

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

For scientists, professors, aspirants and students.

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	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, проф.
Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 29
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 1 липня 2011 року (протокол № 12)
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

Іванік О.М., Гуда О.В. Динаміка формування та геолого-геоморфологічні чинники активізації гравітаційних процесів у межах Іршавського району Закарпатської області.....	4
Костенко Н. Склад та об'єми гранітоїдних комплексів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита.....	7
Тустановська Л. Еволюція рельєфу Канівського Придніпров'я на основі аналізу базисних і вершинних поверхонь.....	11

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Бункевич О., Шнюков С. Репрезентативність вибірки детритових акцесорних мінералів при позерновому геохімічному дослідженні їх популяцій	15
Митрохин О., Білан О., Грущинська О. Прояви контактового метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону	19
Бубнова О. Андреев О., Павлов Г. Внутрішня будова та хімічний склад головних породоутворювальних мінералів Мухарівського гранітного масиву північно-західної частини Українського щита	23

ГЕОФІЗИКА

Продайвода Г., Онанко А., Шабатура О., Онанко Ю. Реконструктивні можливості акустичної емісії при змінах напружено-деформаційного стану кварцвмісних порід Криворізької надглибокої свердловини	27
Курганський В., Колісніченко В., Маляр В. Глинистість порід картамишської світи Кобзівського ГКР та її вплив на колекторські властивості.....	29
Пігулевський П. Залежність розташування металогенічних зон від будови низів земної кори Південно-Східної частини УЩ	33
Рева М., Онищук В., Онищук Д., Петруняк В. Геофізичні дослідження при пошуках пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів	38
Орлюк М., Марченко А. Розробка регіональної 3D магнітної моделі земної кори південно-західного краю Східно-Європейської платформи (з врахуванням сферичності Землі).....	41

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Ємець О. Особливості формування уранового зруденіння в натрієвих метасоматитах Новокосянтинівського уранового родовища.....	44
Захарій Н., Курило М. Обґрунтування етапу використання надр Західного Донбасу за ресурсними та його екологічними показниками	47
Бочевар Р., Скакун Л. Мілерит Капітанівського ультрабазитового масиву (Голованівська шовна зона).....	50

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Байсарович І., Яковлев Є. Порушення природного водно-екологічного балансу геологічного середовища півдня України та його екологічні наслідки	53
Шевченко О. Порушені режими рівнів ґрунтових вод Чорнобильської зони відчуження та їх вплив на формування об'ємної активності ⁹⁰ Sr	56
Кураєва І., Локтіонова Е., Манічев В., Гущина Е. Геохімічне дослідження ґрунтів природоохоронних об'єктів східної частини південного берега Криму.....	60

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Вижва С., Гожик А., Філіпакі І. Дослідження нерозчинного залишку карбонатних порід Зарічної площі ДДЗ комплексом методів.....	63
---	----

ДИСКУСІЇ

Шевчук В. Гранітоїди областей тектоно-магматичної активізації: проблеми типізації та генезису.....	65
--	----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Ivanik O., Guda O. Dynamic of formation and geologic-geomorphological factors of gravitation processes activation in Irshavskiy region of Zakarpatska area	4
Kostenko N. Composition and volumes of granitoid complexes of the Middle-Prydneprovie megablock of the Ukrainian Shield	7
Tustanovska L. Relief evolution of Kaniv Near-Dniپر territory on the base of base level and vertex hypsometry surfaces analysis.....	11

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Bunkevych O., Shnyukov S. Representativity of selection of the detrital accessory minerals with single-grain geochemical in-depth study their populations	15
Mitrokhin O., Bilan O., Gruschynska O. The effects of contact metamorphisms in rocks of old "frame" of the Korosten pluton	19
Bubnova O., Andreev O., Pavlov G. Structure and chemical composition of the main rock minerals of the Mucharivskiy granite area in the north-western part of the Ukrainian Shield	23

GEOFYSICS

Prodaivoda H., Onanko A., Shabaturo O., OnankoYu. Reconstruction abilities of acoustic emission method at changes of strain-deformation state of metasandstones of the Kryvyi Rig super-deep mining hole	27
Kurgansky V., Kolisnichenko V., Malyar V. The clayiness of rocks kartamishs sedimentary complex of Kobzivske deposit and its influence on reservoirs properties	29
Pigulevskiy P. The dependence of metallogenic zones location from the structure of the bottom of the crust South-Eastern part of the Ukrainian Shield	33
Reva M., Onyschuk V., Onyschuk D., Petruniak V. Geophysical researches in the search for points of burial radioactively contaminated materials.....	38
Orluk M., Marchenko O. Regional 3D magnetic Earth core model development for the south-western edge of the Eastern European platform (taking into account of spherical of the Earth).....	41

MINERAL RESOURCES

Emets O. Features of forming of uranium mineralization in sodium metasomatites of Nova-Konstyantynivka uranium deposits	44
Zakcharyi N., Kurylo M. Definition of the subsoil resources use stage with geological-economical and ecological indices by the example of Western Donbas region	47
Bochevar R., Skakun L. Millerite of the Kapitanivsky ultrabasic massif (Golovanivska suture zone)	50

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ECOLOGICAL GEOLOGY

Baysarovych I., Yakovlev E. The imbalance of natural water and ecological balance of geological environment in southern Ukraine and its ecological consequences	53
Shevchenko O. The disturbed groundwater level modes of Chornobyl area of alienation and their connection with variations of the volume activity Sr-90.....	56
Kuraeva I., Loktionova E., Manichev V., Guschina E. Geochemical researches of soils of the nature protection objects of the eastern part of south bank of Crimea	60

GEOLOGICAL INFORMATICS

Vuzhva S., Gozhik A., Filipaki I. Research of insoluble residue of carbonate rocks of Zarichna area in Dniπροvo-Donetsk basin by the complex methods	63
--	----

DYSCUSSIONS

Shevchuk V. Granitoids of tectonomagmatic activity areas: classification and genetic problems	65
---	----

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.3(477.87)

О. Іванік, д-р геол. наук, доц.,
О. Гуда, асп.

ДИНАМІКА ФОРМУВАННЯ ТА ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ АКТИВІЗАЦІЇ ГРАВІТАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ В МЕЖАХ ІРШАВСЬКОГО РАЙОНУ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ

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

Проведено детальний аналіз чинників формування та активізації сучасних екзогенних гравітаційних процесів у межах Іршавського району Закарпатської області. Охарактеризовано загальні морфологічні ознаки сучасних та стабілізованих зсувів на різних геоморфологічних рівнях, визначено їх класифікаційні приналежності та приуроченість до певних літолого-стратиграфічних горизонтів. Підтверджено пріоритетний вплив на розвиток цих процесів структурно-тектонічного та літолого-стратиграфічного факторів.

Detail analysis of the modern exogenic gravitation processes factor activation has been carried out. The main morphological features of the modern and stabilized landslides on the different geomorphological levels have been characterized. There classification features and belonging to the defined lithologic-stratigraphic strata have been defined. The main influence of lithologic-stratigraphic and structural-tectonic factors on the landslide formation has been proved.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Сучасні гравітаційні екзогенні геологічні процеси, що відбуваються на схилах різного генезису та морфології, є виразом взаємодії основних оболонок Землі під впливом регіональних і локальних факторів. Схилі гравітаційні процеси є найбільш активним механізмом у денудаційно-аккумулятивних процесах, що впливають на техногенні об'єкти.

Карпатський регіон характеризується активним розвитком та особливими умовами формування гравітаційних процесів різних класифікаційних категорій та груп. Загальний аналіз просторово-часових закономірностей водно-гравітаційних та гравітаційних процесів у межах цього регіону підтверджує багатофакторний їх характер, однак на перший план виходять питання пріоритетності дії кожного з факторів, а також їх взаємозалежність за певних обставин із різною комбінацією літолого-стратиграфічних умов території, тектонічних процесів, геоморфологічної будови, гідрогеологічної ситуації тощо. Проблемам прояву гравітаційних явищ у Карпатському регіоні присвячено низку наукових публікацій, у яких визначаються типи різногенетичних гравітаційних процесів, причини їх формування, класифікаційні приналежності, а також особливості їх механізму та динаміки [1–5, 7–9]. Питання дослідження небезпечних водно-гравітаційних та гравітаційних геологічних процесів у межах Українських Карпат детально висвітлено у публікаціях М.М. Айзенберга, В.В. Яблонського, С.М. Перехреста, М.Д. Бондаренка, Є.О. Яковлева, Г.І. Рудька та багатьох інших. Однак ці явища залишаються проблемою із невіршеними питаннями як теоретичного, так і практичного напрямку. Проведення детальних досліджень із вивчення сучасного режиму, статичних та динамічних умов формування гравітаційних явищ у межах Іршавського району Закарпатської області дало можливість визначити корелятивні взаємозв'язки між різними факторами розвитку гравітаційних явищ та здійснити аналіз їх вагових значень при дії цих процесів у різних структурно-фаціальних зонах.

Чинники формування та активізації гравітаційних процесів. Найбільший розвиток у межах Іршавського району Закарпатської області отримали процеси зсувоутворення, які перебувають у тісній залежності від ландшафтно-кліматичних, геолого-геоморфологічних та техногенних чинників. За класифікаційними ознаками [10] вони належать до зсувів, сформованих у неоднорідному, анізотропному середовищі, приурочених до схилів багатоярусної будови із порушенням заляганням порід та до зсувів (переважно консеквентних), сформова-

них у квазіоднорідному середовищі, представленим переважно четвертинними відкладами різного генезису.

Охоплюючи область Поркулецької структурно-фаціальної зони (Зовнішні Карпати) та зону Транскарпатського (Перипенінського) глибинного розлому (Зона скель або стрімчаків), що включає Мармароський покрив і Пенінську зону, Іршавський район характеризується складною тектонічною будовою [6]. Тут характерною є густа сітка різноорієнтованих та різнопорядкових розривних порушень, від тріщинуватості до розломів регіонального простягання, а також наявність різноманітних складчастих деформацій гірських порід.

Важливою літолого-стратиграфічною характеристикою даного регіону є поширення флішодних відкладів крейдового та палеогенового віку, які представлені перешаруваннями аргілітів, алевролітів, пісковиків, інколи з прошарками гравелітів чи мергелів. Обстеження сучасних та давніх стабілізованих зсувів у Лисичівській підзоні Поркулецької зони (сс. Дусино, Росош, Лисичово, Керецьки), у Монастирський підзоні Мармароських стрімчаків (с. Довге) та фрагментів Пенінської зони (с. Приборжавське) підтвердило вагому роль у їх утворенні деструктивних тектонічних процесів та дозволило визначити їх геоморфологічну приуроченість до нижніх та середніх частин схилів річкових долин та їх приток.

Так, дослідження зсувних процесів в урочищі Бистрий (с. Керецьки) підтвердило роль формаційної та структурної складової у формуванні та інтенсифікації зсувних явищ. Найпоширенішими у цій зоні є давні стабілізовані зсуви, поряд з якими фіксуються прояви сучасних зсувних явищ із чіткими ознаками у рельєфі (рис. 1). За формою в плані ці зсуви переважно циркоподібні. Для них характерні добре виражені морфологічно основні елементи зсувного схилу. Стінки відриву цих тіл мають каскадний характер із змінною амплітудою. У процесі зсування беруть участь делювіально-алювіальні антропогенні відклади потужністю до 0,5 м.

Детальний аналіз геологічної ситуації в урочищі Бистрий дав можливість з'ясувати причини виникнення та постійної активізації зсувного процесу у нижній та середній частині схилу та довів приуроченість зсувних процесів до зон дроблення та деструкції у флішовій товщі. Ця товща відслонюється у руслі стр. Бистрий та представлена тонкоритмічним флішовим перешаруванням темно-сірих, чорних вапнистих аргілітів, алевролітів з прошарками мергелів повнокристалічних, прихованокристалічних, місцями залізистих вапняків і сірих вапнистих поліміктових пісковиків. У породах товщі описано багату фауну іноцерамів і

глоботрункан, на підставі чого вік її приймають у межах коньякського-сантонського ярусів верхньої крейди [6]. Флішова товща характеризується значним ступенем дислокованості, ускладнена різнопорядковими розривними порушеннями. У межах дослідженої ділянки спостерігається декілька деструктивних зон, що мають перпендикулярну щодо русла стр. Бистрий позицію. На продовженні цих зон простежуються яскраво виражені денудаційно-ерозійні форми рельєфу, такі як зсувні тіла та улоговини.



Рис. 1. Сучасний зсув на правому схилі стр. Бистрий

Подібні зони переважно в аргіліт-алевролітовий товщі зафіксовано вздовж усього русла струмка. Слід зазначити у межах цієї ж структурно-фаціальної зони у с. Керецьки, у руслі правої притоки р. Боржава (по вул. Ласки) зафіксовано ознаки бічної ерозії та розмиву схилів струмка. Це вимагає зведення укріплювальних

Одна з найбільш проявлених у рельєфі деструктивних зон спостерігається у межах правого борту стр. Бистрий через 400 м від мосту через струмок. На її продовженні сформувалась зсувна ділянка, що знаходиться у нижній частині схилу. Загальна ширина зони близько 12 м, у межах неї флішові утворення (переважно аргіліти) дислоковані, виділяється різноорієнтовані розломи та тріщини (рис. 2).



Рис. 2. Зона дроблення у правому борту стр. Бистрий, відслонення аргілітів із різноорієнтованими тріщинами, слідами дроблення та розлистування

берегозахисних споруд, які знаходяться майже біля кожного будинку. Екстремальні високі рівні спостерігаються переважно у період сніготаяння, швидкості підняття рівня сягають 0,5–1,5 м на добу. Це може негативно впливати також на лінії газопровідних систем у цьому населеному пункті.



Рис. 3. Зсувний схил з численними свіжими заколами ґрунту

Однією з показових ділянок, відслоненість в межах якої дозволяє простежити вплив структурно-тектонічної складової на розвиток зсувних процесів, є долина стр. Мочарний в с. Приборжавське. Обидва схили струмка є зсувонебезпечними, що підтверджується числен-

ними стабілізованими зсувними тілами (на правому та лівому схилах) та свіжими заколами ґрунту (на правому схилі). Амплітуда переміщення сучасних зсувних тіл в межах правого схилу складає 1 м. Крутизна схилу – 42°. Схил частково покритий рослинністю, з ознаками "п'яно-

го лісу". У заколах ґрунту відслонюються супіщано-суглинисті відклади з включеннями різнорозмірних уламків різного складу. Азимут простягання заколів становить 160. На схилах наявний мікстит, складений фрагментами порід різного складу, в супіщано-суглинистій основі. Стабілізовані зсуви в межах обох схилів характеризуються здебільшого багатоярусною будовою.

За наявною відслоненістю в руслі стр. Мочарний вдалося встановити причинно-наслідкові зв'язки між розвитком тектонічних структур та формуванням зсувів, а також літолого-стратиграфічні особливості досліджуваної ділянки. У руслі струмка відслонюються аргіліти світло-сірі, до блакитних, тонкошаруваті, з прожилками світло-сірих, до жовтих пісковиків. Потужність прошарків коливається від 2 до 30 см. Періодично зустрічаються прошарки дрібнозернистих, сіро-жовтих алевролітів, потужністю до 50 см. Слід зазначити, що товща аргілітів, алевролітів та пісковиків у руслі струмка в цілому має витримане залягання, але характеризується наявністю тріщин. Елементи залягання товщі такі: Аз. Пр. 325, Аз. Пд. 47, кут пд. 70. Місцями товща розбита численними тектонічними порушеннями тріщинного типу. Тріщини різноорієнтовані. Інтенсивність тріщинуватості та дроблення змінюється в різних ділянках товщі. Одна з таких інтенсивно деструктованих ділянок має ширину до 2 м. Товща має вираз у рельєфі у вигляді невеликої улоговини та продовжується вгору по схилу. В межах товщі відмічається розривне порушення скидового типу (рис. 4). Зміщувач майже субвертикальний, амплітуда зміщення складає 50 см. У результаті досліджень визначено, що розвиток зсувних процесів по обох схилах струмка фіксується у тих ділянках, де у руслі товщі порід зазнавали інтенсивного дроблення.

Ще одна зона дроблення, у правому борті струмка, літологічно представлена тонкошаруватими світло-

сірими аргілітами з численними тріщинами має ширину до 5 м та проявлена сідловиною у рельєфі. Елементи залягання товщі: Аз. пд. 30, кут пд. 75. Отже, дослідження, проведені в долині стр. Мочарний, ілюструють вплив та вагове значення структурно-тектонічного фактору на розвиток небезпечних осувних процесів. Відслоненість в межах струмка дозволила встановити літолого-стратиграфічні особливості порід, що являють собою небезпеку з огляду на розвиток несприятливих явищ. Ділянки дроблення переважно охоплюють товщі порід з численними прошарками аргілітів та алевролітів, або власне аргілітові товщі. Товщі пісковиків є більш суцільними та переважно мають витримане залягання. Активізації зсувних процесів, при наявності зон дроблення зони буде сприяти і надмірне зволоження ґрунту, спричинене інтенсивним випадінням опадів в періоди повеней та злив [4].

Слід зазначити, що в межах Іршавського району, деякі із спостережених зсувів відбуваються у четвертинних делювіальних суглинисто-глинистих відкладах, за наявності значної крутизни схилу. Одна із зсувонебезпечних ділянок знаходиться на південно-західній околиці с. Довге, на правому схилі р. Боржава, біля мосту. Зсувна ділянка являє собою циркоподібний зсув, довжиною близько 180 м, шириною – 100 м (рис. 5). Стінка відриву зсуву має висоту від 2–3 до 5 м. В ній відслонюються делювіальні утворення, представлені піщано-суглинистими відкладами. Поверхня зсуву нерівна, погорбкована, з численними свіжими заколами до 50 см. В нижній частині схилу фіксуються заболочені ділянки з багатою рослинністю. Головною причиною формування цього зсуву є значна крутизна схилу та достатньо значна потужність пухких четвертинних утворень, які за умов надмірного зволоження зазнають процесів зсування.



Рис. 4. Порушена тріщинами та розривним порушенням скидового типу товща перешарованих алевролітів, аргілітів та пісковиків у руслі стр. Мочарний (с. Приборжавське)



Рис. 5. Зсувонебезпечна ділянка у с. Довге Іршавського району Закарпатської області

В с. Ільниця на формування зсувів істотно впливає техногенний фактор. У зв'язку з тим, що раніше тут проводилась виробка буровугільних шахт, окремі будинки, зокрема по вулиці Борканюка, розташовані безпосередньо над виробленими шахтами. В таких ділянках спостерігається постійне просідання ґрунту і розвиток небезпечних екзогенних процесів із небажаними наслідками.

Висновки. Гравітаційні процеси у межах Іршавського району Закарпатської області за класифікаційними ознаками належать до водно-гравітаційних явищ, зокрема зсувів, сформованих у неоднорідному, анізотропному середовищі, приурочених до схилів багатоярусної

будови із порушеним заляганням порід та до зсувів (переважно консеквентних), сформованих у квазіоднорідному середовищі, представленому четвертинними відкладами різного генезису. Домінуючий вплив на формування цих процесів мають структурно-тектонічний та літолого-стратиграфічні фактори. Результати досліджень підтверджують достовірність висновків, зроблених в результаті вивчення Свалявського та Воловецького районів, а досліджені об'єкти є ілюстративними прикладами розробленої класифікації структурних зсувів [10] та підтверджують необхідність її залучення до характеристик та виділення зсувів Карпатського регіону.

1. Активізація небезпечних геологічних явищ у Закарпатті як наслідок екстремальних паводків / І.Д. Багрий, П.В. Блінов, П.Ф. Гожик, В.П. Кожем'якін. – К., 2004. 2. Демчишин М.Г. Современная динамика склонов на территории Украины: инженерно-геологические аспекты – К., 1992. 3. Захист гірських автомобільних доріг від зсувів / М.Д. Круцик, Л.В. Грицюк, О.Л. Грицюк та ін. – Коломия, 2003. 4. Іванік О.М. Структурно-тектонічний контроль розвитку водно-гравітаційних процесів у межах Свалявського та Воловецького районів Закарпатської області // Геологічний журнал. – 2007. – № 3. – С. 81–86. 5. Іванік О.М., Лісова О.М. Режим сучасних водно-гравітаційних та селевих процесів у Свалявському та Воловецькому районах Закарпатської області // Вісник Київського університету. Геологія. – 2007. – Вип. 40. – С. 24–26. 6. Мацьків Б.В., Ковальов Ю.В., Лукач Б.Д., Воробканич В.М. Пояснювальна

льна записка до державної геологічної карти України масштабу 1:200 000, Карпатська серія М-34–XXIX (СНІНА), М-34–XXXXV (УЖГО-РОД), L-34–V (САТУ-МАРЕ). – К., 2003. 7. Перехрест С.М. Кочубей С.Г., Печковська О.М. Шкідливі стихійні явища в Українських Карпатах та засоби боротьби з ними. – К., 1971. 8. Рудько Г.И. Геодинамика и прогноз опасных геологических процессов Карпатского региона. – К., 1992. 9. Рудько Г.И., Кравчук Я.С. Инженерно-геоморфологический анализ Карпатского региона Украины. – Львів, 2002. 10. Шевчук В., Іванік О. Умови формування структурних зсувів та їх класифікація для цілей моделювання зсувної небезпеки // Вісник Київського університету. Геологія. – 2011. – Вип. 52. – С. 17–20.

Надійшла до редколегії 28.02.11

УДК 552.08:53

Н. Костенко, канд. геол. наук

СКЛАД ТА ОБ'ЄМИ ГРАНІТОЇДНИХ КОМПЛЕКСІВ СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

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

За результатами інтерпретації оригінальної петрогеохімічної інформації кількісними методами з урахуванням геохронологічних дат проведено розчленування гранітоїдів Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита та визначено порідне наповнення виділених гранітоїдних комплексів на його території.

By the results of interpretation of the chemical and geochemical data by quantitative methods taking into account dates of the geochronology partition of granitoids of Middle-Prydniprovie megablock of the Ukrainian Shield is carried out and certain the rocks composition of the selected granitoid's complexes.

Постановка проблеми. При дослідженні гранітоїдних порід окремих мегаблоків Українського щита (УЩ) перед геологами і, в першу чергу, геологами-виробничниками, постійно виникає проблема їх коректного розчленування. Не є виключенням і Середньопридніпровський мегаблок як один із унікальних геологічних об'єктів у структурі щита. На жаль, і дотепер питання щодо вікової оцінки гранітоїдів Середньопридніпров'я є дискусійним, що пов'язано, насамперед, зі складною поліциклічною історією геологічного розвитку мегаблоку. Це суттєво ускладнює об'єктивне геохронологічне датування порід у зв'язку з можливими фактами їх омоложення, а відтак і їх коректне розчленування. В таких випадках достовірна ідентифікація гранітоїдних порід не можлива без залучення інших альтернативних методів їхнього дослідження, і в першу чергу, як показує наш досвід, геохімічних у комплексі з петрохімічними.

Аналіз проблеми. Згідно з нині діючою хроностратиграфічною схемою раннього докембрію УЩ [5] на території Середньопридніпровського мегаблоку виділяються славгородський, дніпропетровський, сурський, саксаганський, demuинський, мокромосковський і токівський комплекси. Із них славгородський, дніпропетровський, саксаганський і досі не мають реперного датування, а про славгородський комплекс та його можливий вік в пояснювальній записці [6] взагалі не згадується. Крім того, як наприклад, для токівських гранітів [3], наводяться навіть дві реперні дати з відчутною відмінністю майже у 200 млн р., що, звісно не сприяє якісній "стратифікації" порід. До того ж, у пояснювальній записці [6], до мінімуму зведена інформація про породи, що входять до складу виділених на території мегаблоку гранітоїдних комплексів.

Питанням розчленування гранітоїдних порід Середнього Придніпров'я присвятили свої роботи С.І. Переверзєв та ін. [13], котрі, зокрема, вважають виділення славгородського комплексу сумнівним. О.Б. Бобров та ін. [1] заперечують такий висновок і наводять свої аргументи на користь правомірності виділення гранітоїдних порід Славгородського блоку в однієї іменний комплекс. Є інформація також [12] про доцільність об'єднання в один сурський комплекс сурських і саксаганських гранітоїдів. Наведені приклади свідчать

про необхідність комплексування різних методів вивчення порід з метою їх об'єктивного розчленування, на що зверталася увага при постановці проблеми. Нижче ми спробуємо співставити дані наших досліджень з розчленування гранітоїдів мегаблоку, отриманих на основі інтерпретації петрогеохімічної інформації кількісними методами, з результатами робіт наших попередників.

Постановка завдання: провести розчленування гранітоїдних порід Середнього Придніпров'я на окремі комплекси та визначити їх порідне наповнення. У випадку, коли гранітоїдні породи в достатньому об'ємі не охоплені реперним датуванням, як це має місце для кислих формувань Середньопридніпровського мегаблоку, доцільним є, як показує практика, спиратися на результати геохімічних і хімічних аналізів їх головних порідних представників – провідних петротипів [11]. Всього на території мегаблоку виділено 33 петротипи (табл. 1), речовинний склад яких детально охарактеризований за єдиною системою відповідних аналітичних досліджень, що в цілому забезпечило достовірність одержаних результатів. Весь використаний для розкриття теми статті аналітичний матеріал, що містить інформацію про вміст 15 мікроелементів і 11 петрогенних оксидів, є оригінальним і належить до інтелектуальної власності Проблемної лабораторії фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (науковий керівник – проф. М.І. Толстой).

Виклад основного матеріалу. Враховуючи значний обсяг вихідних даних, автором для розв'язання поставленого завдання були залучені відповідні математичні методи дослідження – кластер-аналіз і МГК (у режимі кореляційної матриці). Проведена кластеризація гранітоїдів Середньопридніпровського мегаблоку (рис. 1) дозволила розділити всю сукупність провідних петротипів в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції на три групи.

До складу першої групи увійшли такі петротипи: граніти токівські, щербаківські, савровські, кам'янські, demuинські, ганнівські, мокромосковські, скелеватські, лейкограніти куприянівські, гранодіорити кудаївські і плагіограніти татарські. У другу групу об'єдналися шолохівські і томаківські лейкограніти, плагіограніти тома-

ківські, запорізькі, дніпропетровські, камішуваські і башмачкинські, плагіогранітогнейси томаківські і нікопольські, тоналіти дніпропетровські. Останню, третю групу, склали наступні провідні петротипи: плагіограніти сакса-

ганські, чкаловські, кам'януватські, тоналіти сурські, чаплінські, миронівські, роздольські, татарські, ендербіти миролюбівські, кварцові діорити ямбурзькі, рибальські, діорити ямбурзькі.

Таблиця 1

Провідні петротипи порід гранітоїдних комплексів Середньопридніпровського мегаблоку УЩ

№ з/п	Петротип	Комплекс	№ з/п	Петротип	Комплекс
1	Граніт ганнівський	Токівський	18	Тоналіт роздольський (?)	Дніпропетровський
2	Граніт токівський		19	Тоналіт татарський	
3	Граніт щербаківський		20	Кварцовий діорит ямбурзький	
4	Лейкограніт куприянівський		21	Кварцовий діорит рибальський	
5	Граніт кам'янський		22	Діорит ямбурзький	
6	Граніт мокромосковський		23	Ендербіт миролюбівський (?)	
7	Граніт скелеватський		24	Лейкограніт шолохівський	
8	Граніт демуринський		25	Лейкограніт томаківський	
9	Граніт савровський		26	Плагіограніт томаківський	
10	Гранодіорит кудашівський		27	Плагіограніт запорізький	
11	Плагіограніт татарський (?)		28	Плагіограніт дніпропетровський	
12	Плагіограніт саксаганський	Сурський	29	Плагіограніт камішуваський	Дніпропетровський
13	Плагіограніт чкаловський		30	Плагіограніт башмачкинський	
14	Плагіограніт кам'януватський		31	Плагіогранітогнейс томаківський	
15	Тоналіт сурський		32	Плагіогранітогнейс нікопольський	
16	Тоналіт чаплінський		33	Тоналіт дніпропетровський	
17	Тоналіт миронівський				

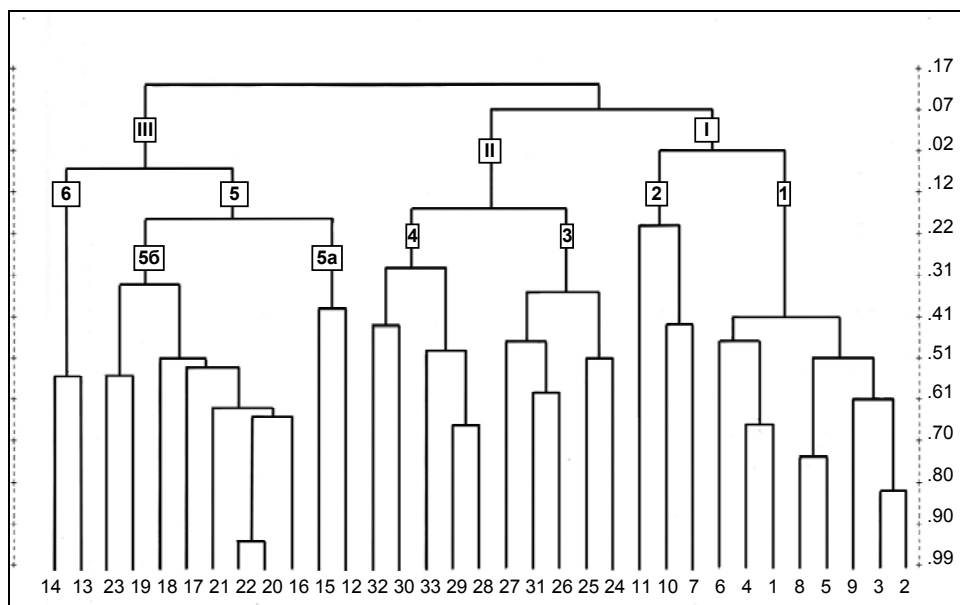


Рис. 1. Дендрограма кореляційних зв'язків провідних петротипів гранітоїдів Середньопридніпровського мегаблоку УЩ за їх речовинним складом (назви петротипів гранітоїдних порід наведено у таблиці; римськими та арабськими цифрами відповідно показані групи і підгрупи петротипів гранітоїдних порід)

Деталізація структури кластеру гранітоїдів першої групи на рівні значимих і близьких до них ($r_{кр} \geq 0,34$ за 5% рівня значимості) величин кореляції дозволяє розділити її на 2 породні підгрупи, які, на наш погляд, фіксують собою окремі стадії їх становлення. Оскільки згідно з нині діючою схемою НСК України гранітоїди цих двох породних підгруп відносяться до автохтонних утворень, то, в такому разі, можливим було б припустити, що при їх формуванні мав місце прояв двох стадій ультраметаморфічних перетворень субстратних відкладів, що є менше імовірним.

Разом з тим, у пояснювальній записці до діючої схеми ігнорується виклад інших думок геологів щодо можливого способу становлення порід першої і другої підгруп, які за результатами кластеризації об'єдналися у складі демуринського, мокромосковського і токівського комплексів. Так, В.І. Орса, один із провідних дослідників гранітоїдних порід Середньопридніпровського мегаблоку і автор більшості виділених на його території комплексів [4, 8], між токівським і вмисними породами визнавав лише дискор-

дантні взаємовідносини. І.Б. Щербаків [14] також відносив граніти токівського комплексу до алохтонних формувань. Про непрості взаємовідносини гранітоїдних порід з вмисними утвореннями свідчить наявність активних контактів, що були встановлені В.І. Орсою не тільки для мокромосковських гранітоїдів, але й для демуринських гранітів. На можливе інтрузивне походження мокромосковських гранітоїдів опосередковано вказує, зокрема, відсутність у їхньому складі детритових генерацій циркону [10], оскільки вважається, що для алохтонних утворень вони не характерні. Як приклад вкажемо на відсутність згідно з [10] детритових кристалів циркону в гранітоїдах букинського, коростенського, курсько-новомиргородського комплексів, інтрузивне походження яких не викликає заперечень. Хоча, зрозуміло, є випадки, коли детритові генерації циркону можуть бути розчинені в процесі інтенсивних метасоматичних перетворень порід. На січні контакти мокромосковських гранітів з породами конської серії і гранітоїдів інших типів вказують також О.Б. Бобров та ін. [2]. Про вкорінення порід демуринського і мокромосковсь-

кого комплексів у зеленокам'яну товщу йдеться у статті [15]. Іншими словами, відсутність видимих чітких контактів між гранітоїдними і вмісними породами ще не вказує на їх формування "in situ", оскільки у більшості випадків вони завуальовані накладеними більш пізніми деформаціями і пов'язаними з ними метасоматичними процесами, що особливо характерно для докембрійських утворень.

Зазначимо, що в кожній із виділених породних підгруп є провідні петротипи (за винятком плагіограніту татарського), що згідно зі схемами розчленування, наведеними у роботах [9, 10], є породними представниками одразу декількох комплексів – демуринаського, мокромосковського або токівського, а не одного, як це впливає з дендрограми їх кореляційних зв'язків (рис. 1). Із цього можна зробити наступний висновок: їх усіх слід розглядати у складі одного комплексу. Підставою для такого висновку є як ідентичний спосіб формування цих порід, так і практично однаковий (у межах похибки методу аналізу) реперний вік [3]: 2849 – граніти демуринаські, 2812 – граніти щербаківські, 2857 і 2663 – граніти токівські, 2614 і 2622 млн р. – граніти ганнівські. Наведені вище аргументи щодо способу і часу формування порід, а також хіміко-геохімічна подібність петротипів, що входять до складу обох породних підгруп, свідчить про доцільність їх об'єднання в один укрупнений комплекс, наприклад токівський, якщо при визначенні його назви дотримуватися принципу пріоритету.

Зазначимо, що за петрофізичними характеристиками провідні петротипи другої підгрупи є більш глибинними утвореннями по відношенню до першої, а також, ймовірно, більш ранніми, але без суттєвого вікового розриву між ними. Це може означати, що вкорінення гранітоїдів цих породних підгруп могло відбуватися впродовж двох інтрузивних фаз.

Як витикає з наведеної дендрограми, провідні петротипи гранітоїдів другої групи в межах значимих коефіцієнтів кореляції також розбиваються на дві підгрупи. Цікаво, що петротипи третьої підгрупи, які знаходяться в тісному просторовому зв'язку, у свій час В.І. Орсою [8] (за винятком лейкогранітів шолохівських) були виділені як гранітоїди, що асоціюються з волнянською (за діючою схемою – томаківською) гнейсовою товщею, яка максимально поширена на території Запорізько-Томаківського району Середнього Придніпров'я. Натомість, породи четвертої підгрупи просторово роз'єднані і представлені гранітоїдними масивами, що структурно тяжіють до периферійних частин Середньопридніпровського мегаблоку, ніби облямовуючи виходи порід третьої. Гранітоїди четвертої підгрупи розглядаються нами як плутонічні аналоги базавлуцької гнейсо-амфіболітової товщі. Вони представлені такими петротипами як плагіограніти камишуваські, башмачкинські, нікопольські, дніпропетровські, тоналіти дніпропетровські. У сукупності з провідними петротипами гранітоїдів третьої підгрупи вони визначають породне наповнення дніпропетровського комплексу. Таким чином, дніпропетровський комплекс охарактеризований гранітоїдами двох типів: дніпропетровським і запорізько-томаківським. Оскільки за петрофізичними характеристиками гранітоїди останнього типу є менш глибинними по відношенню до порід дніпропетровського, не виключається їх більш високе гіпсометричне розташування у вертикальному розрізі мегаблоку.

Третя група гранітоїдних порід, яка представлена провідними петротипами сурського комплексу, в межах позитивних значень коефіцієнтів кореляції розділена на дві підгрупи (на рис. 1 – п'ята і шоста), що, в свою чергу в діапазоні значущих величин коефіцієнтів кореляції розділяються на окремі субпідгрупи, у чому є певний генетичний сенс. За результатами ізотопного датування

[3] плагіограніти чкаловські є більш ранніми магматичними утвореннями, ніж тоналіти сурські (субпідгрупа 5а) з реперним віком, відповідно, 3171 і 2954–2986 млн р. Не маючи на даний час достовірного датування для більшості провідних петротипів підгрупи 5б, наразі висунемо припущення про можливість формування гранітоїдів сурського комплексу впродовж трьох інтрузивних фаз магматизму, починаючи відлік від чкаловських і закінчуючи сурськими, за схемою 6 → 5б → 5а.

Слід зазначити, що у складі 5б підгрупи присутні тоналіти роздольські і ендербіти миролюбівські. Ці петротипи відібрані у полі розвитку порід славгородської товщі в територіальних межах однойменного тектонічного блоку і у зв'язку з урахуванням їхньої структурної позиції мали б визначати породне наповнення славгородського комплексу. Але всупереч очікуваному це не підтверджується проведеними дослідженнями. Натомість виявилось, що і тоналіти роздольські, і ендербіти миролюбівські мають тісні кореляційні зв'язки з гранітоїдами сурського комплексу. Для вирішення питання щодо позиційного розміщення цих петротипів насамперед наведемо факти, викладені С.І. Переверзевим та ін. [13]. Ці автори вважають, що виділення славгородської товщі на лише лише урахування ступеня її метаморфізму є сумнівним. Відповідно таким же суперечливим є виділення її плутонічного аналогу – славгородського комплексу. На думку цих дослідників гранулітовий метаморфізм для порід Середньопридніпровського мегаблоку є накладеним і мезоархейським (2970±10 млн р) за часом, що є синхронним з часом формування гранітоїдів сурського комплексу. Як зазначається у роботі [10], в усіх досліджених петротипах тоналітів УЩ відсутні детритові генерації цирконів, що, таким чином, не виключає віднесення тоналітів роздольських до складу інтрузивних утворень сурського комплексу. Щодо ендербітів миролюбівських, то їх включення до цього комплексу на даному етапі досліджень є досить сумнівним.

Згідно з даними С.І. Переверзева та ін. [13] для порід Середньопридніпровського мегаблоку первинним є амфіболітовий ступінь метаморфізму ранньопалеоархейського віку. Іншої думки щодо вищенаведеного дотримуються О.Б. Бобров та ін. [1], котрі вважають об'єднання гранітоїдних порід у славгородський комплекс беззаперечним фактом, оскільки тут збереглися первинні гранулітові мінеральні парагенезиси. Цими авторами наводяться середні значення віку двох метаморфогенних генерацій циркону (3006 і 3003 млн р.) з ендербітів цього комплексу, значення яких, як виявляється, практично не відрізняються від віку становлення сурських гранітоїдів. Ці факти, з одного боку, ніби підтверджують можливість входження тоналітів роздольських і ендербітів миролюбівських до складу сурського комплексу, якщо не брати до уваги близькість хімічного складу порід сурського і славгородського комплексів: кварцових діоритів сурських і ендербітів миролюбівських, тоналітів сурських і відповідно тоналітів славгородських. Іншими словами, не виключається можливий вплив петрохімічного фактору на отримані нами результати у зв'язку з конвергентністю порід, які, у такому випадку можуть одночасно асоціюватися з різними комплексами. Таким чином, питання щодо віднесення тоналітів роздольських і ендербітів миролюбівських до складу сурського чи славгородського комплексів залишається відкритим.

Звернемо увагу на дещо незвичне положення саксаганських плагіогранітів серед гранітоїдів сурського комплексу. В.І. Орса [8], вивчаючи питання відносно включення саксаганських плагіогранітів до складу цього комплексу, дійшов висновку, що об'єднувати їх з сурськими гранітоїдами є недоцільним. У зв'язку з цим ці гранітоїди були включені до складу дніпропетровського, а пізніше

[4] виділені в окремий саксаганський комплекс, що знайшло своє відображення у діючій схемі. Останнім часом з'явилася низка робіт відносно комплексної належності саксаганських плагіогранітів і, зокрема, стаття С.І. Переверзева та ін. [13], де рекомендується або взагалі визнати неправомірність виділення однойменного комплексу, або ж розглядати ці гранітоїди у складі сурського комплексу. Проведені нами дослідження вказують на те, що з останнім варіантом можна погодитися. Про ідентичність саксаганських і сурських гранітоїдів свідчать, зокрема, їх геолого-структурні особливості, оскільки і перші, і другі згідно з даними А.П. Нікольського [7] мають інтрузивні контакти з вмисними породами. Сурські гранітоїди єдині серед порід цього класу на Середньому Придніпров'ї, які дослідниками відносяться до інтрузивних утворень. Крім того, саксаганські та сурські гранітоїди зближені й у віковому відношенні. Вони подібні між собою і за мінералогічно-петрографічними і петрохімічними особливостями, у зв'язку з чим І.С. Паранько та ін. [12] рекомендують об'єднати їх в один комплекс – сурський. Ця рекомендація співпадає з результатами наших досліджень.

Таким чином, загальна структура кластеру провідних петротипів гранітоїдів Середньопридніпровського мега-

блоку демонструє нам трьохетапний характер гранітоутворення на його території, породними похідними якого є відповідні гранітоїдні комплекси: дніпропетровський, сурський і токівський (в укрупненому варіанті). Цей висновок наочно ілюструється і факторною діаграмою (рис. 2), побудованою у площині перших двох найсильніших факторів, на долю яких приходиться 44 і 16 % загальної дисперсії відповідно. На ній F_1 характеризує зміни хімічного складу порід, зумовлені процесами основно-кислотної диференціації їх вихідного розплаву у відповідності до схеми кристалізаційного фракціонування. З цим фактором, що інтерпретується нами як фактор кременеокислотності, пов'язані дві протилежні за знаком асоціативні групи оксидів і елементів-домішок, які характеризуються значимим факторним навантаженням (у порядку зменшення): MgO , Co , CaO , FeO , Ni , V , Fe_2O_3 , Zn , Na_2O , MnO , P_2O_5 , що приурочені до позитивної частини осі, і SiO_2 – до негативної. У другому факторі протиставляються між собою асоціації халькофільно-літофільних елементів із оксидом калію (позитивна частина осі) і оксид натрію (від'ємна), що свідчить про прояв накладених процесів і, в першу чергу, калішпатизації.

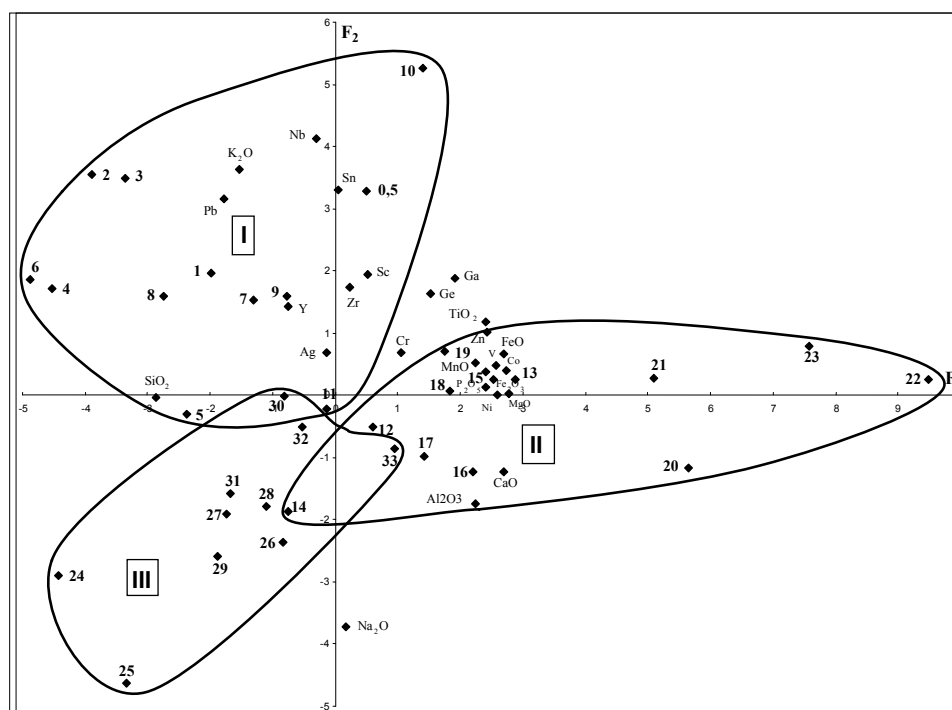


Рис. 2. Факторна діаграма фігуративних точок провідних петротипів гранітоїдів Середньопридніпровського мегаблоку у площині факторів F_1 – F_2 (назви петротипів гранітоїдних порід, позначені арабськими цифрами, див. у табл. 1, 2; контурами окреслені фігуративні точки петротипів гранітоїдів лише тих груп (I, II, III), що характеризуються позитивними значеннями коефіцієнтів кореляції)

Звернемо також увагу, що гранітоїди третьої породної групи, які сформувалися в результаті ультраметаморфічної диференціації первинних розплавів, і гранітоїди першої, виникнення яких зумовлено процесами магматичної диференціації, утворюють тренд, субпаралельний осі F_2 . Це може свідчити про те, що субстратом для порід токівського комплексу поряд з іншими породними формуваннями мегаблоку були також гранітоїди дніпропетровського комплексу, що не суперечить геологічним реаліям.

Висновки. За результатами проведених досліджень з урахуванням даних інших дослідників можна зробити такі висновки:

1. Гранітоїди, що раніше виділялися у токівський, мокромосковський, demuинський комплекси, розглядаються у

складі укрупненого токівського комплексу, і за своїм походженням є інтрузивно-магматичними утвореннями.

2. Саксаганський комплекс як самостійний підрозділ не ідентифікується, і породи, що входили до його складу, пропонується віднести до сурського.

3. Доцільність виділення славгородського комплексу залишається під питанням. Тут необхідні додаткові дослідження.

4. В подальшому планується провести аналіз петротипів гранітоїдів мегаблоку на вміст рідкісноземельних елементів з метою використання їх індикаторних можливостей для коректного розчленування порід, що дозволило підтвердити або уточнити позицію деяких з них у хроностратиграфічній схемі раннього докембрію України.

1. Бобров А.Б., Степанюк Л.М., Лысак А.М., Лысенко А.А., Меркушин И.Е., Шпильчак В.А. Геология и геохронология Савгородского гранулитового комплекса // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы: Матер. межд. научно-практ. конф., Киев, 2010. – К., 2010. 2. Бобров А.Б., Берзенин Б.З. Температурный режим формирования аллохтонных гранитов Среднего Приднепровья // Геол. журн. – 1982. – 42, № 1. – С. 93–96. 3. Геохронология раннего докембрия Украинского щита: Архей / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко. – К., 2005. 4. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность / К.Е. Есипчук, В.И. Орса, И.Б. Щербаков и др. – К., 1993. 5. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Бюро НСК України. – К., 2003. 6. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита: Пояснювальна записка / К.Ю. Есипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – К., 2004. 7. Никольский А.П. Соотношение плагиогранитов с породами криворожской и курской серий // Советская геология. – 1990. – № 3. – С. 67–75. 8. Орса В.И. Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. – К., 1988. 9. Петрогеохимія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов,

Н.В. Костенко та ін. – К., 2003. 10. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: Монографія / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К., 2008. 11. Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Соловйов І.В. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування // Зб. наук. праць Геол. ін-ту Київського ун-ту. – 1995. – № 1. – С. 65–79. 12. Паранько І.С., Бобров А.Б. Соотношение плагиогранитоидов западной части Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита с породами метавулканогенно-осадочной толщи Криворожской структуры // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы: Матер. межд. научно-практ. конф., Киев, 2010. – К., 2010. 13. Переверзев С.И., Неживой С.П. Новые представления об архейских комплексах Среднего Приднепровья // Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы: Матер. межд. научно-практ. конф., Киев, 2010. – К., 2010. 14. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов, 2005. 15. Ponomarenko O.M. Geochronology of the Precambrian of the Ukrainian Shield on basis of the Reference Isotope Data // Mineral. J. – 2002. – V. 24, № 2/3. – P. 87–100.

Надійшла до редколегії 23.03.09

УДК 551.435

Л. Тустановська, здобувач

ЕВОЛЮЦІЯ РЕЛЬЄФУ КАНІВСЬКОГО ПРИДНІПРОВ'Я НА ОСНОВІ АНАЛІЗУ БАЗИСНИХ ТА ВЕРШИННИХ ПОВЕРХОНЬ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.М. Іванік)

Виконано структурно-морфометричні побудови та дослідження рельєфу Канівського Придніпров'я із застосуванням просторового ГІС-аналізу та моделювання. Створено різнорівневі та різнопорядкові базисні та вершинні гіпсометричні поверхні, аналіз яких дозволяє простежити та встановити етапність розвитку рельєфу досліджуваного регіону. Визначено особливості геоморфологічної будови Канівських гір на кожному етапі їх формування. Проаналізовано характер еволюції рельєфу впродовж неотектонічного етапу.

Structural-morphometric analysis and study of Kaniv Near-Dniper relief with the using of the spatial analysis and modeling has been carried out. Base level and vertex hypsometry surfaces with different order have been created. There analysis allowed to define the phases of the relief evolution in this region. The geomorphological structure peculiarities of Kaniv mountains have been defined for each stage of there formation. The relief evolution character during neotectonic stage has been described.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Рельєф Канівського Придніпров'я, розташованого у межах поступового занурення Українського щита в бік Дніпрово-Донецької западини, характеризується складною будовою та багатоетапністю розвитку впродовж неотектонічного та сучасного етапів. У зв'язку з цим на сьогодні існує значна кількість підходів, гіпотез та теорій щодо геологічної еволюції та етапів геоморфогенезу цього регіону, що ґрунтуються на різноманітних методах аналітичних досліджень. Однак, нерозв'язаними залишаються питання палеогеоморфологічного розвитку, недостатньо з'ясовані етапність та спрямованість розвитку рельєфу, певні проблеми стосуються причин Perezaglyblennya pradoliny Dnipra. Безумовно, розв'язання вищезазначених проблем забезпечується багатьма методами, однак інформативність кожного з них є обмеженою у зв'язку зі складністю будови цього регіону та його багатоетапною еволюцією. Виявляється, що однією із результативних методик є структурно-морфометричні дослідження сучасного та палеорельєфу у зв'язку із можливістю побудови різногенетичних та різновікових поверхонь рельєфу та реконструкцію його розвитку на основі морфометричного аналізу. Методику структурно-морфометричного аналізу розроблено В.П. Філософовим [4] та використано багатьма дослідниками для аналізу рельєфу закритих територій у зв'язку із нафтогазоносністю [2, 3, 5], однак для Канівського регіону повномасштабні структурно-морфометричні дослідження не проводились.

Аналіз базисних та вершинних поверхонь Канівського Придніпров'я на основі структурно-морфометричних побудов. Структурно-морфометричні дослідження Канівського Придніпров'я виконано на основі застосування методики, описаної у роботі [1]. Досліджувалась територія Канівських гір, що за орографічними особливостями відрізняється від суміжних областей,

утворюючи цілком відокремлену ділянку Правобережної височини. Її площа сягає 195 км².

Для створення різногенетичних поверхонь використано технології геоінформаційних систем, зокрема програмного забезпечення ArcGIS 9.3 (ESRI). Виконано низку морфометричних побудов із використанням топографічних карт масштабу 1:25 000. Вибір масштабу диктувався адекватною точністю зображення рельєфу, необхідною для реконструкції його розвитку і відтворення активності та амплітуд неотектонічних рухів, оскільки саме на крупномасштабних картах зображено всі ерозійні форми (річки, улоговини, яри, тальвеги сухих долин, балок та інших споріднених понижень), що аналізуються в процесі морфометричних побудов. Морфометричні побудови спрямовано на створення карт порядків долин та вододільних ліній, карт базисних поверхонь, карт вершинних поверхонь, карт різниці між вершинно-базисними поверхнями одного порядку, карт різниці між базисними поверхнями суміжних порядків та карт різниці між вершинними поверхнями суміжних порядків. Карті базисних і вершинних поверхонь є основою інтерпретації морфології палео- та сучасного рельєфу з метою відтворення морфогенезу дослідженої території, оскільки характеризують етапність його формування та морфологічний вигляд на різних стадіях розвитку, тому саме їх аналіз є метою даного повідомлення.

Базисні та вершинні поверхні являють собою складні поверхні, що проходять відповідно через тальвеги долин та вододільні лінії. Карті вершинних та базисних поверхонь відносяться до статичних карт. За цими картами досліджуються статичні зв'язки, що існують між морфометричними поверхнями рельєфу та тектонічними структурами. Слід зазначити, що базисні та вершинні поверхні першого порядку практично повторюють поверхню сучасного рельєфу, тому їх аналіз у наведених дослідженнях не проводився.

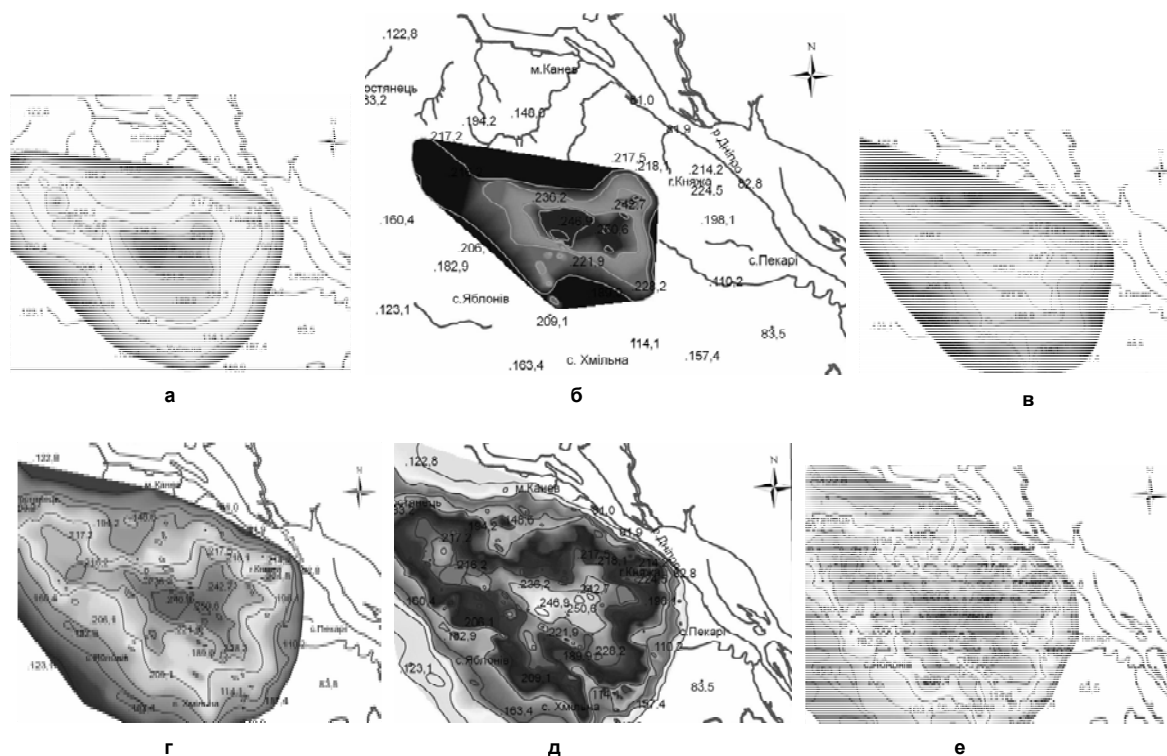


Рис. 1. Вершинні поверхні рельєфу Канівського Придніпров'я:

а – сьомого порядку; б – шостого порядку; в – п'ятого порядку, г – четвертого порядку, д – третього порядку, е – другого порядку

У результаті проведеного структурно-морфометричного аналізу у межах вивченої території побудовано вершинні поверхні семи порядків та базисні поверхні п'яти порядків (рис. 1, 2), детальний аналіз морфології яких дозволив встановити етапність морфогенезу Канівського Придніпров'я.

Найдавнішою є вершинна поверхня сьомого порядку, яка розташовується у центрі регіону і характеризує початковий перший етап розвитку рельєфу. Вона являє собою чітко виражене підняття видовженої неправильної форми, що збігається із сучасними найвищими вершинами Канівських гір. Найвищі абсолютні відмітки цього етапу розвитку рельєфу сягали 237,2–245 м, площа поширення яких складає близько 2,5 км² у центрі дослід-

женої території (табл. 1). Поверхні із відмітками 229,4–237,2 м простягалися невеликими острівцями у напрямку до с. Костянець і простежуються на захід до с. Ковалі. У межах вершинної поверхні сьомого порядку зафіксовано шість таких морфологічних підвищень, які чітко збігаються із сучасними найвищими відмітками. Поверхні із відмітками від 221,7 до 229,4 м і нижче 175 м плавно облямовували вершини давньої поверхні, яка морфологічно була представлена випуклим підняттям, що охоплювало значну територію долини Дніпра південніше пристані Тарасова гора. Карта вершинної поверхні сьомого порядку засвідчує, що русло р. Дніпра розташовувалось східніше сучасного.

Таблиця 1

Порівняльна таблиця гіпсометричних та морфометричних характеристик вершинних і базисних поверхонь та сучасного рельєфу Канівського Придніпров'я

Назва поверхні	Максимальні абсолютні відмітки, м	Мінімальні абсолютні відмітки, м	Площі найвищих ділянок, км ²	Перепад висот між вершинними і базисними поверхнями, м	Перепад висот між вершинними та сучасними поверхнями, м	Перепад висот між базисними та сучасними поверхнями, м
вершинна поверхня 7-го порядку	237,2–245	175–182,7	3,75		99,6	
вершинна поверхня 6-го порядку	246,7–250	220–223,3	0,2		139,6	
вершинна поверхня 5-го порядку	231,1–240	160–168,8	0,35	25	79,2	
базисна поверхня 5-го порядку	148,9–155	100–106,1	13,5			97,9
вершинна поверхня 4-го порядку	237,8–250	140–155,2	3,25	5	59,6	
базисна поверхня 4-го порядку	188,3–200	95–106,6	6,0			64,6
вершинна поверхня 3-го порядку	231,1–245	120–133,9	6	2,4	44,5	
базисна поверхня 3-го порядку	215,6–230	100–114,4	2,4			39,6
вершинна поверхня 2-го порядку	233,3–250	100–116,7	5,1	15	19,6	
базисна поверхня 2-го порядку	220–235	100–115	3			34,6

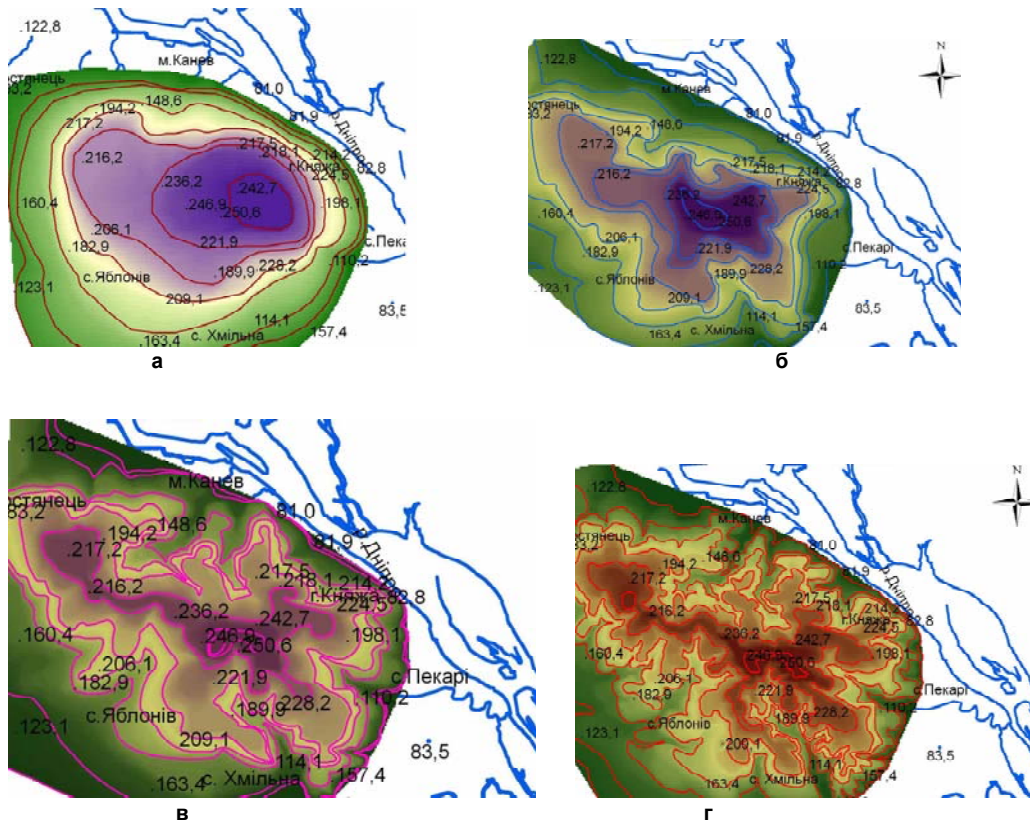


Рис. 2. Базисні поверхні рельєфу Канівського Придніпров'я:
а – п'ятого порядку, б – четвертого порядку, в – третього порядку, г – другого порядку

Карта вершинної поверхні шостого порядку фіксує другий етап розвитку території, що характеризувався різким опусканням (із відносними відмітками до 45 м). Площа поверхні значно зменшилась (майже втричі), вона характеризувалась простяганням із південного сходу на північний захід, а максимальні висоти змістились на південний схід на 1,5 км і мали відмітки близько 220 м. Ця поверхня відрізняється від попередньої поверхні морфологією схилів, які мали слабкий нахил на сході та заході, і були відносно крутими і розчленованими на півночі і півдні. Територія з відмітками нижче 220 м характеризувалась відносною вирівненістю.

Аналіз карти вершинної поверхні п'ятого порядку демонструє початок етапу підняття рельєфу на північному заході території. Накладання вершинної поверхні п'ятого порядку на базисну поверхню цього ж порядку демонструє, що відносне перевищення такого підняття становило 75 м. Схили південно-східної експозиції мали значно більшу крутизну у порівнянні із північно-західними. На пологих західних схилах формувались окремі вершини. Південні та північні схили опустились на 60 м і були відносно розчленованими. Глибока ущелина, що з'явилась на північній ділянці регіону, заглиблювалась і відокремила невелику територію від основної площі, яка зазнавала підняття. Впродовж описуваного етапу відбулось опускання прибережної території.

Аналізуючи базисну поверхню найвищого п'ятого порядку (найдревнішу, що об'єднує місцеві бази ерозії того часу), яка характеризує ранній етап формування Канівського горбогір'я, слід зазначити, що найвища вершина того часу мала абсолютні позначки близько 150 м. Мінімальні абсолютні відмітки були характерними для русла Дніпра і сягали 100 м та нижче. Отже, заглиблення русла Дніпра складало 48,9 м. Плоскі вершини території, що піднімалась, були витягнуті у південно-східному напрямку, до с. Пеکاری. Ця ділянка із максимальними висотами займає сучасну площу на південний

захід від Княжої гори. Вона характеризується ізометричною формою і простягається на 40 км із заходу на схід та на 35 км з півночі на південь. Сучасні максимальні висоти 250,6 м знаходяться майже в центральній частині підняття. Південно-східні схили є більш крутими та розчленованими, ніж північні та південно-західні. На висоті 130,5 м між сс. Пеکاری і Хмільна спостерігається яскраво виражене русло потоку, яке успадоване сучасною правою притокою р. Дніпро. Ще одна ущелина, перпендикулярна до русла Дніпра, фіксується на північно-східному схилі на висоті 120 м і перетинає центральну частину м. Канів. Вся південно-західна частина описуваної території полого і схили мають плавні обриси. На північному заході спостерігається відносно вирівнена площадка із абсолютними позначками від 136,6 до 142,8 м площею близько 10,5 км² (їй відповідають сучасні відмітки від 216,2 до 224,7 м, що говорить про відносний тектонічний спокій цього етапу розвитку). Княжа гора з висотою 224,5 м піднімалась над похилими схилами, що мали відмітки 118,3–124,4 м.

Аналіз базисної поверхні четвертого порядку засвідчує другий етап підняття рельєфу дослідженої території, впродовж якого найвищі вершини змістились у північно-західному напрямі і мали увігнутий характер в плані. Південні схили залишалися слабо розчленованими та пологими. Чітко простежується направлений розвиток майбутнього підняття у межах північно-західної частини території. Мінімальні відмітки сягали 95 м і були нижчими на 5 м від сучасних, а максимальні – 200 м і були відповідно на 50 м нижче за сучасні, що говорить про нерівномірність підняття та їх відставання в часі. Вершинна поверхня четвертого порядку, що також характеризується максимальними висотами від 237,8 до 250 м та мінімальним від 142 до 152,2 м. Це засвідчує інтенсивне підняття даної території близько на 100 м та збільшення її протяжності до русла Дніпра в районі

Княжої гори. Напрямок підняття зміщується з північно-східного на південно-західний, площа найвищих ділянок зростає до 4 км². При цьому положення максимальних висот того часу практично повністю відповідає сучасним. У верхів'ях Заводнищенського та Меланчиного ярів спостерігається підвищення сучасного рельєфу із відмітками близько 220 м, яке утворилося в той час і мало висоту 237,7–225 м, тобто було вищим на 15 м. Такими ж відмітками характеризуються три окремих підвищення на півдні території. Впродовж цього етапу розвитку рельєфу гори Княжа та Мар'їна піднялися до сучасних відміток, і були відокремлені від загального підвищення окремими острівцями-підвищеннями на східному схилі Канівщини. Таку висоту має і відокремлений острівець на південному схилі в межах околиці с. Хмільна. Він збігається із сучасною вершиною 229,4 м.

На південних схилах підняття спостерігається десять підвищень у рельєфі, різних за розмірами та висотою. Деякі з них повторюють форми сучасного рельєфу, але різняться за гіпсометричним положенням. На околиці с. Пекарі фіксується підвищення з висотою 176,6 м, розділене згодом сідловиною на дві вершини із відмітками 175 м. У межах схилів Княжої гори утворилось невелике підвищення із вершиною, нижчою на 1 м за сучасну. Схожі вершини сформувались і на південній околиці м. Канів. Деякі з них за розташуванням збігаються із сучасними вершинами, але є вищими (близько 13 м). У межах північної частини території ущелина, сформована на першому етапі розвитку рельєфу, заглибилась і відокремилась ділянкою схилу, яка має вигляд поодинокого підвищення. Всі новоутворені впродовж цього етапу форми витягнуті з північного заходу на південний схід, тобто їх напрямок збігається із генеральним напрямком підняття. Проведені дослідження засвідчили, що північно-західна частина Канівщини мала вище гіпсометричне положення, ніж південно-східна.

Малюнок ізогіпсообит вершинної поверхні четвертого порядку демонструє, що вся північно-східна територія району мала значне розчленування, була ускладнена морфологічними підвищеннями та змінена різногенетичними процесами. Ущелина на півночі розширилась та заглибилась на 30–40 м, на північному сході спостерігається близько десяти ущелин, що мають значні врізи, однак жодна з них не отримала успадкування у сучасному рельєфі. Отже, аналізуючи четвертий етап розвитку рельєфу, слід зазначити, що територія зазнала різкого підняття, морфологічний вигляд рельєфу змінився завдяки впливу як тектонічних факторів, так і інтенсивних денудаційних процесів. При накладенні вершинної поверхні на базисну четвертих порядків визначено, що максимальні відносні висоти сягали 50 м, мінімальні – 45 м. Підосви підвищень мали плавний характер, що видно на базисній поверхні, а їх вершини мали острівцевоподібний характер.

На третьому етапі розвитку рельєфу поверхня підняття змістилась і зайняла сучасне положення з максимальними висотами 215,5–230 м, мінімальними 100–114,4 м. На цьому етапі спостерігається загальне збільшення площі території Канівських гір. Максимальні вершини знизились на 20 м, а мінімальні – на 35 м. Площа території, зайнята найвищими відмітками зменшилась майже на 0,5 км² і змістилась в південному напрямку, утворивши орографічну п-подібну форму, причому її західна ділянка мала вищі відмітки порівняно зі східною. В наш час ця територія Канівщини займає ділянку найвищих вершин з абсолютними відмітками 250,6, 248,8 та 246,9 м, і характеризується протилежним співвідношенням морфологічних характеристик відносно попереднього етапу розвитку: її східна частина має

вище гіпсометричне положення, ніж західна. Підвищення видовжилось у північно-західному напрямку до південної околиці с. Костянець, сягаючи відміток 201,1–215,5 м. Різке підвищення у рельєфі з крутими схилами спостерігається у верхів'ях яру Меланчин Потік.

На другому етапі розвитку рельєфу спостерігалось злиття новоутворених форм, що були витягнуті у напрямках схилів. Видовжена ділянка із відмітками 166,6–201,1 м спостерігається у межах всієї території гір. Південно-східна та північно-західна частини території чітко розділені великим заглибленням, глибина врізу якого збільшилась на 70 м. Аналіз базисної поверхні третього порядку засвідчує нерівномірність наступних піднять території, що характеризувалась однаковими відмітками. У межах цього етапу розвитку рельєфу сформувались невеликі платоподібні форми із плоскими вершинами на півночі та південному сході території, що характеризувались відмітками від 172,2 до 186,6 м. Південні ділянки території зазнають інтенсивного розчленування. У межах центральної частини утворилися численні врізи та ущелини із відмітками близько 170 м. Починаючи із відміток 114–110 м, рельєф характеризується відносною вирівненістю і займає великі ділянки по всій території аж до русла р. Дніпро. Підвищення у рельєфі цього етапу фіксуються на вершинній поверхні третього порядку, на якій відображено морфологічні форми, не зафіксовані на базисній поверхні. Відносна максимальна висота на цьому етапі становить 15 м, мінімальна – 20 м. Цей етап ознаменувався незначним загальним підняттям території. На північно-східних та південно-західних схилах утворилось близько п'ятидесяти різногенетичних морфологічних форм. Основне підвищення збільшилось у розмірах і було видовжене у північно-західному напрямку. Княжа гора піднялась до відмітки 245 м, що є вищою за сучасну на 21 м. Поблизу сучасного яру Дунаєць на півдні м. Канів утворилось невелике підвищення з висотою 231 м, вищою за сучасну на 35 м. Подібні малі підвищення спостерігаються і у південно-східній частині території. Берегова лінія р. Дніпро зайняла сучасне положення. Таким чином, базисні та вершинні поверхні третіх порядків засвідчують значне розчленування рельєфу північної та північно-східної території Канівщини, загалом рельєф набув вигляду чітко вираженого горбогір'я. Аналізуючи цей етап підняття, слід зазначити видовження та збільшення території гір до долини Дніпра, злиття окремих вершинних форм та значне ерозійне розчленування схилів із значним заглибленням врізів.

Базисна поверхня другого порядку демонструє незначні зміни морфології рельєфу на передостанньому етапі його еволюції. На цьому етапі форми вершин з максимальними висотами 220–235 м практично не зазнали змін, піднявшись лише на 5 м. Вони залишаються витягнутими тонкою смужкою у північно-західному напрямі. Мінімальні висоти також майже не змінились, що загалом свідчить про стабільність розвитку рельєфу. Малюнок і напрямок підвищення повторює форму долини р. Дніпра, яка має вигин на цій ділянці. Ділянки із висотами 205–220 м збільшувались тільки на півдні та південному сході території. Північна ділянка не зазнала різких змін. Ущелина північно-західного напрямку чітко розділяє територію на два морфологічні підвищення. Таким чином, із малюнку побудованих карт видно, що незначного підвищення зазнають південні, південно-східні та південно-західні ділянки території, що займають більшу частину території, ніж північні та північно-східні її частини, які також зазнають повільних піднять. Ділянки з мінімальними висотами зменшуються за площею, однак простежується заглиблення врізів та інтенсифікація розчленування схилів, за виключенням схилів пів-

нічної експозиції з відмітками 100–115 м. На півдні території на схилі з висотами 160–175 м між сс. Яблонів та Хмільна спостерігається невелике ізометричне пониження. Карта вершинної поверхні другого порядку засвідчує нові підняття та зміщення положення долини Дніпра на південний схід, що відповідає його сучасному положенню.

Максимальні висоти сягають сучасних відміток 233,3–250 м, їх відносна висота складає 15 м. Вершини зазнали незначних деформацій, підшови височин базисної поверхні мають більш плавний малюнок ізобазит. Окремі підвищення із такими ж абсолютними відмітками (найвище із відміткою вершини 242,7 м) фіксуються у межах всієї території, яка продовжує витягуватись з північного заходу на південний схід. Схили північної та північно-східної експозиції є різко розчленованими, на відміну від південних та південно-західних. Морфологія центральної частини території не змінюється. Княжа гора зайняла сучасне гіпсометричне положення. Схили гір розчленовані і успадковані сучасним рельєфом. Спостерігається інтенсивний розвиток ерозійних систем, які розчленовують описувану територію на ряд блоків, які зазнають різнонаправлених зміщень впродовж її еволюції.

Характеризуючи розвиток рельєфу Канівських гір впродовж проаналізованих етапів із використанням карт базисних та вершинних поверхонь та карту сучасної гіпсометричної поверхні, слід зазначити про наявність ще одного останнього етапу підняття, що характеризувався зростанням відносних висот на 15–20 м. Він характеризувався заглибленням долин, ерозійних врізів та яружних форм, а також розділенням найвищої частини гір на два морфологічних підвищення. Східне підвищення є вищим за західне, спостерігається зростання регресійної ерозії та довжин більшості ярів. Південно-західні ділянки території мають округлі обриси, характе-

ризуються згладженістю форм та слабким розчленуванням схилів.

Висновки. Аналіз базисних та вершинних поверхонь Канівського Придніпров'я дозволив простежити етапність розвитку рельєфу цієї території впродовж неотектонічного етапу. Дослідивши гіпсометрію вершинних поверхонь семи порядків та базисних поверхонь п'яти порядків, провівши детальне співставлення однопорядкових поверхонь, визначено морфологію рельєфу кожного етапу розвитку території. На основі отриманих даних щодо характеру поверхонь, абсолютних та відносних відміток, характеру малюнку ізогіпсозабит детально проаналізовано геоморфологічну будову регіону впродовж певного етапу. Встановлено п'ять етапів морфогенезу Канівських гір, що характеризують їх тектонічну еволюцію. Співставлення та уточнення отриманих результатів із даними польових геолого-геоморфологічних спостережень, геолого-структурними та літолого-стратиграфічними даними дозволить встановити геологічну еволюцію цього регіону впродовж неотектонічного та сучасного етапів.

1. Іванік О.М., Тустановська Л.В. Застосування класичних методик структурно-морфометричного аналізу для реконструкції новітнього тектогенезу на основі ГІС // Вісник Київського університету. Геологія. – 2011. – Вип. 53. – С. 4–7. 2. Мироненко В.И. Использование морфометрических методов анализа рельефа дневной поверхности для изучения неотектонических движений в нефтегазоносных регионах (на примере Сребенской впадины ДДВ и ее обрамления) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2007. – С. 252–258. 3. Мкртчян О.С., Чулило Г.Р. Геоінформаційний аналіз просторових зв'язків морфометрії рельєфу із геологічною структурою (на прикладі західної частини вододільно-верховинських та полонинських Карпат) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2008. – С. 167–178. 4. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов, 1960. 5. Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я. и др. Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // Arcreview. – № 1 (32). – 2005.

Надійшла до редколегії 28.02.11

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 550.4.01

О. Бункевич, інж.,
С. Шнюков, д-р геол. наук, доц.

РЕПРЕЗЕНТАТИВНІСТЬ ВИБІРКИ ДЕТРИТОВИХ АКЦЕСОРНИХ МІНЕРАЛІВ ПРИ ПОЗЕРНОВОМУ ГЕОХІМІЧНОМУ ДОСЛІДЖЕННІ ЇХ ПОПУЛЯЦІЙ

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

Позернове геохімічне дослідження детритових популяцій акцесорних мінералів є потужним інструментом визначення джерел постачання осадового матеріалу, встановлення типу та віку материнських порід. Одна з проблем цього методу – розрахунок обсягу репрезентативної вибірки зерен, що аналізуються. Запропоновано оптимальну методику розв'язання цієї проблеми для різноманітних реальних умов.

Single-grain geochemical study of accessory minerals detrital populations is a powerful tool for sedimentary provenance including source rocks determination and their age dating. Estimation of representative amount of analysed grains sampling is one of the problems of this method. Technique for this problem solving under various realistic conditions was suggested.

Вступ. Позернове геохімічне вивчення великих детритових популяцій "наскрізних" акцесорних мінералів (НАМ), найбільш розповсюджених у провідних типах гірських порід та руд, зараз розглядається [4; 7; 10; 11; 13; 18; 19 тощо] як потужний інструмент дослідження джерел постачання осадового матеріалу. Індикаторне значення цих НАМ (циркон, апатит, монацит тощо [10; 11; 13]) крім високої стійкості в умовах седиментогенезу (за цією ознакою на першому місці знаходиться циркон) зумовлюється широким набором ізоморфних елементів-домішок, в першу чергу REE, Y, Hf, Sr, Th, U, Pb. Так, встановлені закономірні варіації вмісту перелічених домішкових катіонів дозволяють геохімічно класифікувати НАМ у відповідності зі складом вміщуючих материнських порід та руд [10; 16;

18; 19], що забезпечує вирішення оберненої задачі, яка полягає в ідентифікації їх типів за домішковим складом зерен цих мінералів з відкладів. В свою чергу, геохронологічна інформативність НАМ забезпечується можливістю використання Th-U-Pb, Sm-Nd та Lu-Hf ізотопних систем для локального та сублокального датування їх зерен [20; 23 тощо], в тому числі й експресним методом "загального свинцю" [1; 3 тощо]. Комплексна інтерпретація даних потенційно дозволяє визначати для всіх досліджених в популяції детритових зерен НАМ індивідуальні джерела постачання – тип і вік материнських порід та руд, а також їх просторові (об'ємні) співвідношення у межах денудованих ділянок за співвідношенням зерен відповідних геохімічних типів [11; 13].

Саме тому вже з кінця 1980-х – початку 1990-х рр метод був спрямований на вирішення наступних прикладних та фундаментальних завдань [2; 10; 11–13; 15]: (1) визначення областей живлення осадових басейнів, їх петрофондова реконструкція та встановлення шляхів переносу уламкового матеріалу при вирішенні задач палеогеографії; (2) стратифікація та кореляція "німих" теригенних товщ; (3) шліхо-мінералогічні пошуки алмазоносних кімберлітів та апатит-рідкіснометалевих карбонатитів. Крім цього, за останні 10–15 років широко розгорнулись дослідження історії формування земної кори, які використовують високу геохімічну репрезентативність теригенного стоку рік та льодовикового переносу уламкового матеріалу відносно великих ділянок континентів, що дренуються ними [4; 7; 13; 14; 16; 20; 24 тощо]. Така репрезентативність найкраще виявляється для Zr, який мігрує переважно у формі циркону. Це й визначає правомірність використання його великих детритових популяцій, а також популяцій деяких інших НАМ (монацит) для вирішення цієї фундаментальної задачі.

Звичайно, що коректна практична реалізація методу для вирішення будь-якої з перелічених задач залежить від багатьох факторів (геологічна репрезентативність опробування відкладів, якість аналітичних досліджень, методика інтерпретації мінерало-геохімічних даних тощо). В цій роботі розглядається лише один з них, а саме – репрезентативність статистично-випадкової вибірки зерен конкретного НАМ, які геохімічно досліджуються, відносно всієї його популяції в завідомо геологічно репрезентативній пробі відкладів. Очевидно, що цей фактор має принципове значення, але рівень його сучасного дослідження не є достатнім для впевненого вирішення реальних завдань.

Постановка задачі. Репрезентативність вибірки зерен будь-якого НАМ, у свою чергу, залежить від наступних конкретних факторів: (1) кількості джерел постачання; (2) вмісту цього НАМ у кожному джерелі постачання (материнському петротипі); (3) обсягу вибірки; (4) точності аналізу. В реальних дослідженнях ми можемо варіювати тільки обсягом вибірки, тому мета роботи полягала в дослідженні цього обсягу в залежності від решти факторів. Головна задача роботи полягала у виведенні універсальної розрахункової формули, яка дозволить обчислювати такий обсяг репрезентативної вибірки конкретного НАМ, що забезпечить у ній достатню (задану) кількість його зерен з кожного джерела постачання із заданою імовірністю.

Існуючі розв'язки. Не зупиняючись на давній та досить примітивній спробі другого співавтора [11], констатуємо, що сформульовану задачу вже намагалися розв'язати декілька дослідників, але теж у дещо спрощених варіантах. Огляд цих підходів можна знайти в роботі [17]. З сучасних спроб найбільшої уваги заслуговують дві:

Так, в [21] запропоновано формулу обчислення імовірності p того, що i -та фракція (в даному контексті це всі зерна мінералу з певного джерела постачання) із відносною часткою у популяції (генеральній сукупності) f_i не була втрачена у вибірці обсягу n :

$$p = 1 - (1 - f_i)^n. \quad (1)$$

Із (1) можна обчислити обсяг вибірки n . Але недоліком цієї формули є те, що за нею обчислюється імовірність того, що ми не втратимо тільки одну з фракцій замість обчислення імовірності не втратити жодної. Ще один недолік полягає у тому, що вираз "ми не втратимо певну фракцію" означає, що у вибірці буде принаймні одне зерно із цієї фракції. Але це не враховує точність аналізу, оскільки із-за похибки аналізу певне зерно може бути помилково віднесене до іншої фракції. Таким

чином, формула (1) не може бути застосована до обчислення обсягу репрезентативної вибірки.

У роботі [25] вказано на перший з вищезгаданих недоліків та запропоновано власні формули. Так, у випадку, коли маємо M однакових за обсягом фракцій, кожна з яких має частку $f=1/M$:

$$p = \sum_{i=1}^{M-1} (-1)^{i-1} C_i^M (1 - if)^n, \quad (2)$$

де p – імовірність того, що принаймні одна з фракцій буде втрачена; n – обсяг вибірки; C_i^M – кількість сполучень із i по M елементів.

У випадку, коли маємо $M-1$ фракцій обсягом f та одну фракцію обсягом $1-f(M-1)$:

$$p = \sum_{i=1}^{M-1} (-1)^{i-1} \left(C_i^{M-1} (1 - if)^n + B C_{i-1}^{M-1} ((M-i)f)^n \right) \\ A = 0 \quad \text{якщо } Mf = 1 \\ A = 1 \quad \text{якщо } Mf \neq 1 \\ B = 0 \quad \text{якщо } Mf \geq 1 \\ B = 1 \quad \text{якщо } Mf < 1, \quad (3)$$

де позначення аналогічні до формули (2).

Формули (2) та (3) більш загальні, ніж (1), але також мають недоліки. По-перше, очевидно, що два розглянуті випадки не відображають усього природного розмаїття співвідношень фракцій. По-друге, залишається вищезгаданий недолік формули (1) – не враховано похибки аналізу.

Таким чином, питання щодо обчислення обсягу репрезентативної вибірки у загальному випадку, який охоплює весь спектр реальних ситуацій, залишається відкритим.

Розрахунок обсягу вибірки. Припустимо, що популяція конкретного НАМ складається з M фракцій із часткою f_i кожна. Із популяції вибираємо навмання r зерен. Нехай подія A полягає у тому, що в отриманій вибірці буде принаймні k зерен з кожної фракції (при умові $r \geq Mk$). Обчислимо імовірність $p(A)$ події A .

Для обчислення $p(A)$ скористаємось формулами для поліноміального розподілу [9, с. 174]. Нехай проводиться n незалежних випробувань, кожне з яких може мати декілька наслідків. Позначимо можливі наслідки будь-якого випробування через $E_1, \dots, E_r$, та припустимо, що імовірність здійснення наслідку E_i в кожному випробуванні p_i ($i=1, \dots, r$). В загальному випадку p_i підкорені умові $p_1 + \dots + p_r = 1$, $p_i \geq 0$. Наслідком n випробувань є послідовність на зразок $E_3 E_1 E_2 \dots$. Імовірність P того, що в n випробуваннях наслідок E_1 з'явиться k_1 раз, наслідок E_2 з'явиться k_2 раз і т.д. дорівнює

$$P = \frac{n!}{k_1! k_2! \dots k_r!} p_1^{k_1} \dots p_r^{k_r}. \quad (4)$$

Тут k_i – довільні невід'ємні цілі числа, підкорені умові $k_1 + \dots + k_r = n$.

Із формули (4) випливає наслідок: імовірність P^* того, що в n випробуваннях наслідок E_1 з'явиться принаймні k_1 раз, наслідок E_2 з'явиться принаймні k_2 раз і т.д. дорівнює

$$P^* = \sum_{i_1=k_1, i_2=k_2, \dots, i_r=k_r}^{i_1+i_2+\dots+i_r=n} \frac{n!}{i_1! i_2! \dots i_r!} p_1^{i_1} \dots p_r^{i_r}, \quad (5)$$

сумування відбувається по всіх індексах i_j .

Користуючись формулою (5), тепер можемо обчислити імовірність $p(A)$:

$$p(A) = \sum_{i_1=k_1, i_2=k_2, \dots, i_M=k_M}^{i_1+i_2+\dots+i_M=r} \frac{r!}{i_1! i_2! \dots i_M!} f_1^{i_1} \dots f_M^{i_M}. \quad (6)$$

Задаючи імовірність $p(A)$ (наприклад, 0,95) та розв'язуючи рівняння (6) чисельними методами відносно r отримаємо шуканий обсяг вибірки.

Формулою (6) можна користуватись у певних випадках, але в загальному випадку її застосувати важко. Вираз під знаком суми має бути обчислений $C_{r-(k-1)M+1}^{M-1}$ разів, що при великих r , M та малих k становить дуже велику кількість обчислень (наприклад, при $M=20$, $k=2$, $r=200$, $C_{181}^{19} \approx 2.43 \cdot 10^{25}$).

Виведемо формулу імовірності $p(A)$ через імовірність $p(\hat{A})$ протилежної події $\hat{A}$. Подія $\hat{A}$ полягає у тому, що в отриманій вибірці буде менше k зерен принаймні з однієї фракції (при умові $r \geq Mk$). $\hat{A} = \hat{A}_1 + \hat{A}_2 + \dots + \hat{A}_M$, де подія $\hat{A}_i$ полягає в тому, що у вибірці обсягу r буде менше k зерен i -ї фракції. Знак "+" означає "або". За формулою імовірності суми подій [6, с. 18] $p(\hat{A})$ дорівнює:

$$P(\hat{A}) = \sum_{i=1}^M P(\hat{A}_i) - \sum_{ij} P(\hat{A}_i \hat{A}_j) + \sum_{ijk} P(\hat{A}_i \hat{A}_j \hat{A}_k) - \dots - (-1)^M P(\hat{A}_1 \hat{A}_2 \dots \hat{A}_M) \quad (7)$$

де $\sum_{ij} P(\hat{A}_i \hat{A}_j)$ – сума по всіх індексах $i, j=1..M$ імовірностей одночасного здійснення подій $\hat{A}_i$ та $\hat{A}_j$; $\sum_{ijk} P(\hat{A}_i \hat{A}_j \hat{A}_k)$ – сума по всіх індексах $i, j, k=1..M$ імовірностей одночасного здійснення подій $\hat{A}_i$, $\hat{A}_j$ та $\hat{A}_k$ і т.д.

Користуючись формулою (4), отримаємо:

$$P(\hat{A}_j) = \sum_{i_1=0}^{k-1} \frac{r!}{i_1!(r-i_1)!} f_j^{i_1} (1-f_j)^{r-i_1}$$

$$P(\hat{A}_i \hat{A}_j) = \sum_{i_1=0}^{k-1} \sum_{i_2=0}^{k-1} \frac{r!}{i_1! i_2! (r-i_1-i_2)!} f_i^{i_1} f_j^{i_2} (1-f_i-f_j)^{r-i_1-i_2} \quad (8)$$

...

$$P(\hat{A}_1 \hat{A}_2 \dots \hat{A}_M) = 0, \text{ оскільки } 1 - \sum_{l=1}^M f_l = 0$$

Остаточна імовірність $p(A)$ дорівнює:

$$P(A) = 1 - P(\hat{A}) \quad (9)$$

Задаючи імовірність $p(A)$, з рівнянь (7)-(9) отримаємо шуканий обсяг вибірки r .

При великих значеннях M можна користуватись наближеними обчисленнями, залишаючи у формулі (7) певну кількість членів (для практичних розрахунків достатньо, як правило, 3 члени).

Вихідні дані для розрахунку та найпростіший алгоритм розв'язку задачі. Вихідними даними для розрахунку об'єму вибірки за формулами (7)-(9) є: (1) кількість джерел постачання M ; (2) відносний вміст даного НАМ з кожного джерела постачання в його популяції f_i ; (3) необхідна кількість зерен мінералу у вибірці з кожного джерела k ; (4) довірка імовірність P .

Одразу потрібно відмітити, що визначення джерел постачання НАМ (тобто гірських порід, які складали область денудації) є досить нетривіальною задачею. Взагалі кажучи, ця задача залежить від цілей дослідження та їх детальності, а в загальному випадку має бути розв'язана ітеративно. Наведемо один з найпростіших варіантів алгоритму розв'язку:

1. Задаємо "перше наближення". Наприклад, за геологічною картою оцінюємо набір різновікових типів порід області денудації та співвідношення та ареали розповсюдження порід на теперішній час.

2. Знаходимо вміст даного НАМ в виділених петротипах та його гранулометричний склад (за літературними даними або з інших зовнішніх джерел). Звідси одержимо зерновий вміст цього НАМ в породах.

3. За рівнянням механічного потоку розсіювання [8, с. 62] оцінюємо вміст НАМ з кожного джерела постачання f_i у місці опробування.

4. За формулами (7)-(9) розраховуємо об'єм репрезентативної вибірки для цього НАМ.

5. Здійснюємо відбір вибірки та визначаємо аналітичними методами мікроелементний склад кожного зерна НАМ.

6. За даними аналізу зерен НАМ оцінюємо породний склад (набір та співвідношення петротипів) області денудації.

Якщо породний склад, отриманий за даними дослідження сформованої вибірки принципово відрізняється від передбачуваного – повертаємось до п. 4.

Зауважимо, що наведений "простий" алгоритм розв'язку є лише базовою (ідеалізованою) схемою, пряма реалізація якої якщо й реальна, то лише у деяких природних випадках. Загалом кажучи, кожна з перелічених вище задач методу, що обговорюється, повинна формувати на цій базі свій власний алгоритм використання рівнянь (7)-(9), який має бути узгодженим як з метою досліджень, так і з їх комплектацією вихідними даними.

Додамо, що необхідну кількість зерен НАМ у вибірці з кожного джерела k можна отримати, виходячи з похибки аналізу зерен на домішкові елементи та природного розкиду їх концентрацій. Припустимо, що результати вимірювання X_i елементного складу зерен мінералу з кожного джерела розподілені нормально:

$$X_i \in N(x, \sigma^2), \quad (10)$$

де x – істинне значення величини (невідоме), σ – похибка. Дисперсію можна оцінити за попередніми результатами вимірювань.

Користуючись формулами для інтервальної оцінки математичного очікування нормального розподілу при відомому σ [5, с. 216], можна обчислити необхідну кількість вимірювань k .

Довірчу імовірність можна задавати виходячи з практичних міркувань (найчастіше – 0,95).

Обговорення запропонованого засобу розрахунку обсягу вибірки. Отримані формули розрахунку (7)-(9) є більш універсальними, ніж (1)-(3). Неважко впевнитись, що при $M=2$, $k=1$ вони зводяться до (1); при $k=1$, $f_i=f$ – до (2); при $k=1$, $f_i=f$, $i=1..M-1$ – до (3). Відповідно, в цих випадках отримані такі ж результати, як і у авторів [21, 25]:

$M=2$, $k=1$, $f_1=0.05$, $f_2=0.95$, $P=0.95$ – об'єм вибірки 59 зерен [21];

$M=2$, $k=1$, $f_1=0.01$, $f_2=0.99$, $P=0.95$ – об'єм вибірки 299 зерен [21];

$M=20$, $k=1$, $f=0.05$, $P=0.95$ – об'єм вибірки 117 зерен [25].

Наведемо нижче декілька графіків (рис. 1), що ілюструють можливості розрахунків за формулами (7)-(9).

На рис. 1а наведено графіки залежності імовірності від обсягу вибірки для різних значень k – кількості зерен з кожного джерела. Розрахунок здійснено для "найкращого варіанту", який відповідає однаковому відносному вмісту фракцій НАМ в його популяції. Приклад результатів розрахунку: якщо треба з імовірністю 0,95 отримати не менше 1 зерна з кожної фракції, потрібна вибірка обсягом 51 зерно; якщо, відповідно, 3 зерна з кожної фракції – потрібна вибірка з 89 зерен; якщо 5 зерен – потрібна вибірка з 122 зерен.

На рис. 1б наведено графіки залежності імовірності від обсягу вибірки для різних значень k для одного з "найгірших варіантів", який відповідає вкрай неоднаковому співвідношенню фракцій НАМ в його популяції. Приклад результатів розрахунку: якщо треба з імовірністю 0,95 отримати не менше 1 зерна з кожної фракції, потрібна вибірка обсягом 406 зерен; якщо, відповідно, 3 зерна з кожної фракції – потрібна вибірка з 771 зерна; якщо 5 зерен – потрібна вибірка з 1080 зерен.

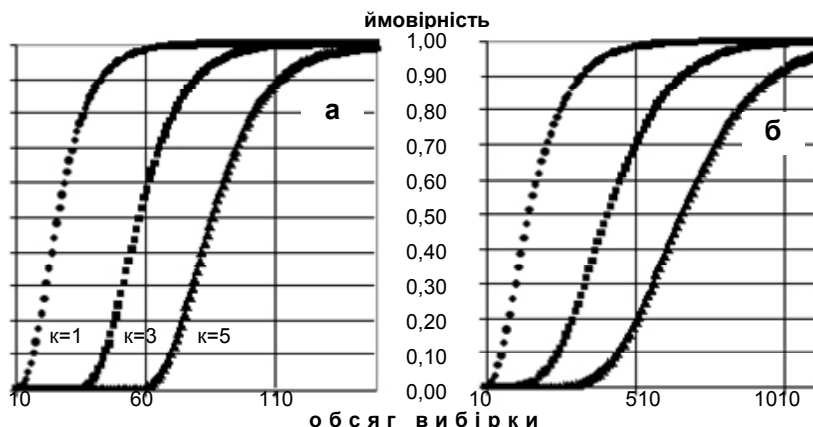


Рис. 1. Графіки залежності імовірності від обсягу вибірки при $k=1,3,5$ для:

а – "найкращий випадок", розрахунок для 10 фракцій з відносними частками 0.1); б – "найгірший випадок", розрахунок для 10 фракцій з відносними частками: 3 по 0.01, 6 по 0.1, 1 по 0.37

Висновки. Результати роботи можуть бути застосовані при геохімічному дослідженні детритових популяцій НАМ для розв'язання будь-якої задачі методу, що обговорюється, оскільки:

(1) Рівняння (7)–(9) дозволяють розрахувати обсяг репрезентативної вибірки кожного з НАМ в загальному (реальному) випадку. Це зумовлюється тим, що вхідними даними можуть бути: будь-яка кількість фракцій даного НАМ (джерел постачання – петротипів різного віку); будь-яке співвідношення цих фракцій; довільне число зерен з кожної фракції; задана імовірність успіху.

(2) Запропонований базовий ("простий") алгоритм використання цих рівнянь при вирішенні перелічених вище задач методу, що обговорюється, дозволяє суттєву, але досить просту модифікацію відповідно до мети досліджень та її комплектацією вихідними даними.

(3) Саме такі "модифіковані" ("конкретизовані") алгоритми, після їх накопичення та систематизації, можуть закласти принципово важливі засади у створення ефективних прикладних програмних продуктів, орієнтованих на вирішення актуальної вже зараз проблеми, яка полягає в коректній обробці постійно зростаючого обсягу інформації щодо геохімії детритових популяцій НАМ.

Додатково зауважимо, що результати роботи можуть бути застосовані не тільки в цій, але й в інших галузях, перш за все близьких, – наприклад, при пошуках алмазоносних кімберлітів за прецизійно визначеними та генетично зумовленими геохімічними особливостями традиційних мінералів-індикаторів [22].

1. Андреев А.В. Современные возможности метода общего свинца в радиогеохронологических исследованиях // Геол. журн. – 1992. – № 6. – С. 125–130. 2. Андреев А.В., Шнюков С.Е., Савенко С.П., Белоусова Е.А., Чебуркин А.К. Реконструкция областей питания и критерии стратиграфического расчленения терригенных образований таврической серии Крыма по данным исследования вещественного состава песчанников. Ст. 2: Результаты геохимического изучения терригенных цирконов из песчанников таврической серии // Геол. журн. – 1998. – № 3–4. – С. 66–74. 3. Андреев О.В. Особенности оценки wieku монацитов методом общего свинца с рентген-флуоресцентным назначением вмісту U, Th та Pb // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активізації. – 2008. 4. Андреев О.В., Полканов Ю.О., Шнюков С.Е., Андреев О.О., Савенко С.П., Степанюк Л.М., Хлонь Е.А. Монацити з осадкового чохла Українського щита – свідки рифей-венд-палеозойської тектоно-магматичної активізації південного заходу Східно-Європейської платформи // Еволюція докембрійських гранітоїдів і пов'язаних з ними корисних копалин у зв'язку з енергетикою Землі і етапами її тектоно-магматичної активізації. – 2008. 5. Гурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика: Учебное пособие для вузов. – М., 1972. 6. Прохоров Ю.В., Розанов Ю.А. Теория вероятностей. Основные понятия. Предельные теоремы. Случайные процессы: Справочник. – М., 1987. 7. Савенко С.П., Шнюков С.Е., Андреев А.В.,

Морозенко В.Р. Геохимия цирконов и монацитов из аллювиальных и ледниковых отложений Украины (Восточно-Европейская платформа) и Антарктического полуострова (Западная Антарктида): сопоставление и возможная интерпретация // Украинский антарктический журн. – 2005. – № 3. – С. 57–66. 8. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. – М., 1985. 9. Феллер В. Введение в теорию вероятностей и ее приложения. – М., 1967. – Т. 1. 10. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Геохимия "сквозных" сосуществующих акцессорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных геологических процессов // Геол. журн. – 1989. – № 2. – С. 107–114. 11. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Перспективы, проблемы и возможная методика терригенно-минералогических исследований с использованием типохимических особенностей "сквозных" терригенных минералов // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 100–115. 12. Шнюков С.Е., Савенко С.П., Андреев А.В., Сиденко О.Г., Чайковский Б.П., Белоусова Е.А., Проскурка К.С. Реконструкция областей питания и критерии стратиграфического расчленения терригенных образований таврической серии Крыма по данным исследования вещественного состава песчанников. Ст. 1: Результаты петро-геохимических и терригенно-минералогических исследований // Геол. журн. – 1997. – № 1–2. – С. 93–99. 13. Шнюков С.Е. Геохимия сквозных акцессорных минералов в терригенно-минералогических и прогнозно-поисковых исследованиях // Геологические проблемы Черного моря. – К., 2001. 14. Шнюков С.Е. Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации // Геофиз. журн. – 2002. – № 6. – С. 201–219. 15. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев О.В. Держела зносу терригенного матеріалу та прогнозна оцінка донних відкладів шельфа Гвінеї за даними геохімічного вивчення терригенних цирконов // Аспекти геології металевих і неметалевих корисних копалин. – К., 2002. 16. Шнюков С.Е. Геохимическая классификация цирконов и апатитов из ведущих типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития // Геол. журн. – 2003. – № 1. – С. 99–103. 17. Andersen T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation // Chemical Geology. – 2005. – Vol. 216. – P. 249–270. 18. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly Suzanne Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // J. Geochem. Explor. – 2002. – Vol. 76. – P. 45–69. 19. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly Suzanne Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. – 2002. – Vol. 143. – P. 602–622. 20. Condie K.C., Beyer E., Belousova E. et al. U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust // Precambrian Research. – 2005. – Vol. 139. – P. 42–100. 21. Dodson M.H., Compston W., Williams I.S., Wilson J.F. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments // J. Geol. Soc. – London. – 1988. – Vol. 145 (6). – P. 977–983. 22. Griffin W.L., Ryan C.G. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // Journal of Geochemical Exploration. – 1995. – Vol. 53. – P. 311–337. 23. Jackson E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation – inductively coupled plasma – mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geology. – 2004. – Vol. 211. – P. 47–69. 24. Rino S., Komiya T., Windley B.F. et al. Major episodic increases of continental crustal growth determined from zircon ages of river sands; implications for mantle overturns in the Early Precambrian // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2004. – Vol. 146. – P. 369–394. 25. Vermeesch P. How many grains are needed for a provenance study? // Earth Planet. Sci. Lett. – 2004. – Vol. 224. – P. 351–441.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 55(477)+552.4

О. Митрохин, канд. геол. наук, доц.
О. Білан, інж., О. Грущинська, асп.

ПРОЯВИ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФІЗМУ В ПОРОДАХ ДАВНЬОЇ "РАМИ" КОРОСТЕНЬСЬКОГО ПЛУТОНУ

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

Досліджено характер поширення, умови залягання та петрографічні особливості контактово-метаморфічних порід в оточенні Коростенського плутону анортозит-рапаківігранітної формації Українського щита. Виявлено, що в екзоконтактових ореолах базитових інтрузій коростенського комплексу розповсюджені контактово-метаморфічні породи високо-температурної піроксен-роговикової фації, які попередниками помилково приймалися за піроксенові гнейси та кристало-сланці давнього гранулітового фундаменту. Контактна дія гранітоїдних інтрузій головної фази вкорінення коростенського комплексу на вміщуючі гнейси та сланці проявилася, переважно, у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій.

The character of distribution, the mode of occurrence and the petrographic features of the contact-metamorphic rocks in the framework of Korosten anorthosite-rapakivigranite complex of the Ukrainian Shield are studied. It is established that the exocontact of Korosten complex basic intrusions are formed by high-temperature contact-thermal rocks of pyroxene- hornfels facies which wrongly were accepted by predecessors for pyroxene gneisses of ancient granulite base. Contact influence of the main phase granite intrusions of Korosten complex on surrounding gneisses was showed, mainly, in formation of contact-thermal rocks of amphibol-hornfels and pyroxen-hornfels facies.

Постановка проблеми. Визначення петрогенетичних умов формування складних інтрузивних комплексів анортозит-рапаківігранітної формації (АРГФ) досі лишається багатоаспектною науковою проблемою сучасної петрології. Зважаючи на магматичне походження комплексів АРГФ, яке приймається більшістю спеціалістів у цій галузі, постає питання вивчення контактового впливу інтрузій на вміщуючі породи. Вирішення цього питання не лише поставить крапку у суперечці прибічників магматичної та метаморфічної (метасоматичної) гіпотез походження гранітів рапаківі та асоціюючих анортозитів автономного типу, а й дозволить незалежним способом кількісно оцінити фізико-хімічні умови кристалізації цих порід – температуру, тиск, флюїдний режим, тощо. Маючи на увазі геохімічну спеціалізацію гранітів рапаківі у відношенні Sn, W, Mo, Nb, Ta, Be та Zn, у контактово-метасоматичних ореолах інтрузій слід очікувати прояви відповідної рудної мінералізації. Добрим модельним об'єктом для вирішення окреслених наукових та прикладних питань є контактово-метаморфічні породи коростенського комплексу – класичного представника АРГФ Українського щита. Слід зазначити, що, незважаючи на тривалу історію вивчення, дослідженню контактового метаморфізму в оточенні Коростенського плутону приділялося недостатньо уваги. Розрізнені наукові роботи у цій галузі, які виконані у 40–70 роки минулого сторіччя, базуються на обмеженому фактичному матеріалі і не відповідають сучасним уявленням про геологію цього регіону.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. Перші свідчення про явища контактового метаморфізму у породах "рами" Коростенського плутону містяться у роботах А. Полканова [23], в яких згадується "гранітизація" давніх пісковиків с. Пугачівка під дією коростенських гранітів. Про вплив інтрузії коростенських гранітів на ксеноліти пісковиків в районі сс. Стара Вікторівка та Яменця пише також Т. Лапчик [13]. Природно, що подальші петрографічні дослідження були зосереджені, переважно, на проявах контактового метаморфізму у пісковиках субплатформеної пугачівської серії, що, на думку більшості дослідників, складала давню покрівлю Коростенського плутону. Так, В. Бухарев описує пісковики та сланці виділеної їм пугачівської світи, ерозійні останці та ксеноліти якої поширені в південно-західній частині Коростенського плутону в районі селищ Пугачівка, Заріччя, Ушомир, Дашенка, Торчин, Березівка, Рудня-Шляхова та ін. Він вказує, що досліджувані породи біля контактів з коростенськими гранітами несуть сліди кон-

тактового метаморфізму, який проявляється у появі новоутворених польових шпатів, біотиту та мусковіту, а також розвитку бластопсамітових та гранобластових структур [3]. У ксенолітах пісковиків з основних порід коростенського комплексу згадується новоутворення амфіболу та біотиту. Відмічається також, що поряд з пугачівськими пісковиками у породах коростенського комплексу трапляються ксеноліти справжніх роговиків, серед яких виділяються епідот-шпінель-кордієрит-плагіоклазові, шпінель-біотит-плагіоклазові, біотит-магнетит-плагіоклазові та ін. відміни. Докладний петрографічний опис ксенолітів пісковиків, поширених в районі західного контакту Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву з коростенськими гранітами, наведений у роботі [12]. Авторами вказується, що під дією гранітної магми первинні пісковики місцями сильно гранітизовані та перетворені на кварцитовидні пісковики, кварцити та кварцито-гнейси. Відмічається розвиток новоутвореного польового шпату у цементній масі метапісковиків. Крім кварцитовидних пісковиків серед коростенських гранітів в районі с. Торчин описані ксеноліти хлорит-мусковітових сланців, по яким розвиваються роговики біотит-гіперстен-плагіоклаз-кордієритового та кордієрит-шпінель-силікатного складу. Серед ксенолітів у габроїдах коростенського комплексу описані біотитові, піроксен-біотитові та піроксенові кварцити, а також біотит-польовошпатові, піроксен-роговообманково-польовошпатові, піроксен-польовошпатові та шпінель-польовошпатові роговики.

Контактний вплив інтрузій Коростенського плутону на метаморфічні та ультраметаморфічні породи складчастого фундаменту вивчений гірше. В. Бухарев, досліджуючи контактні співвідношення гранітоїдів коростенського комплексу з гнейсо-мігматитами давньої "рами", розвинутими вздовж західної межі Коростенського плутону, описує у вміщуючих породах лише біляконтактні зони дроблення, облучування та окварцювання [4]. Натомість, вздовж південної межі Коростенського плутону в екзоконтактової зоні Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву відмічається інтенсивний контактний метаморфізм, проявлений у появі своєрідних "гібридних" порід, що являють "суміш габроїдів з гнейсами". Про контактні роговики, скарни та лужні метасоматити у породах Ушомирського блоку складчастого фундаменту, розташованого в західній частині Коростенського плутону, пише Е. Пікорська [22]. Серед контактово-термальних порід описані піроксен-плагіоклазові, піроксен-гранат-воластонітові та гранат-

воластоніт-кальцитові роговики. Скарни представлені просуляр-везувіановими різновидами, лужні метасоматити – піроксеновими мікроклінітами та егірин-рибекіт-кварцовими відмінами. Контактів роговики в зоні південно-східного контакту Коростенського плутону з породами тетерівської серії досліджено у роботі [10]. В екзоконтактовому ореолі рапаківіподібних гранітів коростенського комплексу описані кордієрит-гіперстен-плагіоклазові, гіперстен-діопсид-плагіоклазові, вапнисто-силікатні та плагіоклаз-кварцові роговики. Останні роки вивченням проявів контактового метаморфізму в породах давньої "рами" Коростенського плутону займалися співробітники кафедри мінералогії, геохімії та петрографії геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Узагальненню результатів цих досліджень й присвячена ця робота.

Метою досліджень є виявлення особливостей поширення контактово-метаморфічних порід серед утворень складчастого фундаменту Коростенського плутону, а також визначення умов їх залягання, структурно-текстурних ознак та особливостей мінерального складу.

Геологічна будова та вік інтрузій Коростенського плутону. Згідно сучасним уявленням [5; 11; 19; 27], Коростенський плутон являє собою багатозонний магматичний комплекс, складений анорогенними інтрузіями гранітів рапаківі, анортозитів "massif type", титаноносних габроїдів і гібридних порід мангерит-монзонітового складу. Породи коростенського комплексу займають площу 10400 км². Це найбільший серед плутонів АРГФ Українського щита. Близько 75 % від загальної площі складають рапаківі та рапаківіподібні граніти. На долю анортозитів, габро-анортозитів та лейкократових габроїдів припадає близько 16 %. Мезократові габроїди разом з підпорядкованими їм меланократовими габроїдами та ультрамафітами займають не більше 7 %, а гібридні породи – не більше 2 %. Граніти рапаківі, а також численні різновиди сублужних біотит-амфіболових рапаківіподібних гранітів утворюють чотири великих нечітко-відособлених масиви: Малинський, Червоноармійський, Народицький і Сидоровицький. Згідно геолого-геофізичним даним [2; 25; 28], вищезгадані гранітоїдні масиви являють собою полого-залягаючі композитні інтрузії, пластино-подібної форми потужністю 1–5 км. Масиви рапаківі ускладнені невеликими штокообразними інтрузіями більш диференційованих сублужних біотитових лейкогранітів та граніт-порфірів. Найбільш відомі серед них Лізниківська, Омелянівська та Рихтинська гранітоїдні інтрузії. Підлеглі гранітоїдам базити формують три великих габро-анортозитових масиви – Володарськ-Волинський, Чоповицький і Федорівський, а також ряд більш дрібних масивів, як у межах Коростенського плутону, так і в його найближчому обрамленні. Габро-анортозитові масиви мають форму субгоризонтальних пластин потужністю 0.5–3 км, що у крайових частинах ускладнені субвертикальними інтрузіями габроїдів, які простираються до глибин 5–10 км. Найбільші габро-анортозитові масиви – це поліфазні композитні інтрузії, у будові яких беруть участь різновидові асоціації анортозитових порід [17]. Власне габро-анортозитові масиви прориваються невеликими диференційованими інтрузіями титаноносних габроїдів [5], що складені олівіновими габро, норитами, габро-норитами, троктолітами, а також різко підпорядкованими перидотитами та піроксенітами. Гібридні породи – габро-монзоніти, монцодіорити, монзоніти та сієніти розвинені, переважно, в області контактів базитів з гранітоїдами коростенського комплексу. Коростенський плутон є одним з найбільш древніх серед світових комплексів АРГФ. Польові геологічні спостереження та дані ізотопного датування свід-

чать про наявність кількох фаз магматичної активності Коростенського плутону. U-Pb ізотопний вік цирконів і бадделейтів з різноманітних порід коростенського комплексу дискретно змінюється в діапазоні 1737–1800 млн р. Згідно даним [6; 17], найбільш древні утворення коростенського комплексу представлені ксенолітами анортозитів з віком 1800–1784 млн р. Вони детально описані в межах Федорівського, Чоповицького та Пугачівського масивів як рання анортозитова серія (A₁) коростенського комплексу. Формування більш пізніх інтрузій анортозитів і титаноносних габроїдів Володарськ-Волинського масиву відбувалося 1763–1758 млн р. назад. Польові геологічні спостереження та детальні петрографічні дослідження дозволили виділити серед них головну анортозитову (A₂), ранню габроїдну (G₃) і пізню габроїдну (G₄) серії [17]. Гранітоїди коростенського комплексу також вкорінювалися у кілька інтрузивних фаз [1; 11]. Геологічно обґрунтовано наявність трьох фаз гранітоїдного магматизму: g₁ – головної фази вкорінення рапаківі та біотит-амфіболових рапаківіподібних гранітів, g₂ – малих інтрузій сублужних біотитових лейкогранітів і граніт-порфірів, g₃ – жильної фази альбіт-мікроклінових рідкіснометалевих мікрогранітів і граніт-порфірів. Геологічні дані частково підтверджуються ізотопним датуванням. Так, становлення гранітоїдів головної фази вкорінення Малинського масиву рапаківі, згідно з [6], мало місце 1767±5 млн р. назад. Трохи пізніше, 1752±16 млн р. назад, формувалися сублужні біотитові лейкограніти Лізниківської інтрузії. Найбільш молоді ізотопні датування гранітоїдів коростенського комплексу, 1737±54 млн р., належать так званим дивлінським граніт-порфірам с. Рудня-Жеревецька. Однак, їх значна контамінованість, а також занадто великий довірчий інтервал визначення ізотопного віку дають привід розглядати отримані цифри лише як попередні. Таким чином, достовірно встановлюється два великих етапи інтрузивної активності коростенського комплексу. Більше древній етап, 1,80–1,78 млрд р., представлений винятково базитовим магматизмом. В межах етапу 1,77–1,75 млрд р. встановлюється не менш трьох інтрузивних фаз базитового магматизму та не менш трьох гранітоїдних фаз, що чергуються в часі.

Геологічне оточення Коростенського плутону. Інтрузії коростенського комплексу проривають палеопротерозойський складчастий фундамент у східній частині Волинського мегаблоку на межі з Росинсько-Тикицьким мегаблоком, складеним кристалічними породами архейського віку [27]. Біотитові, гранат-біотитові, графіт-біотитові, амфібол-біотитові гнейси та кристалосланці тетерівської серії (PR₁tt) разом з мікрокліновими гранітами та мігматитами житомирського комплексу (PR₁zt) складають "раму" Коростенського плутону в його західному та, частково, південному обрамленні. Вони також входять до складу Ушомирського, Бехінського та Недашківського внутрішніх блоків складчастого фундаменту Коростенського плутону. Вздовж південно-східної межі Коростенського плутону петрографічний склад тетерівської серії змінюється на метакарбонатний й широкого розвитку набувають мармури, кальцифіри та карбонатні сланці кочерівської світи. Супракрустальні утворення тетерівської серії підлягали складчастості, мігматизації та метаморфізму амфіболітової (T=607–657°C; P=3,0–5,0 кбар) та епідот-амфіболітової (T=547–617°C; P=2,0–2,5 кбар) фацій >2000 млн р. назад [16; 26]. Формування автохтонних і параавтохтонних гранітоїдів житомирського комплексу мало місце 1990–2000 млн р. назад, тобто також задовго до вкорінення інтрузій коростенського комплексу. На окремих ділянках в "рамі" Коростенського плутону, а також в межах внутрішніх блоків складчасто-

го фундаменту локально розвинені піроксенові гнейси та кристалосланці, які на опублікованих геологічних картах позначаються як нерозчленовані утворення дністерсько-бузької серії архею (AR₁db). Підставою для цього слугує лише більш високий ступінь метаморфізму, порівняно з іншими кристалічними породами регіону. Авторами монографії [16] він визначається як гранулітовий. Кількісні дані по Р-Т умовам метаморфізму, а також ізотопні датування для цих порід відсутні.

В центральній частині Коростенського плутону гнейсо-мігматити Бехінського блоку складчатого фундаменту прориваються гранітоїдами однойменного інтрузивного масиву [18]. Бехінський інтрузивний масив складений досить різноманітною гамою плутонічних порід від сублужних гранітів до гранодіоритів, монцодіоритів та діоритів. Серед них найбільш розповсюджені порфіровидні мікроклінові граніти бехінського типу. В породах масиву проявлені ознаки прототектонічних рухів та регіонального метаморфізму епідот-амфіболітової фації (T=577°C). U-Pb ізотопний вік гранітів Бехінського масиву, згідно [15], складає 1980 млн р. Більшістю дослідників вони відносяться до осницького комплексу (PR₁os). Гранітоїди Бехінського масиву контаміновані значною кількістю ксенолітів метадіоритів, метадіабазів та метапорфіритів. Метадіабази й метапорфірити за комплексом петрографічних ознак нагадують метаморфізовані вулканіти клесівської серії, розвиненої в межах Осницького блоку на захід від Коростенського плутону.

На північний-захід від Коростенського плутону розташована Білорозовицька грабен-синкліналь, в межах якої гнейсо-мігматити "рами" Плутону перекриваються вулканогенно-теригеними відкладами топільнянської серії (PR₁tp). Геологічний вік останньої визначається як докоростенський. Гравеліти, пісковики, алевроліти, аргіліти та сублужні базальти топільнянської серії слабо-метаморфізовані в умовах зеленосланцевої фації і місцями перетворені у хлорит-серіцит-кварцові та серіцит-хлорит-альбітові сланці. У породах Коростенського плутону зустрічаються ксеноліти та останці субплатформених кварцитовидних пісковиків і хлорит-слюдистих сланців пугачівської товщі. Вважається, що первісний рівень регіонального метаморфізму в цих породах не перевищував зеленосланцевої фації. Але, саме в них достовірно встановлені ознаки більш високотемпературного контактового метаморфізму під дією магматичних розплавів коростенського комплексу. Окремими дослідниками корелюють породи пугачівської товщі з білорозовицькою світою топільнянської серії.

У північній частині Плутону, в межах Овруцької і Вільчанської грабен-синкліналей, над гранітоїдами коростенського комплексу залягають вулканогенно-теригенні відклади овруцької серії (PR₁₋₂ov). Палеотипні трахіріоліти вільчанської (PR₁vch) і збранківської (PR₁zb) свит, які приурочені до нижньої частини розрізу овруцької серії, датовані [7] у 1770±10 і 1745±20 млн р., відповідно, і окремими дослідниками [8; 19; 21] розглядаються як вулканічні аналоги коростенського комплексу. Вінчають розріз овруцької серії кварцитовидні пісковики та пірофілітові сланці товчачівської свити, метаморфізовані в умовах не вище зеленосланцевої фації. Стратиграфічне положення овруцької серії досі дискутується. Більшість геологів дотримується традиційної точки зору, згідно якої відклади овруцької серії накопичувалися після значного періоду ерозії на корі вивітрювання коростенських гранітів. Разом з тим, ряд відомих дослідників цього регіону, спростовуючи наявність кори вивітрювання коростенських гранітів під відкладами Овруцької западини, відстоюють більш давній докоростенський або синкоростенський вік овруцької серії

[8; 14]. На північ від Овруцької грабен-синкліналі розвинені утворення пержанського інтрузивно-метасоматичного комплексу, представлені сублужними до лужних лейкогранітами, а також апогранітними катаклазитами та метасоматитами. Ізотопне датування пержанських гранітів дає цифру 1760±5 млн р. [7]. Існує думка [24], що вихідним субстратом для метасоматитів пержанського комплексу, крім інших порід, могли слугувати гранітоїди коростенського комплексу.

Контактово-метаморфічні утворення в породах давньої "рами" Коростенського плутону. Незаперечні свідчення контактово-термального впливу магматичних розплавів на утворення давньої "рами" встановлюються при вивченні ксенолітів у породах коростенського комплексу. Чисельні ксеноліти гнейсів та кристалосланців тетерівської серії, а також ксеноліти гранітів житомирського комплексу виявлені авторами у гранітоїдах Малинського масиву рапаківі, відслонених у великих щебеневих кар'єрах № 3, 6 та 31 біля населених пунктів Малин та Гранітне. Досліджені ксеноліти залягають, переважно, у амфіболових, біотит-амфіболових та фаяліт-піроксен-амфіболових рапаківіподібних гранітах головної інтрузивної фази Малинського масиву. Детальна петрографічна характеристика гранітоїдів Малинського масиву наведена у роботі [20]. Звичайно ксеноліти поширюються групами, насичуючі певні ділянки у гранітах. В межах таких ділянок вловлюється субпаралельна орієнтація окремих сплоснених ксенолітів, яка дає змогу визначати орієнтацію площинних текстур течії у вміщувачих гранітах. Так у кар'єрі № 31 Пенізевицького щебзаводу площа течії у рапаківіподібних гранітах має південне падіння під кутами 40–50°. Хоча, інколи, й зустрічаються ксеноліти розміром у перші метри або, навіть, у перші десятки метрів, розміри більшості ксенолітів коливаються від перших сантиметрів до 30–40 см, що у подальшому дає змогу дослідити зональність у розподілі новоутворених мінеральних парагенезисів. Серед вивчених ксенолітів широким поширенням користуються біотит-польовошпатові кристалосланці. Форма ксенолітів кристалосланців, звичайно, сплюснена з гострокутними контурами без видимих ознак оплавлення. Деякі облямовані тоненькою, 1–3 мм, переривчастою меланократовою оболонкою, у складі якої мікроскопічно діагностовані рогова обманка, фаяліт та клінопіроксен. Розпочинаючись з приконтактової частини ксеноліту зерна мафічних мінералів в межах таких меланократових оболонок розростаються у бік вміщувачого граніту. Досліджені кристалосланці – це темно-сірі, майже чорні, дрібнозернисті до тонкозернистих породи з більш менш проявленою сланцюватою текстурою. Остання обумовлена план-паралельною орієнтацією мікроскопічних лусочок та скупчень біотиту та виявляється завдяки плитчастій формі ксенолітів. В деяких ксенолітах спостерігається також дрібно-шарувата текстура з чергуванням прошарків відмінних за ступенем меланократовості. Слід зазначити, що макроскопічно у зразках приконтактової зміни ксенолітів майже не проявляються. Під мікроскопом же, звичайно, спостерігається більш-менш закономірна концентрично-зональна зміна високотемпературних мінеральних парагенезисів – більш низькотемпературними у напрямку від краю до центра ксенолітів. В окремих випадках встановлюється неузгоджене накладання новоутворених зон на первісні текстурні елементи кристалосланців, що не лишає сумніву у контактово-метаморфічній природі цієї зональності. Кількість таких локальних контактово-метаморфічних зон може коливатися від двох до чотирьох-п'яти. У найбільш повному випадку, у напрямку від краю до центру ксеноліту, маємо наступні зони з поступовими перехо-

дами між ними: 1) піроксен-польовошпатовий роговик; 2) піроксен-роговообманково-польовошпатовий роговик; 3) роговообманково-польовошпатовий роговик; 4) роговообманково-біотит-польовошпатовий роговик; 5) біотит-польовошпатовий роговик; 6) незмінений кристалосланець. Потужності окремих зон досить невитримані. Звичайно це перші міліметри, інколи – сантиметри. Для роговиків характерні мікротаксові текстури з плямистим розподілом мінеральних агрегатів, а також мікрогранобластові, пойкилобластові та діабластові структури. Незмінений кристалосланець центральної частини ксеноліту зберігає первісну лепідогранобластову мікросструктуру. Зональні ксеноліти біотит-польовошпатових кристалосланців з новоутвореними контактово-метаморфічними парагенезисами, подібними до описаних, виявлені також у рапаківподібних гранітах с. Пугачівка, тобто біля західної межі Коростенського плутону.

Контактовий вплив базитових магм Коростенського плутону на ксеноліти порід давньої "рами" проявляється дещо інакше. В іризуючих лабрадоритах Слобідського родовища, розташованого у найбільш південній приконтактовій частині Володарськ-Волинського масиву, авторами виявлені ксеноліти кристалосланців з біотит-гіперстен-польовошпатовими парагенезисами. Вміщуючі лабрадорити представлені звичайною для цього району темно-сірою гігантозернистою відміною з яскравою іризацією у жовтувато-зелених та синіх тонах. Вміст лабрадоритового плагіоклазу в них дещо менший за значення притаманних справжнім анортозитам, але це є звичайною річчю у анортозитових породах коростенського комплексу. У другорядних кількостях лабрадорити містять гіперстен з пластинчастими вrostками клинопіроксену, авгіт, олівін та ільменіт. Ендоконтактові зміни лабрадоритів на межі з ксенолітами проявляються у дробленні кристалів плагіоклазу та появі міжзернового кварцу. Досліджені ксеноліти кристалосланців залягають сумісно з давно відомими і описаними у геологічній літературі ксенолітами кварцитовидних пісковиків, тяжіючи до південної частини кар'єру. На одній ділянці, навіть, видно, що кристалосланець формує своєрідний "припай" під крупним ксенолітом (можливо ерозійним останцем) кварцитовидного пісковика, який, у свою чергу, підстеляється лабрадоритом. У свіжому стані кристалосланці, з першого погляду, можна сплутати з габроїдами. Це темно-сірі породи з нечіткою дрібно-такситовою текстурою, в якій на тлі середньозернистої загальної маси розрізняються неправильні розпливчасті ділянки з більш дрібнозернистою структурою. При вивітрюванні кристалосланці світлішають, виявляючи дрібношарувату текстуру. Склад прошарків може змінюватись від мезократового до лейкократового гнейсового. Під мікроскопом структура варіює від нерівномірної дрібно-середньозернистої гранобластової у загальній тканині до рівномірно-дрібнозернистої – в межах такситових плям. У плагіоклазах проявлена грануляція з перетворенням крупних зерен на агрегат більш дрібних полігональних кристалів, які незначно "розвернуті" один відносно одного. Підпорядковані гіперстен та кварц виокремлюються у проміжках полігонізованих плагіоклазів у вигляді розгалужених скелетних зерен, що згасають групами, формуючи діабластову структуру породи. Гіперстен помітно плеохроює від блідо-зеленого по Ng до рожевого по Nr. Червоно-коричневий біотит поширюється вкрай неоднорідно, утворюючи вінцеві облямівки навколо зерен ільменіту. В межах такситових плям структура типова роговикової, з дрібними ізометричними зернами усіх породоутворюючих мінералів.

Ознаки контактово-термального впливу базитів коростенського комплексу на породи давньої "рами" вста-

новлюються при вивченні внутрішніх блоків складчастого фундаменту Коростенського плутону. Так, в східній частині Бехінського блоку вздовж межі з Чоповицьким габро-анортозитовим масивом простежується доволі вузька смуга специфічних біотит-гіперстен-кварц-польовошпатових та біотит-гіперстен-плагіоклазових порід, які на останній геологічній карті 1:200000 [9] віднесені до нерозчленованих утворень дністерсько-бузької серії архею. Петрографічно ці породи дійсно дещо схожі на піроксенові гнейси та кристалосланці Побужжя, особливо з огляду на начебто "гранулітові" мінеральні парагенезиси. У відслоненнях вони демонструють структурно-текстурні ознаки мігматитів, охоплюючи усе їх морфологічне різноманіття. Для них властиві дрібно-смугасті текстури, обумовлені чергуванням середньозернистих лейкократових прошарків з підлеглими дрібнозернистими меланократовими. Помірно проявлена кристалізаційна сланцюватість, яка, звичайно, співпадає зі смугастістю. Первинна смугастість порушена дрібною складчатістю та гранітоїдними ін'єкціями, серед яких розрізняються пошарові та січні прожилкові. Місцями останні формують справжню агматову брекчію. Петрографічний склад жильного матеріалу представлений біотитовими та біотит-піроксеновими гранітами. Не дивно, що попередниками ці складні кристалічні утворення визначалися як "чарнокіт-мігматити". Але проведене вивчення характеру поширення та умов залягання дозволяє стверджувати приналежність їх до контактово-метаморфічних утворень піроксен-роговикової фації. Перш за все звертає увагу локальність поширення піроксен-польовошпатових парагенезисів та приуроченість їх до контакту з габро-анортозитовим масивом. Досліджувані породи простягаються у північному та північно-західному напрямку на відстані біля 10 км у вигляді вигнутої смуги, яка грубо повторює контури Чоповицького масиву занурюючись на захід під кутами 65–85°. При цьому ширина цієї смуги не перевищує 1 км. Габроїди Чоповицького масиву занурюються під смугу піроксен-польовошпатових порід у західному напрямку. Тобто східна частина Бехінського блоку займає більш високий стратиграфічний рівень по відношенню до Чоповицького масиву, що само по собі є дивним як для утворень глибинного гранулітового фундаменту, до яких відносять породи дністерсько-бузької серії. Далі на захід, при віддаленні від контакту з Чоповицьким масивом, піроксен-польовошпатові парагенезиси змінюються на біотит-амфібол-польовошпатові, притаманні гнейсам та кристалосланцям тетерівської серії. Серед чисельних ксенолітів у гранітоїдах Бехінського інтрузивного масиву, який прориває досліджувані породи у центральній частині Бехінського блоку, піроксен-польовошпатові мінеральні парагенезиси досі не виявлені.

Виходи кристалічних порід з біотит-піроксен-польовошпатовими та піроксен-польовошпатовими парагенезисами досліджені авторами в районі сс. Березнево–Пугачівка на площі Ушомирського блоку складчастого фундаменту Коростенського плутону. Виконані петрографічні дослідження доводять цілковиту подібність цих порід описаним в межах Бехінського блоку. Схожість підкріплюється тим фактом, що в даному районі породи з "гранулітовими" парагенезисами залягають лише у безпосередній близькості від Пугачівського габро-анортозитового масиву. На віддаленні від нього, в районі селища Ушомір поширені звичайні біотитові гнейси тетерівської серії та мігматити житомирського комплексу. Вивчення кернового матеріалу по Недашківському блоку складчастого фундаменту, розташованому у найменш відслоненій північно-східній частині Коростенського плутону, також виявило біотит-піроксен-

польовошпатові парагенезиси в полі розвитку переважачих мігматитів житомирського комплексу. Авторами встановлено, що свердловини з "гранулітовими" парагенезисами пробурені у приконтактних зонах Рудня-Базарської базитової інтрузії коростенського комплексу. Серед інших відомих ділянок поширення таких порід слід згадати південне облямування Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву де в зоні широтного Черняхівського розлому на усіх геологічних картах здавна малюється вузька смуга так званих "ендербітів", розбурена виробничниками Житомирської ГРЕ під час виконання геолого-з'ємочних робіт 1:50000. Крім того, гнейси та кристалосланці з "гранулітовими" парагенезисами розбурені в зоні зчленування Володарськ-Волинського масиву з Чоповицьким, а також вздовж південно-західного екзоконтакту Кривотинського габро-анортозитового масиву.

Висновки. Узагальнюючи отримані результати, можна зробити наступні висновки. Незважаючи на високий ступінь попереднього регіонального метаморфізму, в породах давньої "рами" Коростенського плутону достатньо широко розповсюдженні контактово-метаморфічні утворення. Їх формування пов'язано з термальною та флюїдною дією магматичних розплавів на супракрустальні породи тетерівської серії та мігматити житомирського комплексу. Петрографічний склад та характер прояву контактово-метаморфічних утворень залежить від складу магматичних розплавів та взаємодіючих з ними порід "рами". У контактному ореолі базитових інтрузій коростенського комплексу розповсюджені контактово-метаморфічні породи високотемпературної піроксен-роговикової фації, які попередниками помилково приймалися за піроксенові гнейси та кристалосланці давнього гранулітового фундаменту. Контактво-метаморфічна дія гранітоїдних інтрузій головної інтрузивної фази вкорінення коростенського комплексу на вмшуючі гнейси та кристалосланці проявилася переважно у формуванні контактово-термальних порід амфібол-роговикової та піроксен-роговикової фацій. Виникнення контактово-метасоматичних порід, в тому числі з рудною мінералізацією Sn, W, Mo, Nb, Ta, Be та Zn слід очікувати у контактних ореолах найбільш пізніх інтрузивних фаз гранітоїдного магматизму коростенського комплексу – другої фази сублужних біотитових лейкогранітів та граніт-порфірів, а також третьої фази альбіт-мікроклінових мікрогранітів та граніт-порфірів. Особливо сприятливими повинні бути їх контакти з метакарбонатними породами кочерівської світи. Додаткових дослі-

джень потребують визначення фізико-хімічних умов контактового метаморфізму у виявлених об'єктах.

1. Анортозит-рапакивігранітна формація Східно-Європейської платформи / Д.А. Великославинский, А.П. Биркис, О.А. Богатиков и др. – Л., 1978. 2. *Болубах К.А.* Некоторые элементы внутреннего строения земной коры Коростенского плутона // Геофиз. сб. АН УССР. – 1973. – N 53. – С. 73–81. 3. *Бухарев В.П.* О пугачевской свите протерозоя северо-запада Украинского щита // Геол. журн. – 1969. – Т. 29. – Вып. 3. – С. 97–100. 4. *Бухарев В.П.* О контактовых взаимоотношениях пород Коростенского плутона с рамой // Геол. журн. – 1970. – Т. 30. Вып. 5. – С. 82–86. 5. *Бухарев В.П.* Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. – К., 1992. 6. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 34–47. 7. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, Е.Н. Бартицкий и др. – К., 1989. 8. *Деревицька Л.О., Зінченко О.В., Маляк В.Г.* До питання про співвідношення порід овруцького кряжу Коростенського плутону // Збірн. наук. праць геол. ін-ту Київ. у-ту. – 1995. – № 1. – С. 55–64. 9. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. – К., 2001. 10. *Забіяка Л.И., Кислюк В.В.* Контактные роговики в зоне юго-восточного обрамления Коростенского плутона // Геол. журн. – 1986. – Т. 46, Вып. 5. – С. 82–86. 11. *Зінченко О.В., Скобелев В.М., Есипчук К.Е., Щербак Е.М., Верхогляд В.М.* Коростенский комплекс // Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К., 1990. 12. *Калужная К.М., Колдин Б.Д.* О ксенолитах кварцитовидных песчаников и литологических особенностях кровли Коростенского плутона // Вопросы литологии и петрографии. Из-во Львовск. ун-та. – 1969. – Т. 1. – С. 155–164. 13. *Лалчик Т.Ю.* Про ксеноліти пісковиків серед гранітів коростенського типу // Геол. журн. – 1950. – Т. 10, Вып. 3. – С. 64–67. 14. *Личак І.Л.* Овруцька ефузивно-теригенна товща // Стратиграфія УРСР. – 1972. – Т. 1. – С. 279–287. 15. *Личак І.Л.* Петрологія Коростенського плутону. – К., 1983. 16. *Метаморфізм Украинского щита / И.С. Усенко, И.Б. Щербаков, Р.И. Сироштан и др. – К., 1982.* 17. *Митрохин О.В.* Петрологія габро-анортозитових масивів Коростенського плутону: Автореф. дис. канд. геол. наук. – К., 2001. 18. *Митрохин О.В., Омельченко А.М., Овчарук К.М.* Стратиграфія та магматизм Бехінського блоку складчастого фундаменту Коростенського плутону // Проблеми стратиграфії кам'яновугільної системи: 36. наук. праць / За ред. П.Ф. Гожика, С.А. Вижви. – 2008. 19. *Митрохин О.В.* Анортозит-рапакивігранітна формація Східно-Європейської платформи // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2008. – Вып. 44. – С. 53–57. 20. *Митрохина А.В., Богданова С.В., Булан Е.В.* Петрологія Малингського масива рапакиви (Український щит) // Мінералог. журн. – 2008. – С.35–56. 21. *Павло Г.Г., Маляк В.Г., Зінченко О.В., Шумлянський Л.В., Деревицька Л.О.* Базитові магматичні формації етапу стабілізації Українського щита: Матер. конф. проф-викл. складу геол. ф-ту Київ. ун-ту, Київ, 1995. – К., 1995. 22. *Писковская Е.К.* О пироксене из скарнов побережья р.Уж на Волыни // Мин. сб. Львовск. ун-та. – 1965. – Вып. 1, № 19. – С. 98–101. 23. *Полканов А.А.* Плутон габбро-лабродоритов Волыни УССР. – Л., 1948. 24. *Скобелев В.М.* Петрохимия и геохронология докембрийских образований Северо-Западного района Украинского щита. – К., 1987. 25. *Соболев В.С.* Петрология восточной части сложного Коростенского Плутона. – Л., 1947. 26. *Щербак Н.П., Бартицкий Е.П.* Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 3–24. 27. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. – Л., 2005. 28. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Buryanov V.B., Makarenko I.B., Orlyuk M.I., Skobelev V.M., Starostenko V.I., Legostaeva O.V.* The 1.80–1.74-Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of the deep structure // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 381. – P. 5–27.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 552.11

О. Бубнова, інж., О. Андрєв, зав. лаб.,
Г. Павлов, канд. геол.-мінералог. наук, проф.

ВНУТРІШНЯ БУДОВА ТА ХІМІЧНИЙ СКЛАД ПОРОДОУТВОРЮВАЛЬНИХ МІНЕРАЛІВ МУХАРІВСЬКОГО ГРАНІТНОГО МАСИВУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

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

Проаналізовано зміни хімічного складу мегакристалів польових шпатів та біотиту мухарівського граніту (північно-західної частини Українського щита). Встановлено багатостадійність процесу постмагматичного перетворення породоутворюючих мінералів, що відбувався в широкому температурному діапазоні від амфіболітової до епідот-амфіболітової фації.

The variation of chemical composition of feldspars' megacrystals and biotite from Mukhariv granite (north-western part of the Ukrainian shield) has been analyzed. Multistage nature of post-magmatic processes has been recognized during mineral transformations of rock-forming minerals, which took place in a wide temperature range from amphibolite facies to epidote-amphibolite ones.

Вступ. Постановка проблеми у загальному вигляді та її зв'язок з важливими практичними завданнями. Дослідженню гранітоїдів Мухарівського масиву

приділялась належна увага, але питання походження, генетичної належності та стратиграфічного положення цих порід досі залишаються остаточно не вирішеними.

© Бубнова О., Андрєв О., Павлов Г., 2011

У різні часи мухарівські граніти відносили до різних стратиграфічних комплексів, а саме до кіровоградсько-жиитомирського [5; 7], кишинського та осницького [1]. За останньою стратиграфічною схемою НСК України ці гранітоїди об'єднані у мухарівський комплекс [2]. Це можна пояснити неоднозначністю інтерпретації їх ізотопного віку та перехідним характером петрографічних і геохімічних ознак мухарівських гранітоїдів. Детальне вивчення внутрішньої будови та хімічного складу головних породотворних мінералів цих гранітоїдів повинні допомогти з'ясувати ці важливі петрологічні питання.

Вихідні передумови. Не зважаючи на тривалу історію вивчення петрографії гранітів Мухарівського масиву досі залишається не визначеними критерії віднесення мегакристалів калієвого польового шпату та плагіоклазу гранітів, що вивчаються, до продуктів кристалізації із розплавів, або до порфіробластів, що утворилися у результаті метасоматичного перерозподілу K, Na та Ca. Не до кінця визначені вік формування біотиту і його співвідношення з іншими породотворними мінералами, тощо. Залишається відкритим питання щодо впливу автометасоматичних та накладених тектонометаморфічних перетворень на склад мінералів та взаємовідносини між ними.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми та постановка завдання. Серед породотворних мінералів, що формують головну масу породи, ключове місце у визначенні генезису гранітоїдів займає калієвий польовий шпат, плагіоклаз та біотит. Дослідженню загального хімічного складу, оптичних, термолюмінісцентних та багатьох інших властивостей польових шпатів гранітоїдів Мухарівського масиву Українського щита приділялась належна увага [6]. Проте відсутність раніше відповідної аналітичної апаратури (електронних мікроскопів, мікроаналізаторів, тощо) не давала змогу дослідити на мікрорівні зміни хімічного складу мінералів в межах окремих зерен.

Метою роботи явилася спроба за допомогою визначення на мікрорівні складу та будови породотворних мінералів мухарівського граніту вирішити питання не тільки утворення, але й перетворення цих порід под час діафторезу.

Об'єкт та методи досліджень. Об'єктом дослідження є гранітоїди Мухарівського масиву (кар'єр с. Мухарів, що розташований на південь від м. Корець Рівненської області), які являють собою рожеві порфіроподібні середньо- та крупнозернисті з гіпідіоморфнозернистою, часто катакlastичною структурою породи [8]. Петрографічні дослідження з'ясували, що окрім первинно сформованих магматичних мінеральних парагенезисів на кожному етапі тектонічної активізації формуються накладені мінеральні парагенезиси, які фіксують загальне пониження температури від умов амфіболітової, епідот-амфіболітової, зеленосланцевої фації метаморфізму до гідротермальних змін [3; 4].

Дослідження проводились в НДЛ мінералогіо-геохімічних досліджень геологічного факультету Київського Національного університету імені Тараса Шевченка на модифікованому растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЭММА-202М.

Виклад основного матеріалу. Мегакристали плагіоклазу та мікрокліну досліджувалися, відповідно, у польорованих зразках 1 та 2 (рис. 1) точковими вимірами вздовж поперечних та повздовжних профілів з кроком 0,01 мм (1089 точок) із визначенням вмісту SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO . За отриманими даними розраховані кристалохімічні формули цих мінералів та побудовані діаграми зміни хімічного складу салічних мінералів вздовж профілів.

Дослідження плагіоклазу. На приведеному графіку розподілу хімічних елементів (рис. 2а) чітко розпізнаються два типи зерен плагіоклазу: Пл1 – олігоклаз ($\text{Ab}_{80}\text{An}_{19}\text{Or}_1$), та Пл2 – альбіт-олігоклаз ($\text{Ab}_{89}\text{An}_{10}\text{Or}_1$). Зіставляючи ці дані з результатами попередніх петрографічних досліджень [3; 4], можна зробити висновок про існування в породі двох індивідуалізованих генерацій плагіоклазу, більш ранньої та більш пізньої, що відрізняються між собою середнім вмістом аноморфної молекули. Деякі флуктуації вмісту кальцію при негативній кореляції його із натрієм, свідчать про наявність невеличких ділянок деанортитизації плагіоклазів і першого, і другого типів. При цьому в обох випадках проявляється незначне зниження вмісту аноморфного міналу від центральних до крайових частин зерен, що досліджувалися. Поява високої концентрації кальцію в середині плагіоклазу Пл1 можлива за рахунок захоплення зондом зерна клиноцоїзиту. Окрім цього, дослідження виявили в тілі плагіоклазів включення зерен кварцу, мусковіту, калієвого польового шпату. Контакт між плагіоклазами різної генерації відбувається через зерна кварцу та мікрокліну.

Дослідження мікрокліну. При детальному дослідженні зразка № 2 ще під біноклюром, були виявлені пертитові проростання двох типів: діагональні та повздовжні (рис. 1). Повздовжний аналітичний профіль зафіксував лише діагональні пертити (рис. 2б), в той час як поперечний – і діагональні і повздовжні (рис. 2в). Склад пертитів дещо відрізняється між собою – діагональні представлені плагіоклазом із вмістом аноморфної компоненти 1–3 %, а повздовжні – 5–6 %.

За даними мікрозондових досліджень за обома напрямками аналітичних профілів в тілі самого мегакристалу мікрокліну спостерігаються дві чіткі зони – зовнішня та внутрішня, що відрізняються поміж себе складом. Калієвий польовий шпат внутрішньої зони (КПШ 1) характеризується вмістом ортоклазової компоненти 97–99 % ($\text{Or}_{97-99}\text{Ab}_{1-3}\text{An}_0$). Калішпат зовнішньої зони (КПШ 2) має вміст ортоклазової компоненти 87–90 % ($\text{Or}_{87-90}\text{Ab}_{3-7}\text{An}_{5-7}$) (рис. 2 б, в) з дещо підвищеним вмістом Ca і Na.



Рис. 1. Схематичне зображення зразка 2

(стрілки вказують орієнтування профілів, вздовж яких проводилися дослідження. Преривними лініями вказані напрямки розвитку повздовжних та діагональних пертитів. Розмір мегакриста 0,7х1,4 см)

Таке зональне збагачення кальцієм та натрієм крайових оболонок порфіроподібних вкрапленників калієвого польового шпату може бути пояснене метаморфічним "самоочищенням" первинних мегакристалів при тривалому остиганні (автометаморфізмі), або при діафторезі з упорядкуванням внутрішньої структури та складу. Проте поява відповідної зональності може бути викликана також особливостями кристалізаційного росту

мегакристалів із магматичного розплаву, збагаченого калієм. Так, при винесенні точки середнього хімічного складу мухарівських гранітів на потрібну діаграму гранітної евтектики в системі альбит – калієвий польовий шпат – кварц, яка дає можливість відтворити послідовність кристалізації лейкократових мінералів із гранітного розплаву за тиском 500 МПа (за І. Лугу, Р. Джансу, О. Тулу), вона потрапляє в поле кристалізації надевтектотідного калієвого польового шпату, який повинен кристалізуватися з розплаву в першу чергу, формуючи центральні частини мегакристалів, а за складом відповідати чистому ортоклазу. При досягненні точки котектики разом із калієвим польовим шпатом починає кристалізуватися плагіоклаз. З цього моменту відбувається їх одночасна рівноважна кристалізація, можливо із захоп-

ленням в структуру мікрокліну фрагментів плагіоклазової компоненти ("забруднювача"). Пізніше, у точці евтектики до цієї пари приєднується також кварц. Виходячи із цієї позиції, зовнішні оболонки калієвого польового шпату з вмістом ортоклазової компоненти 87–90% ($Or_{87-90}Ab_{3-7}An_{5-7}$) (КПШ 2 зона 1,2) та зерна олігоклазу ($Ab_{80}An_{19}Or_1$) (Пл1) повинні відповідати складу співіснуючої пари польових шпатів мухарівського граніту, що одночасно кристалізувалися із єдиного розплаву. Саме склад цих польових шпатів був використаний (табл. 1) для визначення температури утворення рівноважної пари польових шпатів методом двопольовошпатової геотермометрії [9]. Розрахунки проведено з допомогою програми SOLVCALK 2.0 [11] з використанням термодинамічної моделі змішування.

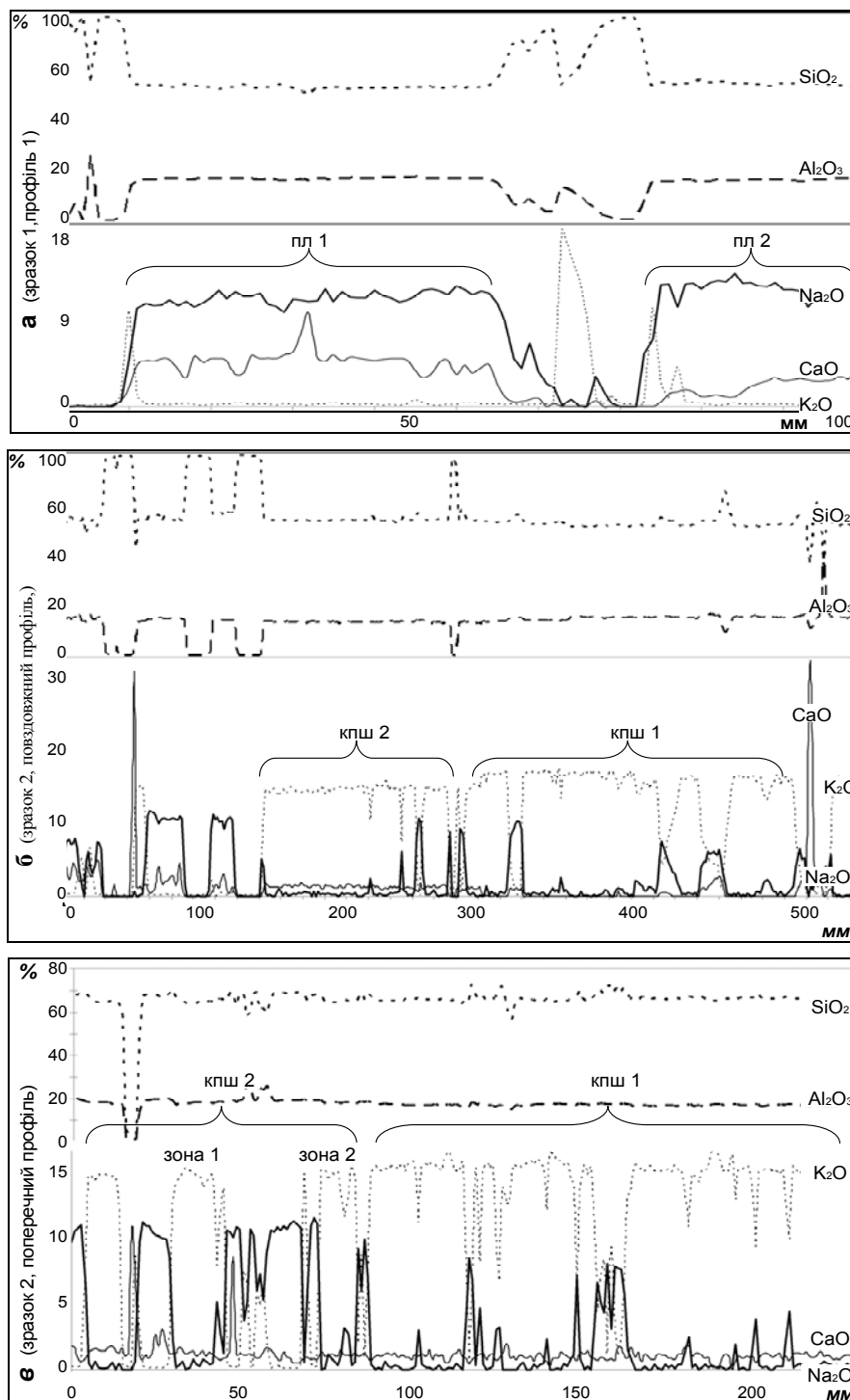


Рис. 2. Діаграми хімічного складу салічних породотворних мінералів мухарівського граніту

Отримані значення можливої температури кристалізації рівноважної пари відповідного складу калієвого польового шпату та плагіоклазу навіть при тисках 500 МПа не перевищують 500 °С (табл. 1), що власне протирічить магматичній схемі їх утворення. Проте і геологічне положення масиву, і особливості його будови, а також всі структурні показники свідчать, що гранітоїди мухавіського комплексу являють собою інтрузивні утворення [8] і, відповідно, кристалізувались з магматичного

розплаву значно вищої температури. Це підтверджується й особливостями кварцу гранітів. Останній має характерну опалесценцію в блакитних кольорах, яка спостерігається у деяких високотемпературних гранітах. Таке забарвлення кварцу обумовлене субмікроскопічними включеннями ільменіту та рутилу, утворення яких обумовлено автолізією кристалів кварцу від домішок, що захоплені в результаті кристалізації з високотемпературного, відносно збагаченого титаном, розплаву [8].

Таблиця 1

Рівноважні значення температур (за двопольовошпатовим геотермометром [9;10])

Пари мінералів		Тиск, МПа	Температура, °С
Плагіоклаз (Пл1)	Калієвий польовий шпат (КПШ 2,зона 1)	300–500	463–487
Плагіоклаз (Пл1)	Калієвий польовий шпат (КПШ 2,зона 2)	300–500	481–499

Дослідження біотиту. Поряд із мегакристалами польових шпатів в зразку № 2 були проаналізовані також 4 зерна біотиту із визначенням вмісту SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , K_2O (табл. 2). Узагальнююча кристалохімічна формула біотиту $\text{K}_{1,06}(\text{Fe}_{1,35}\text{Mg}_{0,82}\text{Al}_{0,66}\text{Ti}_{0,1})^{\text{VI}}[(\text{Al}_{0,71}\text{Si}_{3,29})^{\text{IV}}\text{O}_{10}](\text{OH},\text{F})_2$.

Отримані результати досліджень показують коливання вмісту практично всіх породотворних елементів при витриманому коефіцієнті залізистості як в межах окремих зерен біотиту, так і неоднаковість складу окремих пластинок слюди між собою. В породі одночасно можуть бути присутні зерна з підвищеним, або пониже-

ним вмістом титану, кремнезему, а відповідно і широким коливанням алюмінію у шестерній координації. Сам факт хімічної неоднорідності біотиту свідчить про значні метасоматичні перетворення і цього породотворного первинномагматогенного мінералу.

Отримані результати щодо визначення температури утворення пари плагіоклаз–калієвий польовий шпат можуть свідчити про наявність постмагматичного накладеного процесу зміни складу польових шпатів, що також підтверджується й петрографічними спостереженнями авторів.

Таблиця 2

Хімічний склад біотиту мухавіського граніту

№ зерна	№ виміру	Вміст окислів у біотиті мухавіських гранітів						Сума	Fe/(Fe+Mg)	T, °C [10]
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	K_2O			
1	1	42,32	1,93	14,92	22,20	6,98	11,65	100,00	0,61	604
	2	42,72	2,07	15,22	20,96	7,51	11,53	100,01	0,64	614
	3	42,39	2,33	14,65	21,97	6,80	11,88	100,02	0,64	620
2	4	46,13	1,76	15,54	19,98	5,82	10,77	100,00	0,69	605
	5	43,28	1,97	15,15	22,20	5,49	11,91	100,00	0,66	605
3	6	42,18	1,70	15,76	19,72	9,42	11,22	100,00	0,54	603
	7	42,83	1,76	15,16	19,72	8,53	11,99	99,99	0,56	606
	8	43,74	1,76	14,78	19,79	8,51	11,43	100,01	0,57	606
4	9	42,98	0,80	15,10	22,97	8,30	9,86	100,01	0,62	563
	10	44,18	1,56	15,77	21,07	7,11	10,31	100,00	0,67	593
	11	43,93	2,02	16,11	20,75	5,76	11,43	100,00	0,61	613

Окрім цього, іноді в тріщинах зерен біотиту кристалізуються мікрозерна сфену, тому узагальнений хімічний аналіз цих зерен може дати вищий вміст титану і, як слідство, підвищити розрахункову температуру за геотермометром "Ti in biotite" [10]).

Висновки. У результаті дослідження хімічного складу головних породотворних мінералів мухавіських гранітів можна зробити такі висновки:

- мегакристали калієвих польових шпатів гранітів є первинномагматичними, що, швидше за все, говорить про кристалізацію із розплаву збагаченого надевтектоїдною ортоклазовою компонентою;
- як мегакристали калішпату, так і всі інші породотворні мінерали піддавались процесам перекристалізації та внутрішньокристалічного упорядкування складу із формуванням відповідної зональності та перетворенням мегакристалів у порфіробласти;
- неоднорідність складу біотиту також свідчить про нерівноважність процесу його перекристалізації в умовах динамічного діафорезу;
- вплив процесу перекристалізації мінералів магматичних порід в умовах динамічного діафорезу унеможливає використання відомих геотермометрів та гебарометрів для магматичних порід навіть при наявності

первинно рівноважних та парагенетично пов'язаних між собою мінералів.

1. Єсипчук К.Е., Перемет Е.М., Зинченко О.В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К., 1990.
2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк та ін. – К., 2004.
3. Павлов Г., Павлова О., Бубнова О. Еволюція мінерального складу та структури Мухавіських гранітоїдів північно-західної частини Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2007. – № 40. – С. 14–18.
4. Павлов Г., Павлова О., Бубнова О., Філіпов С. Мікротектонічний аналіз порфіроподібних гранітів північно-західної частини Українського щита // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – № 37. – С. 29–39.
5. Ткачук Л.Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська область). – Льв., 1948.
6. Щелочные полевые шпаты гранитоидов Украинского щита / И.С. Усенко, Т.А. Рокачук, Н.К. Крамаренко и др. – К., 1980.
7. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартицкий Е.Н. и др. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита – К., 1989.
8. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Льв., 2005.
9. Green N.L., Usdansky S.I., Ternary feldspar mixing relations and thermobarometry // American Mineral. – 1986. – Vol. 71, № 1–2. – P. 1100–1108.
10. Luhr J.F., Carmichael I.E.E., Varekamp J.C. The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1984. – Vol. 23. – P. 69–108.
11. Wen S., Nekvasil H. SOLVICALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two feldspar geothermometry // Computers & Geosciences. – 1994. – Vol. 20, № 6. – P. 1025–1040.

Надійшла до редколегії 28.05.09

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.834

Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф., А. Онанко, канд. фіз.-мат. наук,
О. Шабатура, канд. геол. наук, Ю. Онанко, асп.**РЕКОНСТРУКТИВНІ МОЖЛИВОСТІ АКУСТИЧНОЇ ЕМІСІЇ
ПРИ ЗМІНАХ НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМАЦІЙНОГО СТАНУ
КВАРЦВІСНИХ ПОРІД КРИВОРІЗЬКОЇ НАДГЛИБОКОЇ СВЕРДЛОВИНИ***(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вишвою)**Досліджено ефект акустичної емісії, що виникає під впливом лазерних термомеханічних напруг у пісковиках. Виявлено імпульси пружних хвиль від мікротріщин-емітентів, які зв'язані із існуванням пружної рівноваги в пісковиках.**Effect of acoustic emission under laser thermal-mechanical strains in sandstones are investigated. Elastic waves pulses are discovered from microfractures that of probably connected with elastic balance in sandstones.*

Вступ. Дана робота присвячена вивченню динаміки неоднорідного термального впливу створеного потужним імпульсним наносекундним неодимовим лазером у дисперсних твердих тілах – у пісковиках Криворізької надглибокої свердловини (КНГС). З точки зору фізики твердого тіла, кварцвісні матеріали є добрим індикатором напружено-деформаційних процесів, з огляду на їх надзвичайну чутливість до крихких деформацій. В той же час інтенсивний динамотермальний метаморфізм, що накладається на породи Кривбасу, призводив до структурно-механічного перетворення її при різних рівнях тисків та температур в анізотропних полях напружень σ_i . Безумовно, ці перетворення мали свій відбиток у структурно-текстурних особливостях порід. Планальна структура означає, що породи в момент свого утворення перебували в умовах літостатичного тиску. Враховуючи складну геологічну будову району КНГС, наявність древніх глибинних розломів, архейських зон зміщення та складчастих зон, можна припустити, що дані породи дійсно утворились при регіональному метаморфізмі, тобто при дії літостатичного тиску, а вже потім, в процесі свого існування опинилися в умовах бокових напружень. Орієнтована мікротріщинуватість зразків обумовлена міжзерновими мікротріщинами, які присутні в усіх зразках, і підкреслює аксіальний або планальний характер симетрії структур.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Мала тривалість генеруючого і високий передній фронт збудженого імпульсу створює гарні передумови використання ефектів акустичної емісії (АЕ) для вивчення зразків гірських порід. Передусім, це стосується кристалічних порід, які мають широкий діапазон структурно-текстурних ознак, високі дисперсії пружних коливань, тріщинуватості і пористості [1–3, 5, 8–10, 14, 16, 19–24]. Добра інформативність АЕ була показана при дослідженні розподілу акустичних неоднорідностей в зразках гірських порід, оцінки їх розмірів і форми, динаміки відклику сигналу [4, 15, 17, 21] на міжблокових областях ієрархічних багаторівневих систем, якими власне є геологічні середовища. Особливо корисним метод АЕ може стати при вивченні змін тріщинуватості і пористості порід, оскільки генерація тріщин супроводжується зменшенням $V_{||}$, $V_{\perp}$, супроводжується поглинанням енергії внаслідок росту тріщин і відповідної зміни структури геологічного середовища в околиці берегів тріщин при різних величинах флюїдного потенціалу середовища. Відомо, що різке затухання поперечних хвиль відбувається саме при сумісному впливі підвищених температур, диференційних напруг і води. Жоден фактор окремо не викликає розкриття міжзернових границь [1], тобто не здатен проявитися у спектрі АЕ. Тому аналіз останніх може стати в нагоді при вивченні динаміки як

термальних, пружних, і навіть фізико-хімічних чинників тріщиноутворення [5; 6, 15, 20–23].

На даний час зазначений метод АЕ знаходить все більше застосування в геологічних та суміжних дисциплінах; причому використовуються різноманітні апаратурні розробки реєстрації і обробки сигналів [4, 6, 22, 23]. Зокрема можна зауважити, що метод АЕ зарекомендував себе при встановленні напружено-деформованого стану гірських масивів [2, 3, 9, 15, 16], дослідження характеристик нафтогазових колекторів [10, 22], пружної анізотропії [5; 6, 14, 20–22]; проведення структурних і тектонофізичних реконструкцій [11, 12], ідентифікацій порід [21, 23, 24], розв'язання задач прогнозуванню і моніторингу [7, 8] тощо.

Задачі досліджень. Використання чутливого методу АЕ дає змогу встановити основні риси розвитку тріщиноутворення в умовах напружено-деформованого стану гірських порід. Тому задачею нашого дослідження є показ ефективності застосування методу акустичної емісії з точки зору встановлення основних генетичних типів тріщинуватості, динаміки їх утворення, і за можливістю, кількісних співвідношень між ними. Всі ці характеристики несуть інформацію про історію формування породи.

Методика досліджень. Для досліджень були обрані зразки пісковику із розрізу (КНГС). Зазначимо, що дані породи неодноразово привертати на себе увагу з точки зору своєрідності їх пружних властивостей і їх ролі в оцінці колекторної здатності. Так, ретельний аналіз пружних властивостей пісковику можна знайти у роботі [14], в якій відмічено широку варіацію коефіцієнтів анізотропії пружних і акустичних параметрів, на природу якої істотний вплив має текстурний фактор, що домінує над фактором пружної симетрії (ромбічної і триклінної) зерен кристалів кварцу у пісковику.

В текстурному малюнку досліджуваних дрібнозернистих пісковику спостерігався перехід від брекчіювання до часткової мілонітизації та філонітизації. Розмір пор у дрібнозернистих пісковику складав близько $d \approx 50$ мкм. Дрібнозернисті пісковики з тонкошаровою текстурою характеризуються чергуванням дрібнозернистих напівокатаних зерен ламаного кварцу і польового шпату та шарів глинистого цементу і гідрослюдами. Прошарки збагачені бітумом до 10 %. Уламки кварцу і гідрослюд орієнтовані вдовж шаруватості. Цемент глинистий, регенераційно-корозійний. Катагенічні зміни проявляються в ущільненні зерен за рахунок регенерації кварцу. Спостерігається утворення орієнтованих лусок біотиту і мікротріщинуватість. Поверхні дрібнозернистих пісковику були сильно неоднорідні за коефіцієнтом поглинання для лазерного випромінювання.

Результати і обговорення. На рис. 1(а) наведена фотографія акустичного відгуку із дрібнозернистого пісковику

з КНГС №12704.1, насиченим водним розчином NaCl з концентрацією $c \approx 38,125$ г/л, що супроводжувалось утворенням неоднорідних термомеханічних напруг з проплавленням кратеру і викидом на поверхню зразка розплаву.

Співставлення акустичного відгуку в дрібнозернистому пісковикі, (рис. 1(а)), з часовим терміном дії імпульсу ($\tau \approx 18$ нс) та розмірами зразка ($L \approx 0,03$ м) вказують на формування II та III "максимумів", накладених в часі імпульсів, через механізм АЕ, оскільки часові затримки їх появи та довжина кінцевого сформованого імпульсу не можуть бути пояснені в рамках фототермопружного механізму.

Створений лазером короточасний термічний вплив на пісковик призвів до локального розплаву поверхні. Після припинення дії лазерного випромінювання, застигання розплаву почалося саме з поверхні зразка (де тепловідвод найефективніший), а розширена (розплавлена) нижня частина кратеру створила додаткові стискаючі механічні напруги, що "втягнули" центральну частину поверхні кратеру у глибину пісковика. Глибина проплавлення внаслідок релаксації термопружних напруг σ_i при великих часових $\Delta T/\Delta t = (55 \pm 100) \cdot 10^9$ К/сек та просторових $\Delta T/\Delta x = (1 \pm 2) \cdot 10^4$ К/см градієнтах температур на поверхні пісковика оцінена у $\Delta h \approx 10$ мкм. Глибина кратеру проплаву Δh при сталій потужності і час опромінення лазером лімітовані локальною теплопровідністю та встановленням "тимчасово-рівноважного" розподілу градієнтів температур ΔT перпендикулярних до вісі кратера та вздовж неї. Це відповідає наближенню при якому ширина стимулюючого імпульсу більша ніж глибина кратера, який утворюється під дією цього імпульсу, а сам імпульс не має вираженої поперечної структури. В

цьому випадку динаміка тиску P , в залежності від часу, наступна: на початку руйнування тиск P швидко зростає, а по завершенню дії імпульсу зменшується миттєво на величину створеного лазером світлового тиску. Далі зменшення тиску P стає більш повільним, для наносекундних часів впливу лазера важлива поява акустичного відгуку АЕ в часовому діапазоні $\tau \approx 200$ мікросекунд. Кількість відображень $N = \tau/t \approx 200$ мкс/20 мкс = 10, складає приблизно 10 разів вперед-назад по зразку.

Важливим є правильне визначення можливих механізмів АЕ при описаних вище процесах. Послідовність в часі є наступна: 1) АЕ при розплаві поверхні пісковика (фазовий перехід: тверда фаза – рідка фаза), 2) АЕ при застиганні розплаву (фазовий перехід: рідка фаза – тверда фаза), 3) АЕ при тріщиноутворенні. Процесами при фазових переходах; тверда фаза – газ та газ – тверда фаза через відносно "довгий" (наносекундний) імпульс лазера можна знехтувати. За умов експерименту фазові переходи відбуваються достатньо швидко – за час, що може бути порівняний з часом лазерного впливу ($\tau \approx 18$ нс). Вірогідно, що формування "акустоемісійної частини" акустичного відгуку пов'язано саме із тріщиноутворенням. Підхід до АЕ як до емісії двох типів – дискретної (високоенергетичної) та неперервної (низькоенергетичної) нівелюється для тих випадків, коли часові довжини окремих актів АЕ (τ) перевищують час проходження хвилі по зразку $t: \tau > t$, а лінійні довжини цугів хвиль λ – лінійні розміри породи $L: \lambda > L$. Тому на рис. 1(а) спостерігаються "накладені" імпульси високоенергетичної дискретної АЕ з великим часом загасання, сформовані в суттєво різні моменти часу від різних джерел АЕ.

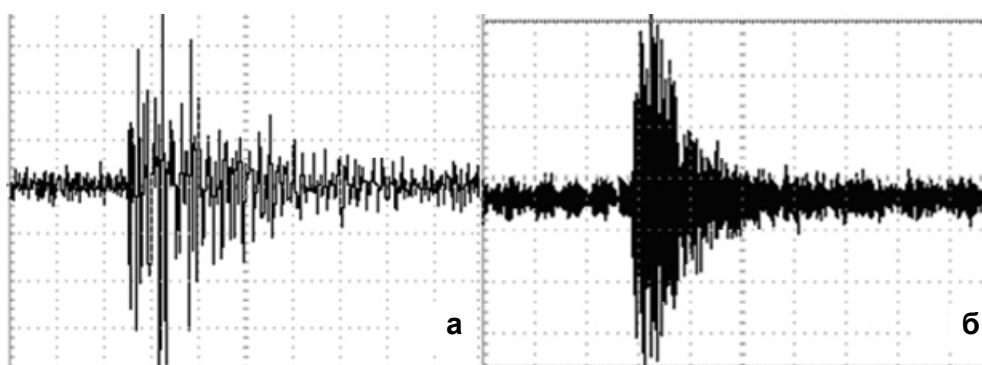


Рис. 1. Акустичні спектри отримані від опромінення лазером зразків пісковиків:

а) №12704.1 (інтенсивність $I \approx 110$ МВт/см²; 2 В/под, 25 мкс/под); б) №12050 (76612) ($I \approx 300$ МВт/см²; 2 В/под, 250 мкс/под).

Загальне підсилення реєструючої апаратури на основі спеціалізованого акустоемісійного приладу АФ-15 було 68 дБ.

Потужність імпульсу неодимового лазера (а) $I \approx 110$ МВт/см². Тривалість дії імпульсу рубінового лазера (б) $\tau = 15 \pm 18$ нсек з довжиною хвилі $\lambda = 1060$ нм. Площа лазерної плями була $S_0 \approx 1 \times 1$ мм²

Таблиця 1

Пружні властивості дрібнозернистих зразків пісковиків

Зразок	C (наcl), г/л	V_{II} , м/с	V_{II} , м/с	ρ , кг/м ³	E, гПа	Особливість
12704.1	38,125	2160	-	2630	12,26	шаруватість $\perp$ осі керна
4975	без насичення	2910	-	2631	22,29	
12050(76612)	без насичення	2730	-	2633	19,62	
12097(59979)	без насичення	2750	-	2629	19,88	
12072(38833)	38,125	2640	-	2639	18,39	
38820	38,125	2830	-	2637	21,12	
27959	без насичення	3520	2300	2630	31,72 _I – 13,54 _{II}	

Своєрідністю спектру АЕ дрібнозернистих пісковиків – зцементованих осадових порід із гранулярною пористістю та магматичних порід з низькою первинною пористістю є наявність багатьох вторинних максимумів. Їх присутність свідчить як про розмаїття речовинного складу і структури породи, своєрідного набору аллотигенних і аутигенних мінералів, складу цементу, текстурних особливостей, так і передає, певною мірою, харак-

тер перебігу діа- і катагенетичних процесів. Гірські породи, з яких відібрані зразки, зазнавали механічних деформацій різної інтенсивності, що привело до формування характерних структурно-текстурних особливостей. В умовах всебічних розтягів або стисків формувалися масивні текстури, які в спектрах АЕ досить помітно відрізнялися високими амплітудами основних (перших) піків разом з більшими їх осциляціями. Зразки із дирек-

тивними структурами, загалом, мають нижчі усереднені амплітуди сигналів АЕ, що особливо проявляється у дрібнозернистих зразках. Іншою характерною особливістю зразків із директивними текстурами (порід, що сформовані в нерівноважних полях деформацій) є переважання спектрів АЕ із різко неоднорідними, розтягнутими кривими з декількома цугами сигналів.

В умовах незворотних деформацій вплив флюїдонасичення проявляється у формі диференціально-пружних ефектів, які обумовлюються як кристалічною будовою, так і типом міжфазового зв'язку, температурою, тиском та іншими параметрами. В усередненому наближенні АЕ сигнал передає зростання швидкості V_{II} .

Іншим формоутворювальним фактором спектру АЕ став механізм емітування пружних хвиль від утворення тріщин в період становлення пружної рівноваги. На відміну від магматичних порід [4] для пісковиків більш характерним є наявність дворівневої ієрархії тріщин.

Висновки. З огляду на велику інформаційну насиченість методу АЕ, що показано на прикладі генезису пісковиків, є доцільним і виправданим використання цього методу для здійснення неруйнівного контролю структури зцементованих осадових дрібнозернистих пісковиків із гранулярною пористістю з точки зору розвитку теорії деформації геологічного середовища, утворення і розповсюдження тріщин, відновлення полів механічних напружень (стиск-розтяг) тощо. До очевидних переваг геологічного застосування методу АЕ можна віднести наступне: встановлення інтегральних змін напружено-деформаційного стану, які відображаються через структурно-текстурні особливості зразків порід, їх флюїдонасиченість, ієрархічну структуру тріщиноутворення та ін.; а також виразну кореляцію амплітуд АЕ з рівнями тектонофацій.

1. Абрахимов М.З. Роль физико-химических процессов в развитии межзерновой деструкции в силикатных горных породах: Автореф. дис. к.геол.-мин. наук. – М., 1988. 2. Александров К.С., Продайвода Г.Т. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород. – Н., 2000. 3. Астафьев С.В., Шилько Е.В., Ружин В.В., Псахье С.Г. Исследование влияния напряженного состояния на отклик границ раздела блоков в геологических средах при динамических воздействиях // Геология и

геофизика. – 2008. – Т. 49, № 1. – С. 67–77. 4. Безродний Д.А., Шабатура О.В., Ляшенко О.В., Велешук В.П. та ін. Акустична емісія в гетерозернистих плагіогранітах при неоднорідному термічному впливі // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2007. – Вип. 41. – С. 37–39. 5. Беспалько А.А., Гольд Р.М., Яворович Л.В., Дацко Д.И. Влияние текстурных особенностей образцов алевролита на параметры электромагнитного сигнала при акустическом возбуждении // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2002. №2. – С.27–31. 6. Беспалько А.А., Хорсов Н.Н. Аппаратурный комплекс для исследования напряженно-деформированного состояния горных пород в шахтах // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли: Труды Международной конференции. – Новосибирск. 2004. – С. 210–213. 7. Вижева С.А. Геофизичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. – К., 2004. 8. Іпатенко С.П., Іпатенко А.С. Новое о физике Земли (Начала геонии). – К., 2002. 9. Качарян Г.Т., Сливак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М., 2003. 10. Кузнецов О.Л., Симкин О.Л., Чилингар Дж. Физические основы вибрационного и акустического воздействий на нефтегазовые пласты. М.: Мир, 2001. – 260 с. 11. Лукієнко О.І. Структурна геологія. – К., 2008. 12. Маслов Б.П., Продайвода Г.Т., Вижева С.А. Новый метод математического моделирования процессов разрушения в литосфере // Геоинформатика. 2006, №3, с.53–61. 13. Павлишин В.І., Матковский О.І., Довгий С.О. Генезис минералов. – К., 2003. 14. Продайвода Г.Т., Вижева С.А., Куликов О.А. Пружні постійні і анізотропія об'ємних пружних хвиль пісковиків // Вісник КУ Вісник. 1995. №13. с.38–54. 15. Продайвода Г.Т., Маслов Б.П., Вижева С.А. Акустопругіе ефекти в мікротрещиноватой геологической среде // Геофизический журнал, 2001, т. 23, № 5, с. 92–100. 16. Савич А.И., Коптев В.И. Изучения напряженного состояния пород сейсмоакустическими методами // Физика Земли, 1991, № 9, с. 60 – 72. 17. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. Наука, М., 1987, 100 с. 18. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с. 19. Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В., Гожик А.П., Шабатура О.В. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання : Довідник-навч. посібник. – К., 2003. 20. Томилині Н.Г., Дамаскинська Е.Е., Павлова П.И. Статистическая кинетика разрушения горных пород и прогноз сейсмических явлений // Физика твердого тела, 2005, Том 47, Вып. 5. С.955–959. 21. Томилині Н.Г., Куксенко В.С. Иерархическая модель разрушения горных пород. Науки о Земле: Физика и механика геоматериалов, Вузовская книга, М., 2002, с.116. 22. Хисматуллин Р.К. Динамика напряженно-деформированного состояния горной породы при разных типах насыщенности // Нефтегазовое дело, 2006. С. 1–14. 23. Шкуратник В.Л., Вознесенский А.С., Набатов В.В., Вильямов С.В. Об идентификации генотипов горных пород по их акустомиссионному отклику на термическое воздействие // Наукові праці УкрНДМІ НАН України. №5, Ч.1, 2009, С.225–233. 24. Bogomolov L.M., il'ichev P.V., Novikov V.A. et al. AE response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V.47. N.1. P. 65–72.

Надійшла до редколегії 28.05.09

В. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
В. Колісниченко, канд. геол.-мінералог. наук, В. Мальяр, асп.

ГЛИНИСТІСТЬ ПОРІД КАРТАМИШСЬКОЇ СВІТИ КОБЗІВСЬКОГО ГКР ТА ЇЇ ВПЛИВ НА КОЛЕКТОРСЬКІ ВЛАСТИВОСТІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії О-ром геол.-наук, проф. О.М. Карпенком)

На основі лабораторних досліджень керна та геофізичних досліджень свердловин вивчається вплив глинистості на фільтраційно-ємнісні та промислові властивості порід картамишської світи Кобзівського ГКР. Описані моделі типу "Керн-ГДС" для встановлення значення глинистості досліджуваних відкладів за методом ГГ. Зроблені відповідні висновки щодо кореляційних зв'язків між ємнісними властивостями та параметрами глинистості порід-колекторів картамишської світи Кобзівського родовища.

On the basis of laboratory investigation the core and well logging influence of clayiness is probed on lauter-capacity properties of rocks kartamishs sedimentary complex Kobzivske deposit. The models of type "Core-Log" for establishment of value clayiness after the method Gamma Ray the investigation deposits are described. The proper conclusions to correlation connections between capacity properties and parameters of clayiness reservoirs rocks kartamishs sedimentary complex of Kobzivske deposit are done.

Вступ. Ефективна розробка покладів вуглеводнів і подальший підрахунок запасів неможливі без уявлення про геологічну будову родовища та фільтраційно-ємнісні властивості порід (ФЕВ). Останні десятиліття відзначаються бурхливим розвитком досліджень в області об'ємного геологічного моделювання. В цей період суттєво збільшились можливості сейсмічних методів завдяки застосуванню тривимірної сейсморозвідки та сучасних методів вертикального сейсмічного профілювання. Проте, застосування лише даних сейсморозвідки

при вирішенні задач побудови моделей прогнозних параметрів геологічного середовища може призвести до неоднозначних результатів. Тому, з метою підвищення надійності та достовірності результатів нафтогазорозвідувальних робіт на сучасному етапі найбільш ефективною є методика та технологія комплексної багатотакторної інтерпретації матеріалів сейсморозвідки, геофізичних досліджень в свердловинах, лабораторного аналізу керна, результатів буріння та ін. Як показує світовий досвід, на основі сформованої комплексної фізи-

ко-геологічної моделі родовища можна за багатовимірними геолого-геофізичними характеристиками не тільки виявити контури покладу вуглеводнів у рамках площ вивчення, але, за наявності даних промислової геофізики, виконати з достатнім ступенем достовірності кількісну оцінку характеру зміни різних прогнозних параметрів, які визначають колекторські властивості порід, ступінь нафтогазонасиченості та дати оцінку прогнозних ресурсів вуглеводнів (ВВ) в надрах [1].

Отже, фільтраційно-ємнісні властивості порід, отримані на основі обробки та інтерпретації даних промислової геофізики є основою для подальшого прогнозування колекторських властивостей за даними 3D сейсморозвідки, створення геологічної, динамічної моделі родовища та підрахунку запасів вуглеводнів.

В основу рішення задач класифікації, пов'язаних з виділенням колектора та встановлення його нафтогазонасиченості за даними ГДС, покладена геофізична характеристика пласта та її зв'язок з петрофізичними властивостями, тобто визначення зв'язків між зареєстрованими каротажними даними та колекторськими властивостями порід (пористість, глинистість, проникність та ін.), визначеними за результатами лабораторних досліджень керну. Комплексна кількісна інтерпретація даних промислової геофізики, включаючи дані випробування, дає змогу встановити граничні значення (кількісні критерії) колекторських властивостей (коефіцієнтів пористості $K_{п.гр.}$, проникності $K_{п.гр.}$, об'ємної глинистості $K_{гн.гр.}$, відносної глинистості $\eta_{гн.гр.}$, нафто-газонасиченості $K_{н.гр.}$) або відповідних геофізичних параметрів (інтервального часу $\Delta t_{гр.}$, подвійного різницевого параметру по гама-каротажу $\Gamma K \Delta I_{\gamma.гр.}$ та нейтронному гама-каротажу $\text{НГК} \Delta I_{пн.гр.}$, відносній амплітуді потенціалів самочинної поляризації $\text{ПС} \alpha_{пс.гр.}$, питомого опору пласта $\rho_{п.гр.}$) для досліджуваних порід [8].

Саме така необхідність, кондиційне визначення петрофізичних зв'язків, кількісних критеріїв і ФЄВ за свердловинними даними, є актуальною та необхідною задачею для тонкошаруватих порід-колекторів картамишської світи Кобзівського газоконденсатного родовища (ГКР).

Об'єкт досліджень. Родовище розташоване на території Красноградського та Кегичівського районів Харківської області. В тектонічному відношенні знаходиться в межах центрального грабену Дніпрово-Донецької западини. Власне структура є західним елементом Кобзівсько-Мечебилівського антиклінального валу, по осі якого умовно трасується границя між південною прибортовою зоною та центральним грабеном у східній частині ДДЗ. На родовищі пробурені понад 70 пошукових, розвідувальних і експлуатаційних свердловин. Кобзівське ГКР – багатопластове родовище в теригенних відкладах P_1nk , P_1kt-C_3kt , що розташоване на валоподібному схилі між Октябрьським і Кегичівським підняттями з плямовим розповсюдженням колекторів у продуктивних горизонтах, де знаходяться літологічно-обмежені та літологічно-екрановані пастки. Продуктивна товща представлена теригенними піщано-глинистими утвореннями, колекторами є пісковики та алевроліти різної пористості та глинистості.

Мета статті. Фільтраційно-ємнісні, електричні властивості, пружні параметри та багато інших фізичних та петрофізичних властивостей порід, що вивчаються геофізичними методами досліджень, залежать не лише від пористості та мінералогічного складу скелету породи, а й значною мірою від вмісту глинистих мінералів, їх складу, властивостей та розподілу в поровому просторі. За відсутності, або незначному вмісті в колекторі карбонатного, силікатного чи залізистого цементу, що характерно відкладам картамишської світи Кобзівського ГКР, вміст гли-

нистого матеріалу являється одним із вирішальних факторів при розділенні порід на колектори та неколектори, а колектори на пласти з різними ФЄВ. Тому представлено робота присвячена саме дослідженню впливу глинистості на колекторські властивості порід картамишської світи Кобзівського ГКР, адже з зміною вмісту глини у поріді-колекторі закономірно змінюються відкрита пористість, проникність, флюїдонасиченість та ін. Глинистість являється одним із основних факторів, що визначають можливість породи бути промисловим колектором.

Теоретичні відомості. Для характеристики вмісту глинистого матеріалу в породи використовують параметри вагової $C_{гн.}$, об'ємної $K_{гн.}$ та відносно $\eta_{гн.}$ глинистості.

Вагова, або гранулометрична, глинистість $C_{гн.}$ теригенних порід характеризується вмістом у мінеральному скелеті породи часток із ефективним діаметром <10 мкм.

Коефіцієнт об'ємної глинистості $K_{гн.}$ характеризує відношення об'єму глинистого матеріалу до всього об'єму породи, включаючи об'єм пор. При рівній (близькій) мінералогічній щільності глинистої фракції та скелету $\delta_{ск} = \delta_{гн.}$, $K_{гн.}$ розраховують наступним чином:

$$K_{гн.} = C_{гн.} (1 - K_n) \quad (3)$$

Відносна глинистість $\eta_{гн.}$ характеризує ступінь заповнення глинистим матеріалом простору між скелетними зернами:

$$\eta_{гн.} = \frac{K_{гн.}}{K_{гн.} + K_n} \quad (4)$$

Отже, для ефективного врахування впливу глинистості порід-колекторів на значення ФЄВ, коректного визначення петрофізичних рівнянь і констант, що входять в ці рівняння, необхідні відомості про глинистість, яка зазвичай отримана при гранулометричному аналізі ($C_{гн.}$).

Результати досліджень. Визначення глинистості піщано-алевролітових колекторів картамишської світи проводилось у лабораторії УкрНДІГаз методом відмучування після диспергації зразків шляхом попереднього руйнування, замочування, механічної та термічної дії. Хоча дослідження виконані для 42 зразків піщаних і алевролітичних порід, що відібрані з різних свердловин, діапазон зміни вагової глинистості доволі вузький, $C_{гн.}$ змінюється від 5,5 до 18,4 %. Це зумовлює зменшення надійності побудованих петрофізичних зв'язків для глинистих порід, але є достатнім для діапазону порід-колекторів.

Насамперед, для визначення глинистості за даними ГДС нами було виконано співставлення $C_{гн.}$ та $K_{гн.}$ з подвійним різницевою параметром по кривій $\Gamma K - \Delta I_{\gamma}$ [3]. Рівняння регресії для пластів, які за даними лабораторних досліджень та ΓK відносяться до помірно глинистих має наступний вид:

$$C_{гн.} = 0,408 \cdot \Delta I_{\gamma} + 0,060; r = 0,87 \quad (5)$$

$$K_{гн.} = 0,300 \cdot \Delta I_{\gamma} + 0,060; r = 0,903. \quad (6)$$

Як видно з рівнянь (5) та (6), кращий зв'язок ΔI_{γ} відмічається з коефіцієнтом об'ємної глинистості, це зумовлено тим, що зареєстровані криві ΓK характеризують об'єм породи загалом (включаючи поровий простір). Тому, для практичного визначення глинистості порід-колекторів картамишських відкладів Кобзівського ГКР рекомендується рівняння (6), тоді як рівняння (5) нами використане при співставленні з теоретичними класичними співвідношеннями [6, 9] (рис. 1).

Зв'язок вагової глинистості $C_{гн.}$ з параметром ΔI_{γ} вивчався багатьма дослідниками. При побудові лінійної геоакустичної моделі (ЛГАМ) за свердловинним даним, у яку входить компонентний склад породи, для відкладів ДДЗ зазвичай використовують рівняння В.В. Ларіонова [6], яке описує дану залежність поліномом другого порядку (рис. 1). На рис. 1 нанесені значення $C_{гн.}$ дослі-

джуваних взірців керну після ув'язки з каротажними даними та відповідні їм значення ΔI_γ . Хоча поліном за Ларіоновим має перевагу в тому, що компонента глинистості змінюється від 0 до 1, тобто охоплює весь можливий діапазон зміни $C_{гн}$, з лабораторними дослідженнями краще корелюється рівняння (5) $r=0,87$, та використовувати його доцільно лише в діапазоні ΔI_γ від 0 до 0,4–0,45, що охоплює значення в породах-колекторах, але недостатньо для розрахунку компонентного складу по-

рід і побудови ЛГАМ. З цією ціллю доцільно використовувати рівняння за М.М. Еланським [9]:

$$\Delta I_\gamma = A_2 \sqrt{\frac{1}{A_1} (C_{гн} - C_{гн}^{\min})}, \quad (7)$$

при константах $A_1=0,7$, $A_2=1,5$ рівняння (7) має коефіцієнт кореляції з керновими даними $r=0,84$.

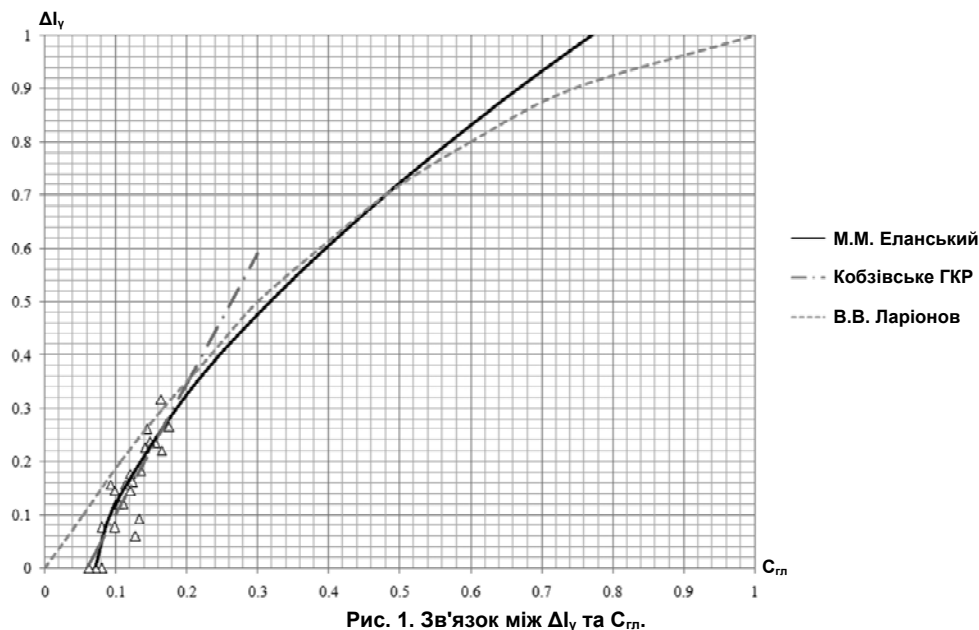


Рис. 1. Зв'язок між ΔI_γ та $C_{гн}$.

Дослідження зв'язку між пористістю та глинистістю. Пористість матриці М ($M = K_n + K_{гн}$) [4, 5], або так звана максимальна величина міжскелетного простору $K_{п.ск}$, характеризує співвідношення об'єму між зернами скелетної фракції до загального об'єму породи. При відсутності глинистого цементу пористість $K_n = K_{п.ск}$, в протилежному випадку $K_n = K_{п.ск} - K_{гн}$ [2]. Підставивши рівняння (3) отримаємо:

$$K_n = \frac{K_{п.ск} - C_{гн}}{1 - C_{гн}}. \quad (8)$$

З рівнянь (3) та (4) випливає:

$$K_n = \frac{C_{гн}(1 - \eta_{гн})}{C_{гн} + \eta_{гн} - \eta_{гн} \cdot C_{гн}}. \quad (9)$$

Залежність коефіцієнта пористості від вагової глинистості графічно представлена на рис. 2а, з шифром кривих $K_{п.ск} = \text{const}$ та $\eta_{гн} = \text{const}$, відповідно рівнянь (8) та (9), чорними трикутниками позначено кернові взірці з $K_{пр} < 0,27 (K_{пр.гр.})$. При цьому зв'язок $K_n = f(C_{гн})$ за керновими даними, без врахування $K_{п.ск}$ чи $\eta_{гн}$ доволі слабкий, $r=0,74$. Не набагато кращий коефіцієнт кореляції отриманий при співставленні K_n з $K_{гн}$, $r=0,78$. Кращий результат був отриманий для параметру вагової глинистості, при співставленні з пористістю $r=0,914$ (рис. 2б).

Одним із основних параметрів, що характеризує фільтраційні властивості породи є коефіцієнт проникності $K_{пр}$, який впливає з лінійного закону фільтрації Дарсі, та характеризує здатність гірських порід-колекторів пропускати через себе флюїд при наявності градієнту тиску [4]. Відзначається тісний зв'язок при співставленні $K_{пр}$ із коефіцієнтом залишкового водонасичення $K_{зв}$, отримані на більш повній вибірці досліджених зразків ($n=98$, $r=0,956$). Нажаль, оцінити $K_{зв}$ для порід-колекторів картамишської світи Кобзівського ГКР за виконаним комплексом ГДС практично неможливо, зокре-

ма це пов'язано із відсутністю даних ЯМК. При співставленні $K_{пр}$ з $C_{гн}$, $K_{гн}$ та $\eta_{гн}$ за керновими даними отримані наступні коефіцієнти кореляції, відповідно: 0,8; 0,822; 0,895. Кращий зв'язок відносної глинистості з коефіцієнтом проникності можна пояснити виходячи з міркувань, описаних в статті О.М. Карпенка та Д.Д. Федоришина [5], в якій автори пов'язують пористість глинистої компоненти ($K_{п.гн}$), від якої залежить здатність цементу утримувати воду, саме з $\eta_{гн}$.

Труднощі при вивченні зв'язків ФЄВ порід картамишської світи Кобзівського ГКР з отриманими дебітами вносять той факт, що випробування свердловин у експлуатаційній колоні здебільшого проводилось завдяки спуску фільтру. Це зумовлено геологічними та економічними умовами. Не отримання промислового припливу газу на ранньому етапі пошуково-розвідувальних робіт на початку 70-х рр у св. 4 (перфорація об'єктів) і його отримання в перших свердловинах, пробурених на теперішньому етапі розвідки (початок тисячоліття) – св. 10, 20 (фільтр) з подібних за даними ГДС пластів, пояснюються саме відмінністю в способі розкриття об'єктів. Значна кількість порід-колекторів у інтервалі фільтру (яка по деяких свердловинах досягала 12–14) зумовила те, що однозначно виявити вклад окремого колектора (із власними ФЄВ) практично неможливо. Отже, вибірку по випробуванням свердловин довелося фільтрувати наступним чином: насамперед відбирались свердловини, в інтервал фільтру яких входить один продуктивний колектор за матеріалами інтерпретації ГДС, або такий пласт відмічався єдиним працюючим за ГДС контролем (крива термокаротажу ТК), такі пласти переважно припадають на основний газоносний горизонт родовища Гб² та відзначаються найкращими дебітами (ліва частина точок на рис. 3); вибірка доповнювалась свердловинами, в інтервал фільтру яких входять декілька продуктивних пластів за ГДС, а працю-

ючих пластів за ТК налічувалось від 2 до 4 з близькими ФСВ. Колекторські властивості для таких випадків брались середніми серед працюючих інтервалів, а значення

дебіту при випробуванні з діаметром штуцера 9, або найближчому до нього. Це могло спричинити підвищену дисперсію на правій частині точок рис. 3.

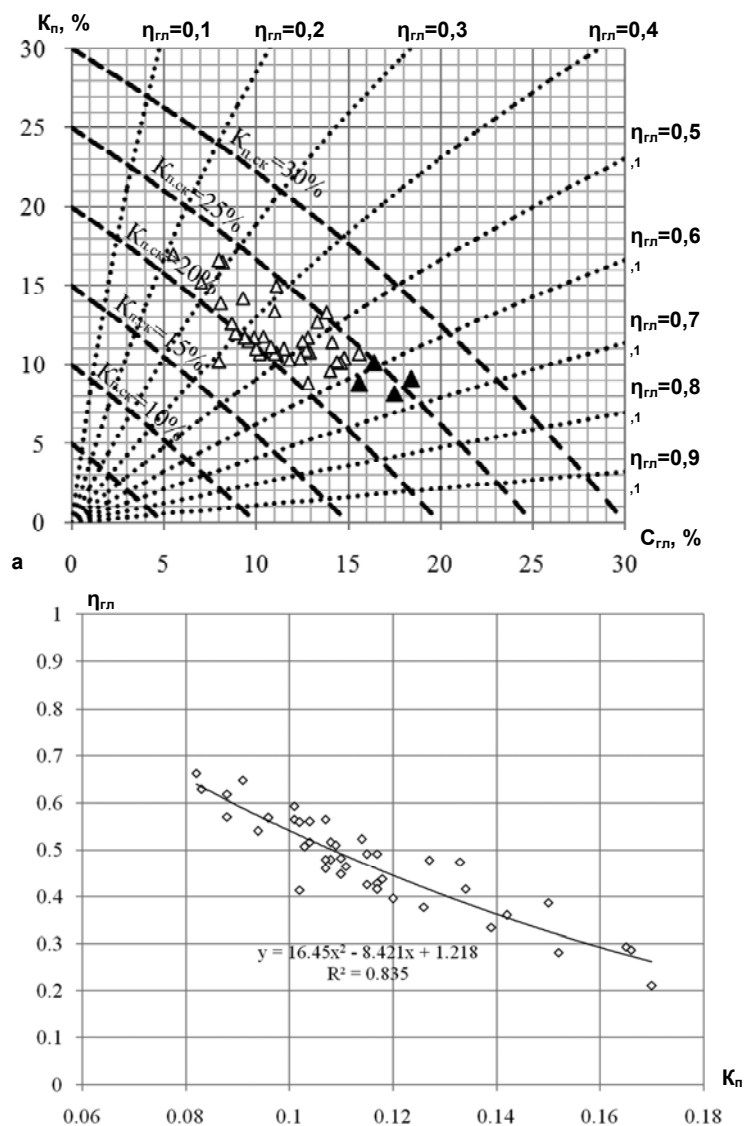


Рис. 2. Співставлення коефіцієнта пористості K_p з $C_{гп}$ (а) та $\eta_{гп}$ (б)

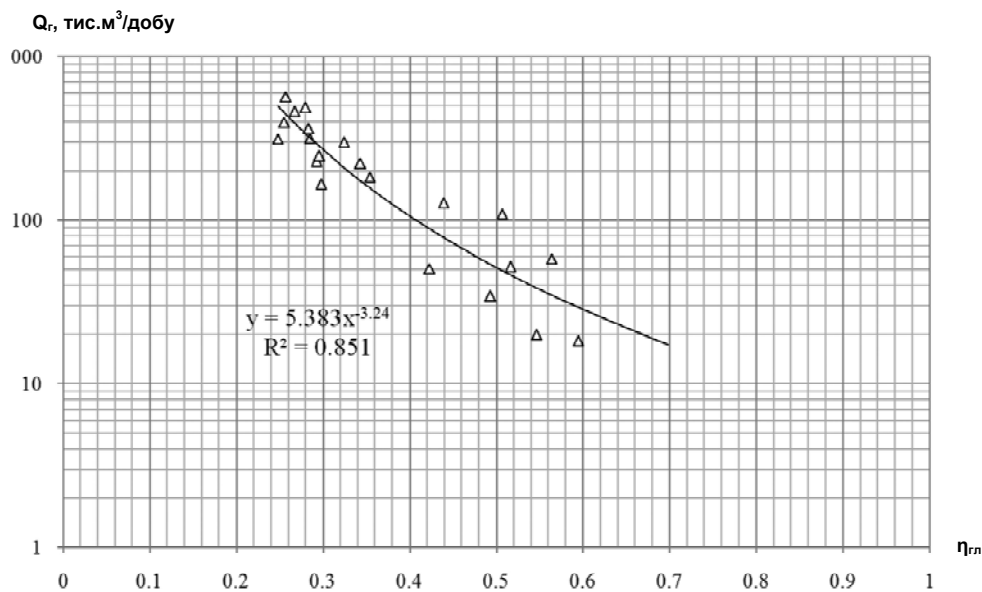


Рис. 3. Співставлення $\eta_{гп}$ з дебітами свердловин

При аналізі сформованої вибірки тісний кореляційний зв'язок дебітів газу (Q_r) відзначається з параметрами K_n ($r=0,931$) та $\eta_{гн}$ ($r=0,923$), при цьому K_n розраховано за даними ГДС на основі встановлених багатовимірних рівнянь, що описують зв'язок типу "Керн-ГДС" між пористістю визначеною за керном та геофізичними параметрами (Δt , ΔI_v та ΔI_{nv}), а $\eta_{гн}$ за рівняннями (6) та (4).

Висновки. Отже, із трьох параметрів, що характеризують вміст глинистого матеріалу в породі, для тонкошаруватих порід-колекторів картамишської світи Кобзівського ГКР з фільтраційно-ємнісними та промисловими параметрами найкраще пов'язаний коефіцієнт відносної глинистості. Він є більш цінним ніж $S_{гн}$ чи $K_{гн}$ при розподілі порід на колектори та неколектори, адже має кращий зв'язок із проникністю та результатами випробування. Слід відзначити цінність карт $\eta_{гн}$ побудованих за даними 3D сейсморозвідки та промислової геофізики при прогнозуванні зон розповсюдження колекторів на етапі дорозвідки та розробки родовищ в картамишських відкладах. Проведений аналіз таких робіт вказав на однакову достовірність прогнозних карт K_n та $\eta_{гн}$

($\omega=68\%$), по відношенню до даних по 46 свердловинах, закладених на основі даного прогнозу [7]. Загалом більше 90 % свердловин закладених на основі цих карт розкрили поклади газу.

1. Ампилов Ю.П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. – М., 2008. 2. Вендельштейн Б.Ю. Исследование разрезов нефтяных и газовых скважин методом собственных потенциалов. – М., 1966. 3. Дахнов В.М. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. – М., 1972. 4. Добрынин В.М., Вендельштейн Б.Ю., Кожевников Д.А. Петрофизика: Физика горных пород. – М., 2004. 5. Карпенко О.М., Федоришин Д.Д. Статистическая модель залишкового водо насичення порід-колекторів нафти і газу. – К., 2005. – С. 42–47. 6. Ларионов В.В. Радиометрия скважин. – М., 1969. 7. Малай В.О., Колісниченко В.Г. Возможности современной 3D сейсморозвідки при прогнозуванні ФСВ колекторів на прикладі тонкошаруватих порід картамишської світи // Современные методы сейсморозведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур: Матер. міжнар. наук.-практ. конф. – Феодосия, 2010. 8. Петерсилье В.И., Пороскуна В.И., Яценко Г.Г. Методические рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом. – М.-Тверь, 2003. 9. Элланский М.М., Еникеев Б.Н. Использование многомерных связей в нефтегазовой геологии. – М., 1991.

Надійшла до редколегії 23.02.11

УДК 553.8:551.71/72(477.62/64)

П. Пігулевський, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

ЗАЛЕЖНІСТЬ РОЗТАШУВАННЯ МЕТАЛОГЕНІЧНИХ ЗОН ВІД БУДОВИ НИЗІВ ЗЕМНОЇ КОРИ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ УЩ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-наук, проф. В.А. Михайловим)

Розглянуті закономірності розташування Дніпровської та Приазовської металогенічних областей, Криворізько-Кременчуцької та Оріхівсько-Павлоградської металогенічних зон у зв'язку з глибинною будовою південно-східної частини УЩ на зрізі 30 км. Наведена їх коротка характеристика. Показано розвиток перидотитової, базальтової, діоритової, кварцево-діоритової, гранодіоритової, гранітної, гранулітової, діафторованої гранулітової, габро-еклогітової, габросієнітової верств, зроблено висновок про зміщення на глибині основних розломів південно-східної частини УЩ.

Brief performance Dneprovsk and Priazov metallogenic fields, Krivorozhsko-Kremenchug and Orehovo-Pavlograd metallogenic zones is shown. The legitimacies of their intercoupling with plutonic constitution of the southeast part of Ukrainian Shield on depth 30 km are reviewed. The progressing granulite, gabbro-eclogite, peridotite, diorite, granite, granule, outlines mantle plum is shown, the conclusion about offset on depth of main faults of the southeast part of Ukrainian Shield is drawn.

Вступ. Проблема причин та механізму тектонічних, магматичних і метаморфічних процесів, становлячи теоретичний інтерес, одночасно має велике практичне значення, оскільки з ендеогенними процесами зв'язана переважна група корисних копалин або у своєму генезисі, або в умовах свого залягання.

За останнє десятиліття у результаті послідовних геофізичних, геологічних та геохімічних досліджень наші знання про будову земних надр зазнають еволюційних змін. На зміну статистичній моделі, відповідно до якої земна кора, розділена на осадові, "гранітний", "діоритовий" і "базальтовий" шари, що міняє свою товщину від місця до місця відповідно до денного рельєфу та поверхні мантиї (розділа Мохоровичича), що її підстилає. Ми припускаємо тепер, що основа речовини глибоких шарів створюється в результаті фізико-хімічних та метаморфічних процесів, які лише доповнюються процесами впровадження магматичного матеріалу з мантиї, а також процесами місцевого плавлення в земній корі. Тому вивчення глибинної будови земної кори та верхньої мантиї є однією з актуальних проблем сучасної геофізики та геології. Побудова комплексної обґрунтованої не тільки геофізичними методами, але і геохімічними, петрографічними дослідженнями коректної геологічної моделі будови земної кори на протязі чимало років будоражить думку багатьох фахівців геологічної науки. Дослідження в цьому напрямку почали активно розвиватися впродовж останніх 35–40 років в першу чергу шляхом створення моделей за даними глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), обмінних хвиль землетрусів (МОХЗ) і

методу спільної глибинної точки (СГТ), магнітнотелуричного зондування (МТЗ) та магнітоваріаційного профілювання (МВП), петрогустинного і петромагнітного моделювання та вивчення теплового потоку Землі. Незважаючи на їх різномасштабність та різноглибинність кожний із застосованих методів вносить немаловажний вклад у зміст комплексної геофізичної моделі Українського щита (УЩ) по встановленню закономірностей розвитку різномірних структур земної кори та верхньої мантиї. Створення такої моделі і насичення її геолого-петрологічними даними дозволяє не тільки одержати нові відомості про літосферу, але й виявити загальні закономірності глибинної будови окремих перспективних регіонів, зрозуміти процеси утворення і закономірності розташування родовищ корисних копалин.

Всебічно обґрунтована 3–D геолого-геофізична модель була створена для однієї з найбільш перспективної на пошуки різних корисних копалин південно-східної частини УЩ – Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків. Вона дала змогу отримати не тільки нові дані про геологічну будову верхньої частини літосфери регіону, але й виявити загальні закономірності формування і розміщення родовищ корисних копалин.

В статті викладені деякі аспекти зв'язку розташування корисних копалин з петрологією нижньої частини земної кори на прикладі Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків південно-східної частини УЩ та відповідних їм металогенічних областей.

Короткий огляд стану питання. Вивчення особливостей будови літосфери УЩ здійснюється переважно

шляхом створення комплексних геолого-геофізичних моделей різноглибинних структур. При цьому велике значення приділяється гравітаційному моделюванню, так як густинний параметр має найбільш тісний зв'язок з речовинним складом порід земної кори та верхньої мантії. Закономірності, котрі отримані при побудові петрогустинних моделей для різних типів структур і блоків, були широко використані багатьма дослідниками (А.В. Чекунов, В.Б. Бур'янов, Є.Б. Глевасский, Г.Я. Голіздра, В.В. Гордієнко, В.М. Козленко, С.С. Красовський, Ю.П. Оровецкий, П.Г. Пігулевський та ін.) при різноманітних тектонічних та геодинамічних побудовах [7].

В 80-і – 90-і рр [4; 7] минулого століття гравітаційне моделювання було виконане вздовж усіх профілів ГСЗ у масштабах 1:500 000 і 1:200 000 у двох та тримірних варіантах з детальним врахуванням густинних неоднорідностей у смузі 50–100 км по обидві сторони від профілів (В.І. Старостенко, А.В. Чекунов, В.Б. Бур'янів, Г.Я. Голіздра, В.В. Гордієнко, В.М. Козленко, С.С. Красовський, П.Г. Пігулевський та ін.). При цьому сумлінно моделювалася верхня частина консолідованої кори, де швидкісні характеристики окремих блоків досить диференційовані, а дані про густину порід отримані по зразках з відслонень і свердловин. Гравітаційне моделювання дозволило (в зв'язку з його більш високою здатністю розчленування розрізу, ніж у методу ГСЗ і навіть СГТ) більш ретельно вивчити літологію верхньої частини земної кори. Пояснюється це тим, що глибше 10–15 км (у багатьох блоках – це сейсмічна границя K_2) швидкісна характеристика розрізу стає менш диференційованою, тому модель земної кори при гравітаційному моделюванні представляється більш генералізованою. В зв'язку з цим на протязі останніх десятиліть не менш важливе значення при диференціації глибинних верств земної кори приділяється і даним інтерпретації векторів та кривих МТЗ [7].

Спираючись на мережу профілів ГСЗ і площинні гравіметричні зйомки в останні роки для окремих регіонів УЩ виконано розрахунок об'ємних геогустинних моделей земної кори, що дозволило виявити і простежити зміни структурних планів різних границь розділів в земній кори.

За матеріалами сейсмометрії, гравіметрії, магнітометрії та теплового потоку С.С. Красовським, І.К. Пашкевич, Р.І. Кутасом, В.Б. Соллогубом, В.І. Старостенка й ін. під керівництвом О.В. Чекунова [10] була складена схема геофізичних неоднорідностей кори літосфери південно-західної частини Східно-Європейської платформи. Вона є синтезом кількісної та якісної інтерпретації комплексу геолого-геофізичних даних. Нерівномірна мережа профілів ГСЗ і неоднозначність вирішення обернених задач геофізики та дефіцит геолого-петрологічної і геофізичної інформації дозволила авторам показати тільки щільнісні неоднорідності, що відповідають областям аномальних відхилень від стандартної залежності $\sigma=f(V)$; глибинні магнітні неоднорідності у виді проекцій магнітоактивних тіл на земну поверхню. Ця модель дала можливість побудувати схеми потужності "гранітної", "діоритової" та "базальтової" верств та розчленувати УЩ на блоки і регіональні структури з різними типами земної кори. Виконане в роботі зіставлення показує, що співвідношення потужностей верств кори корелюється як з областями розвитку окремих метаморфічних комплексів, так і ступенем поширення магматичних комплексів глибинного походження.

Автори "Комплексної металогенічної карти України" [1] в основу металогенічного районування поклали підрозділи щита на архейські кратони та протерозойські рухливі пояси із середньопротерозойськими зонами активізації та рифтогенезу. В даній роботі віддається

перевага розломно-блокової структурі УЩ, тому що саме зони розломів – зсуви, насуви і розсуви – є головними провідниками й акумуляторами магматичних розплавів і рудних розчинів, а "просторова нерівномірність розривоутворення знаходить висвітлення в поперечній зональності й поздовжній дискретності розподілу магматизму та зруденіння в металогенічних зонах.

Побудована з використанням результатів переінтерпретації сейсмічних матеріалів уздовж геотраверсів і профілів ГСЗ та даних петрофізичних досліджень тривимірна густинна модель УЩ [3] дала змогу отримати нові дані стосовно розподілу густини в об'ємі земної кори. Встановлено особливості її розподілу в земній корі кожного мегаблоку, зони поширення коромантіїної суміші, а також розраховано мантіїну складову гравітаційного ефекту. На підставі побудованої тривимірної густинної моделі обчислено потужності шарів земної кори – "гранітного", "діоритового" та "базальтового". Дані моделювання дали додаткову інформацію про диференціацію речовинного складу "діоритового" й "базальтового" шарів у межах кожного із прогнозованих типів кори. За співвідношенням потужностей шарів земної кори спрогнозовано речовинний склад глибинних блоків щита (визначено типи кори): на захід від трансрегіонального шва Херсон – Смоленськ поширені переважно базальтовий та лейко-базальтовий, а на схід – гранітно-діоритовий та діоритовий типи. Підтверджено закономірність зменшення основності порід на щиті із заходу на схід. Зменшення основності спостерігається і у шовних зонах: від базальтового і лейко-базальтового типів кори в Голованівській шовній зоні до лейко-базальтового та гранітно-діоритового в Криворізько-Кременчуцькій шовній зоні і діоритового в Оріхівсько-Павлоградській.

На основі аналізу комплексної тривимірної геофізичної моделі [9] і геологічних та металогенічних даних розглянутий зв'язок розміщення родовищ рудних корисних копалин різних генетичних типів з глибиною будовою кори і верхньої мантії УЩ.

В результаті авторам вдалося встановити, на їх погляд, ієрархічну співвідпорядкованість металогенічних субпровінцій і мантіїних неоднорідностей, металогенічних зон та рудних полів і корових неоднорідностей, включаючи зони розломів різного рангу і їх "деструктивні поля". Відзначено просторову приуроченість родовищ та рудопроводів кольорових, рідкісних і благородних металів до зон глибинних розломів, колізійних та шовних зон, границь мегаблоків з різним складом кори, особливостями рельєфу границь розділу в літосфері та шарі Голіцина-Гейка, геотермічних і геоелектричних аномалій. Пропонуються напрямки подальших поглиблених досліджень перебудови земної кори під впливом мантіїних процесів з метою встановлення нових більш детальних закономірностей формування і розміщення родовищ корисних копалин різних генетичних типів в межах окремих мегаблоків.

Закономірності розташування металогенічних зон залежно від будови низів земної кори. В межах УЩ виділяються металогенічні області (МО) і зони (МЗ), які характеризуються певним набором металевих корисних копалин [1; 2; 5; 6; 8]. Досліджена територія обіймає Дніпровську, Приазовську МО, Криворізько-Кременчуцьку та Оріхівсько-Павлоградську МЗ (рис. 1).

Найбільш поширеними під **Криворізько-Кременчуцькою металогенічною зоною** на зрізі 30 км є діоритова та кварцево-діоритова верства, яка повздовж зони з півночі на південь в субмеридіональному напрямку простежується на відстань до 200 км при ширині від 20 до 60 км і своїми західними і східними частинами заходить на площі відповідно Ігуло-Ігулецької МЗ та

Дніпровської МО. Південна частина зони на протязі 45 км складена діафторованими гранулітами та діоритами. В північній та центральній її частинах поширені тіла гранітів. Перше витягнуте в субмеридіональному напрямку на 60 км при максимальній ширині 27 км. Друге має овалоподібну форму, розміщене дещо на північ від зони Девладівського розлому, витягнуте в субшироному напрямку на 40 км при ширині 25 км. Повздовж

зони часто зустрічаються тіла габро. Одне з них виділене на півночі зони в районі правобережних магнітних аномалій, друге – в зоні стикування Криворізько-Кременчуцького розлому із Високопільською ЗКС. На цьому зрізі спостерігається зміщення Криворізько-Кременчуцького розлому на захід в південній та центральній частинах на 10–5 км, в північній – 3–5 км.

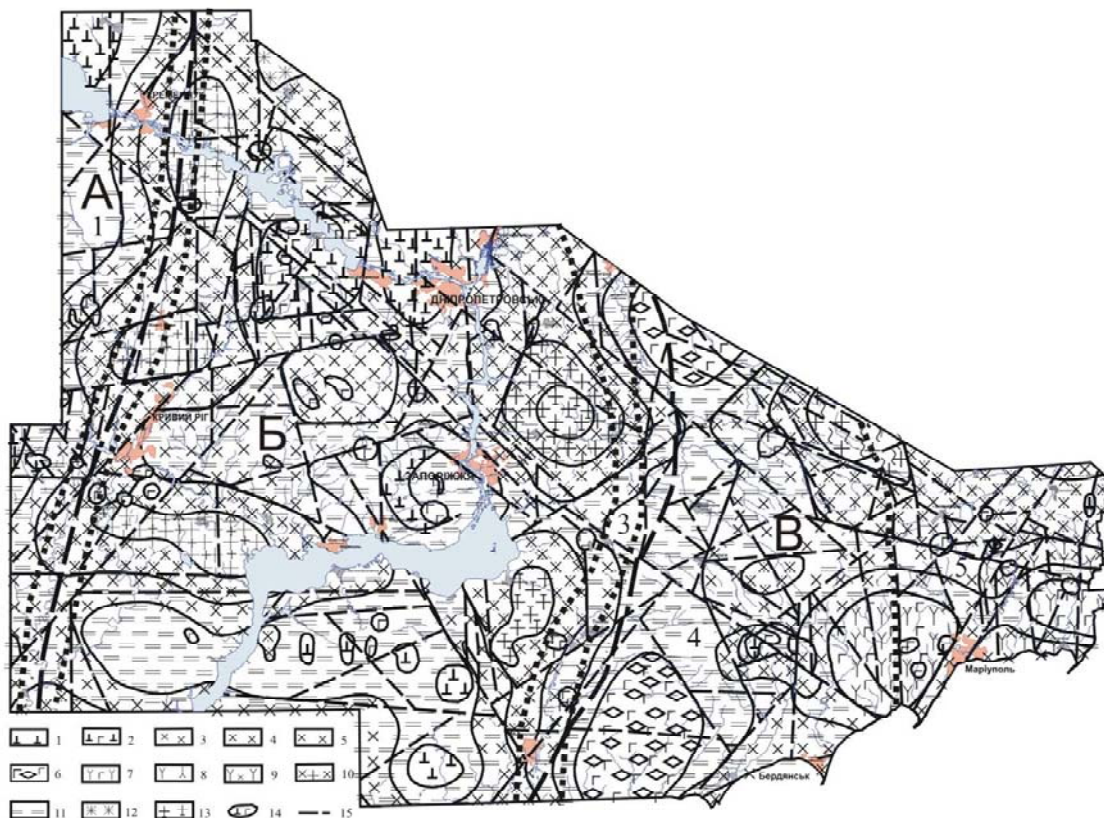


Рис. 1. Схема металогенічного районування та глибинної будови південно-східної частини Українського щита на зрізі 30 км.

Умовні позначки. Металогеогенні області: Криворізько-Інгuleцька – А; Дніпровська – Б; Приазовська – В.

Металогеогенні зони: Інгule-Інгuleцька – 1; Криворізько-Кременчуцька – 2; Орхівсько-Павлоградська – 3;

Західноприазовська – 4; Східноприазовська – 5. 1 – перидотити; 2 – габро-перидотити; 3 – діорити; 4 – діорити, кварцеві діорити; 5 – діафторовані грануліти, діорити; 6 – габро-еклогіти; 7 – габро-сієніти; 8 – переверстування нефелінових сієнітів та граносієнітів; 9 – сієніт-діорити; 10 – грано-діорити; 11 – грануліти; 12 – базальти; 13 – граніти; 14 – інтрузивні тіла; 15 – передбачувані розломи за МТЗ-даними та результатами моделювання гравітаційного поля

Криворізько-Кременчуцька МЗ приурочена до однойменної структури і в ній виділяються Криворізько-Кременчуцька та Інгuleцька підзони. Перша складена найбільш повним розрізом метаморфічних порід криворізької серії та глеуватської світи. Інтенсивна седиментація і метаморфічна диференціація речовини в сприятливих умовах обумовила формування крупних родовищ заліза, котрі утворюють Криворізько-Кременчуцький басейн. Характерні також зруденіння золота, міді, нікелю, кобальту, миш'яку, свинцю, молібдену, рідкісних металів, апатиту, амфібол-азбесту.

Під Інгule-Інгuleцькою металогенічною підзоною спостерігається розвиток перидотитів, гранулітів, діафторованих гранулітів і діоритів, габро, частково діоритів та кварцевих діоритів (рис. 1). Перидотити виділені в крайній північно-західній частині вивченої площі. Грануліти протягаються смугою північно-східного простягання в центральній і північно-західній частинах підзони шириною від 10 до 20 км на протязі 200 км. Діафторовані грануліти та діорити змієвидною смугою простежуються в північ-північно-східному напрямку повздовж всієї підзони. Ширина смуги коливається від 7 до 12 км. Тіла габро зустрі-

нуті в її центральній частині. Вона розбита різнонаправленими розривними порушеннями високих порядків.

Інгule-Інгuleцька металогенічна підзона складена метаморфічними утвореннями однойменної серії. В її межах поширені переважно бідні залізні руди, значний інтерес представляє мідне зруденіння, встановлені прояви нікелю, кобальту, скандію, золота, срібла, цинку, апатиту, наявні родовища графіту.

В **Дніпровській МО** найбільш інтенсивно проявилась архейська металогенічна епоха. Вона характеризується накопиченням залізних руд, нікелю, кобальту, кольорових і благородних металів в вулканогенних і осадово-вулканогенних утвореннях. З палеопротерозойською епохою пов'язано проявлення метасоматичних процесів, утворення пегматитів, мінералізації олова, молібдену, вісмуту та ін.

Під Дніпровською МО розвинуті перидотити, габро-перидотити, базальти, діорити та кварцеві діорити, гранодіорити, граніти, грануліти, діафторовані грануліти та діорити, габро (рис. 1).

Найбільш важливими металогенічними площами в межах області являються: Сурсько-Верхівцевсько-Чортотлицька, Конксько-Білозерська та Девладівська МЗ.

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

Під Сурсько-Верхівцевсько-Чортомлицькою МЗ поширені базальтова, діоритова, кварцево-діоритова, гранулітова верстви та тіла габро. Базальтова верства на півночі Верхівцевської ЗКС утворює кільцевидне тіло діаметром 45 км. Під Софіївською ЗКС розташоване овалоподібне тіло, котре витягнуте в субширотному напрямку і має розміри 45х30 км. Під Чортомлицькою РЗ розвинуті наступні верстви: діоритова, кварцево-діоритова, гранулітова, діафторовано-гранулітова, діоритова. Повздовж всієї зони зустрічаються тіла габро. Найбільшим поширенням вони користуються в її центральній та північній частинах.

Під генералізованою Конксько-Білозерською МЗ спостерігається розвиток перидотитової, діоритової, кварцево-діоритової, гранодіоритової, гранітної, гранулітової, діафторованої гранулітової верств. Власне під Білозерською ЗКС виділені два кільцевидні тіла перидотитів в північній та південній її частинах з діаметрами відповідно 10 і 16 км, які розміщені в площі розвитку гранулітів. На північ від Конкської ЗКС спостерігаємо кільцевоподібне тіло гранітів діаметром 22 км, яке, в свою чергу, розташоване в середині площі розвитку гранодіоритів (кільце діаметром 45 км). Площа розвитку гранодіоритів облямовується смугою діоритів та кварцевих діоритів шириною до 10 км. В північній частині зони виділені два невеликі тіла габро-перидотитів діаметром до 5 км.

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

Верхівцевська та Софіївська РЗ характеризуються багаточисельними рудопроявами золота, срібла, міді, нікелю, молібдену, вольфраму, заліза та ін.

В межах Чортомлицької РЗ виявлені родовища залізистих кварцитів, золота, рудопрояви молібдену, міді, хрому, свинцю, срібла.

Конксько-Білозерська МЗ охоплює Дерезоватську, Конкську та Білозерську РЗ. В їх межах встановлені родовища залізних руд. Виявлені багаточисельні рудопрояви молібдену, золота, срібла, міді, літію, рубідію, цезію, урану, торію, талько-магнезитів.

Слід зупинитись на виділених площах розвитку перидотитів. Найбільше тіло виділене в північній частині Дніпровської МО під Криничанською антиформою, котре витягнуте в північному напрямку на 40 км при ширині 25 км. Друге тіло перидотитів має серповидну форму з довжиною по дузі 40 км при ширині 10 км. Воно розташоване під Томаківською антиформою (Томаківським гравітаційним максимумом). Інші три тіла перидотитів овалоподібної форми розміром від 5х12,5 км розташовані під Самійлівською антиформою в її центрі і дещо на захід і схід від центру.

На зрізі 30 км Дніпровська МО розбита різнонаправленими розломами (рис. 1). Добре простежуються Дніпродзержинський, Хортицький та Конкський розломи. Зауважимо, що Девладівський та Бородаївський розломи не мають чіткого відображення.

Девладівська РЗ локалізується повздовж одноіменної субширотної зони розломів, по якій проходило впровадження нікеленосних ультрабазитів. Наявна можливість виявлення рудопоявів і родовищ платини.

Оріхівсько-Павлоградська МЗ обіймає площу одноїменних глибинних розломів, котрі розділяють Дніпровську та Приазовську МО. Вона складена утвореннями новопавлівської, каїнкулацької, вовчанської, терноватської, дем'янівської, новогорівської товщ, новопавлівським базит-ультрабазитовим, гранітоїдами новопа-

влівського ендербіт-тоналітового і шевченківського комплексів, лужними породами старобогданівського і, частково, малотерсянського комплексів.

Найбільшим поширенням під Оріхівсько-Павлоградською МЗ користується верства діафторованих гранулітів та діоритів, котра змієвидною смугою шириною 7 км простежується на всьому її протязі (рис. 1).

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

В східну частину зони заходять грануліти. Зауважимо деякі особливості. В північній частині зони (в межах вивченої площі) знаходиться вихід габро-еклогітів, в південній частині – діоритів. Тіла габро кільцевидної (в діаметрі 5–7,5 км) розвинуті в її центральній і південній частинах зони.

Північна частина зони характеризується наявністю багаточисельних рудопоявів заліза у зв'язку із залізисто-кварцит-гнейсовою формацією. Значний інтерес представляє розвиток порід гранітоїдної лужної формації (Малотерсянський масив), з яким зв'язані рудопояви ніобію, танталу, свинцю, літію, рідкісних земель, фосфору.

В середній частині Оріхівсько-Павлоградської МЗ розташовані декілька родовищ залізних руд: Васинівське, Терсянське, Північнотерсянське, Павлівське. На цій же площі відомі прояви мінералізації нікелю, кобальту, міді, свинцю.

Південна частина зони також спеціалізована в основному на залізо (Новопавлівське, Новоандріївське, Новоданилівське рудопояви заліза). Особливої уваги заслуговує Старобогданівський масив лужних порід із рудопоявами міді, свинцю, германію, цирконію та апатиту.

Приазовська МО охоплює площу одноіменного архейського гранулітового кратону на заході й область мезопротерозойської активізації на сході, котрі розділені Новопавлівсько-Володарським субмеридіональним глибинним розломом. Вона складена осадово-вулканогенними породами західноприазовської серії, вовчанської, драгунської, косівцівської, терноватської, новогорівської товщ; осипенківської та центральноприазовської серій; дібровської, гуляйпільської і садової світ. Рудонесними структурами в межах області являються лінійні зони тектоно-метасоматичної активізації, прирозломні грабен-синклінали, до яких приурочені пегматитові поля, лужні масиви центрального типу, масиви сублужних гранітів, міжкупольні прогини. В її межах виявлені родовища залізних руд, графіту, апатиту, танталу, ніобію, молібдену, вольфраму, рідкісних і рідкісноземельних металів, золота, урану, торію, флюориту.

Під Приазовською МО розвинуті гранулітова, діафторована гранулітова, діоритова, кварцево-діоритова, габро-еклогітова, габро-сієнітова верстви (рис. 1). Західноприазовська та Східноприазовська генералізовані МЗ мають певні відмінності. На північному заході та південному заході зони виділяються площі розвитку габро-еклогітової верстви.

Провідні типи зруденіння сформувалися в активізовані етапи розвитку УЩ у зв'язку із формуванням структур типу трогових западин, з процесами тектоно-магматичної і тектоно-метасоматичної активізації. Основними рудонесними та потенціально рудоносними геологічними формаціями являються: гранітоїдна лужна та сублужна, нефелінових і лужних сієнітів, лужно-ультраосновна, осадові і вулканогенно-осадкові формації.

Зруденіння в Приазовській МО сформувалось в різні металогенічні епохи. Архейська епоха виділяється залізонакопиченням, формуванням вуглецевміщуючих і високоглиноземистих товщ. З основними та ультраоснов-

ними інтрузивами – мінералізація нікелю, кобальту, міді. Палеопротерозойська епоха характеризується інтенсивним магматизмом, в тому числі сублужним і лужним, пегматитоутворенням, проявом кімберлітового та лампроїтового магматизму, широким розвитком метасоматичних процесів, накопиченням кольорових металів, флюориту, апатиту і др. Неопротерозойська епоха проявилась накопиченням флюориту, олова, літію, ніобію, цезію, вісмуту, молібдену, вольфраму, цинку і др. у зв'язку з формуванням гранітних масивів гранітної лужної формації.

За геолого-структурними особливостями і характеру металогенії область ділиться на дві частини, в яких виділені Західноприазовська та Східноприазовська генералізовані МЗ; Чернігівська, Сорокинська, Кальміуська МЗ; рудні та рудоносні зони – Дібровська, Шевченківсько-Федорівська, Олександрівська, Катеринівська, Кам'яногільська, Мангуська, Центральносорокинська, Гуляйпільська, Гайчурська, Корсацька і др.

Під Чернігівською та Гуляйпільською РЗ розвинута гранулітова верства. Звертає увагу та особливість, що під Мангуською РЗ розвинуті габро-сієніти (кільцевидне тіло діаметром ~ 45 км). Під Шевченківсько-Федорівською рідкіснометалевою РЗ виділено тіло габро овалоподібної форми розміром 7,5х15 км, яке витягнуте в північно-східному напрямку. Корсацька РЗ попадає в поле розвитку габро-еклогітів, які утворюють витягнуте в північно-східному напрямку тіло довжиною 55 км при ширині 40 км.

Чернігівська МЗ виділена в західному обрамленні Салтичанського блоку. Загальна її протяжність більше 50 км, ширина – 10. Характерною особливістю зони є наявність Новополтавського масиву ультраосновних лужних порід та карбонатитів з апатитовою та рідкіснометалевою мінералізаціями.

Сорокинська МЗ відповідає однойменній тектонічній зоні. В структурному відношенні – це накладена западина типу грабен-синкліналі, котра виповнена слабометаморфізованими утвореннями осипенківської серії і садової товщі. Під Сорокинською МЗ відзначимо розвиток діоритової, кварцево-діоритової верств. Широкий розвиток в її межах мають рідкіснометальні пегматити. Найбільш великі пегматитові поля зосереджені в південно-східній частині зони – "Крута Балка", "Садова", "Голуба Скала". До залізисто-кремнистих порід зони приурочені рудопрояви золота.

Шевченківсько-Федорівська РЗ розташована в східній частині Вовчанського блоку. Трогоподібні структури відповідно субмеридіонального і субширотного напрямків заповнені слабометаморфізованими породами терноватської товщі. В зоні стикування структур розташоване Шевченківське рідкіснометалеве родовище, котре зв'язане з пегматитовою рудною формацією (літій, рубідій, цезій, молібден, вісмут, олово, фосфор, цинк, вольфрам, мідь).

Дібровська РЗ виділяється в північній і північно-західній частинах Вовчанського блоку. В ній розташовані ряд мультіподібних структур (Дібровська, Вовчанська, Зеленогайська, Петриківська та ін.), котрі заповнені породами дібровської світи, нижня підсвіта якої (фуксит, вміщуючі польовошпатові кварцити – метаконгломерати, метагравеліти, метапісковики) являються рудоносними. З ними зв'язана уранова, торієва і рідкісноземельна мінералізація. Наявний підвищений зміст золота. При подальших спеціалізованих дослідженнях не виключено виявлення алмазів [7].

В межах Корсацької РЗ рудоносними формаціями являються залізисто-кварцито-гнейсова, високоглиноземисто-кварцито- і кондалітова, з якими зв'язані родовища і рудопрояви заліза, графіту, силіманіту. До

залізородних також відноситься Гуляйпільська і Мангуська зони, де розвідані родовища залізних руд.

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

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

Олександрівська РЗ включає однойменний масив лужних порід, з якими зв'язані родовища алюмінію, цирконію, молібдену, танталу, ніобію. Під ним розташоване кругле тіло габро-перидотитів діаметром 7,5 км. На Мазурівській ділянці виявлено рудопрояви титану у зв'язку з верлітровою формацією.

Приазовська МО на зрізі – 30 км розбита різнонаправленими розломами (рис. 1). Переважають розломи північно-західного та північно-східного простягання. Добре простежуються Південнодонбаська, Кальміуська, Новопавлівсько-Володарська, Сорокинська зони розломів. Оріхівсько-Павлоградський розлом на цьому зрізі зміщується в східному напрямку на 20–30 км. Західноприазовський розлом не має свого відображення.

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

Висновки. Отримані результати за створеної всебічно обґрунтованої 3–D геолого-геофізичної моделлю Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків УЩ дозволяють наблизитися до встановлення можливого складу земної кори з регіональними та локальними структурами кори і мантії, які мають значення при розміщенні окремих генетичних типів корисних копалин, а, саме, магматичного, гідротермального й гідротермально-метасоматичного.

Приведена коротка характеристика Дніпровської та Приазовської металогенічних областей, Криворізько-Кременчуцької та Оріхівсько-Павлоградської металогенічних зон. Розглянуті закономірності їх розташувань у зв'язку з глибинною будовою цієї частини УЩ на зрізі 30 км. Показано розвиток перидотитової, базальтової, діоритової, кварцево-діоритової, гранодіоритової, гранітної, гранулітової, діафторованої гранулітової, габро-еклогітової, габро-сієнітової верств, зроблено висновок про зміщення на глибині основних розломів південно-східної частини УЩ.

На підставі отриманих результатів показано, що спеціалізація розташованих в межах південно-східної частини УЩ Дніпровської і Приазовської МО, Криворізько-Кременчуцької та Оріхівсько-Павлоградської МЗ залежить від будови нижньої частини земної кори на зрізі 30 км. Отриманий речовинний склад порід нижньої частини земної кори дозволяє дослідникам заново переглянути закономірності розташування уже відкритих родовищ та крупних рудопроїв і прогнозувати відкриття нових типів корисних копалин.

Більш детально розглянуто глибинну будову нижньої частини земної кори на зрізі 30 км південно-східної час-

тини УЩ, чим це зроблено при аналізі комплексної тривимірної геофізичної моделі в роботах [3, 9].

Виконаний аналіз стану питання по проблемі вивчення будови земної кори та верхньої мантії та її зв'язку з закономірностями формування і розміщення родовищ рудних корисних копалин різних генетичних типів свідчить про необхідність проведення більше детальних досліджень для окремих частин мегаблоків.

1. Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред. С.В. Гошовського. — К., 2003. 2. Комплект карт: Геологія і корисні копалини України масштабу 1:1 000 000: Пояснювальна записка / В.А. Великанов, В.А. Колосовська, Б.Д. Возгрін, Г.І. Педанюк. — К., 2002. 3. Купrienko П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофиз. журн. — 2007. — Т. 29, № 5 — С. 3–27. 4. Литосфера Центральной и Восточной Европы: Обобщение результатов исследований / Гл.ред. А.В. Чекунов. — К., 1993.

5. Металлогения Украины и Молдавии / Я.Н. Белевцев, Г.И. Каляев, Л.С. Галецкий и др. — К., 1974. 6. Некоторые результаты по составлению среднемасштабной геолого-структурной карты докембрийских образований юго-восточной части Украинского щита / Б.З. Берзенин, В.М. Кичурчак, А.Г. Насад, П.И. Пигулевский // Геологія і магматизм докембрію Українського щита: Матер. міжнар. наук. конф., Київ, 2000. — К., 2000. 7. Пигулевский П.И. Особенности геологического строения Приазовского геоблока Украинского щита по результатам комплексирования геолого-геофизических исследований: Рукопис канд. дис. — К., 2004. 8. Пигулевский П.Г., Кичурчак В.М. До питання зв'язку петрологією нижньої частини земної кори з розташуванням корисних копалин з (на прикладі південно-східної частини УЩ). — Д., 2008. 9. Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Пашкевич И.К. и др. Металлогения Украинского щита: закономерности размещения месторождений рудных полезных ископаемых, связь с глубинным строением и динамикой литосферы // Геофиз. журн. — 2007. — Т. 29, № 6. — С. 3–31. 10. Схема глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы: М-6 1:1 000 000 / Гл. ред. А.В. Чекунов. — К., 1992.

Надійшла до редколегії 21.02.11

УДК 550.83

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, доц., В. Онищук, канд. геол. наук, Д. Онищук, студ., В. Петруняк, студ.

ГЕОФІЗИЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПРИ ПОШУКАХ ПУНКТИВ ЗАХОРОНЕННЯ РАДІОАКТИВНО ЗАБРУДНЕНИХ МАТЕРІАЛІВ

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

Розглядаються особливості методики та результати геофізичних досліджень при пошуках пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів. Наведений приклад застосування радіометричних досліджень на одній із ділянок зони відчуження Чорнобильської АЕС.

The features of method and results of geophysical prospecting are examined at the searches of disposal place points of radioactivity materials. The example of application of radiometry on the one of areas of Chornobyl APS' alienation zone is resulted.

Вступ. Одну із найбільших небезпек представляє радіоактивне забруднення довкілля техногенними та природними радіонуклідами після аварій і катастроф на об'єктах ядерного циклу. Наприклад, після аварії на Чорнобильській АЕС в 1986 р. площа радіоактивно забруднених територій склала 10 тис. км² [1]. В зоні відчуження ЧАЕС в 1986–1988 рр. проводились тимчасові захоронення радіоактивно забруднених матеріалів, відходів дезактиваційних робіт, радіоактивно забруднених конструкцій та техніки без належної інженерної підготовки спеціальних могильників. У зв'язку із аварійною ситуацією, роботи виконувались в терміновому порядку, при цьому практично у більшості випадків, не була забезпечена належна топографічна прив'язка пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів (ПЗРЗМ). Тому на даний час місцезнаходження багатьох з них невідоме.

Між тим ці захоронення є джерелами радіоактивного забруднення підземних вод, які живлять р. Прип'ять та її притоки.

В наш час виникає проблема їх пошуків та переповнення у спеціалізовані стаціонарні могильники.

В даній ситуації цю задачу можливо вирішити лише за допомогою застосування детальних комплексних геофізичних досліджень. З погляду геофізики основними видами забруднення геологічного середовища (ГС) є радіоактивне та геохімічне. В результаті вивчення геологічного середовища за допомогою геофізичних методів виявляються статичні і динамічні (що змінюються в часі) геофізичні аномалії над джерелами забруднення [2–5].

Задачі та комплекс геофізичних досліджень. Геофізичні методи широко використовуються при інженерно-геологічних, геоекологічних та археологічних дослідженнях. Аналізуючи досвід застосування геофізичних методів при вирішенні інженерних задач, визначено, що задачі пошуків ПЗРЗМ практично аналогічні завданням, які ставляться перед геофізичними методами при археологічних дослідженнях. При цьому застосування

геофізичних досліджень базується на помітній диференціації як археологічних так і техногенних об'єктів та оточуючих їх непорушених порід за електромагнітними та радіометричними параметрами.

При цьому за допомогою геофізичних методів вирішуються такі основні задачі:

- картування траншей, гірських виробок, дамб, котлованів;
- пошуки і розвідка могильників, некрополів, підземних споруд, складів озброєнь, пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів.

Специфікою пошуків ПЗРЗМ є визначення радіометричних параметрів радіоактивно забруднених матеріалів та вміщуючих ґрунтів.

На основі набутого досвіду та аналізу літературних даних [1–5] визначено, що вирішення вищеперерахованих задач є досить складною проблемою і вимагає застосування детальних комплексних геофізичних досліджень, а також виконання дослідно-методичних робіт для удосконалення комплексу геофізичних досліджень.

На наш погляд, комплекс геофізичних методів при пошуках та розвідці ПЗРЗМ повинен включати: поверхневу та шпурову гамма-зйомку, мікроелектропрофілювання способом електричного опору в різних модифікаціях, електропрофілювання методом природного електричного поля, мікроелектрозондування при деталізації виявлених аномальних ділянок, метод викликаної поляризації способом серединного градієнту, мікромагнітні дослідження, а також лабораторний радіометричний аналіз. Перспективними є георадіолокаційні дослідження [3], однак їх застосування на даний час досить обмежене. При цьому раціональний комплекс спеціалізованих геофізичних досліджень в кожному конкретному випадку визначається поставленими задачами та економічними чинниками.

Геофізичні дослідження виконуються в профільно-площинному варіанті і повинні бути досить детальними. Крок спостережень складає кілька метрів, а при деталі-

© Рева М., Онищук В., Онищук Д., Петруняк В., 2011

зації аномалій – десятки сантиметрів. Параметричні вимірювання виконуються на відомих об'єктах і слугують зразковими моделями при інтерпретації спостережень на рядових профілях.

Накопичено певний позитивний досвід подібних робіт. Прикладом можуть слугувати пошуки військової техніки, яка затонула в болотах в 1941–1944 рр. та пунктів поховань німецьких солдатів на полях Корсунь-Шевченківської битви. При цьому досить ефективними є детальна магнітометрична зйомка та дослідження методами природного електричного поля і мікроелектропрофілювання (пошуки вирв від вибухів авіабомб та артилерійських снарядів, залишків залізних конструкцій, зброї).

Обробка отриманих матеріалів полягає в їх комплексній інтерпретації та аналізі всієї сукупності даних. В результаті виділяються аномальні зони, що можуть бути зв'язані:

- з порушенням цілісності гірських порід (за матеріалами мікроелектропрофілювання, мікроелектрозондування та георадарних досліджень);
- з наявністю сталених фрагментів (за матеріалами мікромагнітної зйомки);
- з електрохімічними процесами (окислення металевих фрагментів), що відбуваються в тілі захоронення (за матеріалами методів природного електричного поля та викликані поляризації);
- з наявністю інтенсивно забруднених ґрунтів та матеріалів радіоактивними речовинами – продуктами ядерних аварій та відходами радіохімічного виробництва (за матеріалами поверхневої та шпурової гамма-зйомки).

За результатами виконаних геофізичних досліджень будується комплект геофізичних карт та розрізів, які дозволяють зробити висновок про наявність захоронення радіоактивно забруднених матеріалів на вивченій площі, а також визначити точки відкриття тіла захоронення свердловинами та шурфами.

Приклад практичного застосування. Як приклад подібних робіт приводимо деякі матеріали радіометричних досліджень по ділянці "Піщане плато".

Ділянка розташована на південно-східній околиці м. Прип'ять. Це територія наміта річковим піском товщиною 2 м до аварії на ЧАЕС, що планувалася під будову нового масиву м. Прип'ять. На рис. 1 приведений фраг-

мент карти поверхневого забруднення ^{137}Cs зони відчуження ЧАЕС, де нанесена ділянка досліджень.

В 1988 р. на ділянці досліджень виконані експериментальні дезактиваційні роботи шляхом зняття верхнього 10 см шару ґрунту. За технічним завданням високоактивний ґрунт мав бути захоронений на цій же ділянці, але відомості про захоронення виявились втраченими. Згодом виникла задача пошуку тимчасових захоронень радіоактивно забрудненого ґрунту, знятого при дезактиваційних роботах. Для цього на ділянці були виконані площинні дослідження способом біолокації по мережі 20×10 м. За матеріалами цих робіт виділені витягнуті аномалії, які на першому етапі співставлялися із траншеями із радіоактивно-забрудненим ґрунтом. Однак вибіркове шурфування окремих біолокаційних аномалій не дало позитивних результатів.

Для перевірки цих аномалій була виконана поверхнева гамма-зйомка, результати якої приведені на рис. 2. Поверхнева гамма-зйомка виконана по сітці 20×5 м за допомогою радіометра СРП-68-01. На точках, де потужність експозиційної дози гамма-випромінювання перевищувала 3000 мкР/год, вимірювання повторювались за допомогою шпурового радіометра СРП-68-03.

Потужність експозиційної дози гамма-випромінювання на ділянці досліджень змінюється від 350 мкР/год до 4250 мкР/год. Області з підвищеними значеннями потужності експозиційної дози гамма-випромінювання (2000–4000 мкР/год) локалізовані в центральній та південно-східній частинах ділянки досліджень, області із зниженими значеннями Р (350–1500 мкР/год) розташовані в північній, північно-східній, південній та західній частинах ділянки.

Середні значення потужності експозиційної дози гамма-випромінювання на ділянці досліджень складають 1800 мкР/год. За матеріалами КП "Кіровогеологія" фонові значення потужності експозиційної дози гамма-випромінювання територій складених річковими пісками в районі досліджень до забруднення складали від 4 мкР/год до 8 мкР/год.

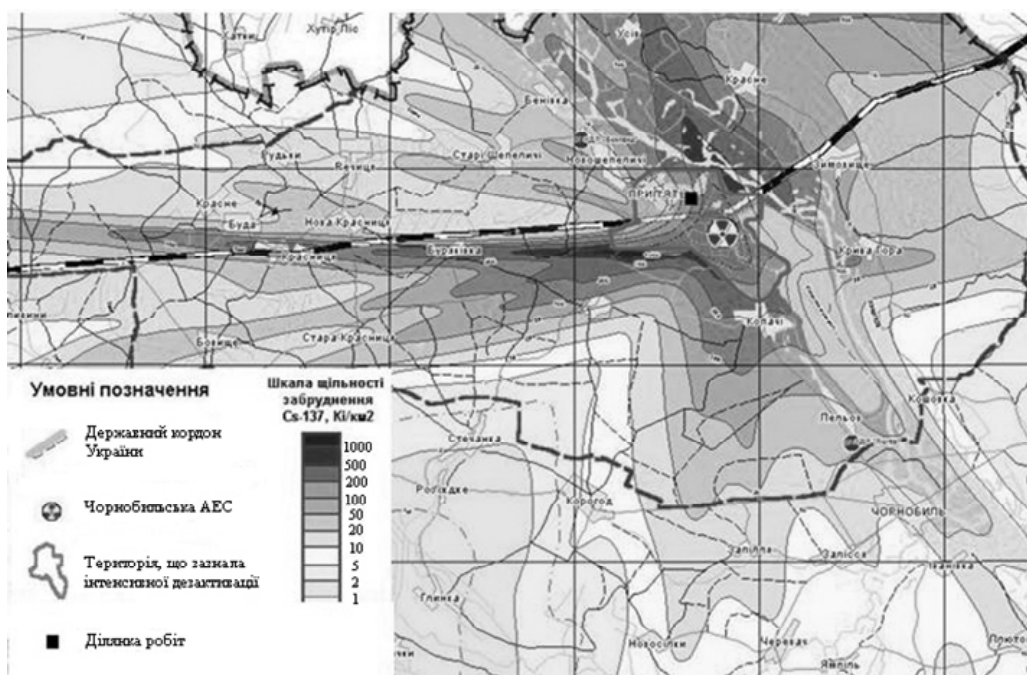


Рис. 1. Фрагмент карти поверхневого забруднення ^{137}Cs . Масштаб 1:200000

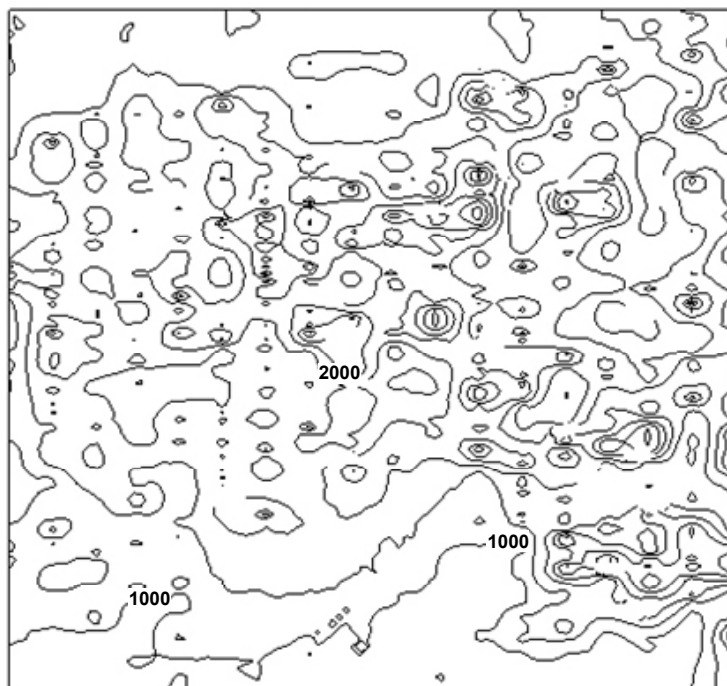


Рис. 2. Карта потужності експозиційної дози гамма-випромінювання (Р). Ділянка "Піщане плато". Масштаб 1:2000. Ізолінії проведені через 500 мкР/год

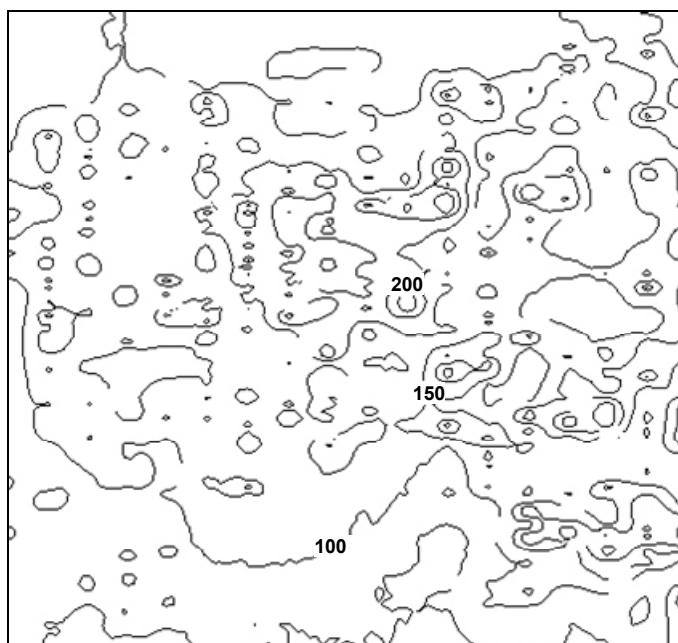


Рис. 3. Карта питомої активності ^{137}Cs (A_{Cs}) верхнього шару ґрунту. Ділянка "Піщане плато". Масштаб 1:2000. Ізолінії проведені через 50 кБк/кг

Гамма-поле має мозаїчний, іноді кулісоподібний характер, що може бути результатом нерівномірного зняття верхнього високоактивного шару землерийними машинами при дезактивації. При цьому негативні форми мікрорельєфу були частково "підсипані" високоактивним ґрунтом, а позитивні – навпаки, зрізані на більшу глибину.

Для оцінки ступеня радіоактивного забруднення зроблено розрахунок питомої активності ^{137}Cs за відомою формулою:

$$A_{\text{Cs}} = \frac{P \cdot \mu_{\text{ef}}}{2 \cdot \pi \cdot K_{\gamma\text{Cs}} \cdot \rho}$$
 де A_{Cs} – питома активність ^{137}Cs , Р – потужність експозиційної дози, мкР/год., μ_{ef} – ефективний коефіцієнт ослаблення γ -випромінювання, $K_{\gamma\text{Cs}}$ – гамма-еквівалент ^{137}Cs , ρ –

щільність порід, г/см³. Карта оцінки забруднення території ділянки ^{137}Cs приведена на рис. 3.

Для ділянки досліджень питома активність ґрунтів за рахунок ^{137}Cs в інтервалі глибин 0–50 см, змінюється від 24 кБк/кг до 291 кБк/кг при середньому значенні 121 кБк/кг.

Для оперативного аналізу матеріалів гамма-зйомки були побудовані графіки потужності експозиційної дози та питомої активності ^{137}Cs по профілях, що мали простягання з півдня на північ. На рис. 4 приведені матеріали поверхневої гамма-зйомки по профілю 8 (графік потужності експозиційної дози та питомої активності ^{137}Cs), що характерні для ділянки досліджень.

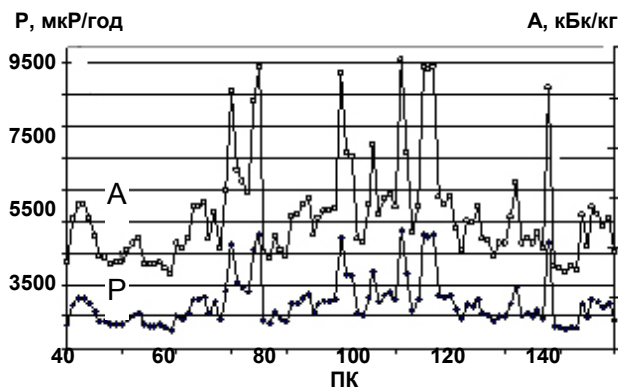


Рис. 4. Графіки потужності експозиційної дози (P) та питомої активності ^{137}Cs верхнього шару ґрунту (A) по профілю 8

При комплексному аналізі карти потужності експозиційної дози γ -випромінювання та схеми біолокаційних досліджень виявилось, що кореляція біолокаційних та поверхневих γ -аномалій часто відсутня. Для перевірки аномальних зон виділених біолокацією та поверхневою гамма-зйомкою виконані мікрогаммазондування.

Матеріали кривих мікрогаммазондувань показують, що значення потужності експозиційної дози на глибинах 2–10 см складає від 1300 мкР/год до 7000 мкР/год при тенденції до зростання з глибиною. При подальшому збільшенні глибини вимірювань (до 50–70 см), в залежності від глибини проникнення техногенних радіонуклідів в ґрунт, спостерігаються різні варіанти поведінки графіка потужності експозиційної дози: значення залишаються на тому ж рівні, зростають, або, в деяких випадках, зменшуються. Кінцева гілка всіх мікрогаммазондувань має спадаючий характер, причому потужність експозиційної дози знижується до десятків мкР/год (тобто практично до фонові). Аналіз даних мікрогаммазондувань показує, що глибина проникнення техногенних радіонуклідів складає до 50–60 см. Характер поведінки кривих мікрогаммазондувань (різке зниження потужності експозиційної дози після 30–60 см з глибиною) дозволяє

зробити висновок, що захоронення радіоактивно забрудненого ґрунту на обстеженій ділянці відсутні.

Висновки:

1. Оптимальний комплекс геофізичних методів при пошуках та розвідці ПЗРЗМ включає: поверхневу та шпурову гамма-зйомку, мікроелектропрофілювання способом електричного опору в різних модифікаціях, електропрофілювання методом природного електричного поля, мікроелектрозондування при деталізації виявлених аномальних ділянок, метод викликаної поляризації способом середнього градієнта, мікромагнітні дослідження, а також лабораторний радіометричний аналіз. Раціональний комплекс спеціалізованих геофізичних досліджень в кожному конкретному випадку визначається поставленими задачами та економічними чинниками, при цьому геофізичні зйомки повинні бути досить детальними.

2. При пошуках та розвідці ПЗРЗМ поверхнева гамма-зйомка дає характеристику радіоактивного забруднення верхнього шару ґрунту (до глибини 0,8–1 м), але при потужності перекриваючих ПЗРЗМ слабкозабруднених порід більше 1–1,5 м може не зафіксувати об'єкт пошуку.

3. Мікрогаммазондування є ефективним методом визначення пунктів захоронення радіоактивно забруднених матеріалів. Високі значення потужності експозиційної дози та характер поведінки кривих мікрогаммазондувань є критерієм наявності (збільшення потужності експозиційної дози з глибиною) або відсутності (різке зниження потужності експозиційної дози з глибиною) захоронення радіоактивно забруднених матеріалів на обстеженій ділянці.

1. Вижва С.А. Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів. – К., 2004. 2. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. – М., 1990. 3. Геоэкологическое обследование предприятий нефтяной промышленности / Под ред. В.А. Шевнина, И.Н. Модина. – М., 1999. 4. Онищук І.І., Рева М.В., Нікіташ О.П., Онищук В.І. Дослідження техногенного забруднення довкілля геофізичними методами // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2006. – № 38–39. – С. 93–96. 5. Онищук І.І. Особливості застосування геофізичних методів при геоecологічних дослідженнях в Дарницькому районі м. Києва. // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2001. – Вип. 19. – С. 42–46.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 550.382

М. Орлюк, д-р геол. наук, проф.
А. Марченко, асп.

РОЗРОБКА РЕГІОНАЛЬНОЇ 3D МАГНІТНОЇ МОДЕЛІ ЗЕМНОЇ КОРИ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО КРАЮ СХІДНО-ЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ (З ВРАХУВАННЯМ СФЕРИЧНОСТІ ЗЕМЛІ)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Г.Т. Продайводою)

Розроблено регіональну 3D магнітну модель земної кори південного заходу Східно-Європейської платформи з врахуванням сферичності Землі.

3D regional magnetic model for south-western part of the East-European platform for spherical Earth have been developed.

Вступ. Вивчення глибинної будови земної кори є однією з найважливіших задач науки про Землю у зв'язку з розв'язанням глобальних проблем фізики Землі, її екології, прогнозування та пошуку родовищ корисних копалин. У різномасштабних магнітних моделях літосфери відображаються структура земної кори та просторовий розподіл петромагнітних типів порід в її межах. Останні несуть інформацію про склад, термодинамічні та окисно-відновні умови утворення порід та їх подальшого існування. 3D магнітне моделювання різномасштабних та різнотипових структур Східно-Європейської платформи (СЄП) в сукупності з іншими магнітними та геолого-геофізичними даними дозволяє з'ясувати їх глибинну будову. В даній роботі

представлено регіональну 3D магнітну модель земної кори південно-західного краю СЄП, побудовану з врахуванням сферичності Землі.

Розробка 3D магнітної моделі земної кори з врахуванням сферичності Землі потребує відповідного картографічного забезпечення, а саме наявності геомагнітних карт аномалій модуля індукції магнітного поля (ΔB)а та його нормальної компоненти B_0 . На теперішній час наявні опубліковані та цифрові карти геомагнітного поля (СЄП), які дають змогу виконати його дрібномасштабне районування, виділити регіональну компоненту (ΔB)а.рег., а також оцінити ступінь неоднорідності нормального магнітного поля Землі (IGRF). Перша карта

аномального магнітного поля м-бу 1:2500000 досліджуваної території була розроблена під редакцією З.А. Макарової [1]. Наступним суттєвим досягненням магнітного картографування була розробка карти аномального магнітного поля Європи м-бу 1:5000000 під редакцією Т.М. Симоненко та І.К. Пашкевич. [2]. Ці карти дозволили виділити регіональну компоненту аномального магнітного поля платформи та запропонувати перше наближення тривимірної магнітної моделі земної кори [8; 10]. З використанням результатів робіт [8; 10] була розроблена цифрова карта регіональної компоненти аномального магнітного поля СЄП [6]. Результатом колективних 50-річних досліджень щодо аналізу та приведення до одного рівня різночасових та різномасштабних наземних, морських, аеро- та супутникових зйомок стала числова карта аномального магнітного поля світу м-бу 1:50000000, опублікована під егідою ЮНЕСКО [11].

Аномальне магнітне поле на поверхні Землі. Дрібномасштабне районування магнітного поля (ΔB)_a території СЄП і суміжних регіонів виконано в роботі [10]. Згідно з цією роботою аномальне магнітне поле платформи має різний ступінь насиченості позитивними аномаліями з істотним розходженням і в інтенсивності поля. В межах древньої платформи переважають зони високої інтенсивності поля, які просторово тяжіють до її крайових частин. Зони низької інтенсивності поля відносяться до її північно-західної та південно-східної частин. За межами древньої платформи виділяються аномальні зони слабкої інтенсивності.

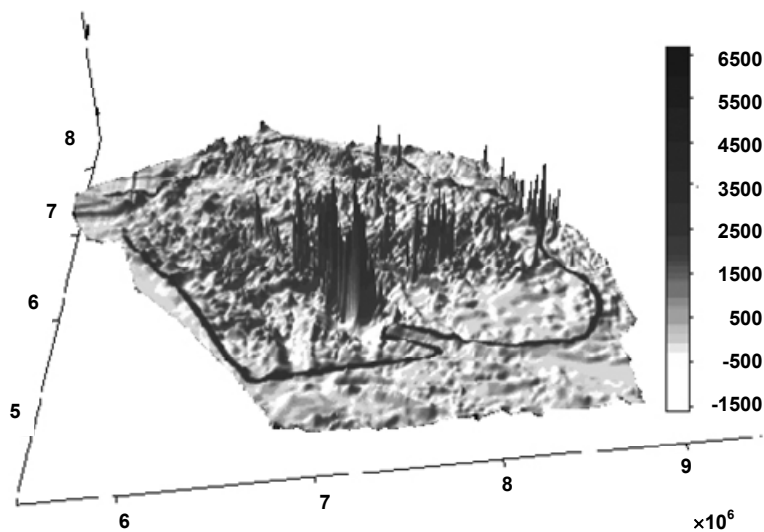


Рис. 1. Карта аномалій модулю індукції магнітного поля (ΔB)_a на висоті 5 км [11]

Аномальне магнітне поле на висоті 5 км. Аномальне магнітне поле території СЄП на висоті 5 км зберігає основні особливості аномального магнітного поля платформи на її поверхні (рис. 1). Це, по-перше, приуроченість системи лінійно витягнутих позитивних аномалій до крайових частин Східно-Європейської платформи. По-друге, концентрація аномальних магнітних зон в центральній частині території платформи значно менша ніж в її крайових частинах. Інтенсивність більшої частини магнітних аномалій СЄП знаходиться в межах від -200 до +200–500 нТл. Але існують зони, де значення аномального магнітного поля змінюються в досить широких межах. В першу чергу в центральній частині СЄП хочеться відмітити систему Курських аномалій з інтенсивністю поля від -2000 до 7000 нТл. На сході території розташована Манчаржська область підвищених значень позитивного магнітного поля мозаїчного характеру (інтенсивність поля досягає значень в 2500 нТл).

Найбільш примітною особливістю поля (ΔB)_a платформи є наявність системи аномальних смуг позитивного поля, що оконтурюють овал СЄП. Складовими частинами цього овалу (за годинниковою стрілкою) є: Вісленсько-Дністровська зона (південно – східна частина платформи), Скандинавська (на північному заході), Кольська і Мезенсько-Вичегодська (на півночі і північному сході), Ембенська зона (південно-східна частина). Далі ця система смугових аномалій, закручуючись через Східно-Воронежську і Курську зони, продовжується на Естонсько-Псковську зону. Другою примітною особливістю є можливість виділення аномальних смуг усередині платформи і перетинання деяких з них у межах трикутника між мм. Брянськ, Вітебськ, Твер.

У межах платформи також виділяються області з різною насиченістю виділеними смугами, характером будови і простягання останніх. Так, найбільш інтенсивні з них характерні для південно-західної, східної і північно – східної частин території платформи, а "роздроблені", аж до повного зникнення, – для північно-західної, центральної і південно-східної частин. Що ж стосується просторової орієнтації смуг, то для півночі і півдня платформи характерні меридіональні і субмеридіональні простягання смуг, а для південного заходу і північного сходу – північно-східні і північно-західні.

Інтенсивність позитивних аномалій магнітного поля СЄП коливається від перших нанотесл до десятків тисяч у районах заліззорудних родовищ (Курськ, Кривий Ріг і т.д.), при цьому інтенсивність переважної частини аномалій знаходиться в інтервалі 100–500 нТл.

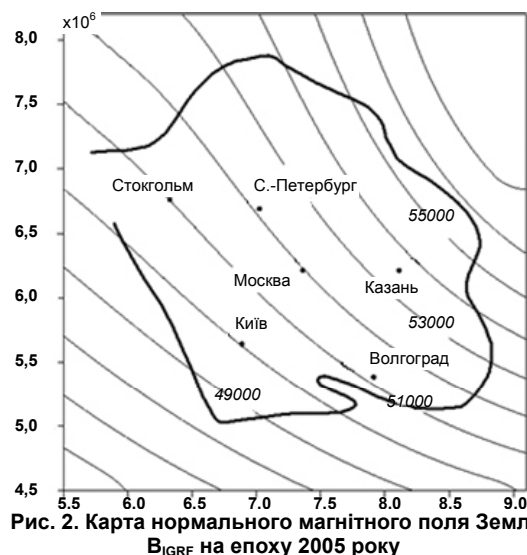


Рис. 2. Карта нормального магнітного поля Землі B_{GRF} на епоху 2005 року

Регіональна складова аномального магнітного поля. Просторовий розподіл позитивних регіональних магнітних аномалій (РМА) на території платформи знаходиться у відповідності з характером поля на поверхні Землі та висоті 5 км.

На території платформи виділяється 91 позитивна регіональна магнітна аномалія, інтенсивністю від 100 до 400–500 нТл. Виключенням є Курська, Курсько-Брянські, Михайлівська і Манчажська аномалії інтенсивністю більш 1000 нТл.

При розробці 3D магнітної моделі земної кори величезним за розміром територій важливим є врахування значень нормального магнітного поля Землі B_0 , оскі-

льки вони, а також співвідношення між складовими вектора напруженості геомагнітного поля можуть значно змінюватися для різних частин досліджуваної території. Не врахування цього може призвести до помилок при оцінці намагніченості земної кори. Зважаючи на цю обставину в Online була побудована карта нормального магнітного поля IGRF для території СЄП на епоху 2005 р. [12] (рис. 2). Територіально СЄП знаходиться в полі Східно-Азіатської материкової аномалії. Мінімальні значення поля B_0 спостерігаються в південно-західній частині території і складають 48000 нТл. Ця величина рівномірно збільшується в північно-східному напрямку і сягає величини в 56000 нТл на півночі та північному сході території.

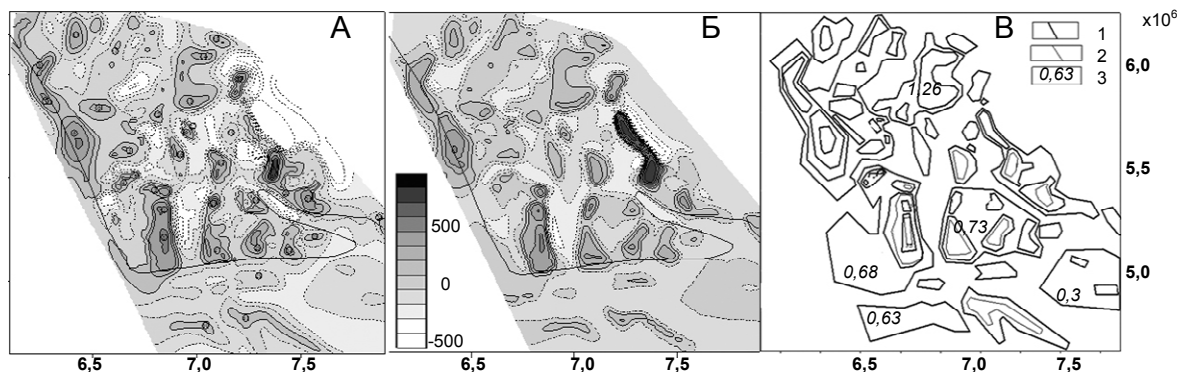


Рис. 3. 3D магнітна модель земної кори південно-західного краю Східно-Європейської платформи:

А) Регіональна компонента геомагнітного поля (ΔB)_{a,per}; Б) Розраховане від моделі магнітне поле (ΔB)_{a,por.}; В)

Магнітна земної кори: 1 – контури магнітних джерел (глибина верхньої кромки 10 км, нижньої – 40 км);

2 – контури верхньої кромки магнітних джерел (у випадку нахилених бокових граней); 3 – намагніченості в А/м.

Аномалії: 1 – Одеська; 2 – Ананіївська; 3 – Гайсинська; 4 – Вінницька; 5 – Новоград – Волинська; 6 – Львівська; 7 – Люблінська; 8 – Плоцька; 9 – Брестська; 10 – Вільнюська; 11 – Калінінградська; 12 – Східно-Білоруська; 13 – Бобруйська; 14 – Вітебська; 15 – Верхньодніпровська; 16 – Київська; 17 – Чернігівська; 18 – Курсько-Брянська; 19 – Сумська; 20 – Курська; 21 – Луганська; 22 – Західно-Калмицька; 23 – Донська; 24 – Східно-Приазовська; 25 – Західно-Приазовська; 26 – Синельниківська; 27 – Каховська; 28 – Західно-Інгулецька; 29 – Індоло-Кубанська; 30 – Західно-ричорноморська; 31 – Алуштинсько-Батумська; 32 – Лохвицька.

3D магнітна модель. Використовуючи наведені вище карти геомагнітного поля території СЄП (рис. 1, 2, 3,а), а також проаналізувавши результати виконаних раніше робіт щодо розробки 2D та 3D моделей регіону [4; 5; 7–10], було сформовано перше наближення регіональної магнітної моделі для південного заходу СЄП. В подальшому з використанням програмно-алгоритмічного комплексу В.М. Завойського та І.М. Іващенко [3] для розв'язку прямої задачі магнітометрії у сферичних координатах була розроблена 3D регіональна магнітна модель території. Глибина залягання магнітних джерел задавалась в межах від 10 (глибина верхньої кромки) до 40 км (глибина нижньої кромки). Розраховане від моделі поле (рис. 3,б) кількісно порівнювалось з полем, що інтерпретується (рис. 3,а). В результаті кількох ітерацій було досягнуто мінімальних розбіжностей між цими полями. Таким чином була розроблена 3D-магнітна модель, яка дозволила визначити геометричні параметри і намагніченість джерел РМА досліджуваної території.

Згідно з отриманою моделлю в південно-західній частині СЄП виділяються крупні ділянки земної кори з намагніченістю 0,5–1,0 А/м і розмірами 200–300 км. Джерела з намагніченістю від 1,0 А/м до 2,0 А/м і розмірами 40–100 км розміщені в межах цих блоків. Намагніченість більше 2 А/м мають тіла, які є джерелами Одеської (3,5 А/м), Львівської (3,18 А/м), Гайсинської (3,23 А/м), Західно-Інгулецької (3,6 А/м) і Курської (>6,35 А/м) регіональних магнітних аномалій.

Переважає більшість джерел РМА представлені блоками із субвертикальним боковим обмеженням. Проте в межах досліджуваної території слід відзначити тіла з нахиленими під різними кутами контактами. До них належать джерела Одеської, Гайсинської, Курської,

Луганської, Східно-Приазовської, Західно-Приазовської, Алуштинсько-Батумської та Лохвицької РМА.

Висновки. 1. Розглянуто наявні на теперішній час картографічні матеріали для СЄП, які необхідні для розробки 3D магнітної моделі земної кори з врахуванням сферичності Землі. 2. Розроблено регіональну модель її південно – західної частини. 3. Визначено геометричні параметри та намагніченість джерел земної кори досліджуваної території. 4. Розроблена модель є необхідною складовою для геотектонічного районування, вирішення геологічних та екологічних задач і дрібномасштабного прогнозування корисних копалин.

1. Карта аномального магнітного поля (DT)а СССР: Континентальная часть и некоторые прилегающие акватории: 1:2500000 / Под ред. З.А. Макаровой. – М., 1977. 2. Карта аномального магнітного поля Европы: 1:5000000 / Под ред. Т.Н. Симоненко, И.К. Пашкевич. – К., 1990. 3. Коваленко-Завойський В.М., Іващенко І.М. Математичне забезпечення інтерпретації поля ΔB а регіональних магнітних аномалій // Геофиз. журн. – 2006. – Т. 28, № 5. – С. 18–30. 4. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. – К., 1982. 5. Магнитная модель литосферы Европы / И.К. Пашкевич., В.С. Марковский, М.И. Орлюк и др. – К., 1990. 6. Орлюк М.И., Коваленко-Завойський В.М., Іващенко І.М., Марченко А.В. Інтерпретація регіональних магнітних аномалій з врахуванням сферичності Землі // Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища: Матер. міжнар конф., Київ, 2007. – К., 2007. 7. Орлюк М.И. Магнитная модель земной коры Воыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и петролого-тектоническая интерпретация // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей. – К., 1984. 8. Орлюк М.И., Пашкевич И.К. Магнитная модель юго-западного края Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. – 1995. – Т. 17, № 6. 9. Орлюк М.И. Методика и первые результаты построения четырехмерной магнитной модели земной коры Украины // Доп. НАН України. – 1996 – № 5. – С. 95–99. 10. Орлюк М.И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа // Геофиз. журн. – 2000. – Т. 22, № 6. – С. 148–165. 11. Purucker M.E. Magnetic Anomaly Map of the World // Eos – 2007. – Vol. 88, № 25, – P.263 – <http://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/igrf.html>.

Надійшла до редколегії 28.05.09

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.495:553.242.6 (477)

О. Ємець, д-р геол. наук

ПОСЛІДОВНІСТЬ МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ ТА МЕХАНІЗМ ФОРМУВАННЯ
УРАНОВОГО ЗРУДЕНІННЯ В НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТАХ
НОВОКОСТЯНТИНІВСЬКОГО УРАНОВОГО РОДОВИЩА

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

Наведено результати мінералогічних досліджень Новокостянтинівського родовища урану. Послідовність процесів, які відображені закономірною зміною (заміщенням) мінеральних парагенезисів з часом, відповідає трьом типам метасоматичних змін, а саме (від більш раннього до більш пізнього): Na-метасоматоз, Ca-метасоматоз і K-метасоматоз. Уранові руди родовища представлені уранінітом, браннеритом та поки-що достережно не ідентифікованим мінералом, що за складом близький до давідиту. Встановлено, що головна стадія накопичення уранового зруденіння пов'язана з Ca- і K-метасоматозом, відбувалась впродовж розчинення альбітітів. Відповідно до виявлених мінералогічних і геохімічних закономірностей, виведено модель кристалізації мінералів урану на родовищі. Вона полягає у відновленні шестивалентного урану до чотирьохвалентного на відновлювальному бар'єрі, який чітко контролювався наявністю в альбітитах мінералів з двоохвалентним залізом – головним чином магнетиту, а також ільменіту, егірину та амфіболів за схемою: $U^{6+}_{\text{розчин}} + 2Fe^{2+}_{\text{мінерал}} \rightarrow U^{4+}_{\text{мінерал}} + 2Fe^{3+}_{\text{розчин/гематит}}$.

The paper provides results of mineralogical investigations of the Novokostantynivka U deposit. Successive formation (replacements) of mineral parageneses reveals three different types of metasomatic alterations (from the earliest to the latest): Na-metasomatism, Ca-metasomatism and K-metasomatism. U-ores in the deposit are composed by uraninite, brannerite and unidentified mineral with chemical composition similar to davidite. A major stage of U accumulation was manifested by Ca- and K-metasomatism, along with dissolution of albitites. A model of U-mineral crystallization in the deposit is demonstrated from a range of mineralogical and geochemical regularities. This model shows that U-ores were formed during reduction of hexavalent uranium to quadrivalent uranium because of presence of reduction barrier which was strongly controlled by divalent iron minerals in albitites: mostly by magnetite but also by ilmenite, aegirine and amphiboles: $U^{6+}_{\text{solution}} + 2Fe^{2+}_{\text{mineral}} \rightarrow U^{4+}_{\text{mineral}} + 2Fe^{3+}_{\text{solution/hematite}}$.

Вступ. Україна видобуває близько 3 % світової уранової руди і, таким чином, входить у десятку найбільших країн-видобувників урану в світі. Головним ресурсом урану в Україні є уранові родовища в натрових метасоматитах Українського щита (УЩ), два з яких (Первомайське та Жовторіченське) на сьогодні вичерпані, і чотири (Мічуринське, Центральне, Ватутинське та Новокостянтинівське) розробляються. Новокостянтинівське родовище найбільше, гігантське, відкрите у 1975 р., з 1984 р. було розпочато будівництво шахтного комплексу, а у 2011 р. руда з родовища постачається в м. Жовті Води на Східний гірничо-збагачувальний комбінат для переробки. Уранові родовища у Na-метасоматитах відомі, також, в інших країнах, а саме в Бразилії (Лагоа-Ріал), Канаді (Мічелін), Австралії (Валхала), Швеції, Гвіані, Китаї, Індії. Однак українські родовища цього типу є найчисельнішими та найбагатшими, хоча за середніми вмістами U в руді – від 0,1 до 0,3 %, значно поступаються іншим відомим типам родовищ урану, які експлуатуються в світі. Тому дослідження мінералогії українських родовищ є надзвичайно актуальним не тільки для пошуково-розвідувальних робіт на відкриття й розвідку нових родовищ, але й для удосконалення (здешевлення) технологій переробки уранової руди.

Вихідні передумови. Пошуки родовищ урану в Україні розпочалися в 1944 р., а перші родовища були відкриті в 1945–1946 рр. З того часу Na-метасоматити УЩ були предметом підвищеної уваги щодо пошуку нових родовищ урану. Пошукові роботи супроводжувалися дослідженнями тектонічного контролю, мінералогії та геохімії родовищ U, результати більшості з яких зведено у фундаментальній праці Я. Белєвцева зі співавторами [1].

Загалом, згідно з результатами досліджень, які викладено та узагальнено у праці [1], була виявлена подібність структурного контролю родовищ U в Na-метасоматитах УЩ. Відзначено, що найкрупніші рудні об'єкти розташовуються вздовж меридіонально орієнтованих тектонічних зон, хоча в цілому урановорудна провінція витягнута субширотною смугою. Детально охарактеризовано розвиток, структуру та позицію розломних зон, які контролюють утворення ураноносних Na-метасоматитів.

Охарактеризовано деякі характеристики мінерального складу родовищ, зокрема було розділено альбітиту на мінеральні типи в залежності від складу фемічних мінералів, а також охарактеризовано різні типи мінерально-метасоматичної колонки, яка формується в процесі Na-метасоматозу. Вивчалися, також, ізотопні співвідношення у мінералах та породах. Було сформульовано гіпотеза, що уран постачався рудоутворювальними розчинами з граніт-гнейсового шару земної кори.

Геологічна позиція Новокостянтинівського родовища у складі Новоукраїнського рудного поля описана у працях [1, 3, 4], а деякі геохімічні особливості зруденіння викладено у [1, 2]. Зокрема у праці [2] наведено результати досліджень співвідношень ізотопів водню у флюїдних включеннях з альбітитами порівняно з концентрацією U. У праці [5], окрім δH у флюїдних включеннях, вивчали й δO. Автори цих праць дійшли висновку, що в процесі альбітизації вмісних порід активну участь приймали води метеорного походження.

Постановка завдання і методика дослідження. Незважаючи на довготривалість досліджень родовищ U в Na-метасоматитах в Україні, ще й досі немає чіткого формулювання механізму їх утворення, невідомим є джерело ураноносних флюїдів, на сучасному рівні не охарактеризована мінералогія та петрохімічні параметри родовищ. Також, невиясненим лишилось точне положення уранової мінералізації у складі метасоматичної колонки. Дослідження та вияснення рудно-мінералогічної зональності могло б бути корисним для планування як експлуатаційних, так і розвідувальних робіт. В цілому ж, Na-метасоматити не є рідкістю як на УЩ, так і на території інших магматично-метаморфічних комплексів у світі. Однак невирішеність вищеперерахованих проблем визначає відсутність критеріїв і ознак зруденіння, що не дозволяє проводити цілеспрямовані пошуки родовищ урану в Na-метасоматитах. У цій роботі описані результати дослідження послідовності мінералоутворення в альбітитах Новокостянтинівського родовища U, охарактеризований мінеральний склад уранових руд і викладений механізм концентрування уранового зруденіння.

В процесі дослідження використовувалися зразки порід, які відбиралися з підземних гірських виробок і свердловин на родовищі. Зразки були досліджені в Університеті Анрі Пуанкаре (Нансі, Франція) з використанням методів оптичної мікроскопії (ОМ), електронної мікроскопії (SEM), мікрозондового рентгеноспектрального аналізу (МАР). Концентрації U, Fe²⁺ і Fe³⁺ було визначено у комплексі з іншими породоутворювальними й розсіяними елементами методом ICP-MS/-AES в лабораторії CNRS (Франція).

Геологічна позиція Новокосянтинівського родовища. Родовища в Na-метасоматитах Інгульського мегаблоку УЩ розташовані вздовж східного й західного обрамлення Новоукраїнського магматичного масиву, контролюючись Кіровоградською та Звенигород-Аннівською регіональними розломними зонами, відповідно, а також на території самого масиву, розміри якого складають ~65×55 км. Новокосянтинівське родовище розташоване поблизу контакту Новоукраїнського масиву з Корсунь-Новомиргородським плутоном, який зрізає тектонічні структури, в т.ч. альбітитоносні. Воно приурочене до північної крайової ділянки Новокосянтинівської розломної зони, яка субмеридіально простягається в центральній частині Новоукраїнського масиву і представлена кількома паралельними та кулісоподібно розташованими гілками-розломами, які супроводжуються ділянками розвитку пластичних і крихких деформацій – бластомілонітів, мілонітів, зон об'ємного катаклазу, брекчіювання та тектонічно розсланцюваних порід, які, в свою чергу, контролюють альбітизацію та розподіл уранового зруденіння. Ширина смуги тектонічно порушених порід Новокосянтинівської розломної зони коливається від кількох сотень метрів до 1,5–2 км. Зона добре простежується за рядом позитивних магнітних аномалій, викликаними підвищеними концентраціями магнетиту в альбітитах [1]. Південніше, зона контролює ще три родовища урану – Літне, Лісне й Докучаєвське.

У тектонічному плані Новокосянтинівське родовище приурочене до зчленування Січного розлому північно-східного простягання, який входить до Глодоської системи розломів, з серією субмеридіональних розломів Новокосянтинівської зони, серед яких найчіткіше виражені Підстилаючий, Меридіональний, Східний і Сієнітовий. Січний розлом перетинає родовище з заходу на схід і в північно-східній частині родовища на рівні горизонту -660 м з'єднується з Сієнітовим розломом. Розломи падають на схід під кутами 25–65°. Згідно з структурним положенням, на родовищі розрізняють три рудні зони, які складені окремими рудними тілами штокверкового та лінзоподібного характеру. Зони близькі за запасами. Перша рудна зона розташована в північній частині родовища між Січним і південніше розташованим Західним розломами північно-східного простягання, друга рудна зона контролюється безпосередньо Січним розломом, і третя рудна зона контролюється субмеридіональними порушеннями в східній частині родовища. Загалом, за даними ДП "СхідГЗК", рудні зони містять 178 рудних тіл, які контролюються зонами об'ємного катаклазу чи тектонічного розсланцювання, простягаючись на відстань від кількох десятків до 600–700 м. Площа родовища приблизно складає 1,5×1,5 км, зруденіння простежено на глибини до ~1200 м.

Послідовність формування мінералів і стадійність мінералоутворення. Вмісні граніти Новокосянтинівського родовища мають такий склад: мікрокліперит – 50–65 %, олігоклаз – 30–50 %, кварц – 20–35 %, біотит – 5–20 %, альмандин – 1–8 %. Альбітити зберігають структурно-текстурну характеристику гранітів, у більшості проявляються неясні структури катакла-

зу, які при мікроскопічних дослідженнях видно завдяки розвитку різної інтенсивності мікроскопічної тріщинуватості в кристалах альбіту. Макроскопічно ж ці структури, внаслідок розвитку пізнішої метасоматичної мінералізації вздовж тріщин, є, здебільшого, тінювими.

Перша стадія гідротермально-метасоматичного мінералоутворення розпочалася з кристалізації хлориту й епідоту, які заміщували біотит і гранат у вмісних гранітах впродовж вилугування кварцу. Таким чином формувалися породи, які за петрохімічною класифікацією відповідають сієнітам (надалі – епісієніти). В епісієнітах Новокосянтинівського родовища кварц частково чи повністю відсутній, а породи характеризуються мікротріщинуватістю, яка завше засвідчує змикання пустот вилугування кварцу в крупнозернистих породах внаслідок високих Р-Т параметрів. Підвищений вміст кварцу, порівняний з таким у гранітах, спостерігається в деяких крайових частинах альбітитів, де, вірогідно, відбувалося концентрування кремнезему, який виносився з порід в процесі формування епісієнітів.

Альбітити, в середньому, на 70–80 % складені альбітом, який утворює досконалі псевдоморфози по мінералах вмісних порід, або ж кристалізувався у тріщинах чи пустотах вилугування епісієнітів. Обидва морфотипи є синхронними. У найбільш інтенсивно альбітизованих породах альбіт псевдоморфно заміщував фемічні мінерали з утворенням альбітитів, які на 98 % складені альбітом. Такі альбітити трапляються зрідка, здебільшого біотит і хлорит заміщувалися егірином та амфіболами (рибекітом і/чи актинолітом). Fe і Ti при розчиненні біотиту перевідкладаються у вигляді магнетиту, титаномагнетиту чи ільменіту, які формують кристалічні індивіди та їх агрегати, що зазвичай концентруються вздовж міжкристалічних меж силікатів чи формують мікропрожилки. Трапляються тінюві структури, складені пойкилітовими виділеннями чи кристалами магнетиту в альбітитах, групи яких повторюють контури агрегатів магматичного біотиту. У більшості ж випадків Ti перевідкладався у вигляді титаніту, який формує кристалічні агрегати чи пойкилітові або мірмекітоподібні включення в егірині (рідше в амфіболах), подекуди в тісній асоціації з рутилом. З часом, вірогідно внаслідок охолодження гідротермальної системи, егірин кородував альбіт, а ще пізніше альбіт і егірин заміщувалися рибекітом, подекуди з кристалізацією кальциту й/чи епідоту. Здебільшого, вищеописані егіринові, амфіболові чи егірин-амфіболові альбітити малорудні, містять <0,05 ваг. % U. Локально високі концентрації U, до 0,1 ваг. %, а подекуди й вище, пов'язані з мінералізацією давідиту. Хімічний склад мінералу, який в даній праці називається давідитом, сталий для різних мінеральних асоціацій і досить добре відповідає формулі феропсевдобрукіту FeTi₂O₅ з вмістом U ~ 0,1 п.ф.о. Згідно з мікрозондовими аналізами, при перерахунку на 3 катіони, цей мінерал у Новокосянтинівському родовищі має формулу (Fe_{0.84–0.99}, Ca_{0.00–0.06}, Sr_{0.00–0.06}, Mn_{0.00–0.03}, Pb_{0.03–0.08})²⁺_{0.94–1.12}(Ti_{1.64–1.80}, Si_{0.00–0.02}, V_{0.01–0.04}, U_{0.05–0.10})⁴⁺_{1.76–1.90}O_{5.09–5.13}, не має суттєвих домішок Y і РЗЕ і, ймовірно, є новим мінералом, оскільки феропсевдобрукіт стабільний за температур понад 1000°C, а давідит мав би містити лантаноїди. Положення давідиту в егіринових альбітитах достережно вивчити не вдалось – трапляються як окремі кристали і гнізда-агрегати, так і ксеноморфні виділення, а також пойкилітові включення в егірині в асоціації з титанітом. Окрім того, давідит часто зустрічається у складі пізнішого ураноносного кальцит-флогопіт-магнетитового парагенезису (рис. 1, в). Також, в егіринових альбітитах трапляються зони, які збагачені на уран внаслідок розвитку прожилково-вкрапленої мінералізації андрадиту, Ca-Mg амфіболів, епідоту, флогопіту, кальциту, з якою сингенетично пов'язана кристалізація уранініту, давідиту або темно-

коричневого до жовтого, збагаченого на Si, бранериту (рис. 1, а). Прожилки бранериту сягають товщини 0,5 см.

Егірин-амфіболові альбіти опісля формування були дислоковані – розбиті тріщинами в результаті нових тектонічних рухів і, подекуди, гранульовані з перекрис-

талізацією кристалів альбіту й пластично деформовані, що виражено у вигнутих кристалах альбіту й титаніту. Ці ефекти є наслідками високих Р-Т умов, засвідчують зростання температури до близько 550°C.

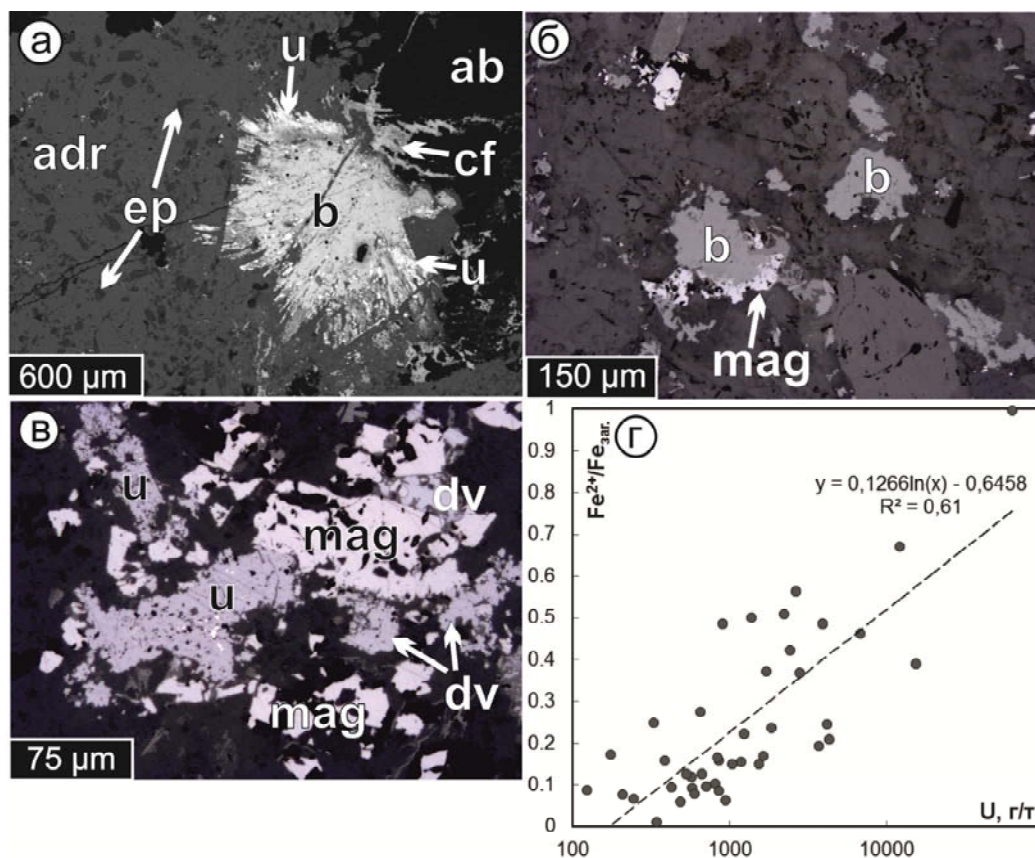


Рис. 1. Співвідношення мінералів і кількісна кореляція елементів у рудних тілах Новокосятинівського родовища:

а) псевдоморфоза бранериту по радіально-променистому егірину (на фото відсутній) в андрадит-епідотовому агрегаті, який замінив егіриновий агрегат, ураніт розвивається по бранериту (SEM); б) phl-cal-mag альбіт: бранерит формує псевдоморфози по виділеннях магнетиту (OM); в) phl-cal-mag альбіт: давідит і ураніт псевдоморфно зміщують магнетит (OM); г) логарифмічна залежність між вмістом U і співвідношенням Fe^{2+}/Fe_{ar} в рудних тілах. adr – андрадит; б – бранерит; cal – кальцит; cf – кофініт; dv – давідит; ep – епідот; mag – магнетит; phl – флогопіт; u – ураніт

Друга стадія гідротермально-метасоматичного мінералоутворення розпочалася з надходження нових порцій флюїдів вздовж системи нової тріщинуватості. Вони були невідновжені стосовно альбітитів і спричиняли Ca-метасоматоз, з цементуванням новими мінералами вже сформованих альбітитів. Андрадит, епідот і бранерит сумісно формують псевдоморфози по егірину чи егірину-авгіту, подекуди з уранінітом (рис. 1, а) і давідитом. Розпад егірину й егірину-авгіту призводить до кристалізації титаніту. Ураніт нерідко формує кристали в титаніті чи в асоціації з титанітом, що, ймовірно, є наслідком розпаду Ti-U- мінералів, які формувалися на фронті Ca-метасоматозу, але в подальшому ставали нестабільними і розпадалися. (Са)амфібол-кальцит-епідотовий – більш низькотемпературний парагенезис, кородував альбіти, розвивалися вздовж тріщин та метасоматично. Серед амфіболів найбільш поширений актиноліт і амфіболи паргасинт-гастингситового ряду. Стадія Ca-метасоматозу завершилася кристалізацією кальциту, у супроводі проявлення К-метасоматозу. Агрегати кальциту інтенсивно кородували й перетинали по мікропрожилках вже сформовані альбіти. Егірин і амфіболи повністю розчинялися, заміщуючись флогопітом. Вивільнення заліза з егірину й амфіболів результувало масову кристалізацію мікрористалічного магнетиту або ільменіту, який, подекуди розчиняючись, заміщу-

вався флогопітом. Так само кристалізувався титаніт і, рідше, – рутил. Кристалики магнетиту формують групи, які відображають тіньові контури агрегатів егірину й амфіболів. Агрегати тонких лусочок флогопіту при розвитку по амфіболових альбітиках формують тіньові структури нефритоподібних агрегатів. Таким чином сформований кальцит-флогопіт-магнетитовий парагенезис часто містить сингенетичну мікронну вкрапленість малакону, давідиту, бранериту і/або уранініту. Давідит зустрічається у вигляді ксеноморфних виділень і псевдоморфоз по магнетиту. Бранерит переважає, утворюючи прожилки, різної форми вкрапленики, окремі кристали, погано агреговані гнізда і псевдоморфози по егірину, магнетиту (рис. 1б) й амфіболах. При заміщенні Ti-вмісних мінералів, на фронті уранініту утворюється бранерит, який сам заміщується уранінітом. Узагальнена формула бранериту Новокосятинівського родовища: $(U^{4+}_{0.44-0.58}, Zr^{4+}_{0.00-0.06}, Ca^{2+}_{0.40-0.66}, REE^{2+}_{0.01-0.05}, Pb^{2+}_{0.12-0.25})_{1.14-1.24}(Ti^{4+}_{1.46-1.93}, Si^{4+}_{0.06-0.45}, V^{4+}_{0.00-0.03}, Fe^{3+}_{0.05-0.12}, Al_{0.00-0.04})_{2.03-2.14}O^{2-}_{5.62-5.77}$. Розмір кристаліків уранініту, здебільшого, не перевищує 10 мкм, однак подекуди досягає 50 мкм (рис. 1, в). Більш крупні виділення уранініту трапляються зрідка у вигляді настуранових сферолітів, окремих кристалів чи погано агрегованих гнізд, характеризуючи ділянки перенасичення ураном мінералоутворювальних флюїдів. Ураніт, здебі-

льшого, кородує й заміщує магнетит, однак заміщення уранінітом егірину чи амфіболів є також поширеним. Заміщення урановими мінералами магнетиту може відбуватися як у супроводі заміщення магнетиту гематитом, так і без такого. В асоціації з багатою уранінітовою рудою був зустрінутий новоутворений К-польовий шпат. Уранініт Новокосятинівського родовища містить підвищений вміст Zr (0,47–1,51 % ZrO₂). Хімічний вік по трьох аналізах уранініту з кальцит-флогопіт-магнетитових агрегатів склав 1793, 1861 і 1872 млн р.

В рудних тілах спостерігається середньої сили логарифмічна залежність між вмістом урану і співвідношенням $Fe^{2+}/Fe_{заг.}$ (рис. 1, г), яка засвідчує, що осаждення урану контролювалось кількістю Fe^{2+} -вмісних мінералів в породі.

З часом, крайові зони гідротермальної системи були хлоритизовані, з формуванням масових псевдоморфоз хлориту по більш ранніх фемічних мінералах. Уранові мінерали розчинялися чи заміщувалися кофінітом. Також, кофініт подекуди формувався шляхом заміщення флогопіту при хлоритизації. Більш екзотичними місцями є розвиток нової тріщинуватості у рудних тілах, в яких відбулося поновлення гідротермальної активності з кристалізацією прожилково-вкрапленого епідот-барит-кальцитового парагенезису, який супроводжувався виникненням ореолів сингенетичної хлоритизації та епідотитизації альбітитів.

Висновки. Головні метасоматичні мінерали впродовж метасоматичного формування рудних тіл Новокосятинівського родовища формувались у такій послідовності (від ранніх до пізніх): **перша стадія:** хлорит + епідот → альбіт + Na-амфіболи + егірин + магнетит (або гематит) + титаномангнетит + ільменіт + рутил + кальцит → Са-амфіболи + кальцит + титаніт → **друга стадія:** андрадит + епідот + титаніт + давідит + бранерит + уранініт → актиноліт ± магнезйорібекіт ± епідот + кальцит ± давідит ± бранерит → кальцит + флогопіт + магнетит →

флогопіт + малакон + давідит + бранерит + уранініт → хлорит ± епідот ± кальцит ± барит ± кофініт. Впродовж першої стадії відбувався винос кварцу й формувалися мінерали Na-метасоматозу. Друга стадія ознаменувала поновлення тектонічної активності в умовах високих температур та тисків. Під час другої стадії відбувалося розчинення й заміщення мінералів Na-метасоматитів мінералами Са-, а пізніше й К-метасоматозу.

Багато уранові руди пов'язані лише з метасоматитами другої стадії. Враховуючи масові спостереження заміщення урановими мінералами оксидів і силікатів Fe, і досить чітку позитивну логарифмічну залежність між вмістом U в руді та співвідношенням $Fe^{2+}/Fe_{заг.}$ (рис. 1г), необхідно констатувати, що уранова мінералізація формувалася на відновлювальному бар'єрі, який контролювався кількістю Fe^{2+} -мінералів. Контактуючи з U-вмісними розчинами, загальна площа поверхні цих Fe^{2+} -мінералів визначала інтенсивність такого бар'єру. Отже, мінерали урану кристалізувались, заміщуючи Fe^{2+} -вмісні мінерали (магнетит, ільменіт, егірин і амфіболи) згідно зі схемою відновлення шестивалентного урану: $U^{6+}_{розчин} + 2Fe^{2+}_{мінерал} \rightarrow U^{4+}_{мінерал} + 2Fe^{3+}_{розчин/гематит}$.

1. Белевцев Я.Н., Коваль В.В., Бакаржеев А.Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Ред. Н.Я. Белевцев. – К., 1995. 2. Ветштейн В.Е., Щербак Д.Н. Особенности распределения изотопов водовода газовой-жидких включений в натриевых метасоматитах // Докл. АН СССР. – 1981. – № 1. – С. 3–6. 3. Ємець О.В., Пономаренко О.М., Кюні М., Петріченко К.В., Щербак Д.М., Сінєлю С. Мінералого-геохімічні особливості та вік уранового зрудіння альбітитів Кіровоградського блоку на прикладі Новокосятинівської урановорудної ділянки (Новоукраїнський гранітний масив, Український щит) // Мін. журн. – 2007. – № 2. – С. 102–110. 4. Тарасов Н.Н. Геотектоническая позиция и структура Новоукраинского урановорудного поля (Украинский щит) // Геология рудных месторождений. – 2004. – № 4. – С. 275–291. 5. Фомін Ю.О., Деміхов Ю.М. Изотопный состав кислорода и водорода газовой-жидких включений у польових шпатах натрієво-карбонатних метасоматитів докембрію // Доп. АН УРСР. – 1990. – № 10. – С. 25–28.

Надійшла до редколегії 20.05.10

УДК 502:551.49 (477.62)

Н. Захарій, інж., М. Курило, канд. геол. наук

ОБГРУНТУВАННЯ ЕТАПУ ВИКОРИСТАННЯ НАДР ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ ЗА РЕСУРСНИМИ ТА ГЕОЛОГО-ЕКОЛОГІЧНИМИ ПОКАЗНИКАМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

Розглядаються проблеми процесів виснаження надр на прикладі регіону Західного Донбасу. Співставляються еколого-геологічні та геолого-економічні показники інтенсивної експлуатації родовищ корисних копалин. Визначено, що досліджуваний регіон знаходиться на етапі інтенсивного використання, а за еколого-геологічними характеристиками має ознаки етапу виснаження.

Problems of depletion process are examined by the example of Western Donbas region. Changes of ecological-geological indices depending on minerals using activity are analyzed. It was defined that Western Donbas region had characteristic of the stage of intense using.

Постановка проблеми. Гірничовидобувні регіони України внаслідок тривалого використання мінерально-сировинної бази зараз є об'єктами прояву процесів виснаження надр, що проявляються у погіршенні якості корисних копалин, ускладненні гірничо-геологічних умов експлуатації, техногенних змінах геологічного середовища. В роботі [2] авторами визначені етапи освоєння надр та характерні зміни економічних та екологічних показників стану мінерально-сировинної бази. Визначення ступеня освоєння та виснаження для окремих регіонів пропонується проводити за комплексом показників: співвідношення прогнозних і перспективних ресурсів до запасів, підготовлених до освоєння; витрати на охорону навколишнього середовища; стійкість геологічного середовища; показники техногенних змін геологічного середовища та асиміляційного потенціалу. За співвідношенням запропонованих показників виділяють:

I – етап геологічного вивчення надр; II – етап інтенсивного використання; III – етап виснаження.

Аналіз останніх досліджень та виділення невирішених раніше проблем. Геолого-екологічні та геолого-економічні проблеми інтенсивного освоєння надр гірничовидобувних регіонів є досить актуальними, і досліджуються в роботах Г.І. Рудька, Е.О. Яковлева, М.М. Коржнева, але як правило розглядаються окремо екологічна та економічна складова. В монографіях [3–4] розглянуто ресурсний потенціал геологічного середовища та екологічна безпека техноприродних геосистем, викладені методологічні аспекти впливу інтенсивного використання надр на геологічне і суміжне середовище гірничовидобувних районів, проаналізовано стан геологічного середовища на прикладі Західного Донбасу. В роботі [5] викладено концептуальні засади реструктуризації мінерально-сировинної бази України та її інформаційного забезпечення на рівні організації системи моні-

торингу мінерально-сировинних ресурсів і стану навколишнього середовища. В перелічених роботах об'єктом досліджень є крупні промислові регіони, які мають тривалу історію розвитку гірничодобувного комплексу. Об'єктом даного дослідження є вугледобувний регіон Західного Донбасу, який вважається відносно "молодим" (розробка родовищ проводиться з середини 60-тих років XX ст) та характеризується інтенсивним розвитком небезпечних змін геологічного середовища.

Цілі статті. В роботі пропонується визначення етапів використання надр на прикладі регіону Західного Донбасу із використанням геолого-економічних та екологічних показників. Досліджуваний регіон характеризується інтенсивним розвитком добувної промисловості, серед підприємств якої більшість є вугледобувними,

тому пропонується порівняння динаміки загального видобутку вугілля в Україні із показниками видобутку в даному регіоні.

Викладення основного матеріалу. Перший комплекс оціночних показників для визначення етапів виснаження надр – геолого-економічний (ресурсний). Розробка вугільних родовищ в Донбасі проводиться на глибинах від поверхні до понад 1500 м. Глибина експлуатації в Західному Донбасі змінюється від 0 до 900 м (більшість шахт – 0–600 м). Найбільш інтенсивно експлуатується вугілля на горизонтах в інтервалі глибин 300–900 м, де видобуток вугілля становить 33,433 млн т (63,0 % від загальнобасейнового), а кількість задіяних шахт становить 111 (із 159), тобто 69,8 % від загальної кількості шахт басейну (табл. 1).

Таблиця 1

Глибина розробки запасів та виробничі потужності ВАТ "Павлоградвугілля"		
Глибина розробки, м	Підприємство ВАТ "Павлоградвугілля"	
	Кількість шахт	Потужність, тис. т/рік
0–300	4	3370
301–600	5	5050
601–900	1	1150
0–900	10	9570

Графік на рис. 1 характеризує загальну динаміку видобування вугілля в Україні, в тому числі і підприємствами "Павлоградвугілля" в Західному Донбасі. Його вигляд чітко узгоджується із теоріями виснаження вичерпних ресурсів і відображає стан цієї галузі і вітчизняних родовищ. Графік має кололоподібну форму із максимумом видобутку в 1970–х роках. За відповідними теоріями в цей період можна зафіксувати вичерпання половини доступних рентабельних запасів. Для вітчизняних родовищ такі твердження повинні коригуватись змінами у економічному, політичному середовищі, але оскільки істотних технологічних змін у видобуванні вугілля не відбувалось, частково ці положення є вірними.

Найбільшим видобувним підприємством регіону є ВАТ "Павлоградвугілля", до складу якого входять 10 шахт (річна виробнича потужність трьох з них – 601–900 тис. т/рік та 7 – 901–1200 тис. т/рік.) та інші структурні підрозділи. В 2008 р. шахтами "Павлоградвугілля" видобуто понад 14 млн т вугілля, що становить 18,2 % від видобутку по країні. Балансові запаси вугілля в басейні Західного Донбасу складають 14,3 млрд т, у тому числі 2,3 млрд т – коксівне вугілля. Динаміка видобутку вугілля

данім підприємством наведена на рис. 1. Співвідношення запасів і ресурсів вугілля даного регіону складає 16,5; співвідношення запасів промислових категорій до запасів у діючих горизонтах – 2,6. Вугільні пласти басейну відзначаються відносно витриманою потужністю, і відносяться до тонких пластів. Для вугільних пластів Західного Донбасу характерні внутрішньоформаційні та постформаційні розмиви, які на значних площах зумовили заміщення вугільних пластів пісковиками. Більшість пластів має потужність 1,5–2 м. Основне промислове значення в басейні мають пологі та нахилені пласти.

За підрахованими даними на 2008 р. із надр вилучено лише 2,8 % розвіданих запасів вугілля. Такі значення свідчать, що за геолого-економічними показниками забезпечення запасами та динаміки видобутку даний регіон знаходиться лише на початку інтенсивного використання. Характерним для цього етапу також є покращення віддачі інвестицій у модернізацію виробництва, які спостерігаються на підприємстві. Пріоритетне використання інноваційних технологій значно поліпшило якість вугільної продукції, що поставляється в основному на теплові електростанції й коксохімічні підприємства.



Рис. 1. Динаміка видобутку вугілля в Україні та ВАТ "Павлоградвугілля"

Другий комплекс показників стосується змін геолого-екологічних умов регіону, техногенних змін геологічного середовища та асиміляційного потенціалу. Для їх вивчення було проведено обробку всього комплексу інформації в ГІС (по Західному Донбасу). Підприємства вугільної промисловості відносяться до екологонебезпечних, оскільки розробка вугільних родовищ істотно впливає на гідрохімічний режим експлуатації поверхневих і підземних вод, посилює забруднення повітряного басейну, погіршує родючість ґрунтів. Специфічним забрудненням водних басейнів є скидання значної кількості високомінералізованих шахтних вод у поверхневі водойми та водостоки, а також у накопичувачі, в яких відбувається відстій шахтного водозливу та зливу збагачувальних фабрик. Довготривале інтенсивне використання надр призвело до накопичення негативного впливів на навколишнє природне середовище і людину, що найбільш наглядно можна спостерігати в вугледобувних районах України, де екологічна ситуація досягла критичної межі. Це має прояв у різкому збільшенні надзвичайних еколого-геологічних ситуацій. Техногенні зміни геологічного середовища (ГІС) призвели до порушення його наступних параметрів [2]:

- геохімічних (ландшафтно-геохімічних);
- гідрогеологічних;
- інженерно-геологічних (екзо-геодинамічних);

- геофізичних (сейсмо-геофізичних);
- медико-геологічних.

Розвиток вугільної промисловості у Західному Донбасі викликає стійкі негативні зміни природної геологічної ситуації району, що обумовлена складними гідрогеологічними умовами розробки родовищ, обводненістю вуглевміщуючої товщі порід солоними водами, зв'язком вугільних пластів, що розробляються, з вищезалегаючими горизонтами прісних вод, які використовуються для централізованого господарсько-питного водоспоживання.

Основними факторами, що впливають на погіршення гідрогеологічних умов району є шахтний водовідлив, скид та акумуляція високомінералізованих шахтних вод в ставки-відстійники, просадка земної поверхні над виробленим простором, що призводить до підтоплення та повного затоплення значних територій, накопичення шахтних порід у відвалах, рекультивація просівших ділянок у заплаві р.Самари з використанням шахтних порід та відходів вуглезбагачення.

На основі аналізу всього комплексу природних і техногенних чинників з урахуванням їх пріоритетності розроблено методику обробки усіх видів наявних даних для складання бази геоданих та створено ГІС-модель для Західного Донбасу з наповненням бази даних інформацією, необхідною для виконання екологічних оцінок (рис. 2).

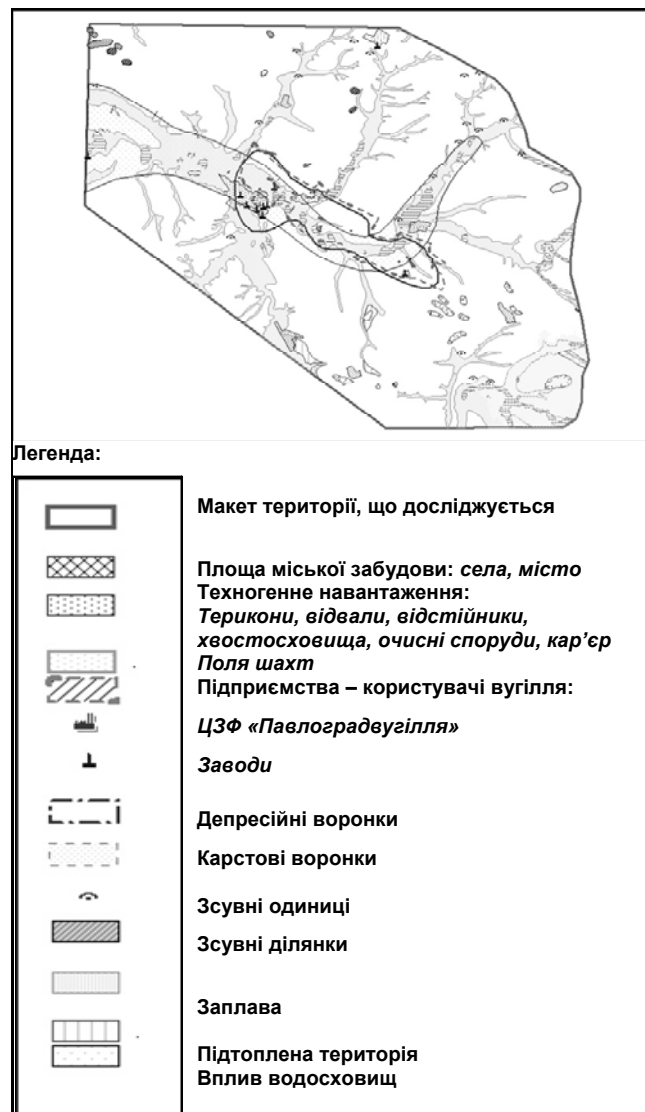


Рис. 2. Схематична карта зіставлення гідрогеологічних даних з техногенним навантаженням вуглевидобувної діяльності Західного Донбасу

Зважаючи на попередні дослідження, що мали загальною характер або більш локальний масштаб, було запропоновано методику дослідження зміни еколого-гідрогеологічних умов, що спричинені впливом вуглевидобувної діяльності на території Західного Донбасу. В основу було покладено обробку різнопланових даних для нерівномірної сітки спостережень з встановленням зв'язків (статистичний аналіз) між проявом небезпечних геологічних процесів та оцінено ризик розвитку цих процесів.

Поняття "ризик" розглядається як ймовірність виникнення тієї чи іншої події, що спричинена впливом зовнішніх чинників та діяльністю людини і призводить до негативних наслідків для держави, суспільства, для окремого індивіда (наприкладі впливу вуглевидобувної діяльності на території Західного Донбасу). Основою для визначення можливо-го ризику прояву негативних змін геологічного середовища (як природних, так і техногенних) є його комплексний показник, який акумулює всю послідовність залежних і незалежних ризиків. При цьому залежні ризики перемножуються, а незалежні – додаються.

Прояв небезпечних змін геологічного середовища (просідання, провали, карст, зсуви, підтоплення тощо) має площинний вираз. Можна провести їх картографування, підрахунок площі, їх частку від території району, області чи країни. Якщо для території побудовані карти прояву небезпечних техногенних змін геологічного середовища за кожним типом таких змін (просіданням, карстом, зсувами тощо), то можна скласти загальну карту ризиків небезпечних змін геологічного середовища території. Після створення картографічної бази даних це легко можна зробити за допомогою серії запитів та математикою карт в середовищі ГІС.

Після встановлення залежності впливу процесів між собою було підраховано ризик розвитку цих процесів на даній території. Складено загальну формулу ризику прояву небезпечних змін ГС для території, на прикладі Західного Донбасу:

$$R_{ГС} = R_{ТН} \cdot R_{ДВ} + \dots + R_{К} \cdot R_{ПД}, \quad (1)$$

де $R_{ГС}$ – загальний ризик небезпечних змін ГС, складовими якого є $R_{К}$ – ризик прояву карсту, $R_{ПД}$ – ризик під-

топлення території, $R_{ТН}$ – ризик впливу збільшення техногенного навантаження, $R_{ДВ}$ – ризик збільшення депресійних воронко тощо.

Таблиця 2
Класифікація рівнів ризику [1]

Категорія	Оцінка рівнів	Ризик (імовірність)
1	Безпечний	$< 10^{-4}$
2	Прийнятний	10^{-4}
3	Небезпечний	10^{-3}
4	Особливо небезпечний	$> 10^{-3}$

Ризик у техногенній сфері нашої країни (за існуючими дослідженнями і класифікаціями) досить високий і становить $5.35 \cdot 10^{-4}$ (у нормативних документах Євросоюзу та Росії значення індивідуального ризику рекомендується приймати не більшим за 10^{-6}). Рекомендована класифікація рівнів ризиків наведена в табл. 2. Показник ризику для досліджуваної території вуглевидобувної діяльності в межах ГІС-моделі Західного Донбасу дорівнює $1,7 \cdot 10^{-3}$ і за існуючими класифікаціями належить до небезпечних.

Висновки. Таким чином, за комплексом досліджуваних показників регіон Західного Донбасу знаходиться на етапі інтенсивного використання надр (за значеннями геолого-економічних показників), і на етапі виснаження надр (за змінами еколого-геологічних умов) із масштабним проявом небезпечних змін геологічного середовища (просідання, провали, карст, зсуви, підтоплення тощо). Про це свідчить розрахований показник загального ризику небезпечних змін геологічного середовища, який для досліджуваної території в межах ГІС-моделі Західного Донбасу дорівнює $1,7 \cdot 10^{-3}$ і за існуючими класифікаціями відноситься до небезпечних.

1. Екологічна геологія / Под ред. М.М. Коржнева. -К., 2006. 2. Коржнев М.М., Міщенко В.С., Шестопалов В.М., Яковлев Є.О. Концептуальні основи поліпшення стану довкілля гірничовидобувних регіонів України. - К., 2000. 3. Рудько Г.І. Ресурси геологічного середовища та екологічна безпека техноприродних систем. - К., 2006. 4. Рудько Г.І., Адаменко О.М. Конструктивна геоекологія: наукові основи та практичні втілення. - Ч., 2008. 5. Реструктуризація мінерально-сировинної бази України та її інформаційне забезпечення / За ред. С.О. Довгого. - К., 2007.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 549.322.3

Р. Бочевар, асп.,
Л. Скаун, канд. геол.-мінералог. наук

МІЛЕРИТ КАПІТАНІВСЬКОГО УЛЬТРАБАЗИТОВОГО МАСИВУ (ГОЛОВАНІВСЬКА ШОВНА ЗОНА)

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

Описано знахідки мілериту в Капітанівському ультрабазитовому масиві. Визначено просторове розміщення мінералу в породи, морфологію зерен, хімічний склад та мінеральні асоціації. Зроблено висновки про генезис та значення мілериту серед сульфідних руд ультрабазитових утворень Капітанівського рудного поля.

In this paper the finds of millerite in the Kaitanivsky ultrabasic massif was described. Dimensional placing of mineral in the rock, morphology of grains, chemical composition and mineral associations were determined. The genesis and importance of millerite among sulfide ores of ultrabasic formations of the Kapitanovsky ore field have been proved.

Вступ. Мілерит – характерний пізній мінерал серпентинізованих масивів, розшарованих інтрузій із Cu-Ni сульфідними рудами та в гідротермальних жилах разом з іншими сульфідами і арсенідами нікелю і кобальту. Його кристалізація спричинена низькотемпературними гідротермальними розчинами і можливо, процесами вивітрювання [10]. Також він присутній в родовищах різного походження від карбонатитів Палабора (ПАР) до золоторудних родовищ Березовське та Наталка в Росії і стратиформних родовищ міді (Цумеб, Намібія). Представлений мілерит на родовищах у вигляді волосоподібних пористих мас і радіально-лучистих агрегатів, утворених тонкими голчастими кристалами.

В Україні мілерит виявлений у вигляді голочок і волосоподібних кристалів, іноді променевих агрегатів і стягнень в карбонатизованих серпентинітах, тальк-карбонатних, кварц-карбонатних і інших породах Придніпров'я, в піроксенітах Криворізького басейну [9]. На Донбасі NiS зустрічається у вигляді включень в дикіті з тріщин висихання конкрецій і прожилків, в вугленосній товщі, в зоні зчленування Волновасько-Чернухінського і Мушкетовсько-Персіанівського глибинних розломів, рудах Нагольно-Тарасівського, Центрально-Нагольчанського і Західно-Єсаулівського рудопоясів. Зрідка мілерит присутній на ртутних рудопоясах Донбасу [11]. Утворення мілериту в Нагольному кряжі і на інших про-

явах пов'язано з завершальною стадією поліметалічного рудоформування [11].

Про присутність мілериту в ультрабазитових масивах Капітанівського рудного поля згадано у роботах [1, 3], однак дослідниками він детально не описаний. Доцільним є вивчення мілериту Капітанівського масиву тому, що його присутність свідчить про певні гідротермальні процеси, які відбувались в історії масиву.

Матеріали та методи дослідження, отримані результати. Мілерит виявлений в керні свердловин, вибурених в межах ультрабазитового масиву (рис. 1) при вивченні перспектив Капітанівського рудного поля. Ка-

п'яний матеріал із п'яти свердловин був відібраний на керносховищі ПГЕ ПДРГП "Північгеологія".

Капітанівський масив входить в склад Голованіського тектонічного блоку архейського Дністровсько-Бузького кратону. Форма Капітанівського масиву в плані – подовжено-лінзоподібна, пластовидна, майже прямолінійна, північно-західного (330–340°) до субмеридіонального простягання з нерівними межами. Масив залягає згідно з породами, що його вміщують, є фрагментом розширеного силу [6]. Детально геологічна будова Капітанівського масиву описана в роботах [1, 6, 7]

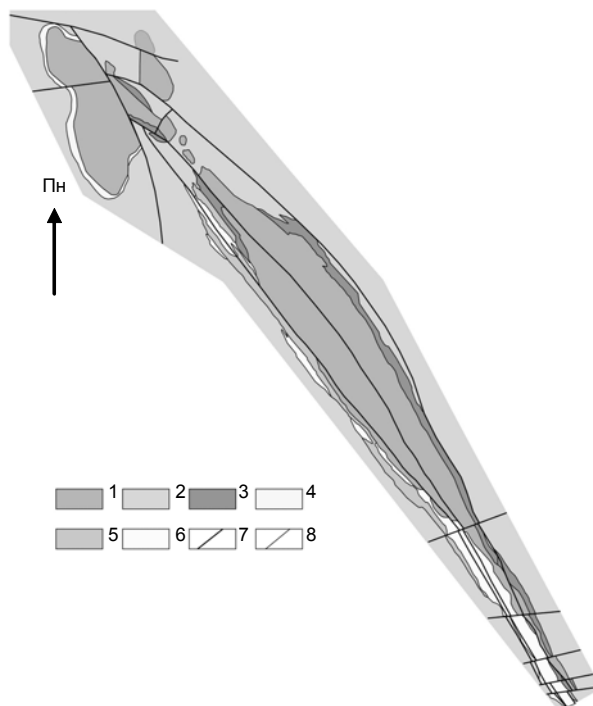


Рис. 1. Схема геологічної будови Капітанівського ультрабазитового масиву, м-б 1:20000 (за даними ПГЕ ПДРГП "Північгеологія" з доповненнями та спрощеннями авторів):

- 1 – серпентиніти; 2 – гранітогнейси лейкократові біотитовмісні; 3 – кальцифіри (офікальцити апосерпентинітові); 4 – плагіогнейси біотитові, гранат-біотитові; 5 – плагіогнейси гранат-силіманіт-біотитові кордієритовмісні; 6 – кварцити вторинні алогнейсові; 7 – головні розривні порушення; 8 – геологічні границі

Проведено макроскопічні та мікроскопічні мінералогічні дослідження. Рентгеноспектральні електронно-зондові аналізи та електронно-мікроскопічні дослідження виконувалися в лабораторії прецизійних аналітичних досліджень УкрДГРІ (аналітик О.В. Ковтун), та в науково-технічному та навчальному центрі низькотемпературних досліджень геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка (аналітик Р.Я. Серкіз).

Попередні дослідження [1] серпентинітів із різним вмістом хроміту виявили присутність вкрапленості магнетиту, піротину, пентландиту, віолариту, піриту, герсдорфиту, нікеліну та платиноїдів. Також відмічається утворення мілериту по пентландиту.

Мілерит, що нами досліджувався, представлений окремими голчастими індивідами та їх зростками у тріщинах серпентинізованих перидотитів в асоціації із кальцитом (рис. 2). Індивіди мілериту мають характерний голчастий обрис із паралельною видовженню штрихуватістю; їх довжина складає від 4 до 300 мкм при ширині від 0,5 до 40 мкм.

У серпентинізованих піроксенітах, кальцифірах, на контакті хромітової руди і кальцифірів досліджені окремі зерна ксеноморфної форми як самостійно, так і в зростках із галенітом (рис. 3).

Хімічні аналізи відповідають стехіометрії мінералу і усереднена формула має вигляд $\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.03}\text{S}$ (табл. 1). Ферум постійно присутній в мілериті Капітанівського ультрабазитового масиву в кількостях від 1.4 до 3.4 ваг. %, що складає 0.02–0.05 ф.о. Згідно з літературними даними, домішка феруму із аналогічними концентраціями характерна для мілериту. У зернах мілериту в пробах із свердловини 4301 виявлено ізоморфні домішки кобальту в межах 1.5 ваг. %.

Обговорення результатів. Мілерит належить до числа мінералів, які порівняно рідко зустрічаються в природі і зазвичай має гідротермальне походження. Наші дослідження вказують на те, що мілерит Капітанівського ультрабазитового масиву є вторинним мінералом і його присутність в масиві свідчить про участь гідротермальних процесів у формуванні його сульфідної мінералізації, що відбувається після крихких деформацій масиву.

Порівнюючи мінералізацію досліджуваного ультрабазитового масиву з відомими світовими родовищами магматичного походження, що пов'язані з ультрабазитами, відмітимо, мілерит Капітанівського ультрабазитового масиву і мілерит родовищ Садбері (Канада), Бушвельдського масиву (ПАР) знаходяться в аналогічних мінеральних асоціаціях [12, 13].

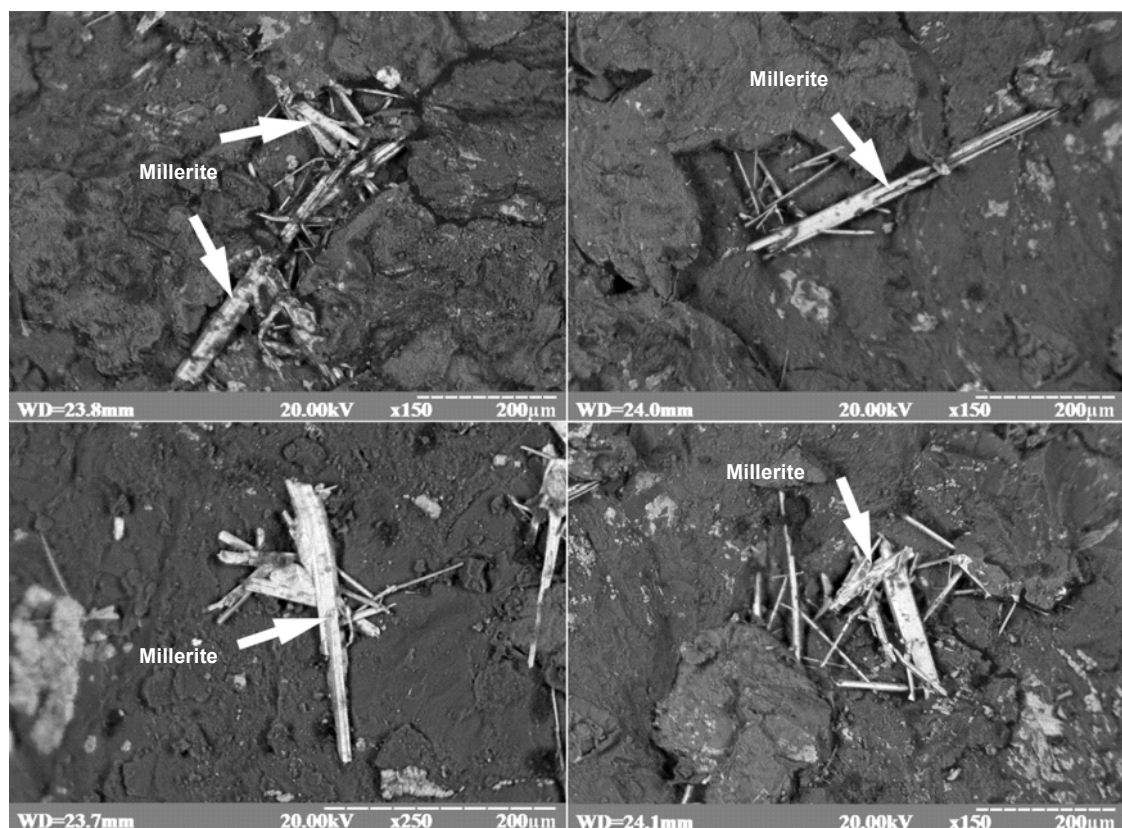


Рис. 2. Голчаста форма кристалів мілериту Капітанівського ультрабазитового масиву (BSE-зображення із сколу тріщини; Св. 3579, гл. 247,8 м). Світло-сірі виділення – зерна кальциту, темно-сіре – серпентин. Результати мікрозондових рентгеноспектральних аналізів мілериту наведено в табл. 1

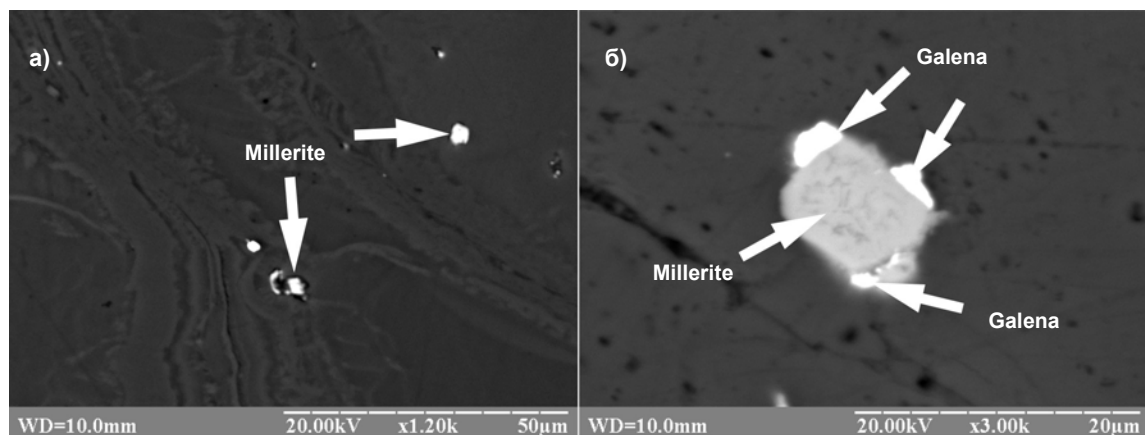


Рис. 3. Виділення мілериту у хромітових рудах Капітанівського ультрабазитового масиву:
а – дрібні виділення мілериту в піроксеніті серпентинізованому, св. 1602, гл. 109,6 м;
б – мілерит в асоціації з галенітом, св. 1602, гл. 109,6 м. BSE-зображення

Таблиця 1

Вибрані аналізи хімічного складу мілериту Капітанівського ультрабазитового масиву

№ п/п	№ Св.	Глибина	S	Fe	Co	Ni	Сума
1	1602	109,6	35,30	1,42	0,00	63,17	99,89
2	3507	185,2	33,36	2,40	0,00	63,91	99,68
3	3536	194	35,12	3,41	0,00	60,93	99,45
4	3579	247,8	35,28	1,53	0,00	63,19	100,00
5	3579	247,8	35,46	3,30	0,00	61,51	100,27
6	4301	186,7	35,47	3,13	1,50	60,32	100,42
7	4301	186,7	35,21	1,94	1,36	61,46	99,97

Асоціація мілериту із кальцитом вказує на те, що він формувався в завершальну стадію гідротермального процесу. Розглянемо у порядку зменшення температури визначені наступні стадії розвитку мінеральних асоціацій: магматична, метаморфічна, гідротермальна, гіпергенна [1, 7]; та місце в них мілериту:

1. Магматична стадія: хромітова мінеральна асоціація (хромпикотит, хром-магнетит, група самородних елементів – самостійні фази заліза, ренію, платини, і платиноїдів).

2. Метаморфічна стадія:

- Хромшпінель-магнетитова мінеральна асоціація (магнетит, шпінель, група самородних елементів і ін-

терметалідів – Ni, Co, Re, Cr, Zn, Fe, Sn, Cu). Утворилась за рахунок розпаду породоутворюючих мінералів (олівіну, піроксену) при переході в серпентиніт.

- Серпентинова мінеральна асоціація (серпентин, брусит, карбонати).

3. Гідротермальна стадія ділиться на три підстадії:

- Високотемпературна арсенопірит-герсдорфітова мінеральна асоціація. Перша група мінералів (рання): арсенопірит, герсдорфіт, нікелін, кобальтин, маухерит, інтерметаліди і арсеніди Ir, Os, Ru, Pd. Друга група мінералів (пізня): піротин, пентландит, халькопірит, вісмутин, самородне золото, графіт.

- Середньотемпературна асоціація піротин, пентландит, халькопірит, вісмутин, самородне золото, графіт.

- Низькотемпературні кальцит-мілеритова та віоларит-марказитова мінеральні асоціації.

4. Гіпергенна стадія охоплює формування маловиченого комплексу тонкодисперсних мінералів (нонтроніт, гарнієрит, ферігалуазит, нікелеві хлорити, нікельовміщуючі охри і псиломелани).

Висновки. Авторами під час дослідження рудної мінералізації в межах ультрабазитових масивів Капітанівського рудного поля з використанням високоточного аналітичного обладнання виявлено і вивчено мілеритову мінералізацію. Встановлено просторове розміщення, морфологію, розмір зерен, хімічний склад мілериту та мінеральні асоціації.

Мілерит, що присутній в породах Капітанівського ультрабазитового масиву, утворює паралельні голчасті індивіди та їх зростки у тріщинах серпентинізованих перидотитів, окремі зерна мілериту ксеноморфної форми та в зростках з галенітом присутні у піроксенітах, кальцифірах, на контакті хромітової руди і кальцифірів. Розмір зерен мінералу може досягати 300 мкм.

Мілеритова мінералізація є індикатором низькотемпературних гідротермальних процесів в геологічній історії Капітанівського ультрабазитового масиву. Отже, робимо висновок, що мілерит масиву формувався в гідротермальній стадії, низькотемпературну підстадію розвитку мінеральних асоціацій досліджуваного ультрабазитового масиву. При дослідженнях виявлено зерна з мілерит-віоларитовою зональністю. Порівнюючи мілерит відомих світових родовищ [12, 13] з мілеритом досліджуваної території слід відзначити, що мінерал не утворює масштабних зон мінералізації, але зустрічається в подібних мінеральних асоціаціях.

Відомо що сульфідна мінералізація Капітанівського ультрабазитового масиву приурочена до серпентинітів, які є магнезійною рудою. При переробці руди за спеціальною технологічною схемою [4] отримуємо оксид магнію, активний кремнезем, рудний концентрат, в який потраплять сульфідні, хроміти, самородне золото, платиноїди. Тому мілеритова мінералізація в складі сульфідної мінералізації, за умови комплексної переробки руд Капітанівського ультрабазитового масиву, матиме вагомий промисловий значення, навіть в тих випадках, коли спостерігається рідка вкрапленість мінералу в породі чи руді, особливо якщо він знаходиться в асоціації з іншими нікелевими чи кобальтовими мінералами, оскільки мілерит є одним з найбільш багатих нікелем мінералів.

Подяки. Автори висловлюють вдячність В.М. Гулію, Г.Д. Лепігову, І.Є. Меркушину за цінні консультації і поради, співробітникам ПГЕ ПДРГП "Північгеологія" за надання кам'яного матеріалу для досліджень, О.О. Андрєєву, О.В. Ковтуну, О.В. Волошину за допомогу в проведенні аналітичних досліджень.

1. Бобров О.Б., Гурський Д.С., Гошовський С.В. та ін. Металевий реній у природних геологічних системах: перший світовий досвід опису на прикладі ультрабазитових масивів Середнього Побужжя (Український щит) // 36. наук. праць УкрДГРП. – 2007. – № 2. – С. 60–82.
2. Бочевар Р.О., Гулій В.М. Елементи-домішки в сульфідах Капітанівського ультрабазитового масиву та їх індикаторне прогнозне й пошукове значення // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки: тези доп. наук. конф., Львів, 2010. – Л., 2010.
3. Бочевар Р.О., Гулій В.М. Особливості розповсюдження та складу сульфідів Капітанівського рудного поля та їхнє прогнозне значення // Актуальні проблеми геології, прогноза, пошуків і оцінки місородин твердих корисних копалин: Матер. Міжнарод. науко-практ. конф., Судаку, 2010. – К., 2010.
4. Гаприндашвили В.Н. Комплексная переработка серпентинитов. – Тбилиси, 1970.
5. Гурський Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1: Металлические полезные ископаемые / Под ред. М.П. Щербака, О.Б. Боброва. – К-Л., 2005.
6. Лепігов Г.Д., Василенко А.П. Капітанівське родовище нікелевих і хромітових руд // Мінеральні ресурси України. – 1996. – № 4. – С. 22–23.
7. Лепігов Г.Д., Василенко А.П. Прогноз хромітових родовищ Побужжя рудного району // Мінеральні ресурси України. – 2001. – № 3. – С. 18–19.
8. Лепігов Г.Д., Василенко А.П. Комплексні рудні родовища (до методики оцінки перспективних та прогнозних ресурсів) // Геолог України. – 2006. – № 4. – С. 16–18.
9. Матковський О., Павлушин В., Сливко Є. Основи мінералогії України / За ред. М. Мартиняк – Л., 2009.
10. Рамдор П. Рудні мінерали і їх спарювання. – М., 1962.
11. Щербак Н.П., Павлушин В.И., Литвин А.Л. и др. Минералы Украины: Краткий справочник / Под ред. Н.П. Щербака – К., 1990.
12. Holwell D.A., Boyce A.J., McDonald I. Sulfur Isotope Variations within the Platreef Ni-Cu-PGE Deposit: Genetic Implications for the Origin of Sulfide Mineralization // Economic Geology. – 2007. V. 102. – P. 1091–1110.
13. Pentek A., Molnar F., Watkinson D., Jones P. Footwall-type Cu-Ni-PGE Mineralization in the Broken Hammer Area, Wisner Township, North Range, Sudbury Structure // Economic Geology. – 2008. – V. 103. – P. 1005–1028.

Надійшла до редколегії 18.03.11

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.35

І. Байсарович, канд. геол.-мінералог. наук, доц.
Є. Яковлев, д-р техн. наук, проф.

ПОРУШЕННЯ ПРИРОДНОГО ВОДНО-ЕКОЛОГІЧНОГО БАЛАНСУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ПІВДНЯ УКРАЇНИ ТА ЙОГО ЕКОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Розглядаються чинники впливу антропогенних змін геологічного середовища півдня України та їх вплив на порушення природного водно-екологічного балансу регіону. Зарегулювання стоку, водозосподарська діяльність, в тому числі відведення води у воднодефіцитні регіони системою каналів призвело до значного зменшення надходження до акваторії Чорного моря завислих речовин і поверхневих вод з басейну Дніпра. За рахунок цього порушені природні водно-екологічні умови території, що має великі негативні екологічні наслідки.

Factors of influence of anthropogenic changes on geological environment of Southern Ukraine and their impact on regional natural water and ecological balance have been considered. Regulated flow, water industry activity including abstraction of water into water deficiency region by means of canals have led to substantial reduction of suspended matter and decreasing of Dnieper water quantity coming in the Black Sea. As a result of named factors, the natural water and ecological conditions of the region were disturbed.

Вступ. Одним з проявів впливу порушення водно-екологічного балансу геологічного середовища (ГС) півдня України є зміна надходження теригенного мате-

ріалу в шельфову зону північно-західної частини Чорного моря. Теригенні матеріали надходять до акваторії в значних кількостях за рахунок річкового стоку, розмиву

© Байсарович І., Яковлев Є., 2011

відкладів морського дна, в першу чергу алювіальних відкладів, успадкованих від попередніх моментів геологічної історії, абразії берегів, біогенних процесів. Серед зазначених джерел теригенного матеріалу алювіальні – одні з основних. Тому важливим питанням є аналіз динаміки надходження завислої речовини з річковим стоком для слабко зарегульованих водних артерій регіону, та для Дніпра з його каскадом з шести водосховищ. Значна кількість каналів, в тому числі й іригаційних, на півдні України істотно зменшують кількість води, яка б за умов не втручання в природний кругообіг речовини, надходила б до акваторії.

Постановка проблеми. Аналіз стану ГС слід починати з вивчення природно-історичних тенденцій його змін, тобто з палеогеографічної інформації, яка б відображала напрямки розвитку ГС. У випадку північного Причорномор'я та Приазов'я дослідження природних циклів розвитку ГС повинне включати визначення основних тенденцій впливу кліматичних та тектонічних чинників як на надходження теригенного матеріалу в басейни седиментації, так і на процеси водообміну між морями та прилеглою сушею. Оцінка антропогенної діяльності повинна включати визначення ступеню когерентності/некогерентності викликаних нею в ГС змін з природними тенденціями розвитку цього середовища.

Порушення поверхневого стоку та надходження теригенного матеріалу в басейн седиментації. Майже всі річки України належать до басейнів Чорного і Азовського морів; лише 4 % українських річок течуть до Балтійського моря. Водний режим багатьох річок глибоко трансформований штучними водоймищами, найбільші з них – це каскад з шести водосховищ на річці Дніпро. Практика тотального зарегулювання поверхневого стоку – це серйозне втручання в перебіг природних процесів, яке призводить, зокрема, і до зміни обсягів твердого стоку і кількості води, що надходять до морських басейнів. Територію південних областей України перетинають крупні транзитні водні артерії – Дунай, Дністер, Південний Буг, Дніпро тощо. Для всіх крупних річок північного схилу Причорноморської западини є характерною субмеридіанальна орієнтація сучасних долин, які успадковують загальний структурний план території, за виключенням р. Дніпро, яка тече з північного сходу на захід-південний-захід. Для всіх річок притаманні незначні ухили, наявність добре сформованих долин з комплексом терас [5].

Рельєф Причорноморської низовини формувався за умов переважання тривалих неотектонічних опускань, що призвело до різкого домінування акумулятивних форм рельєфу. Зродження гідрографічної мережі почалося ще в середньому й верхньому пліоцені. Впродовж всього четвертинного періоду (по наш час) відбуваються процеси ерозії та акумуляції, які сформували вторинні форми рельєфу. У післяльодовиковий час відбулося остаточне формування рельєфу і створення природних ландшафтів з різними морфологічними комплексами: лесові, алювіальні (річкові долини), прибережно-морські рівнини [1]. Дуже важливим є поширення, в межах досліджуваної території, лесових покривів, які, у порівнянні з іншими субаеральними відкладами, мають максимальні показники еродованості. Лесові покриви півдня України відзначаються суттєвою динамічною нестійкістю.

Зі створенням Дніпровського каскаду водосховищ (Київське, Канівське, Кременчуцьке, Дніпродзержинське, Дніпровське, Каховське) було розв'язано проблеми забезпечення водою населення, промисловості та сільського господарства не тільки прилеглих територій але й

північного Криму, все зростаючі обсяги водоспоживання було більш рівномірно розподілені впродовж року, було забезпечено роботу гідроелектричних, теплових та атомних станцій, водного транспорту, рекреаційного господарства, захист долини річки від катастрофічних повеней. Але, якщо підрахувати негативні наслідки і збитки, пов'язані з будівництвом дніпровських водосховищ, то у довготерміновому плані вони значно перевищують отримані економічні і соціальні вигоди. Зокрема, затоплено 709,9 тис. га земель, протяжність берегової лінії дніпровських водосховищ становить 3079 км, з них 1110,9 км є абразійно-ерозійними берегами, які потребують закріплення – втрати земель внаслідок руйнування берегів вже складають 6176 га.

Вплив гідротехнічного будівництва не обмежується вилученням значних земельних площ – змінюються кількісні та якісні характеристики прилеглих територій. Так, для водосховищ на рівнинних річках характерне утворення великих мілководь, що не стільки збільшують корисний об'єм водосховища, скільки створюють екологічні проблеми, аж до зміни клімату. На прилеглих до водосховищ територіях активно розвиваються такі процеси, як заболочування, підтоплення, зсувоутворення та ін., а також відбувається значна переробка берегів водосховищ, що обмежує господарське використання цих територій і спричиняє заміщенню існуючих біоценозів. У зонах водосховищ тривають процеси підтоплення та затоплення земель. До процесів, розвиток яких провокують такі техногенні втручання як спорудження гідротехнічних каналів, водосховищ та ставків, слід віднести підтоплення земель, вторинне засолення ґрунтів, інтенсифікацію суфозійно-карстових процесів, прояви наведеної сейсмічності (для крупних водосховищ), зміну параметрів вологопереносу, збільшення випарування і транспірації тощо [3].

Водосховища дніпровського каскаду споруджувалися в різний час – першим було створено Дніпровське водосховище (1932 р.), потім Каховське (1957), Кременчуцьке (1959), Київське та Дніпродзержинське (1964), Канівське (1975). Як відомо, після спорудження водосховищ за період приблизно 35 років до водосховищ надійшло 337 млн м³ продуктів руйнування берегів.

Для того, щоб оцінити характер змін у надходженні твердого стоку до акваторії, слід визначитися з тим, яким був обсяг твердого стоку річки Дніпро до спорудження каскаду. За даними М.М. Страхова до зарегулювання Дніпра (приблизно до 1957 р.) середньорічний вміст завису у дніпровській воді складав приблизно 38 мг/дм³.

Статистична обробка даних 12-річного моніторингу поверхневих вод України (рис. 1), здійсненого Державною гідрометеорологічною службою МНС України [2], дозволила нам оцінити динаміку зміни складу вод (зокрема вмісту завислих речовин) у Дніпровських водосховищах за період 1995–2006 рр.

Як бачимо, найбільш узгодженими за зміною вмісту завису в води Кременчуцького і Дніпродзержинського водосховищ (коефіцієнт парної кореляції між вмістами завису в воді за досліджуваний період складає $r=+0,97$), що може бути результатом практичної тотожності переліку і близькості інтенсивності дії факторів, що визначають вміст завису в воді цих водосховищ. Враховуючи ж найвищі серед всіх водосховищ рівні кореляції вмісту завису з річним обсягом стоку Дніпра ($r=+0,87$ і $r=+0,82$, відповідно), слід вважати що склад води у цих водосховищах найбільше, з поміж інших, залежить від водного балансу Дніпра і найменше – від дії антропогенних чин-

ників. До речі, саме проявом антропогенного впливу (впадіння річок з підвищеною мінералізацією води за рахунок надходження шахтних і кар'єрних вод) слід вважати різке зростання вмісту суми іонів у водах Дніпровського водосховища.

До спорудження основних об'єктів каскаду Дніпровських водосховищ привнесення завислих речовин з річковою водою до акваторії Чорного моря складало близько 38 мг/дм³, [6], а на сьогодні відповідний показник

(згідно даних по Каховському водосховищу) зменшився до 1–2 мг/дм³. Це відповідає скороченню твердого стоку на рівні 94% від показника 1950-х років. Якщо ж врахувати суттєве зменшення кількості дніпровської води, що потрапляє до акваторії (у 80-і – 90-і роки Чорного моря досягала лише п'ята частина від того обсягу води, що надходить на територію України: 8,5 км³ з 44,8 км³), то зменшення твердого стоку до басейну кінцевого стоку за рахунок Дніпра буде ще більшим.

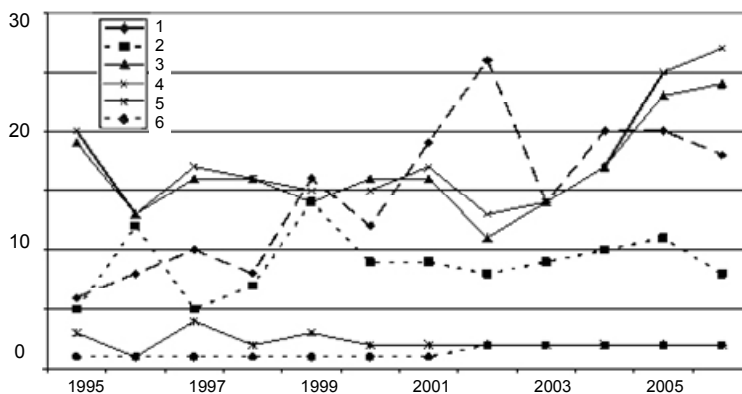


Рис. 1. Динаміка зміни обсягу завислих речовин у Дніпровських водосховищах (1995–2006 рр.):

по осі X відкладені роки спостережень, по осі Y – концентрація завислих речовин, мг/дм³;

1 – Київське водосховище; 2 – Канівське водосховище; 3 – Кременчуцьке водосховище; 4 – Дніпродзержинське водосховище; 5 – Дніпровське водосховище; 6 – Каховське водосховище

Розглянемо, для порівняння, інші, значно менш зарегульовані, великі річки північно-західного Причорномор'я – Дунай, Дністер і Південний Буг. Результати розрахунків показали, що у той же період часу вміст завислих речовин в їх водах на 1–2 порядки вищий у порівнянні з дніпровською водою поблизу гирла, в той час як відмінність мінералізації не перевищує 30–100 %. Значно вищі, ніж для Дніпра, коефіцієнти кореляції вмісту завису з обсягом річкового стоку вказують на менші обсяги осадження твердих часток на шляху їх транзиту до морського басейну.

Ще одним фактором, який суттєво впливає на процеси седиментації в північному Причорномор'ї та шельфовій зоні моря є все зростаючий неконтрольований відбір теригенного матеріалу, в першу чергу високоцінних алювіальних пісків, на потреби промисловості. Дійсно, джерелом будівельних пісків найвищої якості (кварцових) є, зазвичай, алювіальні виноси річок. За даними В.П. Зенковича [4], північна частина пересипу Дністровського лиману тривалий час (з початку XX ст до 50-х рр.) експлуатувалась піщано-гравійним кар'єром. Видобуток досягав у 1946 р. 100 тис. м³ у кореня коси і 100–120 тис. м³ у протоки, однак розробку було припинено з природоохоронних міркувань. Найбільшим родовищем пісків на північному заході Чорного моря є Одеська банка, яка знаходиться в 20 км на схід від Одеси. Крупні скупчення піску і гравію були відкриті в 70-х–80-х роках минулого століття і локалізовані в родовищах Терновське-2, Терновське-38, Сергєєвське, Алібейське. Прогнозні запаси пісків родовищ Терновське-2 складають 20 млн м³, Терновське-38 – 9–10 млн м³, Сергєєвське – 40 млн м³. Масштабний видобуток пісків на шельфі призводить до негативних наслідків: знищення нерестилищ риби, в результаті чого різко скорочується улов і чисельність морських ссавців; знищення флори і фауни; забруднення й зменшення зони пляжів; активізація зсувних процесів на берегах [7].

Широкомасштабні іригаційні меліорації, проведені в цьому регіоні призвели до деформацій каналів і форму-

вання басейнів з просадками до 2,0–2,5 м з утворенням вздовж каналів систем відкритих тріщин, псевдотерас, зворотних уклонів під час будівництва та експлуатації каналів. Не менш важливими є і післяпросадочні деформації для Дунай-Дністровського, Каховського та інших зрощувальних масивів [3].

Висновки. Разом із уповільненням і зменшенням обсягів поверхневого стоку уповільнюється й надходження теригенного матеріалу до басейну седиментації. Прогресуюче зменшення надходжень теригенних матеріалів посилює процеси абразії. Держава поступово втрачає частину території свого суходолу. Абразію пришвидшує й досить поширена на півдні України практика відбору для потреб будівництва з морського дна піску, гравійно-піщанистої суміші та галечниково-валунного матеріалу.

Отже, зарегулювання стоку, водогосподарська діяльність, в тому числі введення води у воднодефіцитні регіони за рахунок системи каналів призвело до значного зменшення надходження до акваторії Чорного моря завислих речовин і води з басейну Дніпра. На фоні скорочення надходження завису з дніпровською водою природні літодинамічні умови на шельфі суттєво трансформовані через масштабний неконтрольований відбір пісків з глибин перших десятків метрів. В умовах загального опускання території (близько 1 мм на рік), зазначені антропогенні фактори вступають у протиріччя з природними процесами, тобто можна констатувати порушення природного балансу надходження твердого стоку до акваторії Чорного моря в межах її північного заходу.

1. Антропогенные отложения Украины / В.Н. Шелкопляс, П.Ф. Гожик и др. – К., 1986. 2. Гідрохімічний довідник: Поверхневі води України. Гідрохімічні розрахунки. Методи аналізу. – К., 2008. 3. Екологічна геологія України: Довідник. – К., 1993. 4. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М., 1962. 5. Подземные воды карстовых платформенных областей юга Украины. – К., 1981. 6. Страхов Н.М. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. – М., 1983. 7. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Минеральные богатства Черного моря. – К., 2004.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 577.41/577.391: 631.36: 550.424.4

О. Шевченко, канд. техн. наук, доц.

ПОРУШЕНІ РЕЖИМИ РІВНІВ ҐРУНТОВИХ ВОД ЧОРНОБИЛЬСЬКОЇ ЗОНИ ВІДЧУЖЕННЯ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ ОБ'ЄМНОЇ АКТИВНОСТІ ^{90}Sr

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол.-мінералог. наук, доц. О.Є. Кошляковим)

Результати розрахунків балансу ґрунтових вод, виконаних за даними гідрогеологічних спостережень, та їх статистичний аналіз дозволяють оцінити участь режимоформуючих факторів і елементів балансу у коливаннях об'ємної активності ^{90}Sr в ґрунтових водах.

Results of water-balance and radiation-balance calculations, carried out by the data of hydro-geological observations enabled to evaluate the participation of regime factors and elements of balance in change concentration of ^{90}Sr in groundwater and surface water.

Вступ. У свій час досить активно обговорювалась і вирішувалась проблема радіоактивного забруднення відкритих водних джерел, як в Чорнобильській зоні відчуження, так і поза її межами. На сьогодні ця проблема пов'язана вже не стільки з радіаційною безпекою населення, скільки з темпами автореабілітаційних процесів на найбільш забруднених територіях, питаннями поведінки із природними, в першу чергу водними і земельними ресурсами Зони відчуження, а також методичними питаннями, пов'язаними із регламентом та способами інтерпретації результатів моніторингових досліджень. Найбільш забрудненими стронцієм-90 та показовими за набором різних типів гідродинамічних умов, що виникли у зв'язку із діяльністю людини, як до, так і після аварії на ЧАЕС, є площі осушувальних систем на лівому березі Прип'яті та Чистоголівська система – на правому.

Метою досліджень, представлених в даній роботі, було встановлення природних джерел забруднення ґрунтових вод на основі кількісної оцінки прибуткових складових їх балансу та аналізу режиму. При цьому, ділянки досліджень виділялись згідно типізації за умовами водообміну між поверхневими і ґрунтовими водами [4; 5], що давало змогу оцінити роль ґрунтових вод у забрудненні водоприймачів (переважно меліоративних каналів). В підсумку визначався вплив типу порушень гідродинамічних умов та характеристик режиму ґрунтових вод на інтенсивність забруднення радіонуклідами, як ґрунтових вод, так і водоприймачів.

Методи досліджень. Вперше в практиці радіологічних досліджень було застосовано методичний підхід, який поєднував режимні радіологічні спостереження з методом розрахунку гідродинамічного балансу. Після виділення на території ділянок з різними типами режиму та водообміну, була застосована така послідовність операцій:

- спостереження за рівневим режимом та вмістом радіонуклідів в ґрунтових і поверхневих водах каналів;
 - первинна графоаналітична обробка та інтерпретація зібраної інформації;
 - аналіз рівневого та радіохімічного режиму з визначенням основних характеристик режиму: мінімумів, максимумів, тривалості підйомів і спадів рівня, амплітуд коливань рівня, їх закономірностей; співставлення показників режиму по роках різної забезпеченості опадами та по різних ділянках; виділення аномалій; статистична обробка та кореляційний аналіз зв'язків між значеннями показників, характеристиками режиму і режимоформуючими факторами;
 - розрахунки балансу і виділення основних складових живлення ґрунтових вод по типових ділянках;
 - співставлення та кореляційний аналіз зв'язку між кількісними значеннями прибуткових та витратних статей балансу і вмістом стронцію-90 в ґрунтових водах; графічна та математична апроксимація цих зв'язків.
- Розрахунки балансу ґрунтових вод виконувались на основі припущень про провідну роль на колишніх осушуваних площах таких складових балансу, як бічний приток з верхньої частини водозбору, приток з каналу, інфільтраційне живлення, відтік до каналу та випаровування.

Зміна запасів ґрунтових вод за розрахунковий проміжок часу Δt розраховувалась з рівняння:

$$A = \mu \cdot \Delta H \cdot 10^3; \quad (1)$$

при тому, що

$$A = \Delta Q + \Delta w, \text{ або } A = Q_{np} + (-Q_e) + w - e, \quad (2)$$

де Δw – інфільтраційне живлення (різниця між поповненням ґрунтових вод за рахунок інфільтрації (w) і їх витратою на випаровування (e) за проміжок часу Δt), мм; ΔQ – різниця між бічним притоком і відтоком на верхній і нижній за потоком границях балансового майданчика за час Δt , мм; для трьох пунктів спостережень вона визначається з рівняння:

$$\Delta Q = 2K_{\phi} \frac{h\Delta t}{l_1 + l_2} \cdot \left(\frac{H_1 - H_2}{l_1} - \frac{H_2 - H_3}{l_2} \right) \cdot 10^3, \quad (3)$$

де μ – коефіцієнт браку насичення або водовіддачі; ΔH – різниця рівнів ґрунтових вод на початковий і кінцевий моменти розрахункового проміжку часу Δt у середньому за потоком перетині балансового майданчика, м; K_{ϕ} – коефіцієнт фільтрації ґрунтового водоносного горизонту, м/добу; h – середня для балансового майданчика потужність ґрунтового водоносного горизонту, м; H_1, H_2, H_3 – середні за Δt рівні ґрунтових вод у пунктах спостережень, м; l_1, l_2 – відстані між пунктами спостережень, м; 10^3 – коефіцієнт переходу в мм шару води. За наявності двох пунктів спостережень використовувалось рівняння наведене в роботі [2].

Після визначення ΔQ з рівняння (3) і A з рівняння (1) визначалась величина поповнення ґрунтових вод за рахунок інфільтрації або випаровування з рівня ґрунтових вод за період Δt з рівняння (2).

Значення поверхневого стоку з укосів каналів (Y , мм) визначалось експериментально за допомогою спеціальних водозбірних лотків. Спочатку було визначено коефіцієнти поверхневого стоку за характерні періоди – з різною інтенсивністю дощових опадів і для талого стоку, потім за коефіцієнтами розраховані значення стоку по відомій величині атмосферних опадів. Сумарна евапотранспірація (E) з ґрунту та ґрунтових вод (мм) визначена із співвідношення:

$$E = P - \Delta w - Y, \quad (4)$$

де P – кількість опадів, мм.

Типові гідрогеологічні ділянки було виділено на основі геофільтраційної схематизації, тобто за граничними умовами та характером водообміну. Всього виділено чотири основних типи гідродинамічних умов, відповідно до яких обладнано балансові ділянки:

1) з відкритою дренажною мережею (без закритого матеріального дренажу) з постійною неусталеною протягом року фільтрацією ґрунтових вод в бік каналу;

2) діючого закритого дренажу з переважно сезонним припливом дренажних вод в канал;

3) з відтоком поверхневих вод з каналу на поповнення запасів ґрунтових вод (зони підпору);

4) перемінного (двостороннього) протягом року руху ґрунтових вод.

Результати досліджень. Режимні дослідження, а також, виконаний на основі гідродинамічних і балансових розрахунків, якісний та кількісний аналіз водообміну першого від поверхні водоносного горизонту з поверхневими водами, виявили особливості впливу різних типів умов формування режиму та балансу ґрунтових вод на їх вторинне забруднення стронцієм-90. У свій час [3] за співвідношенням вмісту цього радіонукліду в ґрунтових і поверхневих водах було зроблено висновки про участь ґрунтових вод у вторинному забрудненні дренажних каналів.

Умови **першого типу** характерні для дренажних зон, що прилягають до незарегульованих, глибоко врізаних, здебільшого магістральних або ловчих каналів огорожуючої мережі. Осушувальний канал схематизується у вигляді внутрішньої гідродинамічної граничної умови 1 роду із змінним в часі напором.

З аналізу даних режимних спостережень за 1997–2002 рр. встановлено, що формування балансу та стоку ґрунтових вод в канали на таких ділянках відбувається за рахунок інфільтраційного живлення атмосферними опадами, бічного притоку із суміжних підтоплених водозборів (приплив з боку відкритих водних об'єктів відсутній), бічного відтоку і випаровування. Дзеркало ґрунтових вод залягає тут звичайно на 0,5–1,5 м нижче, ніж на інших типологічних ділянках. Завдяки достатній потужності та регулюючому впливу зони аерації, не спостері-

гається строгої залежності коливань рівня ґрунтових вод від атмосферних опадів.

У типові за річним розподілом опадів роки високої та середньої водності (1996–1998) мінімальні літньо-осінні рівні фіксувались в середині або наприкінці липня. Зимовий мінімум становить 2,5–2,8 м від поверхні. Залежно від температури, весняний підйом рівня починається наприкінці лютого – на початку березня і триває до середини третьої декади березня-середини квітня. 1999 рік видався аномальним за характером весняної повені, під час якої весняний підйом рівнів ґрунтових вод тривав аж до середини травня (в значній мірі це пов'язано із підпором, що створився від Красненського старику у зв'язку із утрудненим розвантаженням поверхневих вод через водопропускні споруди в дамбах).

Аналіз амплітуд коливань рівня по роках підтверджує залежність режиму від техногенних факторів. Так в аномальний за співвідношенням амплітуд у свердловинах №№ 5 і 6 1999 р. (табл. 1) весняне поширення підпору від лівобережної дамби та Красненського старику вплинуло, в першу чергу, на прилеглі до відкритих водних об'єктів ділянки шириною до 200 м (свердловина 5). Мінімальні зимові та літні рівні обумовлені в першу чергу значним бічним відтоком до відкритої дрени, інтенсивність якого в літній період найбільша – 0,96 мм/добу, в жовтні – 0,95 мм/добу, взимку – 0,94 мм/добу, а весною (березень-травень) найменша – 0,9 мм/добу. Очевидно, що найбільша серед типових ділянок амплітуда коливань рівня ґрунтових вод обумовлена високим весняним підйомом рівня, завдяки кращим умовам інфільтраційного живлення (піщаний склад зони аерації і лісовий покрив) та відносному уповільненню відтоку, а також значним зниженням рівня взимку та наприкінці літа, пов'язаним із потужним бічним розвантаженням водоносного горизонту.

Таблиця 1

Амплітуди коливань рівнів ґрунтових вод на ділянках транзиту (сверд. 5) та вододілу (сверд. 6)

№ свердловини	Рік спостережень				
	1998	1999	2000	2001	2002
5	0,61	1,25	недостатньо даних	0,78	0,67
6	0,64	1,23		0,87	0,79

Для уточнення величини інфільтраційного живлення та бічного притоку визначалась інтенсивність інфільтрації за даними режимних спостережень по трьох свердловинах, розташованих за напрямком фільтраційного потоку, за інтервал часу, коли підйом рівня ґрунтових вод був рівномірним, тобто інфільтрація – постійною. Інфільтраційне живлення при водопровідності потоку (T , м²/добу) на час t оцінювалось за залежністю:

$$\omega = \mu \frac{H_i^{t+1} + H_i^{t-1}}{\Delta t} - \frac{T}{\Delta l^2} (H_{i-1}^t - 2H_i^t + H_{i+1}^t), \quad (5)$$

де H_i^{t-1} , H_i^t , H_i^{t+1} – абсолютні відмітки рівня ГВ в центральній свердловині відповідно на початковий, середній і кінцевий періоди спостережень, м; H_{i-1}^t , H_{i+1}^t – абсолютні відмітки рівня ґрунтових вод у свердловинах, розташованих відносно центральної відповідно нижче і вище за потоком в середній період спостережень, м; Δt – період спостережень, доби; Δl – відстань між спостережними свердловинами, м.

Для прикладу наведено результати розрахунків прибуткових та від'ємних складових балансу ґрунтових вод за формулами (1)–(3) і (5) за 2002 р. (табл. 2).

Таблиця 2

Результати розрахунків елементів балансу ґрунтових вод за 2002 р.

Дата та період між вимірами, доби	Опади, мм	Прибуткові складові		Видаткові складові		Зміна запасів (баланс) (А), мм
		Інфільтраційне живлення (w), мм	Боковий приток (Q _{пр}), мм	Боковий відтік (Q _в), мм	Випаровування (е), мм	
13.03.02 (132)	187,3	135,91	59,16	-144,66	-	50,40
11.04.02 (29)	21,6	16,12	23,0	-26,92	-	12,20
14.08.02 (154)	225,5	68,62	-	-137,82	-	-69,20
11.09.02 (27)	15,2	16,11	-	-22,31	-	-6,20
24.09.02 (13)	39,8	9,74	-	-10,74	-	-1,00
23.10.02 (29)	47,7	26,21	-	-23,41	-	2,80
Всього	537,1	272,71	82,16	-365,87	-	-11,0

При неусталеному гідродинамічному режимі витрата підземного потоку на границі коливається в досить ву-

зьких межах, зміна запасів ґрунтових вод в рівній мірі залежить від бічного відтоку та інфільтрації, дещо мен-

ше – від величини випаровування, яка змінюється в широких межах. Величина інфільтраційного живлення в першу чергу визначається величиною атмосферних опадів ($K_{\text{кор.}} = 0,99$) і в другу – випаровуванням ($K_{\text{кор.}} = 0,96$). Але найбільш показовим параметром, що характеризує певний тип гідродинамічних умов, є середньозважений за рік коефіцієнт інфільтраційного живлення. За п'ять років спостережень він змінювався в межах від 0,40 до 0,55 при значній мінливості річної кількості опадів (537–726 мм) та величини інфільтраційного живлення (223,4–358,2 мм).

Статистичний аналіз результатів розрахунку балансу та радіологічних спостережень дозволив зробити висновки про природні чинники коливань концентрації ^{90}Sr в ґрунтових водах. При тому, що по інтервалах часу (між замірами рівня) впродовж всього періоду спостережень чіткої залежності між величиною інфільтраційного живлення та концентрацією ^{90}Sr не відмічається, істотна позитивна залежність простежується між річною сумою інфільтраційного живлення та середньою концентрацією цього радіонукліду ($K_{\text{кор.}} = 0,58$); ще більша залежність концентрації ^{90}Sr – від сумарного річного живлення ($K_{\text{кор.}} = 0,66$). Помітна пряма залежність простежується також між інфільтраційним живленням достатньо тривалого зимово-весняного періоду та концентрацією ^{90}Sr . Те, що кореляційний зв'язок спостерігається лише по тривалих інтервалах часу може свідчити про значний вплив стримуючих чинників (фактора затримки) на вертикальне перенесення ^{90}Sr з потоками вологі.

Суттєва ступінь залежності вмісту ^{90}Sr в ґрунтових водах, відмічається і від бокового відтоку з балансової ділянки, але вона носить обернений характер ($K_{\text{кор.}} = 0,59$), що свідчить про вагомий вплив інтенсивності дренажування, як функції самоочищення, на зменшення радіоактивного забруднення водоносного горизонту. Однак, оскільки пряма залежність вмісту ^{90}Sr від сумарного живлення проявляється у більш значущих коефіцієнтах зв'язку, до того ж, його залежність від зміни запасів за рік також носить прямий характер ($K_{\text{кор.}} = 0,58$), можна стверджувати, що за період спостережень динаміка концентрації ^{90}Sr підпорядковувалась більшою мірою процесу вторинного забруднення, головним чином – шляхом інфільтрації.

За результатами водобалансових оцінок, виконаних методом розчленування гідрографу, підземний стік на характерній ділянці **другого типу** складає більше 50 % загального стоку з водозбору. Така значна частка підземного стоку в загальному водному балансі характерна для ділянок діючого закритого дренажу у верхів'ях осушувальних систем. Винесення власне ґрунтовими водами, з урахуванням дренажного стоку, в 1999–2001 рр. складало лише 10–12 % від загального річного виносу радіонукліду сумарним поверхневим стоком каналу. При цьому дренажні ґрунтові води значно переважали серед складових живлення і забезпечення стоку каналу (76–84 %) [1].

Найбільший вплив на показники режиму ґрунтових вод мають техногенно-природні чинники, а саме – штучний дренаж та наявність підпірних споруд. Режим ґрунтових вод на цих ділянках можна було б віднести до промивного (осушувального), якби не значно утруднене розвантаження сумарного поверхневого стоку по відкритих дренах. Звідси, особливістю режиму ґрунтових вод є не настільки значна амплітуда коливань їх рівня, як це властиво режиму на діючих осушувально-зволожуючих системах. Зниження рівнів наприкінці весни та влітку стримується підпорами в каналах від бобрових гребель, зачинених регулюючих споруд та ін. Під-

триманню високих рівнів ґрунтових вод сприяє також заболочення водозбору, що поширилось у зв'язку з деградацією осушувальної мережі.

Для ділянок другого типу характерний не тільки неусталений рух ґрунтових вод до системи недосконалих горизонтальних дренажів, а й заповнення закритого дренажу водами каналу при підйомах рівня в останньому. При цьому в горизонт ґрунтових вод надходять забруднені поверхневі води, що при спаді рівня в каналі повертаються у вигляді забрудненого дренажного стоку. ґрунтові води, які надходять в канал, набувають в ньому значної об'ємної активності за рахунок вилугування радіонуклідів із паливних частинок, що містяться в донних відкладах. Процеси мобілізації ^{90}Sr суттєво поступаються його ремобілізації з адсорбованих (фіксованих) форм. Додають активності і стоки з прируслових заболочених ділянок в періоди сходження талого стоку та літніх паводків. Таким чином, завдяки промивному режиму, за переважання підземної складової над поверхневою в сумарному балансі стоку, ґрунтові води у вологі періоди можуть забезпечувати радіоактивне забруднення поверхневих вод. Швидкість горизонтальних потоків масоперенесення в періоди дії закритого дренажу значно перевищує швидкість вертикальних інфільтраційних токів. Але й остання помітно прискорюється. Тобто, якщо в звичайних умовах, при швидкостях латеральної міграції ^{90}Sr близько 1 м/рік зона суттєвого впливу на стан поверхневих вод обмежується шириною 15–30 м вздовж каналу, то за умов діючого дренажу до джерел забруднення поверхневих вод долучаються фільтраційні потоки із забруднених ділянок вздовж закритих дренажних ліній на відстані 100 і більше метрів від каналу. На площі між дренами, або вище ділянок закритого дренажу, там де промивний режим не настільки інтенсивний, концентрації ^{90}Sr в ґрунтових водах завжди менші.

Особливістю формування балансу ґрунтових вод в межах ділянок **третього типу** є їх приуроченість до зон живлення і транзиту ґрунтового потоку. На балансовому майданчику у верхньому б'єфі фільтруючої перемички на бічному каналі Прип'ятської осушувальної системи (лівий берег р. Прип'ять) дзеркало ґрунтових вод залягає на глибинах 0,6–1,3 м. Рівні води в каналі практично постійно вищі, ніж рівні ґрунтових вод на прилеглій площі. Це перевищення рівнів складає 20–46 см. На ділянках третього типу практично відсутній бічний відтік ґрунтових вод, що обумовлено їх підпором. Величини бічного припливу й випаровування з поверхні горизонту максимальні серед всіх описуваних типів ділянок.

Виявлена тісна обернена залежність концентрації ^{90}Sr в ґрунтових водах прилеглих до каналів ділянок (до 45 м) з інфільтраційним живленням: $K_{\text{кор.}} = -0,7$. Для ґрунтових вод найближчої до каналу свердловини характерний також позитивний зв'язок між об'ємною активністю ^{90}Sr та величиною бічного притоку з каналу: $K_{\text{кор.}} = 0,67$ (рис. 1 а). Проте, взнаки невеликого ряду спостережень, після визначення "виправленого коефіцієнту кореляції" ($K_{\text{вип.}}$), не вдалось встановити значущість $K_{\text{вип.}}$ за допомогою Z-критерію Фішера. Для найбільш віддаленої від каналу свердловини (172 м) зафіксовано тісний зв'язок концентрації ^{90}Sr із зміною запасів ґрунтових вод ($K_{\text{кор.}} = 0,95$; $K_{\text{вип.}} = 0,96$), який апроксимується лінійною залежністю (рис. 1 б). В даному випадку доведена значущість $K_{\text{вип.}}$ за Z-критерієм Фішера. Це свідчить про безперечну обумовленість збільшення концентрації ^{90}Sr в ґрунтових водах при переважанні бічного притоку та інфільтраційного живлення над сумою випаровування і відтоку. Для ґрунтових вод у свердловині, що лежить в межах впливу двох каналів, чітких залежностей від елементів балансу не спостерігається.

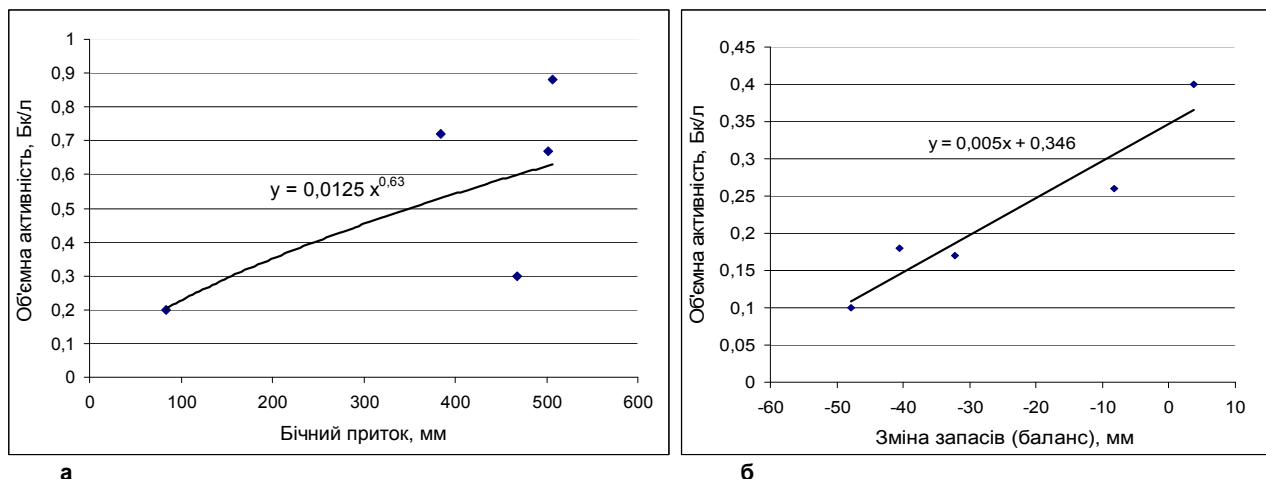


Рис. 1. Графічна і математична апроксимація залежностей концентрації ^{90}Sr в ґрунтових водах прилеглої до каналу ділянки, в умовах 3-го типу, від бічного притоку забруднених вод з каналу (а), та на вододільній ділянці – від зміни запасів ґрунтових вод (б)

На ділянках **4-го типу**, що характерні для міжканальних площ в середній частині замулених і зарослих каналів з великою водозбірною площею, поперемінно відбувається відтік і приплив ґрунтових вод з боку каналу. Абсолютні рівні поверхневих та ґрунтових вод поперемінно відносно вищі впродовж року. Поверхневий стік каналу виконує не стільки дренажні функції, скільки транзитні. Це підтверджується характером підживлення ґрунтового водоносного горизонту з боку каналу, яке відбувається переважно в літньо-осінній період, коли рівні ґрунтових вод знижуються за рахунок евапотранспірації. Канал працює як дрена на скид весняної повені і зимою, коли він має мінімальний збір з вищерозташованої частини водозбірної площі. Стік ґрунтових вод в канал за річний період спостережень (1997–1998 рр.) дорівнював $4,34 \text{ м}^3$ на 1 погонний метр ширини потоку. Зворотне надходження, відповідно,

$1,54 \text{ м}^3$. Амплітуда річних коливань рівня ґрунтових вод складає $0,63\text{--}0,81 \text{ м}$. Значення річних змін запасів ґрунтових вод тут звичайно найнижчі.

Ділянки 4-го типу характеризуються також (як і попередні) високим ступенем прямої залежності вмісту ^{90}Sr в ґрунтових водах від бокового притоку ($K_{\text{кор}} = 0,6 \dots 0,64$) (рис. 2 а) та від'ємними коефіцієнтами кореляції з інфільтраційним живленням ($-0,74$) (рис. 2 б) і бічним відтоком ($-0,65$). Як бачимо, тут ступінь оберненої залежності концентрації ^{90}Sr від інтенсивності відтоку навіть більший, ніж на ділянках першого типу, оскільки більша і ступінь зворотного гідравлічного зв'язку з поверхневими водами, що підтверджується найвищими значущими коефіцієнтами кореляції між концентрацією ^{90}Sr в ґрунтових водах водозбору і поверхневих водах каналу ($K_{\text{кор}} = 0,52$, $K_{\text{вип}} = 0,53$, $Z = 0,59$; $\sigma_z = 0,243$) (рис. 3).

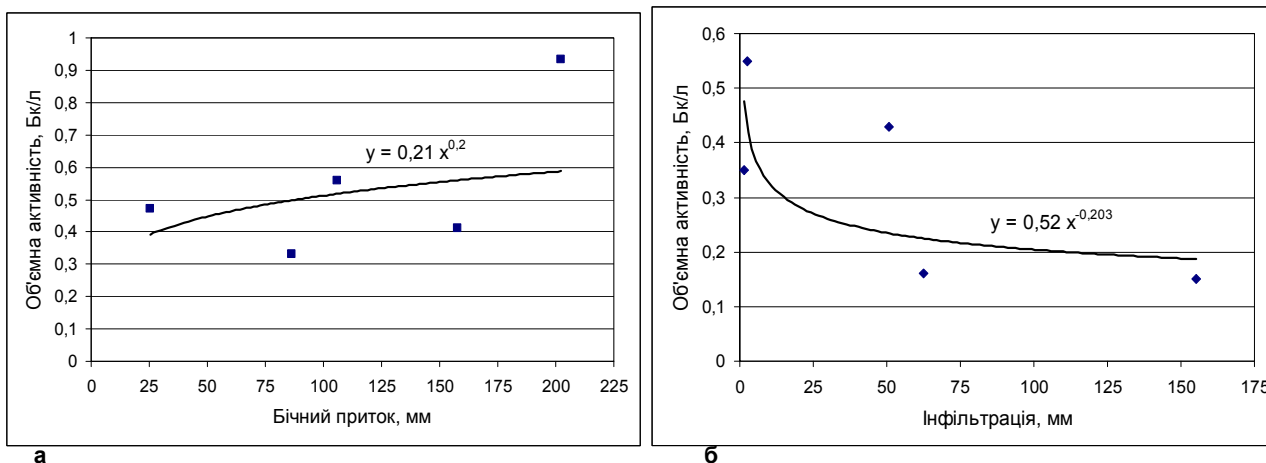


Рис. 2. Графічна і математична апроксимація залежностей концентрації ^{90}Sr в ґрунтових водах, в умовах 4-го типу, від інфільтрації (а) та бічного притоку (б)

З розрахунків балансу зроблено висновок, що ґрунтові води на ділянках 1, 3 і 4 типів відіграють несуттєву роль у радіаційному балансі сумарного поверхневого стоку. Частка винесення ^{90}Sr ґрунтовими водами в загальному винесенні каналом в умовах першого типу не перевищувала 15 % і зазвичай складала 0,3–5 %. Відповідно до розрахованих об'ємів притоку ґрунтових вод на ділянці 4-го типу, отримана частка виносу ^{90}Sr ґрун-

товим стоком за період 1997–2001 рр. коливалась в межах від 1 (1998) до 16 % (1997) [3]. На ділянках діючого закритого дренажу (умови другого типу) фіксуються концентрації порівняні або іноді більш високі, ніж у поверхневих водах. Тут частка виносу ^{90}Sr більша і в основному змінюється в межах 10–35 %. Пояснюється це тим, що ділянки закритого гончарного дренажу відрізняються більш інтенсивним промивним режимом.

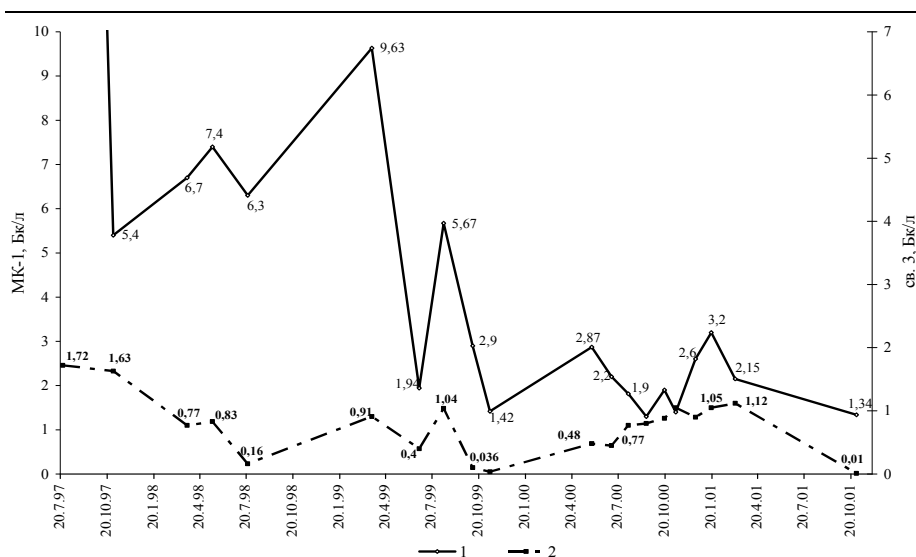


Рис. 3. Хронологічний графік коливань об'ємних активностей ^{90}Sr в поверхневих водах каналу (1) і ґрунтових водах свердловини (2) на площі його водозбору в гідродинамічних умовах 4-го типу

Висновки. В результаті застосування методичного підходу, який поєднує режимні гідрогеологічні та радіологічні спостереження з розрахунками гідродинамічного балансу, виділено складові балансу, що впливають на забруднення та самоочищення ґрунтових вод. За умов значної невтриманості в часі значень об'ємної активності ^{90}Sr , кореляційний аналіз даних спостережень та балансових розрахунків дозволяє виділити провідні тенденції цих змін та головні чинники, що за них відповідають. Так було визначено, що в умовах слабкопорушених режимів з переважанням інфільтраційного живлення та бічного відтоку (1-й тип) домінує вторинне забруднення ґрунтових вод за рахунок інфільтрації та бічного притоку із прилеглих підтоплених територій. В роки, коли бічний відтік переважає над сумарним живленням ґрунтових вод на 47–70 мм (1999, 2001, 2002), відмічається помітне зменшення середньорічних концентрацій ^{90}Sr в ґрунтових водах, а в роки з рівномірним розподілом опадів (2001 і 2002) – зменшуються його концентрації і в поверхневих водах каналів. Головними чинниками вторинного радіоактивного забруднення ґрунтових та поверхневих вод в умовах 2-го типу є техногенний (наявність закритого дренажу і підпірних споруд) і метеорологічний (кількість опадів) фактори. Це визначає більш прискорені темпи автореабілітації, але, при цьому, і більш інтенсивне виведення ^{90}Sr ґрунтовими водами в канали. Для приканальних ділянок у верхніх б'єфах перегороджуваних споруд (3-й тип) головним чинником змін концентрації радіонуклідів є бічний притік поверхневих вод з каналу. На фоні значного впливу цього чинника, інфільтрація опадів відіграє позитивну роль в про-

цесах самоочищення ґрунтових вод прируслових ділянок. Для більш віддалених від каналів ділянок (>50 м) самоочищення пропорційно зростає по мірі збільшення переваги витратних складових балансу над прибутковими. На міжканальних ділянках з перемінним напрямком ґрунтового потоку (4-й тип) на динаміку змін концентрацій ^{90}Sr в ґрунтових водах в рівній мірі впливають бічний приток (пряма залежність) та відтік (обернена залежність). Якщо термін режимних спостережень досягає 8 і більше років, це дозволяє використовувати викладену методику та отримані залежності для достовірного прогнозування ступеня радіоактивного забруднення ґрунтових вод. При цьому слід враховувати константи трансформації паливних частинок та періоди напіврозпаду радіонуклідів.

1. Бугай Д.О., Джепо С.П., Курило С.М. Результати досліджень процесів водної міграції стронцію-90 на малому експериментальному водозборі "Борщі" в ближній зоні ЧАЕС // Бюлетень екологічного стану зони відчуження і зони безумовного (обов'язкового) відселення. – 2005. – № 25. – С. 57–67. 2. Шевченко О.Л., Наседкін І.Ю. Водно-радіаційно-балансові дослідження для обґрунтування водоохоронних заходів у Чорнобильській зоні відчуження. // Меліорація і водне господарство. – 2003. – Вип. 89. – С. 157–170. 3. Шевченко А.Л., Наседкін І.Ю. Естественно-антропогенные особенности формирования водообмена и распространения радиоактивных веществ на мелиоративных системах гумидной зоны // Водообмен в гидрогеологических структурах и Чернобыльская катастрофа. Ч. 1. – К., 2001. – С. 162–232. 4. Shevchenko A., Gudzenko V., Nasedkin I., Panasevitch E. Strontium-90 in surface and ground waters of the reclamation systems at the Chernobyl Exclusion zone // Environmental Geology. – 2001. – Vol. 40, I. 10. – P. 1177–1184. 5. Shevchenko A. Distribution and Migration of Radionuclides in Meliorated Areas // Chernobyl disaster and groundwater/ Ed. V. Shestopalov. – Tokyo, 2002. – P. 133–186.

Надійшла до редакції 28.05.09

УДК 550.42:546

І. Кураєва, д-р геол. наук, Е. Локтіонова, мол. наук. співроб.
В. Манічев, канд. геол.-мінералог. наук, Е. Гущина, асп.

ГЕОХІМІЧНЕ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ ПРИРОДООХОРОННИХ ОБ'ЄКТІВ СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ПІВДЕННОГО БЕРЕГА КРИМУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії чл.-кор. НАН України, д-ром геол.-мінералог. наук, проф. О.Ю. Митропольським)

Наведено дані про закономірність розподілу хімічних елементів в ґрунтотвірних породах, ґрунтах та рослинності територій заповідних зон східної частини Південного берега Криму.

Data of the regularity distribution of the chemical elements in the soilforming rocks, soils and plants of the reserved zones of eastern part of south coast Crimea were putting.

Вступ. Вивчення геохімії ґрунтів в заповідних зонах України в даний час є актуальною задачею, оскільки без

знання закономірностей накопичення мікроелементів і розподілу їх в ґрунті складно проводити моніторинг в

системі: порода – ґрунт – рослини. Насьогодні подібні дослідження мали недостатнє поширення на території Криму, зокрема Південного Берега Криму (ПБК) [4; 8; 9].

Мета досліджень. Метою нашої роботи було вивчення закономірності розподілу мікроелементів в ґрунтах, ґрунтоутворюючих породах і рослинах на території заповідних зон Східної частини ПБК.

Об'єкти досліджень. Об'єктами досліджень були ґрунти, ґрунтоутворюючі породи, рослини і оцінка їх еколого-геохімічного стану на ділянках природоохоронних об'єктів східної частини ПБК: державних заповідників Мис Март'ян, Карадаг і заповідника Алчак-Кая. Досліджені нами природоохоронні зони належать комплексу Гірсько-кримського біосферного природного центру (ГКБПЦ), який тягнеться від Тарханкутського до Керченського півостровів, включаючи розташовані між ними Кримські гори. Геоструктурна область розташування об'єктів досліджень – Гірський Крим. Південний берег Криму виділений в окрему еколого-геохімічну зону, що характеризується різноманітністю ландшафтів з унікальними природними особливостями. Мис Март'ян розташований в районі дії складних і тривалих геологічних процесів, пов'язаних як з відкладами осадових порід (переважно вапняків середньо- і верхньояурско-тріасового віку), так із тектонічними рухами. У результаті чого від Нікітського хребта відокремилися блоки, що опустилися до моря і утворили власне мис Март'ян. Ґрунти тут переважно коричневі гірські, інколи – карбонатні, сформовані на різновікових піщано-глинистих сланцях [4].

Природний заповідник Алчак-Кая розташовується на південно-східному краю мису Меганом, примикаючи до східної околиці м. Судак. У геоморфологічному плані заповідник є прибережною зоною Меганому з характерним нагромадженням крупних скельних гліб і розташованих між ними ділянок ґрунтів з незначним рослинним покривом. Прямовисті скельні виходи корінного берега, а також їх уламки, створюють кам'яний хаос, представлені крейдяними вапняками, для яких характерні крупні прожилки кальциту. Потужність ґрунтового покриву змінюється згідно похилого профілю від 10 до 25 см. В ґрунті зустрічається велика кількість уламків вапняків різної розмірності.

Карадаг – гірський масив, розташований між Отузьською і Коктебелською долинами, недалеко від природної межі між степовою і гірською частинами Криму. Ландшафти, які формують Карадаг, відрізняються великою

різноманітністю і розташовуються на контакті контрастних тектонічних і орографічних структур, на межі помірного і субтропічного кліматичних поясів, у тому числі на контакті лісів і степів, моря і суші [6]. Південно-східна і центральна частини заповідника складені вулканогенними породами: туфами, андезитами, трасами тощо, а інша частина – породами осадового походження: вапняками, флішем, конгломератами.

Унікальність і наукова цінність розглянутих територій полягає в тому, що тут збереглися типові природні ландшафти і багатий генофонд флори і фауни середземноморського типу. Рослинність, в основному, представлена лісами: дуба пухнастого, рідколісся ялівцю високого і сосни кримської. Рослинність, за геоботанічним районуванням, належить гірськокримській окрузі Середземноморської лісової області [6].

Ґрунтовий покрив можна звести до чотирьох основних типів: коричневого гірського, бурого гірсько-лісового, гірського дерново-карбонатного і безкарбонатного ґрунту, пересипаним темно-сірим дрібноземом [3].

Методи досліджень. Визначення вмісту хімічних елементів проводилося методом атомно-абсорбції на приладі КАС-115, рухомі форми мікроелементів визначалися згідно методики В.А. Кузнецова і Г.А. Шимко [7]. Мінералого-геохімічні дослідження виконувалися згідно загальноприйнятих методик [1], а фізико-хімічні дослідження ґрунтів – за методикою Е.В. Аринушкіної [2].

Результати досліджень. Коричневі гірські ґрунти є найпоширенішими. Формуються вони в умовах субсередземноморського клімату при глибокому заляганні ґрунтових вод. Залежно від ґрунтоутворюючих порід ці ґрунти представлені карбонатними, безкарбонатними і солонцюватими різновидами. Потужність гумусованої товщі становить від 20–30 см до 70 см, рН ґрунтів близько 7, кількість гумусу коливається від 2 до 3,7 %. Гірські бурі лісові ґрунти відрізняються від коричневих великим змістом гумусу (від 3 до 8 %). Вони утворюються як на вулканічних, так і на вапнякових породах. рН ґрунтів – 6,2–8,0. Гірські дернові безкарбонатні ґрунти складаються у верхній частині з дернини, потужністю до 6–8 см, знизу горизонт представлений щебенем з дрібноземом. рН – 7,1–7,6. Кількість гумусу 6,5–8 %. Карбонатні щебнисті чорноземи розвинені на карбонатних піщано-глинистих сланцях. Хімічний склад ґрунтів приведений в табл. 1.

Таблиця 1

Хімічний склад ґрунтів, %					
Окиси	Гірські дернові карбонатні	Гірські дернові безкарбонатні	Коричневі гірські	Бурі гірсько-дернові	Мулисті
SiO ₂	49,08	52,99	53,48	54,86	52,7
TiO ₂	1,32	1,48	1,32	1,48	1,48
Al ₂ O ₃	15,07	15,58	15,38	15,58	17,42
Fe ₂ O ₃	5,42	6,4	6,22	5,59	5,28
FeO	1,94	1,65	1,65	2,08	2,66
MnO	0,17	0,18	0,2	0,21	0,02
MgO	2,27	2,27	2,11	2,27	2,27
CaO	3,48	1,16	1,62	2,09	2,09
Na ₂ O	0,72	0,82	1	1,16	0,72
K ₂ O	2,42	2,82	2,42	2,62	2,94
P ₂ O ₅	0,3	0,26	0,36	0,26	0,26
H ₂ O	3,03	2,09	3,32	2,04	1,89
п.п.п	14,29	11,81	11,39	9,76	10,08
Сума	99,51	99,51	100,47	100	99,81

Середній вміст мікроелементів в ґрунтах і ґрунтоутворюючих породах показаний в табл. 2. Ґрунти заповідника Мис Март'ян і заповідника Алчак-Кая тут представлені гірськими бурими лісовими. В заповіднику Карадаг досліджувалися коричневі гірські ґрунти. Ґрунтоутворюючі породи представлені вапняками, мергелями,

глинами. На території Карадагу також, але у меншій мірі, представлені уламками вулканічних порід.

Спостерігається підвищений вміст Cu, Pb, Zn в ґрунтах заповідника Карадаг, що пояснюється рудною геохімічною спеціалізацією порід вулканічного генезису.

Таблиця 2

Середній вміст мікроелементів у ґрунтах і ґрунтоутворюючих породах (мг/кг)

Елемент	Заповідник Мис Март'ян		Заказник Алчак-Кая		Заповідник Карадаг	
	ґрунти	ґрунтоутворюючі породи	ґрунти	ґрунтоутворюючі породи	ґрунти	ґрунтоутворюючі породи
Cu	12,0	21,0	50,2	3,2	100,0	31,8
Pb	20,0	15,5	58,9	3,0	100,0	27,27
Co	8,0	14,7	4,1	0	5,4	3,0
Ni	15,0	47,5	40,0	6,0	15,5	21,45
Zn	15,0	105,0	75,0	60,3	200,0	89,1
Mo	0,5	0,9	2,01	0	5,63	2,0
Cr	25,0	71,5	49,1	5,9	60,0	25,2
Be	1,5	2,2	0,5	0	3,6	0,5
Nb	--	16,0	4,10	3,0	6,8	4,7
Sc	12,0	14,2	14,0	4,2	12,6	14,5
Zr	200,0	187,0	150,0	45,2	182,4	137,72

Для більш детального дослідження розподілу хімічних елементів потрібні додаткові мінералого-геохімічні дослідження.

У даний час особливе значення набуває вивчення форм знаходження елементів [2], яке характеризує їх

міграцію і накопичення в об'єктах екосистеми. Проведено вивчення основних форм знаходження деяких мікроелементів на прикладі Карадазького заповідника (табл. 3).

Таблиця 3

Розподіл форм міграції важких металів у ґрунтах Карадазького природного заповідника, мг/кг

Елемент	Валовий вміст	Водорозчинна	Обмінна	Карбонатна	Органічна	Сорбована	Важкорозчинна
Cu	42,6	0,11	3,02	2,89	12,8	7,92	26,7
Pb	34,2	0,05	1,78	1,98	9,85	6,29	19,95
Zn	24,0	0,04	1,56	1,44	6,26	4,03	11,90
Cr	76,0	0,08	1,60	3,65	21,36	10,72	37,39
Ni	48,0	0,05	1,25	1,87	12,77	7,78	23,71
Co	11,0	0,01	0,26	0,45	2,90	1,6	5,35
Be	1,4	0,00084	0,03	0,05	0,42	0,18	0,68
Cd	0,07	0,0001	0,003	0,002	0,02	0,009	0,03

Як видно з табл. 3, водорозчинна складова незначна. Найбільший вміст досліджуваних хімічних елементів перебуває у важкорозчинній, органічній і сорбованій формах. Вміст валових і рухомих форм не перевищує ГДК [5]. Також був визначений середній вміст мікроелементів в листі і хвої рослинності досліджуваної території (табл. 4).

Спостерігається кореляція ($r=0,72$) між вмістом хімічних елементів в рослинності і ґрунтах. Розподіл мікроелементів в різновидах рослин і зіставлення їх вмісту представлено на рис. 1.

Таблиця 4

Середній вміст металів у рослинності, мг/кг

Елемент	Заповідник Мис Март'ян		Заказник Алчак-Кая	Заповідник Карадаг	
	листя	хвоя	листя	листя	хвоя
Cu	2,7	2,6	50,3	40,1	42,3
Pb	1,3	1,2	20,1	30,3	6,45
Co	--	--	--	2,0	2,0
Ni	0,6	0,5	10,0	19,4	15,37
Zn	3,6	3,2	45,3	43,8	15,02
Mo	0,08	0,06	7,4	5,0	2,43
Cr	0,7	0,6	8,9	7,9	6,76
V	0,2	0,5	18,9	27,6	6,22
Ti	8,2	25,6	690,0	962,5	124,8
Sn	0,1	--	2,1	2,75	2,5
Mn	50,5	20,0	82,0	537,5	35,3
Ba	31,6	--	210,1	226,25	150,0
Be	--	--	--	0,75	--
Nb	--	--	3,3	3,1	--
Zr	--	--	35,0	68,7	28,9
Ag	0,02	0,005	--	0,75	--
Sc	--	--	2,8	4,38	1,45

Накопичення мікроелементів визначається вмістом їх в ґрунтового покриві і фізіологічними особливостями рослинності. В коренях трави, а також в лишайниках, нагромаджується найбільша їх кількість (цинку – до 200 мг/кг). В хвої (сосна, кипарис) розподіл мікроелементів помітно відрізняється між собою. Мідь, свинець, цинк, хром і нікель переважають в хвої кипариса. Голки сосни більше накопичують мідь. В даному випадку зі-

ставлення проводилося по ґрунтам із близьким вмістом цих елементів.

На підставі отриманих результатів нами були розраховані коефіцієнти біологічного переходу (КБП) елементів у рослини. Це біохімічний показник, що показує відношення вмісту хімічних елементів в ґрунті до вмісту цих елементів в рослинності. Він характеризує особливості надходження елементів в рослини (рис. 2).

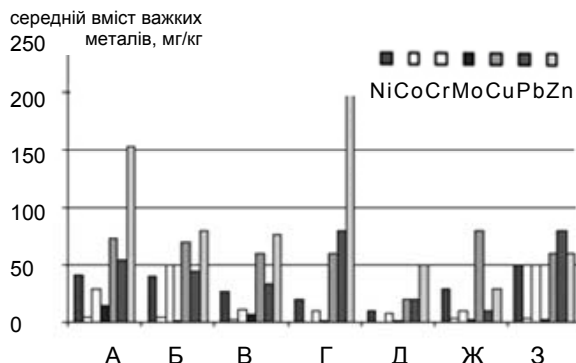


Рис. 1. Середній вміст важких металів у різновидах рослин: А – корені трави, що росте, Б – стебла трави, В – листя трави, Г – лишайники, Д – мох, Ж – голки сосни, З – голки кипарису

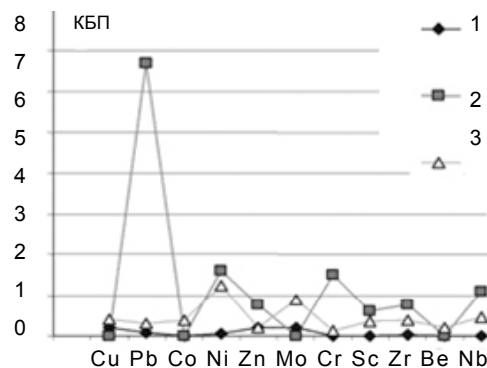


Рис. 2. Середній коефіцієнт біологічного переходу (КБП) у системі листя/грунт: 1 – мис Март'ян, 2 – Алчак-Кая, 3 – Карадаг

На рис. 2 видно, що КБП для заповідника Алчак-Кая по елементам Ni, Cr і Nb перевищує 1, а КБП Pb сягає майже 7, що вимагає подальшого більш ретельного дослідження. На території Карадагу тільки Nb має КБП більше 1. Для заповідника Мис Март'ян біологічні коефіцієнти менше одиниці.

Висновки. Проведені геохімічні дослідження ґрунтів на території таких природоохоронних об'єктах східної частини ПБК, як природний заповідник Алчак-Кая, державні природні заповідники Кара-Даг і Мис Март'ян дозволяють визначити:

- 1) геохімічну роль комплексів порід різного генезису у накопиченні важких металів в ґрунтах і рослинах;
- 2) мінералого-геохімічний склад цих ґрунтів;
- 3) форми знаходження важких металів на прикладі ґрунтів Карадагського державного природного заповідника;
- 4) порівняльний еколого-геохімічний аналіз ґрунтів в різних заповідних зонах східної частини ПБК і вплив антропогенного чинника на накопичення важких металів.

1. Амосова Я.М., Орлов Д.С., Садовникова Л.К. Охрана почв от химического загрязнения. – М., 1989. 2. Ариушкіна Е.В. Руководство по химическому анализу почв. – М., 1970. 3. Атлас почв Украинской ССР / Под ред. Н.К. Крупского, Н.И. Полупанова. – К., 1970. 4. Жовинський Е.Я., Кураєва І.В., Самчук А.І та ін. Важкі метали у ґрунтах заповідних зон України: Препринт. – К., 2005. 5. Загальнодержавна програма формування національної екомережі України на 2000–2015 рр. / Офіц. вісн. Укр. – 2000. – № 43. – С. 6–33. 6. Заповідний Карадаг. Путеводитель. Научно-популярные очерки / Под ред. А.Л. Морозовой. – Симферополь., 2007. 7. Кузнецов В.А., Шимко Г.А. Метод постадийных вытяжек при геохимических исследованиях. – Минск., 1990. 8. Новиков Ю.А., Новикова Л.Н. Оценка экологического состояния природной среды районов химических предприятий и курортных зон по геохимическим данным // IV объединенный международный симпозиум по проблемам прикладной геохимии, посвященный памяти академика Л.В. Таусона. – Иркутск., 1994. 9. Новикова Л.Н., Новиков Ю.А. Комплексные эколого-геохимические исследования как метод прогнозирования экологических изменений геологической среды (на примере Крыма) // Международный симпозиум по прикладной геохимии стран СНГ. – М., 1997.

Надійшла до редколегії 28.05.09

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 552.08

С. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
А. Гожик, канд. геол.-мінералог. наук, доц., І. Філіппакі, асп.

ДОСЛІДЖЕННЯ НЕРОЗЧИННОГО ЗАЛИШКУ КАРБОНАТНИХ ПОРІД ЗАРІЧНОЇ ПЛОЩІ ДДЗ КОМПЛЕКСОМ МЕТОДІВ

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

Розглянуто два метода визначення нерозчинного залишку $C_{нз}$ хімічний та рентген-флуоресцентний методи дослідження карбонатних порід-колекторів. Наведені та порівняні результати, побудовані залежності для колекції керну Зарічної площі ДДЗ.

These two methods determine a insoluble residue chemical and X-ray fluorescent methods research carbonate rocks of collectors. Presented and compared, the results, the dependence was built by two methods research Zarechnaya core area.

Вступ. Перспективи приросту видобутку нафти та газу на території основних нафтогазоносних провінцій України пов'язані із складнобудованими породами-колекторами, в першу чергу з карбонатними породами. Важливим етапом визначення перспектив нафтогазоносності окремих інтервалів розвитку карбонатних порід є дослідження мінерального складу речовини, зокрема нерозчинного залишку. Вміст нерозчинного залишку ($C_{нз}$) в лабораторних умовах визначається за мінеральним складом порід, а в умовах залягання – за даними геофізичних досліджень свердловини (ГДС). Аналіз мінералогічного складу нерозчинного залишку дозволяє класифікувати породи-колектори та є додатковим джерелом інформації для подальших палеорекострукцій. Окрім того визначення частки нерозчинного залишку в загальному об'ємі карбонатної породи дозволяє оцінити можливість

формування значимих обсягів порового простору при епігенетичних перетвореннях, і, як наслідок – поліпшити якість прогнозу перспектив нафтогазоносності карбонатних порід [1–8]. Розробка нових методів і методик дослідження складнобудованих порід-колекторів нафти та газу є одним з основних завдань фундаментальних та прикладних досліджень петрофізичної лабораторії кафедри геофізики та лабораторії мінералого-геохімічних досліджень геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Основним методом визначення нерозчинного залишку до недавнього часу вважався хімічний метод. На геологічному факультеті в комплексі досліджень порід-колекторів нафти і газу крім петрофізичних, мікронінералогічних, петрографічних методів використовується рентген-флуоресцентний метод визначення елементно-

го складу гірських порід. Авторами поставлена задача дослідити можливість використання цього методу для оцінки C_{H_2} карбонатних порід та для встановлення карбонатності для різних типів порід-колекторів.

Зокрема, метою даної роботи є порівняння результатів досліджень C_{H_2} , проведених рентген-флуоресцентним методом та хімічними методами, оцінка можливостей використання визначень C_{H_2} , за даними рентген-флуоресцентного методу в загальному комплексі досліджень порід-колекторів, розробка відповідних методичних рекомендацій.

Об'єкт дослідження. У розпорядженні авторів знаходилось 25 зразків керну пошукової свердловини № 3А Зарічної площі з інтервалу 3010,0–3022,3 м.

Зарічна площа знаходиться в межах Зачепилівського валу Руденківсько-Пролетарського нафтогазоносного району Південно-прибортної зони ДДЗ. За даними петрографічних і рентгено-флуоресцентних досліджень породи відносяться до вапняків піщанистих та вапнякових пісковиків, тонко- і дрібнозернистих, тонко- грубо- смугастих в різній мірі змінених.

Мінливість літологічного складу зумовлює варіації об'ємної густини досліджених зразків, яка змінюється від 2430 до 3095 кг/м³ при середньому значенні – 2681 кг/м³.

Встановлено, що значення відкритої пористості визначені ваговим методом при насиченні зразків керну гасом змінюються від 0,65 % до 6,82 % при середньому значенні 2,52 %, а при насиченні зразків керну моделлю пластової рідини – від 0,63 % до 7,06 % при середньому значенні 2,65 %. Відкрита пористість "по азоту", яка визначена за допомогою насичення азотом під тиском 2,5 кгс/см², має дещо підвищені значення і змінюється від 0,81 % до 8,24 % при середньому значенні 3,58 %. Зростання відкритої пористості при насичення азотом складає від 0,15 % до 2,48 %, що пояснюється прониканням газу в капілярні пори, в які не може проникнути рідина. Значення відкритої пористості розраховані при пластових умовах змінюються від 0,51 % до 6,71 % при середньому значенні 2,22 %.

За даними акустичної інверсії встановлено, що основний вклад в пористість вносить міжзернова пористість, а вклад перехідної, тріщинної і кавернозної пористостей незначний.

За значеннями коефіцієнта пористості досліджені породи відносяться в основному до V класу колекторів (з дуже низькою пористістю) [6].

Комплексний аналіз матеріалів, отриманих в результаті лабораторних літолого-петрографічних, рентгено-

спектральних та петрофізичних досліджень, дозволяє віднести досліджені зразки до порід із слабкими колекторськими параметрами.

Експериментальні дослідження. Традиційно карбонатність та C_{H_2} визначають хімічним методом, який полягає в розчиненні карбонатних солей в соляній (мурашиній або сірчаній) кислоті.

Хімічний метод. Цей метод дозволяє визначити вагу нерозчинного залишку. Відбирається 2 г речовини та розчиняється в 20 мл соляної кислоти при нагріванні. Після розчинення даний розчин фільтрується за допомогою фільтра Шота. Фільтр з залишком висушують при температурі 100–105°C до постійної ваги у сушильній шафі. Після цього фільтр з залишком зважують та визначають вагу нерозчинного залишку. Результати хімічного аналізу [4] досліджуваних зразків наведені в табл. 1.

Таблиця 1
Масова доля нерозчинного залишку в HCl речовин (за даними хімічного аналізу)

№ зразка	Масова доля нерозчинних компонентів, %	Масова доля нерозчинних компонентів*, %
12	58,16	54,28
17	62,49	58,30
21	41,06	39,79
52	70,2	73,27
60	52,8	53,29

* – повторне визначення нерозчинного залишку порід-колекторів

Відносна похибка складає:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n}; D = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}; s^2 = \frac{n}{n-1} * D; \quad (1)$$

$$s = \sqrt{s^2} = 10,92; s^* = \sqrt{s^2} = 12. \quad (2)$$

Рентген-флуоресцентний метод. Рентгеновське випромінювання є одним із видів електромагнітного випромінювання, з довжинами хвиль в діапазоні від 0,01 до 100 нм. При опромінюванні речовини первинним рентгеновським випромінюванням виникає два типи вторинного випромінювання: розсіяне та флуоресцентне.

За енергією вторинного випромінювання виявляються властивості конкретних хімічних елементів. Чутливість методу складає – 10⁻⁴ відносна похибка змінюється від 5 % до 10 %. Перевагою рентген-флуоресцентного методу є його експресність, не велика кількість проби, та той факт, що проба залишається після проведення експерименту. [8].

Таблиця 2

Вміст петрогенних окислів (у % маси) за даними рентген-флуоресцентного методу

Породоутворюючі окисли	Стандартний зразок SI-3		Зразки свердловини №3А Зарічної площі, інтервал 3010 – 3022,3 м				
	Паспорт	Результат вимірювання	12	17	21	52	60
SiO ₂	19,81	19,98	46,2	44,52	26,83	63,32	47,31
TiO ₂	0,29	0,29	1,82	1,82	6,4	0,45	0,43
Al ₂ O ₃	5,55	5,49	10,92	13,7	6,14	6,78	3,71
Fe ₂ O ₃	3,19	2,87	4,11	4,7	12,72	3,14	1,79
MnO	0,29	0,29	0,05	0,05	0,13	0,03	0,04
MgO	12,83	12,99	1,92	1,84	4,27	1,49	1,07
CaO	21	21,56	12,83	11,68	20,48	9,46	23,65
Na ₂ O	1,39	1,4	1,28	1,4	1,54	1,25	1,48
K ₂ O	2,74	2,77	0,43	0,52	0,55	0,29	0,14
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,49	0,5	0,18	0,15	0,15
S		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cl		0,01	0,01	0,01	0	0,01	0
H ₂ O ⁺		0	2,93	1,95	0,48	0,32	0,23
ppp		31,87	16,6	16,91	19,87	12,89	19,58

Співставлення результатів. Побудована залежність між хімічним та рентген-флуоресцентним метода-

ми аналізу. Результати співставлення представлені на рис. 1. Нерозчинним компонентами є сума окислів які не

розчиняються, або розчиняються не в повному обсязі: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 .

Встановлена залежність між нерозчинним залишком, наближення до функціональної $R^2 = 0,9881$, що дозволяє

рекомендувати використаний метод рентген-флуоресцентного аналізу для визначення цього параметру.

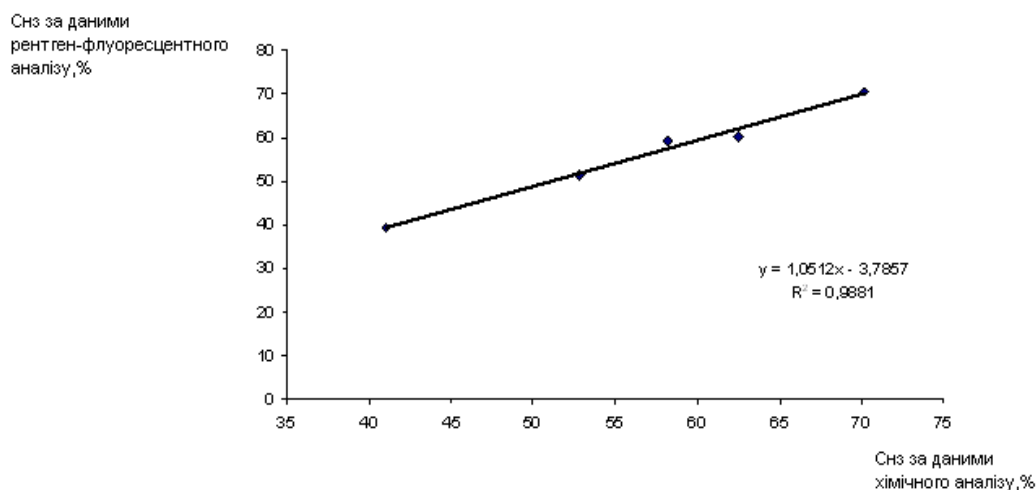


Рис. 1. Залежність між вмістом нерозчинного залишку, визначеного за даними хімічного аналізу та за даними рентген-флуоресцентного методу для досліджених карбонатних порід

Таблиця 3

Порівняння оцінки масової частки нерозчинних компонентів результатів досліджень (у % маси)

№ зразка	Рентген-флуоресцентний аналіз (оцінка)	Хімічний аналіз	Відмінність даних рентген-флуоресцентного аналізу від даних хімічного аналізу
12	58,94	58,16	0,78
17	60,04	62,49	-2,45
21	39,37	41,06	-1,69
52	70,55	70,2	0,35
60	51,45	52,8	-1,35

Висновки. Показана можливість визначення $C_{\text{нз}}$ з достатньою точністю за даними рентген-флуоресцентного методу. Даний підхід можна рекомендувати для дослідження не тільки зразків карбонатних і карбонатомісних гірських порід, але й при дослідженні шламу порід-колекторів, що дозволить отримувати узагальнені характеристики на окремих інтервалах.

1. Вижва С. Петроелектричні дослідження керну складно побудованих порід-колекторів // Вісник Київського ун-ту. Геологія. – 2010. – № 50. – С. 4–7. 2. Вижва С.А., Рева М.В., Гожик А.П., Онищук В.І., Онищук І.І. Петроелектричні дослідження керну свердловини Чорноморського шельфу // Вісник Київського університету. Геологія. – 2008. – № 44 – С. 4–

8. 3. Лукін А. Примычные поиски нефти и газа: причины неудач и пути повышения эффективности // Геолог Украины. – 2004. – № 3. – С. 18–45. 4. Научный сонет по аналитическим методам. Химические методы: Инструкция № 138-Х: Ускоренные химические методы определения породообразующих элементов. – М., 1976. 5. Орлов О.О., Евдошук М.І., Омельченко В.Г. Нафто-газопромислова геологія: Підручник / За ред. О.О. Орлова. – К., 2005. 6. Поляков Е.А. Методика изучения физических свойств коллекторов нефти и газа. – М., 1981. 7. Смагунова А.Н., Лосев Н.Ф. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ. – Иркутск, 1975. 8. Шнюков С.С., Андреев О.В., Савенко С.П. Фізичні методи дослідження хімічного складу мінеральної речовини: Посібник. – К., 2006.

Надійшла до редколегії 20.10.10

ДИСКУСІЇ

УДК 552.11

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

ГРАНІТОЇДИ ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ: ПРОБЛЕМИ ТИПІЗАЦІЇ ТА ГЕНЕЗИСУ

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

Розглядаються генетичні особливості і типізація гранітоїдів областей тектоно-магматичної активізації. Аргументується синхронний розвиток палінгенно-метасоматичних та метаматичних гранітоїдів, формування яких пояснюється взаємодією трансмантіїних флюїдів із твердими коровими субстратами у першому випадку і різноглибинними розплавами базит-ультрабазитового складу – у другому.

Genetic peculiarities and classification of granitoids in tectonomagmatic activation area are considered. Simultaneous evolution of palingene-metasomatic and metamagmatic granitoids is proved. Granitoid formation is explained by the interaction of transmantle fluids with the solid crust substrates in the first case and different depth basit and ultrabasite melts in the second one.

Постановка проблеми та мета повідомлення. Серед найбільш значимих проблем сучасної геології, до якої яких час від часу розгортаються масштабні дискусії, належить так звана проблема гранітів. Перш за все йдеться про походження порід суттєво кварц-польовошпатового складу, якими складена значна

частина континентальної кори, хоча окрім генетичного проблема має також термінологічний і класифікаційний аспекти. Тривале протистояння гіпотез магматичного і метасоматичного походження гранітів, доповнене комп-

© Шевчук В., 2011

ромісною гіпотезою Д.С. Коржинського про гранітоутворення як магматичне заміщення, ще й досі не вважається вичерпаним.

Необхідність поглиблення досліджень проблем гранітоїдного петрогенезису підкреслюється, окрім іншого, незадовільністю існуючих класифікацій, зокрема розподілом гранітоїдів на комплекси регіонального значення або на формації із виключно петрографічним звучанням або далеко не завжди однозначним тектонічним змістом. Генетичні та класифікаційні проблеми особливо гостро відчуються в межах Українського щита, у докембрійській історії якого за загальним визнанням виділяється два етапи надзвичайно потужного гранітоутворення. На відміну від архейського плагіогранітоїдного магматизму, протерозойський етап відзначився виразним калієвим характером гранітоутворення [7]. Такі уявлення збігаються із результатами досліджень в межах інших древніх платформ планети, за якими на рубежі архею і протерозою усе більш впевнено фіксується докорінна зміна геохімічного профілю масового гранітоутворення (із натрового на калієвий), причому калієвий профіль зберігається на усіх наступних етапах геологічної еволюції планети.

Сучасна геологічна думка не заперечує реального співіснування різних шляхів гранітоїдного петрогенезису. Розв'язання ж проблеми масового гранітоутворення зводиться до з'ясування масштабності реалізації тих чи інших механізмів на основі ідентифікації структурно-тектонічних, структурно-текстурних, мінералогічно-петрографічних та геохімічних ознак гранітоїдів того чи іншого генетичного типу. На формування таких ознак має безпосередній вплив чимало факторів. Вагомими серед них визнаються геотектонічна позиція та геодинамічні режими областей масового гранітоутворення. Тривалий час аналіз цього спрямування та формаційні класифікації гранітоїдів базувалися на засадах геосинклінально-платформної гіпотези, з розвитком концепції тектоніки літосферних плит акценти змістилися у бік типізації гранітів за співставленнями із магматитами сучасних геодинамічних обстановок, що суттєво ускладнило класифікаційні проблеми. В обох випадках в Україні достатньо сильні позиції утримували уявлення про формування протерозойських гранітоїдів, принаймні значної їх частини, в умовах тектоно-магматичної активізації (ТМА). Співставлення генетичних особливостей протерозойського гранітоїдного магматизму УЩ та інших областей різновікової ТМА та позначення шляхів вирішення класифікаційних проблем є метою даного повідомлення.

Процеси ТМА у просторі і часі. Термін ТМА важко вважати загальноновизнаним, бо й досі тривають дискусії щодо суті процесів, які він охоплює, та масштабів їх прояву, хоча металогенічні особливості багатьох регіонів різних континентів пов'язують саме з ТМА. Розвиток уявлень про структури ТМА як про третій тип геоструктур континентів розпочався ще у 20-і роки минулого століття починаючи з робіт В.А. Обручєва і Е. Аргана. Г.Ф. Мірчінк у 40-і роки поряд з платформами і геосинкліналями виділяв брилові структури. Пізніше Є.В. Павловський ввів поняття аркогенезу, котрий видозмінює структуру платформ і супроводжується гранітними інтрузіями та строкатим вулканізмом. Але й після цього такі області називались або відродженими геосинкліналями (А.Д. Архангельський), або активізованими платформами (В.В. Белоусов). У роботах М.І. Ніколаєва і М.П. Хераскова була запропонована назва "орогенічні зони і області" з розподілом на епіплатформні і епігеосинклінальні. Ці терміни були сприйняті О.Л. Яншиним і В.Ю. Хаїним, з роботами яких пов'язане розповсюджене поняття "епіплатформний орогенез". У 60–70-х роках

зростаючий інтерес до металогенії таких областей позначився появою цілої низки нових понять. Нагадаємо дива-структури Чень-Гоа, епігоналі Ю.В. Комарова і П.М. Хренова, кіматогенез Л. Кінга, дейтерогенез К.В. Боголепова. Іноді у назвах підкреслювалась географія цих зон: структури східно-азіатського типу, тихоокеанського типу тощо. Однак, найбільш розповсюдженим, таким, що у різних словосполученнях сприймається більшістю дослідників, став термін "тектоно-магматична активізація". Розглядаючи питання типізації структур ТМА, М.С. Нагібіна, В.Ю. Хаїн і О.Л. Яншин дійшли висновку про те, що за морфологічними і формаційними ознаками вони розподіляються на: брилово-складчасті структури із гранітоїдним магматизмом, брилово-склепінні – з проявами базальтоїдного магматизму і брилово-склепінні структури, що не супроводжуються магматичною діяльністю [3]. Особливу вагу з металогенічних позицій мають структури гранітоїдної активізації (ревівації, за М.С. Нагібіною), котрі відзначаються потужним розвитком різнотипних гранітоїдів і дещо потоншеною корою. Їх зв'язок з двома іншими типами може бути лише опосередкованим.

Процеси ТМА мали широке розповсюдження в історії планети. Зокрема, протерозойські активізаційні структури відомі у Східних Саянах, на південному заході Сибірської платформи, на Таймирі, в межах Українського щита та Африканської платформи. В палеозої широкий пояс структур цього типу прослідковується від Західної Європи до Монголії. Найбільш потужного розвитку процеси ТМА набули у мезозої, в межах майже замкнутого кільця довкола Тихого океану. Тут вони виявились накладеними на гетерогенну основу: древні Сибірську, Китайську, Північно- та Південно-Американську платформи, а також байкальські, каледонські, герцинські та кімерійські складчасті зони із раніше сформованою континентальною корою. Саме на цих прикладах з'ясовувались головні особливості неколізійного орогенезу та спряжених з ним процесів структуроутворення та магматизму, тобто сукупності процесів, котрі об'єднуються поняттям тектоно-магматична активізація орогенного типу.

Особливості гранітоїдів Східно-Азійського мезозойського орогенного поясу. Тектонічна позиція та особливості мезозойських гранітоїдів Тихоокеанського орогенного поясу обговорювались у роботах Є.К. Устієва, М.С. Нагібіної Т.В. Молчанової, І.М. Томсона, М.О. Фаворської, В.Ю. Хаїна, Ю.М. Шейнмана, М.І. Іцксона, Л.І. Красного та ін. В узагальненні М.С. Нагібіної зі співавторами підтверджується потужна активізація у мезозої тектонічних рухів на сході Азійського материка, що супроводжується інтенсивним гранітоїдним магматизмом, який послідовно омолоджується у східному напрямку. Автори приходять до висновку про глобальні причини ТМА, яка не обмежувалась активними континентальними окраїнами, а охоплювала значні території у глибині континенту. Азійській ситуації, за К.Кемпбелом, відповідає омолодження гранітоїдного магматизму Центральних Анд із заходу на схід, тобто від древньої платформи у бік океану. Однак, дані по Північно-Американських Кордильєрах (Ф.Б. Кінг, К. Сейферт, В.Ю. Хаїн та ін.) свідчать про прямо протилежну полярність – омолодження орогенезу і гранітоїдного магматизму від океану у глибину континенту, з виходом далеко за межі складчастих систем на древню платформу. Ця обставина загострює питання причинного взаємозв'язку орогенезу і гранітоутворення з попереднім власне геосинклінальним розвитком та з геодинамікою активних тихоокеанських окраїн.

Усебічний аналіз гранітоїдного магматизму як в межах Східно-Азійського, так і Кордильєрського орогенних поясів

показує чіткий розподіл гранітоїдів за двома генетичними типами. Найбільш повно вони охарактеризовані в межах Східного Забайкалля, де аргументовано загальний синхронний розвиток утворень обох генетичних типів [4].

Гранітоїди одного з них пов'язані із строкатими за складом комагматичними ефузивами у вулканно-плутонічній асоціації. Другий тип об'єднує плутонометаморфічні утворення батолітоподібних масивів та лінійних палінгенно-метасоматичних зон Інгузівні комплекси вулканно-плутонічної асоціації об'єднують масиви крупно-, гігантопорфіровидних та рапаківидних біотит-роговообманкових гранітів і гранодіоритів, штоки дрібно- та середньопорфіровидних і нерівномірнзернистих роговообманкових і біотит-роговообманкових кварцевих діоритів, габро-піроксенітів, габро-монзонітів, монзонітів і граносієнітів, дрібні штоки і дайки граніт-порфірів, сієніт-порфірів, діоритових порфіритів та лампрофірів. Для усіх утворень цього типу стійкими є наступні характеристики. 1) Суміщення ознак глибинної і приповерхневої кристалізації, що проявляється у приналежності до асоціації широкої гами порід від ультрабазитів і базитів з ознаками глибинного походження до жильних порфірових утворень з ознаками приповерхневої кристалізації. 2) Широка розповсюдженість ознак метасоматичного петрогенезису у типових магматитах. Поряд з яким інтродуванням і неузгодженістю із структурою рами, тісним зв'язком із ефузивними комагматами і постмагматичними процесами, у породах поширені ознаки метасоматичного росту вкраплеників КПШ, зокрема у шлірах, рідше у ксенолітах і екзоконтактових зонах. Нерідко у породах із рівномірним розподілом вкраплеників зустрічаються сингенетичні "зони" і "стовпи" різко збагачені кварцем і вкрапленнями КПШ аж до появи порід кварц-калішпатового складу. 3) Суміщення практично в усіх породних різновидах ознак (у тому числі геохімічних) утворень кислого і основного складу, які зазвичай сприймаються як вияв "гібридності" розплаву. 4) Реакційні співвідношення різновікових мінеральних асоціацій (парагенезисів) у одних і тих же породах, котрі демонструють неодноразову зміну фізико-хімічних умов кристалізації розплаву. Такі особливості дозволяють визнати нерівноважність складу порід та особливе значення кварц-калішпатової асоціації, яка, розвиваючись на будь-якому етапі кристалізації розплаву, порушує режим кристалізаційної диференціації.

До плутоно-метаморфічної асоціації віднесено широке розмаїття порід з різким переважанням гранітоїдів, що складають автохтонні батолітоподібні тіла площею до 2000 км² із структурою граніто-гнейсових куполів та лінійних палінгенно-метасоматичних зон. Зональні батоліти відзначаються лінзовидною у розрізі формою, поступовими переходами від незміненого різновікового субстрату через очкові, порфіробластичні і смугасті мігматити до граніто-гнейсів і гранітів із відповідними мінеральними асоціаціями, чіткою зональністю метаморфічних і палінгенно-метасоматичних перетворень у відповідності з латеральними температурними градієнтами, взаємообумовленість петрогенних процесів, динамометаморфізму та купольного структуроутворення, найбільш пізні утворення параавтохтонних палінгенних гранітів.

Головні генетичні типи гранітоїдів областей ТМА. Співставлення особливостей протерозойського магматизму УЩ, мезозойського магматизму Східноазійського орогенного поясу та інших областей прояву різновікової ТМА демонструє принципову їх близькість, проявлену, перш за все, у паралельному розвитку зазначених генетичних типів гранітоїдів. Відмінності ж між ними, зокрема, виключна приналежність до протерозойського етапу власне гранітів-рапаківі, широкий

розвиток у габро-рапаківігранітній формації анортозитів, лабрадоритів, "плямистих" габро із вкрапленнями КПШ, розбіжності щодо масштабів та структурних особливостей граніто-гнейсових тіл, відображають, очевидно, специфіку найбільш давньої ТМА калієвого профілю, і в першу чергу значно більш інтенсивний тепловий режим, але не суперечать загальним генетичним закономірностям, дослідження яких на прикладах різновікових проявів ТМА має тривалу історію.

Якщо серед гіпотез щодо походження гранітоїдів плутоно-метаморфічних асоціацій завжди переважали такі, що пов'язували їхнє утворення із дією глибинних флюїдів, що викликали метаморфізм, калій-кремнієвий метасоматоз, часткове або повне плавлення полігенного твердого субстрату, то походження гранітоїдів вулканно-плутонічних серій ще й досі вважається проблематичним. Зокрема, причини утворення вкраплеників КПШ, нерівноважності або "гібридизму" порід численні дослідники схильні бачити у змішуванні магм різного складу або асиміляції ними вміщуючи порід. Уявлення такого спрямування можна згрупувати наступним чином. 1. Самі породи і вкрапленнями КПШ мають чисто магматичне походження і є продуктами своєрідної кристалізаційної диференціації. 2. Особливості петрогенезису пов'язані із приконтактовою асиміляцією гранітною магмою порід рами. 3. Гібридний склад гранітоїдів за рахунок асиміляції основною магмою порід кислого складу. 4. Формування частини вкраплеників шляхом кристалізації із магматичного розплаву, частини – в результаті порфіробластичної гранітизації порід субстрату, який слугував основою для палінгенної гранітної магми. 5. Утворення вкраплеників КПШ порфіробластичним шляхом в ксенолітах основних порід при взаємодії останніх з магмою кислого складу. 6. Вкрапленнями КПШ, кварцу і кислого плагіоклазу є порфіробластичними, більш пізніми щодо базису.

Оскільки жодна з наведених гіпотез не пояснювала ряду важливих особливостей гранітоїдів областей ТМА, зокрема, неодноразову зміну складу послідовно виникаючих реакційних мінеральних асоціацій, певну ритмічність у зміні фізико-хімічних умов кристалізації розплавів, нами аргументується гіпотеза про утворення усієї різноманітності порід вулканно-плутонічних асоціацій, у тому числі порфіровидних гранітів, при взаємодії вихідних базит-ультрабазитових розплавів з підкоровими трансмагматичними флюїдами [4, 5, 6]. Таке припущення відповідає гіпотезі дебазифікації магм Д.С. Коржинського [1, 2] і дозволяє відносити порфіровидні граніти і граніти-рапаківі до метаматмагматичних утворень.

Таким чином, походження гранітоїдів обох генетичних типів пов'язується із функціонуванням одних і тих же потоків глибинних тепломасоносів (флюїдів), вплив котрих на різновікові метаморфічні і теригенно-вулканогенні корові утворення приводило до формування суттєво автохтонних палінгенно-метасоматичних гранітоїдів, а взаємодія із базитовими і навіть ультрабазитовими розплавами різних глибин – до формування метаматмагматичних утворень з інтрузивними формами залягання. Головним фактором та енергетичним джерелом масштабного магматизму, у тому числі різнотипного гранітоутворення уявляються саме наскрізномантіїні флюїди калій-кремнієвої спеціалізації, потоки яких на літосферному рівні регулюються відповідними геодинамічними режимами, котрі безпосередньо впливають на проникливість літосферних структур.

Термофлюїдні потоки, вірогідно, зароджувались на межі ядро-мантія в процесі диференціації рідкого ядра. Форма скупчень легких компонентів повинна відображати характер конвекції і могла бути поясовою, з орієнтацією

поясів у відповідності із ротаційним режимом планети. Звісно, тривалість формування таких скупчень до досягнення критичних мас, шляхи та механізми їх послідовного підняття на коровий рівень, де стає можливим гранітоїдний петрогенезис, достеменно невідомі, можна лише припускати, що вона співставима із тривалістю відповідних етапів розвитку тектоно-магматичної активізації. У багатьох позиціях невідомим залишається також характер взаємозв'язків між суто літосферним тектогенезом, зокрема, кінематикою літосферних плит, і активізаційними процесами. Логічно припустити, що взаємообумовлені термофлюїдний за своєю природою орогенез і масовий гранітоїдний магматизм є різними виразами розвитку на літосферному рівні трансмантійних апвелінгів, які накладаючись на плитну мозаїку того чи іншого етапу розвитку планети, певною мірою перебудовує її.

Перспективи розв'язання класифікаційних проблем. Повертаючись до класифікаційних проблем гранітоїдів областей ТМА, слід зазначити, що дуже різноманітні і часто подібні між собою за структурно-текстурними і мінералого-петрографічними ознаками утворення і палінгенно-метасоматичної, і метамагматичної асоціацій об'єднують у собі хімічні компоненти як різноглибинних субстратів (твердих утворень або розплавів), так і надглибинних наскрізномантійних флюїдів. До того ж, повсюдно зустрічаються випадки взаємного, часом неодноразового накладання палінгенно-метасо-

матичних і метамагматичних перетворень. Звичні, зокрема, явища флюїдної проробки корових палінгенних розплавів, з утворенням палінгенно-метамагматичних лейкогранітів із спорадично розвиненими вкрапленнями калієвого польового шпату і тісними зв'язками із мігматитовими полями. Не менш поширені приклади накладених зон палінгенно-метасоматичної переробки метамагматичних, у тому числі порфіровидних гранітів. Відтак, коректне розчленування гранітоїдів можливе лише на основі адекватних генетичних уявлень та встановлення чітких діагностичних ознак порід різного, у тому числі комбінованого (полігенного) походження.

1. Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли: Труды IV Всесоюз. Петрограф. Совещ. Часть I. – М., 1972. – С. 144–153. 2. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1973. – № 12. – С. 3–6. 3. Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. – М., 1975. – С. 41–55. 4. Шевчук В.В., Смирнов В.И. Особенности генезиса мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья и их отражение в химизме пород // ДАН СССР. – 1989. – Т. 256, № 3. – С. 669–673. 5. Шевчук В.В. О происхождении порфиroidных и рапаквивидных гранитов // Мин. сб. – 1990. – Вып. 2, № 44. – С. 104–111. 6. Шевчук В.В. Мезозойская тектоника и магматизм Восточного Забайкалья – фрагмента Восточно-Азиатского орогенного пояса // Тектоника Азии. – М., 1997. – С. 249–252. 7. Щербаков И. Петрология Украинского щита. – Львів, 2005.

Надійшла до редколегії 11.10.10

Наукове видання



ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОЛОГІЯ
Випуск 54

Статті подано в авторській редакції.

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 12.07.11. Формат 60х84^{1/8}. Вид. № ГлЗ. Гарнітура Arial. Папір офсетний.
Друк офсетний. Наклад 300. Ум. друк. арк. 10. Обл.-вид. арк. 9,63. Зам. № 211–5747.

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_div.chief@univ.net.ua
WWW: <http://vpc.univ.kiev.ua>