системи принципово неможливо. Вона може розпастися на прості складові, що мають більш низький рівень організації. Але більш важлива, здатність до самоорганізації системи, ускладнення, переходу на більш високий рівень організації. Такий розвиток подій супроводжується виникненням так званих *дисипативних структур*. Виникаючи вони розсіюють енергію, отже генерують ентропію, і для підтримки свого існування вимагають підведення з зовні інформації, енергії, речовини. Дисипативні структури представляють собою розвиток флюктуацій у рівноважній відкритій системі після *необоротного* переходу в новий стан, у якому дисипативні структури мають рівень організації більш високий, ніж елементи в системі до біфуркації.

Для твердження необоротності трансформації природної екосистеми у техногенну, достатньо лише порушити симетрію між минулим і сьогоденням, сьогоденням і майбутнім. І. Пригожиним і І. Стенгерс [11] показано, що лише умови необоротності не достатні для моделей, що описують еволюцію відкритих систем. Змістовні моделі еволюції повинні містити докази відкритості систем, наявності точок біфуркації і дисипативних структур, якщо розглядати варіант самоорганізації. Необоротність є той механізм, що створює порядок з хаосу. Геологічне середовище у місцях видобутку корисних копалин має усі визначені вище ознаки:

- ✓ *відкритість* – геологічне середовище, у якому відбувається техногенез, є відкритою системою (техногенна трансформація геологічного середовища приводить до ланцюжка змін в інших природних середовищах);
- ✓ наявність *біфуркації* (геологічне середовище зазнало зворотних змін, що дали поштовх ланцюжку техногенних процесів у навколишньому природному середовищі);
- ✓ існування *дисипативних структур* (гірничі виробки, антропогенні морфоструктури).
- ✓ Необхідні умови:
- ✓ *фактор необоротності* (обумовлений необоротними змінами у геологічному середовищі);
- ✓ *наявність події* (точка біфуркації на кожному родовищі визначається умовами і масштабами видобутку);
- ✓ *нестабільність природної екосистеми* (порушення балансу масових швидкостей нагромадження та вилучення порід, і мінералів у надрах стає відправним пунктом нового порядку з більш високим рівнем організації).

З огляду на дану обставину критерій стану геологічного середовища як відкритої, істотно нерівноважної внаслідок техногенезу системи повинне характеризувати віддаленість системи від стану рівноваги. Таким критерієм виступає ентропія.

Такий підхід дозволяє інакше розглядати необоротну трансформацію природного середовища. *Гірничодобувні регіони й урбанізовані території, відзначені необоротною трансформацією природних екосистем, виглядають не тільки територіями, де відбувається деградація природних екосистем, а й місцями виникнення нового порядку в біосфері.*

У свій час В.І. Вернадським було введено поняття геохімічного циклу як сукупності явищ і процесів, що приводять до кругообігу хімічних елементів у земній корі. Зробимо деякі зауваження стосовно геохімічного циклу заліза тому, що далі порушення природних геохімічних балансів на поверхні геологічного середовища буде розглянуто на прикладі розробки родовищ Криворізького залізорудного басейну.

Якщо розглядати залізисто-кремневі формації докембрію криворізького типу, то природний геохімічний цикл заліза почався з вивітрювання порід суші, переносу і накопиченні його у двохвалентному розчиненому стані у водах світового океану та закінчився переводом його у трьохвалентний стан і осадженням у нижньопротерозойських басейнах седиментації з появою в атмосфері кисню за рахунок діяльності сине-зелених водоростей. Залізисто-кремневі формації, що сформувалися внаслідок наступних процесів діагенезу і метаморфізму, тектонічними рухами виводились на рівень ерозії. При їх окисненні і вивітрюванні залізо знову могло вступати у природний геохімічний цикл, але це інший цикл в окисному середовищі й зовсім інших умовах. Накопичення великих мас заліза у ньому не характерно, хоча відомі родовища залізних руд у фанерозої, близькі до залізисто-кремневих формацій докембрію криворізького типу, джерелом заліза для них були вулканічні ексталяції, а не породи суші, що вивітрювались.

Внаслідок розробки залізорудних родовищ залізо вилучається із природних геохімічних циклів й вступає в техногенні цикли. Прикладом такого циклу може бути видобуток і переробка залізних руд, виплавка чавуна і сталі, вироблення з них машин і устаткування, його експлуатація, перевід на металобрухт і знову виплавка з нього сталі. Залізо може повертатися до природних циклів через окиснення та іржу.

У Криворізькому залізорудному басейні оцінки масштабів техногенезу як штучного геохімічного процесу вилучення мінералів заліза з геологічного середовища вказують на те, щонайменше 14 км³ надр утягнуто у ці процеси внаслідок підземного видобутку залізної руди.

Для регіонів з підземним видобутком сировини закономірним є те, що в межах шахтних полів земна кора пронизана вертикальними і горизонтальними виробками.

За 120 років підземної розробки за різними оцінками в надрах було пройдено від 10 до 12 тис км виробок. Більша частина їх знаходиться у рудних тілах. Стовбури, квершлаги, вентиляційні й навколостовбурні виробки слугують десятиліттями. Найчастіше, навіть після повного відпрацювання родовища виробки залишаються. Мережа виробок і зона обвалення та зсуву інтенсифікують водообмін між водоносними горизонтами. Г.М. Малахов навів факти розчинення піритів шахтними водами і подальшої реакції з вапняками. Наслідком цього штучного геохімічного процесу було виділення у виробках шахти "Батьківщина" вуглекислого газу. Зафіксовано самозаймання сульфідів під час проходки стовбура шахти № 3 у районі кар'єру "Кочубей" (нині шахтоуправління "Міттал Стіл"). Порожнини, заповнені розпущеними породами, а також виробки в товщі порід створюють умови для інтенсивної взаємодії гірських порід з атмосферним повітрям, чого у природних умовах не відбувається.

Отже, підземний видобуток залізних руд супроводжується істотними змінами геологічного середовища. Виникають нові умови формування елементів його складових, нові геохімічні ефекти, дію яких ще не вивчено. Масштаби механічних змін у надрах можна зіставити з процесами гороутворення.

Геохімічні зміни мінерального і хімічного складу геологічного середовища з поверхні і до глибини 2500–3000 м зумовлені самим фактом вилучення з надр, переробки і переміщення більше 6 млрд т залізної руди. До цього слід додати ще 7 млрд т шлаків, окиснених кварцитів та порід розкрити, розміщених в антропогенних морфоструктурах.

Загалом, з вузької меридіональної смуги завширшки 0,5–3,0 км і завдовжки 90–100 км протягом понад 100 р вилучено 1,6–2,8 млрд т хімічно чистого заліза.

М.Ф. Глазовський [3] пропонує для оцінки потужності техногенних геохімічних потоків речовини в біосфері використовувати низку показників, серед яких є й "спеціальна техногенність", U .

$$U = M_1 + II_1 / n_n \quad (1)$$

де M_1 – кількість видобутого елемента з площі родовища за рік, т; II_1 – кількість елемента, переведена до техногенних потоків з площі родовища за рік, т; n_n – кларк елемента в ноосфері.

Скористаємося цим показником для оцінки потужності техногенних геохімічних потоків у процесі добування залізної руди в Кривбасі. Зазначимо, що нижче йдеться лише про один хімічний елемент – Fe. Площу Криворізького басейну приймаємо за 500 км². Час видобутку руди – 100 р. Вірніше обчислювати щільність потоку, враховуючи річну динаміку добування, але маємо на увазі лише оцінку порядку ефекту техногенного геохімічного потоку: $n_n = 2,2$, за даними М.Ф. Глазовського, тому $U = 110 \div 200$ кг/м² за рік.

Щільність техногенного геохімічного потоку в Кривбасі, оцінена у такий спосіб становить 12–20 % світового штучного геохімічного потоку заліза (500–1000 кг/(м²·рік)) [3]. Хоча щільність потоку Fe на поверхні земної кулі далека від рівномірної (у більшості зосереджена у невеликій кількості гірничодобувних регіонів), навіть нижня межа у 12 %, вражає. Підкреслимо, що розглянуто геохімічний потік лише одного елемента – заліза. Загальний техногенний геохімічний потік хімічних елементів у регіоні значно більший.

Нескладні розрахунки дають змогу оцінити сумарну кількість солі (хлориди, сульфати, карбонати), що надходить у навколишнє середовище з надр. Річні обсяги шахтної води, яку закачують у шахту, а потім видають на поверхню, тривалий час знаходяться у межах 11–14 млн м³. За час роботи кар'єрів гірничо-збагачувальних комбінатів (40–45 рр) відкачано близько 250 млн м³. Рівень мінералізації не перевищує 6,0 г/дм³. Виходячи з наведених цифр, ми оцінили загальну кількість солі, яка потрапила на поверхню за період розробки залізрудних родовищ Кривбасу в $\sim (11-12) 10^6$ т. Близько 85 % загальної кількості солі складають хлориди натрію.

Навіть тільки два факти: вилучення залізної руди та наявність високо мінералізованої води, що потрапляє на поверхню з надр, досить переконливо вказують, що внаслідок добування залізних руд відбулися техногенні зміни у геологічному середовищі в обсягах, які не можна вважати локальними змінами. За межами дослідження залишаються інші чинники, що формують техногенне середовище. Передусім ідеться про вилучення і вивітрювання порід, з яких складені антропогенні геологічні морфоструктури. Досить активними останнім часом стають гравітаційні процеси в антропогенних морфоструктурах (флювіальні зрушення, обвалення, зсув та просадка

поверхні). Існують також процеси окиснення надр унаслідок інтенсивної вентиляції виробок та депресії вентиляційного струменю через зону обвалення.

Вилучення мільярдів тонн заліза і переміщення десятків кубічних кілометрів порід у надрах має впливати на електричні, гравітаційні та магнітні поля у Криворізькому залізрудному басейну. Сукупність механічних, фізичних і хімічних змін у верхній частині земної кори, просторові масштаби літосфери, охоплені техногенезом, та об'єми добутої мінеральної сировини дають змогу констатувати, що у Криворізькому залізрудному басейні виникло техногенне геологічне середовище, яке має тенденції розвитку, відмінні від закономірностей природного середовища, та порушення природного геохімічного балансу верхньої частини літосфери, східне за масштабами з порушеннями геохімічного балансу епох діастрофізму геологічної історії.

Криворізький залізрудний басейн тут наведений як приклад. Крім нього на території України існує Донецький вугільний басейн, райони видобутку сірки і солей у Передкарпатті та ін. [4]. Всі ці місця видобутку корисних копалин можна вважати дисипативними структурами геологічного середовища, де вже здійснюється перехід від природної до нової відносно стабільної природно-техногенної геоекосистеми з новими геохімічними умовами територій, до яких людина разом з іншими біологічними видами не може швидко пристосуватися. Якщо брати до уваги, що такі самі зміни геологічного середовища в межах нашої держави йдуть на інших територіях господарської діяльності людини, то можна прийти до висновку, що *все геологічне середовище України знаходиться в стані переходу до нової природно-техногенної геоекосистеми з новими геохімічними умовами, що порушують баланс біосфери з іншими геосферами Землі*. Такі трансформації геологічного середовища відбуваються в багатьох інших центрах видобутку мінеральних ресурсів у світі, що обумовлює сучасний природно-техногенний виток еволюції глобальної геоекосистеми. Виникає питання: як далеко ми зайшли на шляху трансформації екосистем?

Аналіз даних, наведений у Британській енциклопедії, Великій радянській енциклопедії, довідниках Гірничого бюро США, а також узагальнення проведені М. Неймайером, А.Є. Ферсманом указує, що з початку XIX ст щорічний видобуток мінеральних ресурсів зростає у першому наближенні за експонентою (рис. 1, крива 1) з параметрами:

$$L = 0,0334 \times e^{0,76t} \quad (2)$$

де, L – загальна маса видобутих мінеральних ресурсів, т/рік, t – час в роках.

Обсяги порід верхньої частини земної кори, що охоплені техногенезом внаслідок видобутку мінеральних ресурсів (P), також зростають за експонентою, значно, приблизно на порядок, випереджаючи щорічний видобуток (крива 2 на рис. 1).

$$P = 0,0236 \times e^{0,72t} \quad (3)$$

За А.Б. Роновим [12], маса осадоної оболонки суходолу з урахуванням платформних утворень складає $G = 0,51 \times 10^{18}$ т. Якщо підставити цю цифру замість P у рівняння 2, то, відрізок часу, за який річна маса порід літосфери утягнута до техногенезу сягне маси осадоної оболонки Землі складатиме близько 50 років.

Отриману цифру ніякою мірою не слід розглядати, як ще один апокаліптичний прогноз. Сама по собі маса осадоної оболонки, а також динаміка техногенного переміщення порід літосфери визначені за даними різної вірогідності, а тому вельми приблизно, з точністю до 1–2 порядків. Тому, скоріше можна інтерпретувати

отриману величину як аргумент на користь того, що техногенез у геологічному середовищі за масштабами дії зрівнявся з природними геологічними силами на планеті. Відносно самої кількісної оцінки інтервалу часу, то з деякими застереженнями можна припустити, що уже у найближче сторіччя очікуватиметься зменшення темпів видобутку мінеральних ресурсів через набли-

ження маси техногенно-переміщуваних гірських порід до мас геологічних тіл у літосфері та економічне і фізичне виснаження мінеральної сировини. У будь-якому разі уже найближчим часом слід очікувати стабілізації обсягів видобутку, й задовго до повного фізичного виснаження не відновлюваних мінеральних ресурсів загостриться проблема контролю за їх розподілом.

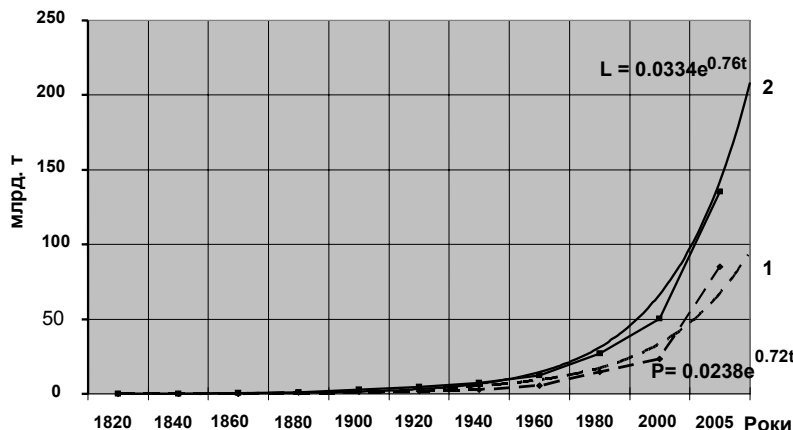


Рис. 1. Тенденції зростання обсягів видобутку мінеральних ресурсів та порід літосфери, що утягнуті до переміщення внаслідок процесів видобутку:
1 – щорічний видобуток мінеральних ресурсів, 2 – щорічна маса порід верхньої частини земної кори, охоплених техногенезом внаслідок видобутку мінеральних ресурсів

За 125 років промислових розробок у Кривому Розі було видобуто близько 7×10^9 т залізної руди. Середня масова швидкість вилучення залізної руди за цей період склала величину $\approx 6 \times 10^7$ т/рік ($\approx 2 \times 10^7$ т/рік Fe). Водночас із видобутком залізної руди з надр вилучалося й переміщувалося в середньому трохи більше, як 5×10^8 т/рік гірничих порід з різних геологічних структур залізисто-кремневої формації. В умовах докембрію за такий проміжок часу осаджувалося до $5,0 \times 10^6$ т речовини цієї формації, що уміщувала $\sim 10^6$ т Fe. Випадково чи ні це порівнюється зі швидкістю повернення заліза до його природного геохімічного кругообігу (циклу) за рахунок корозії металу. За Г. Улігом [15], в світі щорічні безповоротні втрати чорних металів від корозії складають 10% від усього виплавленого заліза, близько $(1,5-1,7) \times 10^7$ т/рік, що відповідає трохи більше ніж 10^6 т/рік Fe. Із залізної руди, видобутої у Кривбасі, виплавлено трохи більше 10^9 т сталі й чавуну. За час промислових розробок в середньому виплавлялось $(7-8) \times 10^6$ т/рік виробів чорних металів. Можна очікувати, що з корозією у природні цикли повертається до 7×10^5 т Fe. Ця цифра на порядок менше, ніж масова швидкість накопичення заліза у залізисто-кремневої формації Кривого Рогу в докембрії.

Спираючись на ці оцінки, точку "неповернення" спробуємо віднайти, виходячи з умов балансу між накопиченням заліза й утягнення його у техногенні переміщення мас цієї геологічної структури в процесі видобутку. Якщо прийняти запропонований підхід, то критична точка була перейдена, тоді, коли річний видобуток остаточно перевищив межу $\sim 0^6 \div 10^7$ т/рік ($\approx 10^5$ т/рік Fe).

Такий рубіж у минулому було перевищено в останні роки XIX ст. Після падіння добути до нуля у період 1914-1921 рр, мільйонний рубіж було перейдено вдруге наприкінці 20-х років XX ст. Припинення добути з середини 1941 р до середини 1944 р дозволило досягти рівня 1940 р лише у 1951 р [6]. Загалом, за 70 років (1881-1951 рр), середня масова швидкість вилучення залізних руд з родовища склала $4,8 \times 10^6$ т/рік. До середини 50-х років видобувалися природно багаті гематит-мартитові залізні руди, тому вилучення заліза відбувалося більш

інтенсивно, ніж у подальшому, коли розпочалася розробка покладів магнетитових кварцитів. При річному видобутку $\approx 5 \times 10^6$ т/рік, вилучалося, більш як $2,5 \times 10^6$ т/рік Fe. Тому найвірогідніше, у Кривбасі початок необоротної трансформації геологічного середовища слід віднести до першої половини 50-х років. На користь такого припущення говорить й те, що до цього часу приурочене різке збільшення площ зон обвалення й зрушення і відповідне зростання обсягів порід літосфери, утягнутих до переміщення.

Словом, відносно малопомітна подія – порушення балансу масових швидкостей накопичення заліза у літосфері та вилучення його з надр, викликала до життя новий порядок в екосистемі, про що згадувалося вище. Більше детально ланцюг змін викладено в [10].

Наведені кількісні оцінки техногенного переміщення порід літосфери свідчать, що масштаби його можуть бути порівняні до природних геологічних явищ. Природно, виникає інтерес до порівняння енергетичних характеристик техногенезу у геологічному середовищі з певними геологічними процесами.

Обмежимося лише механічним переміщенням порід літосфери у гравітаційному полі Землі під час видобутку залізних руд. Сенс обмеження в тому, що в термінах класичної механіки Ньютона робота геологічних сил, за допомогою чого відбувається механічне переміщення речовини верхньої частини літосфери у гравітаційному полі Землі, дорівнює зміні енергії маси речовини, що переміщується незалежно від походження й об'єкту прикладання сил.

Зосередившись лише на механічному переміщенні гірських порід, ми свідомо залишаємо за дужками дію інших геофізичних полів, а також геохімічні фактори. Проте, саме техногенними є процеси вилучення з надр й переміщення по поверхні Землі гірських порід при видобутку мінеральних ресурсів. Усе різноманіття наступних геохімічних і геофізичних явищ можна розглядати як наслідок. Тому їх можна віднести до технопланних процесів [11]. Результат їх дії часто може значно перебільшувати власне техногенні процеси.

Звуження кола сил до діючих в рамках механіки Ньютона дозволяє не враховувати природу сил під час оцінки. Техногенні сили ми можемо порівнювати з біосферними й геологічними силами. Отже у подальшому говоримо лише про енергію, роботу і сили в рамках Ньютонівської механіки: *енергетичний підхід до порівняльного аналізу процесів, що відбуваються у суспільстві та природі застосовували уже наприкінці XIX ст. Варто посплатися на С. Подолінського, пізніше Е. Шредінгера. Термодинамічний підхід до аналізу біосферних еволюційних процесів, розробляли Л. Больцман і М.О. Умов. У 30-і роки минулого сторіччя М.М. Федоровским було розроблено енергетичну класифікацію корисних копалин. Цінність мінерального ресурсу визначалася виходячи з енергоємності їх добути й переробки, що дозволило відійти від вартісної оцінки родовищ [16].* Точніше про енергію механічного переміщення мас гірничих порід в процесі техногенезу в геологічному середовищі внаслідок видобутку мінеральних ресурсів.

Енергія, що визначає техногенні перетворення у геологічному середовищі в процесі добути мінеральних ресурсів (E), трансформується в енергію руйнування й подрібнення масиву гірських порід літосфери (E_p), та переміщення подрібненої частини з надр на поверхню (E_T).

$$E = E_p + E_T \quad (4)$$

Витрати енергії на відокремлення гірських порід від масиву й подрібнення будуть визначатися природними, властивостями міцності порід: на стискання, розтягування, зсув, ударну міцність, в'язкість, тріщинуватість, шаруватість і т.п. Транспортування визначається кількістю енергії, необхідної для подолання сил гравітації й сил тертя при підйомі та горизонтальному переміщенні. Сумарна енергія, обрахована таким чином, визначає нижню межу оцінки. Фактична кількість витраченої енергії буде більше на величину, що знаходиться у зворотній залеж-

ності до коефіцієнту корисної дії машин, механізмів, обладнання, що приймають участь у технологічних процесах добути. Енергоємність видобутку мінеральних ресурсів відкритим і підземним способом визначається спеціальними методиками. Пошлемося тут лише на дві з багатьох [1, 13]. Зазначимо, що обрахування за такими методиками надає можливість оцінити ефективність виробництва мінеральної сировини. Запропонований підхід виводить оцінку енергії за межі технологічного способу виробництва і має на меті визначення техногенної сили, що діє у геологічному середовищі.

Таким чином, оцінки кількості енергії необхідної для утворення відвалів, розбудови кар'єрів, заповнення шламосховищ, видобутку руди, розглядаються лише фізичні процеси переміщення порід на поверхню й розміщення їх на поверхні.

Фактологічною базою для оцінки енергії створення антропогенних морфоструктур у Кривбасі є дані статистичної звітності держкомстату СРСР, УРСР, збірки НДГРІ, що охоплює період з 1954 до 2004 рр. Результати оцінки зведені у табл. 1. Окрім абсолютних значень, наведені питомі оцінки, щільність потоку енергії та потужність процесів техногенезу. У стовбці 2, наведена оцінка кількості енергії витраченої на створення антропогенних морфоструктур за останні 50 років, а у третьому – середні річні витрати (чисельник); у знаменнику витрати енергії при максимальній добути (перша половина вісімдесятих років). Питомі енергії у стовбці 4 відбиває оцінки віднесені до площі поверхні Землі на якій розміщені антропогенні морфоструктури. У чисельнику питома величина всієї енергії техногенезу за п'ятдесят років. У знаменнику середні річні витрати, віднесені до тієї ж площі. Числа у стовпчику 6 ілюструють потужність процесу техногенезу, а стовпчик 7 щільність потоку енергії.

Таблиця 1

Енергетичні характеристики техногенних геодинамічних процесів та деяких показників природного фотосинтезу у Кривбасі

Процес	Енергія, Дж	Середня річна енергія, Дж/рік	Питома поверхнева енергія, Дж/м ²	Питома масова енергія, Дж/т	Потужність, Дж/с	Щільність потоку, Дж/с·м ²
Техногенез	$5,5 \times 10^{17}$	$\frac{1,1 \times 10^{16}}{4,3 \times 10^{16}}$	$\frac{2,4 \times 10^9}{0,5 \times 10^8}$	$\frac{104 \times 10^6}{20,06 \times 10^6}$	$3,5 \times 10^8$	$1,5 \times 10^0$
Фотосинтез		$\sim 10^{16}$			$3,0 \times 10^8$	$1,3 \times 10^0$

Таблиця досить наочно дає уявлення про масштаби біосферних та техногенних процесів. Порівняння оцінок сонячної та техногенної енергії на поверхні Землі показує, що щільність потоку сонячної енергії на три порядки більше, ніж щільність техногенної енергії.

Якщо середня площа, яку займають антропогенні морфоструктури $2,3 \times 10^8$ м², то на кожний квадратний метр площі, за п'ятдесят років було перенесено $2, \times 10^9$ Дж/м². Щільність потоку енергії складе $1,5$ Дж/с·м².

Виходимо з того, що поверхня Землі отримує від Сонця близько $1,0 \times 10^3$ Дж/с·м². Потужність потоку сонячної енергії у світловому діапазоні складає приблизно $5,1 \times 10^{19}$ Дж/с. Його щільність на широті Кривого Рогу (47°-49° пн. ш.) у середньому дорівнює $0,8 \times 10^3$ Дж/с·м². Таким чином, земна поверхня під антропогенними морфоструктурами могла б отримати за рік $\approx 5,8 \times 10^{18}$ Дж/рік, а за п'ятдесят років – $2,9 \times 10^{20}$ Дж.

М.М. Камшилов наводить цифру 44×10^{16} ккал/рік ($1,8 \times 10^{21}$ Дж/рік), яка характеризує фотосинтез у біосфері [7; с. 79]. Енергія фотосинтезу віднесена до площ, на яких розташовані антропогенні морфоструктури в Кривбасі, указує на ту кількість енергії, яка могла б бути засвоєна живою речовиною на цих площах. Така

оціночна величина дорівнює $1,0 \times 10^{16}$ Дж/рік. Потужність та щільність потоку складає відповідно, $0,3 \times 10^9$ Дж/с, $1,3 \times 10^0$ Дж/с·м².

Наведені дані досить наочно ілюструють, що енергетичні показники техногенезу в Кривбасі, одного порядку з аналогічними енергетичними характеристиками фотосинтезу.

Висновки. Будь-який етнос пристосований до природних еколого-геохімічних умов території, на якій він мешкає тому, що їх зміна відбуваються дуже повільно, значно повільніше ніж зміна його поколінь. Техногенез швидко змінює природні та створює нові, несприятливі для людини еколого-геохімічні умови на поверхні геологічного середовища.

Гірничодобувні регіони й урбанізовані території, відзначені необоротною трансформацією природних екосистем, виглядають не тільки територіями, де відбувається деградація природних екосистем, а й місцями виникнення нового порядку в біосфері.

У Криворізькому залізничному басейні виникло техногенне геологічне середовище, яке має тенденції розвитку, відмінні від закономірностей природного середовища, та порушення природного геохімічного балансу верхньої частин літосфери, подібне за масшта-

бами з порушеннями геохімічного балансу епох діастрофізму геологічної історії.

Техногенез у геологічному середовищі набуває масштабу геологічного процесу, який може бути порівняний з масштабами природних геологічних явищ. Маса техногенно-переміщуваних гірських порід, що стрімко наближається до мас геологічних тіл у літосфері, дозволяє висловити припущення, що упродовж найближчого сторіччя слід очікувати зменшення темпів видобутку мінеральних ресурсів.

Попередні, оціночні розрахунки показують, що вірогідною датою початку необоротної трансформації геологічного середовища слід віднести до першої половини 50-х років. Ключовим фактором необоротності у геологічному середовищі, що викликали ланцюг необоротних змін у довкіллі є порушення балансу масових швидкостей накопичення заліза у літосфері та вилучення його з надр.

Фактом особливої уваги постає рівність порядків енергетичних характеристик фотосинтезу й техногенезу в Кривбасі, $\sim 10^{16}$ Дж/рік; потужність $\sim 10^8$ Дж/с.

Таким чином визначено три характеристики техногенезу (маса переміщуваних порід літосфери, масові швидкості вилучення заліза з родовища, енергія техногенезу), що вказують на цей процес, як на рівнопотужний за масштабами з природними біосферними проце-

сами. Внаслідок техногенезу різко порушуються еколого-геохімічні умови територій. Зазначене є певним аргументом, що указує на наближення біосфери до певної критичної межі, яку визначає техногенна діяльність соціального людства.

1. Анистратов Ю.И. Технологические потоки на карьерах (Энергетическая теория открытых горных работ). – М., 2005.
2. Высоцкий Б.П. Проблемы истории и методологии геологических наук. – М., 1977.
3. Глазовский Н.Ф. Техногенные потоки вещества в биосфере // Добыча природных ископаемых и геохимия природных экосистем. – М., 1982.
4. Довгтий С.О., Шестопалов В.М., Коржнев М.М. та ін. Реструктуризація мінерально-сировинної бази України та її інформаційне забезпечення. – К., 2007.
5. Дудкін О.В., Єна А.В., Коржнев М.М. та ін. Оцінка і напрямки зменшення загроз біорізноманіттю України. – Л., 2003.
6. Єлатко Ю.М., Малахов І.М. Періоди техногенезу гірничого Кривбасу // Геологічний журнал. – 2004. – № 1. – С.62-69.
7. Камшилов М.М. Эволюция биосферы. – М., 1979.
8. Коржнев М.М., Байсарович І.М. Вода як фактор тектогенезу // Геолог України. – 2007. – № 1. – С. 83-85.
9. Коржнев М.М., Шеляг-Сосонко Ю.Р., Яковлев Є.О. Чинники впливу антропогенних змін геологічного середовища України на біорізноманіття і людину // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. – 2003. – № 1. – С. 59-69.
10. Малахов І.М. Техногенез у геологічному середовищі. – Кривий Ріг, 2003.
11. Пригожин И., Стенгерс И. Время, хаос, квант. К решению парадокса времени. – М., 2000.
12. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. – М., 1980.
13. Тангаев И.А. Энергоемкость процессов добычи и переработки полезных ископаемых. – М., 1986.
14. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология: Учебник. – М., 2002.
15. Улиг Г. Коррозия и борьба с ней – М., 1989.
16. Федоровский Н.М. Классификация полезных ископаемых по энергетическим показателям. – М.-Л., 1935.

Надійшла до редколегії 17.09.09

ЮВІЛЕЇ

М. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.

**НАУКОВО-ПЕДАГОГІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ БОРИСА ОЛЕКСАНДРОВИЧА ГАВРУСЕВИЧА
(ДО 100-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)**

Борис Олександрович народився 21 грудня 1908 року в Житомирі у сім'ї вчителя гімназії. У 18-річному віці він закінчив середню школу і відомий у Житомирі професор Бельський взяв його на роботу у Волинський музей, призначивши на геологічну зйомку, яку проводив на Волині. У той же час Борис Олександрович вступив до Волинського індустріального політехнікуму, який успішно закінчив 1928 р. Ще учнем політехнікуму Борис Олександрович встиг попрацювати не тільки на геологічній зйомці на Волині, але й у Радєвській експедиції АН СРСР, де познайомився з академіком Олександром Євгеновичем Ферсманом. У 1927 р Борис Олександрович пише лист академіку В.І. Вернадському, де повідомляє, що дуже цікавиться та захоплюється геохімією, "яка відкриває широкі обрії у пізнанні земної кори". У листі він посилається на те, що його знають академік О.Є. Ферсман та професор Є.С. Бурксер, з яким він "влітку цього року їздив по Волині для дослідження радіоактивності вод джерел".

Перша наукова публікація Бориса Олександровича, яку було присвячено дослідженню пеліканітів, вийшла з друку у 1928 р. Тоді автору було лише 20 років.

Після закінчення політехнікуму Б.О. Гаврусевича направили на роботу до Українського відділення Геолкому. Спочатку він працював у Нікопольській марганцевій партії, а 1929 р уже виконував спеціальне завдання Геолкому щодо вивчення сульфідних руд габрових масивів Волині.

1929 року академік О.Є. Ферсман, який слідкував за успіхами молодого геолога, запрошує його у Тяньшанську експедицію АН СРСР на посаду наукового співробітника. Борис Олександрович вирушає до Середньої Азії.

Не дивлячись на те, що Борис Олександрович не мав вищої освіти, академік О.Є. Ферсман 1930 р запропонував йому вступити до "підвищеної" аспірантури при Інституті мінералогії та геохімії і став його керівником. Навчаючись у аспірантурі, Б.О. Гаврусевич проводив дослідження пегматитів та радіоактивних мінералів України, був мінералогом Таджики-Памірської експедиції АН СРСР. У 1931 р працював начальником відділу Південно-Уральської та Байкальської геохімічних експедицій Інституту мінералогії та геохімії АН СРСР.

1932 року навесні Б.О. Гаврусевич достроково та успішно закінчив аспірантуру та отримав звання "вченого-спеціаліста-професора" і був призначений тимчасово на посаду в.о. директора Хібінської гірничої станції АН СРСР, де досліджував пегматити Хібінської та Ловозерської тундр. У тому ж році Борис Олександрович вивчав на Волині топазові пегматити і поставив питання про дослідження кварців з цих пегматитів як п'езосировини. У 1933 р він був призначений начальником Волинської п'езокварцової експедиції, залишаючись у той самий час начальником При-

байкальської геохімічної експедиції АН СРСР. Усюди він дуже активно вивчає пегматити, накопичує матеріал як для багатотомної монографії О.Є. Ферсмана "Пегматити", так і для своїх робіт, які публікує в різноманітних журналах та збірниках.

У 1932 р академік О.Є. Ферсман був призначений головою Уральського філіалу АН СРСР, де працював до 1938 р, залишаючись директором Ломоносівського інституту АН СРСР у Москві. При його сприянні Борис Олександрович був запрошений професором та завідувачем кафедри геохімії та корисних копалин до Свердловського університету. Він активно взявся за роботу і створив кафедру, лабораторію рідкісних елементів та геохімічний музей. Почесним членом кафедри було обрано академіка О.Є. Ферсмана.

У 1935 р Борис Олександрович, окрім роботи у Свердловському університеті, був консультантом Памірської експедиції та начальником Прибайкальської експедиції, де вивчав пегматити Слюдянки. Робота ця була оцінена. У 1935 р кваліфікаційною комісією геологічної групи, а у 1936 р Президією АН СРСР Борису Олександровичу Гаврусевичу було присвоєно вчений ступінь кандидата геолого-мінералогічних наук без захисту дисертації, за численні праці у галузі мінералогії та геохімії. Талант і наполеглива праця далися взнаки – у 28 років обдарований волинянин отримав учений ступінь, став професором та завкафедри університету, найавторитетнішим спеціалістом у галузі геохімії та мінералогії пегматитів, видатним організатором науки.

Насиченою і різноманітною була його педагогічна праця. У 1936-1938 рр Борис Олександрович викладав курс геохімії у Свердловському гірничому інституті та Східно-Сибірському державному університеті у м. Іркутськ.

У Пермському університеті Б.О. Гаврусевич налагодив роботу кафедри геохімії, викладав курси загальної та теоретичної геохімії, геології корисних копалин, мінералогії, генетичної мінералогії, загальної петрографії, основи пошуків корисних копалин. Продовжував консультувати багато промислових підприємств та організацій: Союзслюду, Главнікель, Уралгеомін, Уралпредметрозвідку, Уральське геологічне управління, Трест "Русские самоцветы", Урало-Сибірське відділення гірничо-маркшейдерського тресту та ін.

У перші місяці Великої Вітчизняної війни Б.О. Гаврусевича призначають на пост наукового керівника, а потім начальника експедиції "Уралцветметразведки" СРСР.

Майже до Перемоги Б.О. Гаврусевич забезпечував розвиток сировинної бази кольорової металургії Уралу. Той період життя нашого співвітчизника – щоденна праця, взимку та влітку, вдень і вночі, щоразу на нових розвідувальних об'єктах по безкрайніх просторах Уралу і Сибіру.

Після звільнення України Б.О. Гаврусевич звернувся до академіка О.Є. Ферсмана з проханням сприяти його переведенню до Української Академії Наук. Олександр Євгенович підтримав його і незабаром Гаврусевич вже був у Києві. Але Борис Олександрович не став працювати в АН УРСР, а посів місце завідувача кафедри геохімії Київського університету (аж до 1957 р), де одночасно був обраний деканом геологічного факультету (1944-1949 рр). Створення кафедри геохімії було значним досягненням, що дозволило проводити систематичні геохімічні дослідження (у тому числі, прикладного характеру), впроваджувати геохімічні методи в наукові розробки інших кафедр та готувати інженерів-геохіміків. З 1945 р Б.О. Гаврусевич почав викладати студентам факультету нормативний курс "Загальна геохімія", а також інші геохімічні дисципліни – "Геохімічні методи пошуків", "Геохімічні провінції", "Геохімія рідкісних елементів" та ін.

Прекрасний мінералог, Б.О. Гаврусевич фактично очолив і мінералогічний напрямок, поскільки проф. С.П.Родіонов (який на той час завідував кафедрою мінералогії) переважно вивчав і викладав петрографію кристалічних порід. Досвід, отриманий Б.О. Гаврусевичем під час роботи у Мінералогічному музеї АН СРСР, допоміг йому відновити і університетський мінералогічний музей.

Борис Олександрович, крім викладання, проводив наукові дослідження, готував аспірантів. На факультеті захистили дисертації В.Т. Латиш, В.А. Сліпченко, В.І. Бартошевський, В.М. Васько, М.І. Толстой, О.В. Зінченко, А.С. Галецький.

В повоєнні роки в Україні розгорнулися широкомасштабні геолого-розвідувальні роботи, які були спрямовані на зміцнення сировинної бази народного господарства країни. Кафедра геохімії, мінералогії та кристалографії, якою з 1955 р завідував Борис Олександрович, брала активну участь у науковому супроводженні робіт та упровадженні геохімічних методів пошуків. Тут доречно навести рядки з книги "Нариси з історії геологічних досліджень у Київському університеті" (1999 р). Ось, що пишуть автори: "Спираючись на дані про вміст і розподіл берилію в породах Суцано-Пержанської зони, Б.О. Гаврусевич вперше (1958 р) передбачив існування власного мінералу цього елементу у пержанських гранітах, відомих ще з часів М.Н. Безбородька. Це передбачення Б.О. Гаврусевича повністю підтвердилося. В породах району були виявлені численні мінерали берилію та інших рідкісних елементів. Б.О. Гаврусевичем було також рекомендовано проведення в межах Суцано-Пержанської зони літогеохімічної зйомки по корінним породам, яка була вперше поставлена в Україні його аспірантом-заочником А.С. Галецьким. Результатом цих робіт стало відкриття дуже цікавих за парагенезисом мінералів та елементів Пе-

ржанського рідкіснометального родовища". Наступні 10 років, після відкриття берилієвого (генгельвінового) зруденіння, кафедра Б.О. Гаврусевича працювала у тісному співробітництві з Житомирською експедицією, оформивши у північно-західній частині Українського щита справжню рідкіснометальну провінцію.

За результатами досліджень, які очолював Б.О. Гаврусевич, у 1968 р були захищені кандидатські дисертації "Редкие щелочные элементы в породах и минералах северо-западной части Украинского щита" (О.В. Зінченко) та "Геолого-геохимические особенности нового типа бериллиевого оруденения" (А.С. Галецький). В той же час захищає дисертацію його аспірант О.О. Литвин, який вивчав мінералогію літєво-залізистих слюд Волинських пегматитів.

Однак хвороба серця все частіше давала про себе знати. За плечима Бориса Олександровича було більше 30 років викладання, завідування кафедрами, організації навчального процесу, виховання молодих учених, виснажлива праця у польових умовах Прибайкалля, Середньої Азії, Уралу, Кольського півострову, України, що не могло не вплинути на його здоров'я.

Його наукові дослідження викладені у 90 друкованих та 70 фонових роботах. У 1953 р Борис Олександрович видав книгу про свого старшого друга та вчителя академіка О.Є. Ферсмана. Вже після смерті Б.О. Гаврусевича вийшла його головна праця – підручник "Основы общей геохимии", який уже у 1972 році був виданий у Чехословаччині.

Борис Олександрович Гаврусевич помер від серцевого нападу 27 березня 1965 року у Києві і був похований на Байковому кладовищі.

На завершення цього короткого огляду життя і праці Б.О. Гаврусевича слушно навести декілька відгуків про внесок Бориса Олександровича в геологічну науку:

"Б.О. Гаврусевич розпочав свою роботу на Волині, досліджуючи пегматити цього району. Ці перші роботи визначили й подальшу його діяльність. Пегматити є головним об'єктом його досліджень, котрі він поширює на більший район України, на Забайкалля, у центральний Тянь-Шань".

(Академік В.Н. Заварицький).

"...Б.О. Гаврусевич є ученьм, що дав уже багато різноманітних і цінних робіт з мінералогії, геохімії, петрографії декількох великих областей СРСР та розробляє також загальні питання цих наук".

(Академік В.О. Обручев).

"Я знаю роботи Б.О. Гаврусевича з 1927 року, ще з часу його перебування на Волині. Це молодий, енергійний працівник, який безперервно працює з цього часу, тепер 8 років, у мінералогії. Він надрукував за цей час 18 робіт і 14 здано до друку.

Серед цих робіт є роботи, що мають значення та заслуговують на увагу. Такі роботи його про пеліканіти, до яких він повертався декілька разів. У мінералогії він останніми роками спеціалізувався у галузі пегматитів, для вивчення яких він відвідав та дослідив різні райони Волині, Уралу, Сибіру. Матеріал, цікавий і великий, обробляється Гаврусевичем енергійно. З надрукованого цікаві й важливі його роботи над топазами, ортитами. Він підходить до вивчення пегматитів і як мінералог, і як геохімік. У Сибіру та на Україні він одночасно з пегматитовим процесом звернув увагу на близькі явища утворення пеліканітів на Україні та флогопітів у Прибайкаллі.

Враховуючи всю сукупність його робіт я вважав би за правильне дати йому право обіймати посаду, пов'язану зі ступенем доктора, зобов'язав подати дисертацію на доктора у певний термін – річний".

(Академік В.І. Вернадський)

Наукове видання



ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 52

Друкується за авторською редакцією

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 електронні носії не повертаються.



Підписано до друку 11.02.11. Формат 60x84^{1/8}. Вид. № Гл1. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 300. Ум. друк. арк. 7,6. Обл.-вид. арк. 9,63. Зам. № 211-5533.

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43,
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; (38044) 239 31 58; факс (38044) 239 31 28
E-mail: vpc@univ.kiev.ua